



MAGYARORSZÁG TÁJEGYSÉGI TÉRKÉPSOROZATA
REGIONAL MAP SERIES OF HUNGARY

A VELENCEI-HEGYSÉG ÉS A BALATONFŐ FÖLDTANA

GEOLOGY
OF THE VELENCE HILLS
AND THE BALATONFŐ

A Velencei-hegység és a Balatonfő földtana

Magyarázó

a Velencei-hegység földtani térképéhez (1:25 000)
és a

Balatonfő–Velencei-hegység mélyföldtani térképéhez (1:100 000)

Geology of the Velence Hills and the Balatonfő

Explanatory Book

of the Geological Map of the Velence Hills (1:25 000)

and the Geological Map of

Pre-Sarmatian Surface of the Balatonfő–Velence Area (1:100 000)

Szerkesztette — Edited by:

GYALOG László és HORVÁTH István

Írta — Written by:

**HORVÁTH István, DARIDÁNÉ TICHY Mária (†), DUDKO Antonyina,
GYALOG László, ÓDOR László**

Közreműködött — With contribution of:

BUDAI Tamás, CSÁSZÁR Géza, CSERNY Tibor, CSILLAG Gábor,
KAISER Miklós, KÓKAY József, LELKESNÉ FELVÁRI Gyöngyi, LESS György,
Ó. KOVÁCS Lajos, SELMECZI Ildikó, T. DOBOSI Viola

Budapest, 2004

© Copyright Magyar Állami Földtani Intézet
(Geological Institute of Hungary) 2004
Minden jog fenntartva! — All rights reserved!

Lektor — Reviewer:
BALLA Zoltán

Angol szöveg — English text:
BALI Enikő

Nyelvi lektor — Linguistic reviewer:
Philip RAWLINSON

Szakmai nyelvi lektor — Terminology revised by:
ÓDOR László

Műszaki szerkesztő — Technical editor:
SIMONYI Dezső, PIROS Olga

Számítógépes nyomdai előkészítés — DTP:
SIMONYI Dezső, PIROS Olga

Ábrák, térképek — Figures, maps:
PENTELÉNYI Antal, SIMONYI Dezső, ALBERT Gáspár,
HEGYINÉ RUSZNYÁK Éva

Fényképek — Photos:
DARIDÁNE TICHY Mária, DUDKO Antonyina, GYALOG László,
HORVÁTH István, LESS György

Címlapfotó — Cover photo:
A pákozdi Kocka (GYALOG László)

Kiadja a Magyar Állami Földtani Intézet — Published by the Geological Institute of Hungary
H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

Felelős kiadó — Responsible editor:
BREZSNYÁNSZKY Károly
igazgató — director

ISBN 963 671 237 9

Tartalom — Contents

Bevezetés (Gyalog László, Ódor László, Horváth István)	15
Általános ismertetés	15
A Velencei-hegység	16
A Balatonfő	16
Ásványi nyersanyagok	17
Az előkutatási program	17
A térképek és magyarázójuk	18
Kutatástörténet	19
A földtani megismerés története (Ódor László, Horváth István, Gyalog László)	19
A Velencei-hegység földtani irodalmának áttekintése	19
A Velencei-tó irodalmának áttekintése	22
A balatonfői rögök földtani irodalmának áttekintése	22
A Balatonfő–Velencei-hegység régió szerkezetére és mélyföldtanára vonatkozó irodalmi adatok áttekintése (Dudko Antonyina)	23
A geofizikai kutatások története (Dudko Antonyina)	24
A Velencei-hegység földtani képződményei	26
Paleozoikum (Horváth István, Gyalog László)	26
Ópaleozoikum — Balatoni Formációcsoport	26
Lovasi Agyagpala Formáció	27
Székesfehérvári Mészke Tagozat	28
Alsóörsi Porfiroid Formáció	28
Bencehegyi Mikrogabbro Formáció, mikrogabbro	29
Karbon	29
Velencei Gránit Formáció	29
Korai fázis	30
Fő fázis	31
Telérfázis	33
Késői fázis	36
Gárdonyi Kvarcdiorit Formáció	37
Perm	37
Balatonfelvidéki Homokkő Formáció	37
Tabajdi Anhidrit Formáció	38
Dinnyési Dolomit Formáció	38
Mezozoikum	40
Alsó-triász (Budai Tamás, Horváth István)	40
Alcsútdobozai Mészke Formáció	40
Arácsi Márga Formáció	41
Hidegkúti Formáció, Zánkai Homokkő Tagozat	41
Alsó-triász mészkő	41
Alsó-középső-triász (Budai Tamás)	41
Felső-kréta (Horváth István, Gyalog László)	41
Budakeszi Pikrit Formáció	41
Spessztit	41
Moncsikit	42

Beforszit	42
Kréta (karbon?–kréta?–eocén?) (Horváth István)	42
Kvarctelérek	42
Porcelánszerű kvarcit (kvarcolit)	44
Kainozoikum	45
Középső–felső-eocén — Nadapi Andezit Formáció (Daridáné Tichy Mária, Horváth István)	45
Kápolnásnyéki Andezit Tagozat	47
Sorompóvölgyi Andezit Tagozat	48
Szubvulkáni piroxén- és amfibolandezit	48
Intruzív breccsa	52
Cseplekhegyi Diorit Tagozat	54
Pázmándi Metaszomatit Tagozat	56
Az intermedier metasomatózis kalciumos szériája — (gyenge automagmás) propilitesedés	58
Az intermedier metasomatózis káliumos szériája	58
Az alkáli metasomatózis káliumos szériája	58
A savanyú metasomatózis szilikátos szériája	59
A savanyú metasomatózis szulfátos szériája	59
Az elváltozások összegzése	59
Az andezitmagmatizmus hatására létrejött kőzetelváltozások	59
Pannóniai (Gyalog László, Ódor László)	60
Pannóniai felosztatlan — áthalmazott lejtőtörmelék	60
Alsó-pannóniai alemelet — Peremartoni Formációcsoport: Ősi Tarkaagyag Formáció, Csákvári	
Agyagmárga Formáció és Csóri Aleurit Formáció	61
Felső-pannóniai alemelet — Dunántúli Formációcsoport	62
Kállai Kavics Formáció	62
Somlói Formáció	62
Tihanyi Formáció	63
Nagyalföldi Formáció, Vértesacsai Tagozat	64
Negyedidőszak (Gyalog László)	64
Pleisztocén általában — folyóvízi üledékek	64
Felső-pleisztocén	64
Löss	64
Homokos lösz	65
Lössös homok	65
Felső-pleisztocén–holocén	65
Lejtőüledékek	65
Deluviális üledékek	66
Lejtő- és proluviális üledékek együttesen	66
Eluviális-deluviális üledékek	66
Időszakos vízfolyások proluviális-deluviális képződményei	66
Proluviális üledékek	66
Eolikus-deluviális üledékek	67
Holocén	67
Óholocén	67
Újholocén	67
Antropogén képződmények	68
A Balatonfő–Velencei-hegység preszarmata képződményei	69
Paleozoikum (Horváth István, Gyalog László)	69
Ordovícium–szilur — Balatonfőkajári Kvarcfillit Formáció	70
Ordovícium–devon — Lovasi Agyagpala Formáció	71
Szilur–devon — Bencehegyi Mikrogabbro Formáció	72
Devon	72
Úrhidai Mészke Formáció	72
Polgárdi Mészke Formáció	73
Karbon	74
Szabadbattyáni Formáció	74
Fülei Konglomerátum Formáció	76
Velencei Gránit Formáció	77
Gárdonyi Kvarcdiorit Formáció	77

Felsősomlyói Kvarcporfir Formáció	77
Perm	78
Balatonfelvidéki Homokkő Formáció	78
Tabajdi Anhidrit Formáció	78
Dinnyési Dolomit Formáció	78
Paleozoikum–mezozoikum	78
Meozoikum	78
Triász (Budai Tamás)	78
Alsó-triász	78
Felosztatlan alsó-triász	79
Alcsútdobozai Mészke Formáció	79
Középső-triász	79
Felosztatlan középső-triász	79
Buchensteini Formáció	79
Középső–felső-triász	79
Budaörsi Dolomit Formáció	79
Tilospusztai Andezit Formáció (Horváth István, Gyalog László)	79
Kréta (Horváth István)	80
Felső-kréta — Budakeszi Pikrit Formáció	80
Kainozoikum	80
Eocén (Less György, Gyalog László)	80
Középső-eocén — Szőci Mészke Formáció	82
Középső–felső-eocén — Nadapi Andezit Formáció	83
Kápolnásnyéki Andezit Tagozat	84
Sorompóvölgyi Andezit Tagozat	84
Felső-eocén — Szépvölgyi Mészke Formáció	84
Preszarmata miocén (Selmeczi Ildikó, Kókay József)	86
Somlóvásárhelyi Formáció és Perbáli Formáció összevontan	86
Garábi Slír Formáció	87
Fóti Formáció	87
Tari Dácittufa Formáció	87
Bádeni Formáció	87
Hidasi Barnakőszénteleges Formáció	88
Várpalotai Szénteleges Tagozat	88
Loncsosi Alginít Tagozat	88
Szilágyi Agyagmárga Formáció és Rákosi Mészke Formáció összevontan	89
Rákosi Mészke Formáció	89
Miocén kavics általában	89
A balatonfői rögök részletes térképeinek pannóniai és negyedidőszaki képződményei (Gyalog László)	90
Felső-pannóniai képződmények	90
Kállai Kavics Formáció	90
Tihanyi Formáció	90
Szárazföldi agyag hasadékkitöltés (Nagyalföldi Formáció, Vértesacsai Tagozat?)	90
Negyedidőszaki képződmények	90
Szerkezet (Dudko Antonyina)	92
A terület regionális szerkezete	92
Szerkezetalakulás	94
Szerkezeti felosztás	94
Szerkezeti elemek és egységek	95
Ópaleozoos képződmények szerkezete	96
Balatonfőkajári Kvarcfillit	96
Polgárdi Mészke	96
Lovasi Agyagpala	97
Újpalozoos képződmények szerkezete	97
Fülei Konglomerátum	97
Velencei Gránit	98
Mezozoos képződmények szerkezete	99
Eocén vulkáni szerkezet	99
A Kelet-velencei paleovulkán	100

Kápolnásnyéki paleovulkán-maradványok	106
Dinnyés–seregélyesi paleovulkán-maradványok	106
Eocén–kora-miocén szerkezet	106
A Velencei Gránit DNy-i folytatása	106
Balaton-vonal	107
Üledékes középső–felső-eocén képződményeket lehatároló vonalak	107
Preszarmata miocén képződmények szerkezete	108
Polgárdi-medence	108
Börgöndi-medence	109
Berhidai-medence	109
Az Adonyi-medence Ny-i peremvidéke	110
A terület szerkezetének összefoglalása	110
Fejlődéstörténet (Gyalog László, Horváth István)	111
Ópaleozoikum	111
Üledékképződés	111
Magmatizmus	111
Metamorfózis	112
Újpaleozoikum	112
Üledékképződés	112
Magmatizmus	113
Mezozoikum	113
Üledékképződés	114
Magmatizmus	114
Preszarmata kainozoikum	114
Üledékképződés	114
Magmatizmus	115
Szarmata–negyedidőszak	116
Üledékképződés	116
Geokémiai vizsgálatok a Velencei-hegységben (Ódor László)	117
Metallometriai felvételek	117
Az előkutatási programot megelőző vizsgálatok	117
Az előkutatási program eredményei	117
Tematikus vizsgálatok	118
A granitoidok vizsgálata	118
Az alkáli ultrabázisos képződmények vizsgálata	119
Az andezitek, metasomatitok és az intruzív breccsák sajátosságai	120
Metallogéniai jellegek	121
Ércindikációk a kutatófúrásokban	121
Érctelepek és indikációk jellegei a granitoidokban és kontakt zónájukban	122
Hasznosítható nyersanyagok (Ó. Kovács Lajos, Horváth István, Gyalog László)	124
Színesérc	124
Arany, ezüst	125
Fluorit	125
Barit	126
Kerámiai nyersanyag (mikrogránit, apalit)	126
Építő- és díszítőkö- ipari nyersanyagok	127
Homok, kavics	127
Gránitmurva	127
Gránit, gránitporfír, andezit	127
Mészkö	128
Egyéb nem érces ásványi nyersanyagok (Daridáné Tichy Mária)	128
Kvarcit	128
Kaolin	129
Alunit	129
Pirofillit	129
Topáz	130
Hasadóanyag	130
Fás barnakőszén	131
Víz	131

A Velencei-hegység geomorfológiája (Kaiser Miklós, Csillag Gábor)	133
A felszíni formák kialakulása	133
A Velencei-hegység felszíni formái	134
A dombsági területek felszíni formái	136
A Velencei-tó limnogeológiája (Cserny Tibor)	138
Domborzat és vízrajz	138
A Velencei-tó negyedkori üledékei	139
A Velencei-tó kialakulása és fejlődéstörténete	141
Földtani és egyéb érdekességek a Velencei-hegység és a Balatonfő területén (Gyalog László, Horváth István, Ódor László)	143
Védett földtani feltárások a Velencei-hegységben	143
1. Székesfehérvár, „Aplítbánya” — mikrogránit-intrúzió	143
2. Pákozd, nagy gránitfejtő — moncsikittelér	143
3. Pákozd (a mészezi Honvéd- emlékműnél) — mikrogránittelér	144
4. Sukoró, rigó-hegyi kőfejtő — gránitporfirtelének kereszteződése	144
5. Sukoró — andezittelér gránitban	144
6. Sukoró, Ördög-hegy — kvarctelér gránitban	144
7. Sukoró, Meleg-hegy — Likas-kő	145
8. Lovasberény, Antónia-hegy — csomópala (kontaktmetamorf pala)	145
9. Velence, Bence-hegy — andezittelér palában	145
10. Velence, Bence-hegy — pegmatitlencse gránitban, mikrogabbro („diabáz”) metamorf palában	145
11. Pázmánd, Zsidó-hegy — másodlagos kvarcit, pirofillit, pannóniai abráziós sziklafelszínek	146
Egyéb (geomorfológiai, geodéziai, régészeti) érdekességek a Velencei-hegységben	146
12. Pákozd, Pogány-kő	146
13. Pákozd, Oroszlán-szikla és a „Kocka”	146
14. Pákozd, Pandúr-kő	146
15. Sukoró — a Sor-hegy vonulata	146
16. Sukoró — gyapjúsák	147
17. Nadap — szintezési ősjegy	147
18. Nadap, homokbánya — ősembertanya (őskori telep) (T. Dobosi Viola)	147
19. Pákozd — geológiai tanösvény	148
A Balatonfő területének néhány földtani érdekessége	148
20. Balatonfőkajár, Somlyó-hegy — Balatonfőkajári kvarcfillit	148
21. Füle, Kő-hegy — Fülei Konglomerátum	148
22. Szabadbattyán, Szár-hegy, nagy kőfejtő — Polgárdi Mész-kő, kontaktmetamorf és kontakt metasomatikus hatások, paleokarszt jelenségek	148
A Velencei-hegység–Balatonfő kutatási területtel foglalkozó irodalom jegyzéke	268
Fényképtáblák	287
Fekete-fehér táblák	288
Színes táblák	293

* * *

Introduction (László Gyalog, László Ódor, István Horváth)	153
General review	153
The Velence Hills	154
The Balatonfő	154
Raw materials	154
The exploration programme	155
The maps and their explanatory book	156
The research and exploration history	157
History of the geological recognition (László Ódor, István Horváth, László Gyalog)	157
Summary of the geological literature referring to the Velence Hills	157
Summary of the literature about Lake Velence	160
Summary of the literature of the Balatonfő Hills	160
Review of the literature on the structure and sub-surface geology of the Balatonfő–Velence Area (Antonyina Dudko)	161
History of the geophysical survey (Antonyina Dudko)	161

Geological formations of the Velence Hills	163
Palaeozoic (István Horváth, László Gyalog)	163
Lower Palaeozoic — Balaton Group	163
Lovas Slate Formation	163
Székesfehérvár Limestone Member	164
Alsóörs Porphyroid Formation	165
Bencehegy Microgabbro Formation, microgabbro	165
Carboniferous	166
Velence Granite Formation	166
Early phase	166
Main phase	167
Dyke phase	170
Late phase	172
Gárdony Quartz Diorite Formation	172
Permian	172
Balatonfelvidék Sandstone Formation	173
Tabajd Anhydrite Formation	173
Dinnyés Dolomite Formation	173
Mesozoic	174
Lower Triassic (Tamás Budai, István Horváth)	174
Alcsútdoboz Limestone Formation	174
Arács Marl Formation	174
Hidegkút Formation, Zánka Sandstone Member	174
Lower Triassic Limestone	175
Lower–Middle Triassic (Tamás Budai)	175
Upper Cretaceous (István Horváth, László Gyalog)	175
Budakeszi Picrite Formation	175
Spessartite	175
Monchiquite	176
Beforsite	176
Cretaceous (Carboniferous?–Cretaceous?–Eocene?) (István Horváth)	176
Quartz dykes	176
Porcelanic quartzite (quarzolite)	177
Cenozoic	177
Middle–Upper Eocene — Nadap Andesite Formation (Mária Darida-Tichy, István Horváth)	177
Kápolnásnyék Andesite Member	179
Sorompóvölgy Andesite Member	179
Subvolcanic pyroxene and amphibole andesite	179
Intrusive breccia	183
Cseplekhegy Diorite Member	185
Pázmánd Metasomatite Member	186
Ca-series of intermediate metasomatism — (weak automagmatic) propylitization	186
K-series of intermediate metasomatism	187
K-series of alkaline metasomatism	188
Silicic series of acidic metasomatism	188
Sulphate series of acidic metasomatism	189
Summary of alterations	189
Rock alterations due to the andesite magmatism	189
Pannonian (László Gyalog, László Ódor)	189
Undivided Pannonian — Redeposited talus	190
Lower Pannonian substage — Peremarton Group: Ősi Variegated Clay Formation, Csákvár Clay Marl Formation and Csór Silt Formation	191
Upper Pannonian substage — Transdanubian Group	191
Källa Gravel Formation	192
Somló Formation	192
Tihany Formation	192
Nagyalföld Formation, Vértesacsa Member	194
Quaternary (László Gyalog)	194
Pleistocene, in general — fluvial sediments	194

Upper Pleistocene	194
Loess	194
Sandy loess	195
Sand with loess	195
Upper Pleistocene – Holocene	195
Slope sediments	195
Deluvial formations	195
Slope and proluvial sediments	196
Eluvial–deluvial sediments	196
Proluvial–deluvial sediments of periodic streamlets	196
Proluvial sediments	196
Eolic–deluvial sediments	196
Holocene	197
Lower Holocene	197
Upper Holocene	197
Anthropogenic formations	198
Pre-Sarmatian formations of the Balatonfő–Velence Hills	199
Palaeozoic (István Horváth, László Gyalog)	199
Ordovician–Silurian — Balatonfőkajár Quartz Phyllite Formation	200
Ordovician–Devonian — Lovas Slate Formation	200
Silurian–Devonian — Bence Hill Microgabbro Formation	201
Devonian	201
Úrhida Limestone Formation	201
Polgárdi Limestone Formation	201
Carboniferous	203
Szabadbattyán Formation	203
Füle Conglomerate Formation	204
Velence Granite Formation	205
Gárdony Quartz Diorite Formation	205
Felsősomlyó Quartz Porphyry Formation	205
Permian	206
Balatonfelvidék Sandstone Formation	206
Tabajd Anhydrite Formation	206
Dinnyés Dolomite Formation	206
Palaeozoic–Mesozoic — Permian–Triassic	206
Mesozoic	207
Triassic (Tamás Budai)	207
Lower Triassic	207
Undivided Lower Triassic	207
Alcsútdoboz Formation	207
Middle Triassic	207
Undivided Middle Triassic	207
Buchenstein Formation	207
Middle–Upper Triassic	207
Budaörs Dolomite Formation	207
Tilospusztá Andesite Formation (István Horváth, László Gyalog)	207
Cretaceous (István Horváth)	208
Upper Cretaceous — Budakeszi Picrite Formation	208
Cenozoic	208
Eocene (György Less, László Gyalog)	209
Middle Eocene — Szőc Limestone Formation	210
Middle–Upper Eocene — Nadap Andesite Formation	211
Kápolnásnyék Andesite Member	211
Sorompóvölgy Andesite Member	212
Upper Eocene — Szépvölgy Limestone Formation	212
Pre-Sarmatian Miocene (Ildikó Selmeczi, József Kókay)	214
Somlóvásárhely and Perbál Formations, contracted	214
Garáb Schlieren Formation	214
Fót Formation	215

Tar Dacite Tuff Formation	215
Baden Formation	215
Hidas Lignite Formation	215
Várpalota Lignite Member	215
Loncsos Alginite Member	216
Szilágy Clay Marl Formation and Rákos Limestone Formation, contracted	216
Rákos Limestone Formation	216
Miocene pebble, in general	216
Pannonian and Quaternary formations in the detailed maps of the Balatonfő Area (László Gyalog)	217
Upper Pannonian formations	217
Quaternary formations	217
Structure (Antonyina Dudko)	218
The regional structure of the area	218
Structural evolution	219
Structural division	219
Structural elements and units	220
Structure of Early Palaeozoic formations	220
Balatonfőkajár Quartz Phyllite	220
Polgárdi Limestone	221
Lovas Slate	221
Structure of the Late Palaeozoic formations	222
Füle Conglomerate	222
Velece Granite	222
Structure of the Mesozoic formations	223
Eocene volcanic structure	223
The East Velece palaeovolcano	224
Remnants of the Kápolnásnyék palaeovolcano	226
Remnants of the Dinnyés–Seregélyes palaeovolcano	226
Eocene – Early Miocene structure	226
The South-western continuation of the Velece Granite	226
Balaton Line	227
Contouring lines of Middle–Upper Eocene sedimentary formations	227
Structure of the pre-Sarmatian Miocene formations	227
Polgárdi Basin	228
Börgönd Basin	228
Berhida Basin	228
Western edge of the Adony Basin	228
Summary of the structure of the area	229
Evolution of the region (László Gyalog, István Horváth)	230
Early Palaeozoic	230
Sedimentation	230
Magmatism	230
Metamorphism	231
Late Palaeozoic	231
Sedimentation	231
Magmatism	232
Mesozoic	233
Sedimentation	233
Magmatism	233
Pre-Sarmatian Cenozoic	233
Sedimentation	234
Magmatism	234
Sarmatian–Quaternary	235
Sedimentation	235
Geochemical research in the Velece Hills (László Ódor)	237
Metallometric survey	237
Researches prior to the exploration programme	237
Results of the new survey	237
Thematic research	238

Research of granitoids	238
Research of the alkaline ultramafic complex	238
Characteristics of andesites, metasomatites and intrusive breccias	239
Metallogenic features	240
Ore indications in boreholes	240
Characteristics of ore deposits and indications in granitoids and in their contact zones	241
Raw materials (Lajos Ó. Kovács, István Horváth, László Gyalog)	243
Non-ferrous ores	243
Gold, silver	244
Fluorite	244
Barite	245
Raw materials for the ceramic industry (aplite)	245
Raw materials for the building and ornamental stone industry	245
Sand, pebble	246
Granite rubble	246
Granite, granite porphyry, andesite	246
Limestone	246
Other non-metallic raw materials (Mária Darida-Tichy)	247
Quartzite	247
Kaolinite	247
Alunite	248
Pyrophyllite	248
Topaz	249
Fissile material	249
Woody-soft coal	249
Water	250
Geomorphology of the Velence Hills (Miklós Kaiser, Gábor Csillag)	252
Evolution of the surface relief forms	252
Morphological features of the Velence Hills	253
Morphological features of the hilly regions	254
Limnogeology of Lake Velence (Tibor Cserny)	256
Relief and hydrogeology	256
Quaternary sediments of Lake Velence	257
Origin and evolution of Lake Velence	259
Geological and other interesting features in the areas of the Velence Hills and Balatonfő (László Gyalog, István Horváth, László Ódor)	260
Protected geological exposures in the Velence Hills	260
1. Székesfehérvár, the “Aplite mine” — microgranite intrusion	260
2. Pákozd: the great granite quarry — monchiquite dyke	260
3. Pákozd: the Honvéd monument of Mészeg — microgranite dyke	261
4. Sukoró: the quarry of Rigó Hill — cross of granite porphyry dykes	261
5. Sukoró: andesite dyke in granite	261
6. Sukoró: Ördög Hill — quartz dyke in granite	261
7. Sukoró: Meleg Hill — Likas-kő	262
8. Lovasberény: Antónia Hill — knotted schist (contact metamorphic schist)	262
9. Velence: Bence Hill — andesite dyke in schist	262
10. Velence: Bence Hill — pegmatite lens in granite, microgabbro (“diabase”) in metamorphic schist	262
11. Pázmánd: Zsidó Hill — secondary quartzite, pyrophyllite, Pannonian abrasion surfaces	263
Other (geomorphologic, geodetic, archaeological) curiosities in the Velence Hills	263
12. Pákozd: Pogány-kő (Pogány stone)	263
13. Pákozd: Oroszlán cliff (Lion cliff) and the “Kocka” (Cube)	263
14. Pákozd: Pandúr kő (Pandúr stone)	263
15. Sukoró: the range of the Sor Hill (hilly range, built up by granite porphyry dyke)	264
16. Sukoró: the tors (gyapjúsák)	264
17. Nadap: the benchmark (Levelling Point)	264
18. Nadap: sand pit, the den of prehistoric man (prehistoric settlement) (Viola T. Dobosi)	264
19. Pákozd: the geological footpath	265
Some geological curiosities of the Balatonfő Area	265
20. Balatonfőkajár: Somlyó Hill — Balatonfőkajár Quartz Phyllite	265

21. Füle: Kő Hill — Füle Conglomerate	265
22. Szabadbattyán: Szár Hill, large quarry — Polgárdi Limestone, contact metamorphic and contact metasomatic effects, palaeokarstic phenomena	266
Bibliography of the Velence Hills – Balatonfő region	268
Plates	287
Black and white plates	288
Colour plates	293

A Velencei-hegység és a Balatonfő földtana

Magyarázó

a Velencei-hegység földtani térképéhez (1:25 000)
és a
Balatonfő–Velencei-hegység mélyföldtani térképéhez (1:100 000)

Szerkesztette:

GYALOG László és HORVÁTH István

Írta:

**HORVÁTH István, DARIDÁNÉ TICHY Mária (†), DUDKO Antonyina,
GYALOG László, ÓDOR László**

Közreműködött:

BUDAI Tamás, CSÁSZÁR Géza, CSERNY Tibor, CSILLAG Gábor,
KAISER Miklós, KÓKAY József, LELKESNÉ FELVÁRI Gyöngyi, LESS György,
Ó. KOVÁCS Lajos, SELMECZI Ildikó, T. DOBOSI Viola

Bevezetés

A jelen munka két térképlap közös magyarázója. Egyik „A Velencei-hegység 1:25 000-es földtani térképe” (GYALOG, HORVÁTH I. 2000), a másik „A Balatonfő–Velencei-hegység 1:100 000-es mélyföldtani térképe (preszarmata felszín)”, kivágataival (A balatonfői rögök földtani térképei) együtt (DUDKO 2000). Az első térképre a továbbiakban Velencei-hegység földtani térképe (GYALOG, HORVÁTH I. 2000), a másodikra a Balatonfő–Velencei-hegység mélyföldtani térképe (DUDKO 2000) néven hivatkozunk.

A térképlapok az 1979–1984 közötti térképezés eredményei alapján születtek. Ezt egy ércutatási program keretében végeztük. Térképmagyarázónkban ennek az előkutatási programnak a legfontosabb eredményeit is be kívánjuk mutatni.

Általános ismertetés

A Dunántúli-középhegység DK-i előterében egy nagyobb hegycsoport (a Velencei-hegység) és néhány alacsony hegy (a balatonfőkajári Somlyó-hegy, a szabadbattyáni Szár-hegy, a polgárdi Somlyó-hegy, a fülei Kő-hegy és az úrhidai kiemelkedés) található, amelyek a pannóniai–negyedidőszaki térszínből előbukkanó paleozoos, illetve eocén képződményekből állnak, ezeket már régóta kőfejtők is feltárják. A Velencei-hegység és a Balaton közötti területet nevezik Balatonfőnek. A Balatonfő–Velencei-hegység olyan vonulatot képez, ahol a kristályos képződmények a felszínen vagy nem nagy mélységben vannak. Térképeink ezt a területet ábrázolják: a Balatonfő–Velencei-hegység mélyföldtani térképe (DUDKO 2000) az egészet, közvetlen környezetével együtt, a Velencei-hegység földtani térképe (GYALOG, HORVÁTH I. 2000) ennek egy részét. A Balatonfőt a Berhidai- és a Várpalotai-, a Velencei-hegységet a Zámolyi-medence választja el a Dunántúli-középhegység fő vonulatától, a Keleti-Bakonytól, illetve a Vértestől. A tőlük D-re eső dombvidék már a Mezőföld része. Közvetlenül a Velencei-hegység D-i előterében, egy KÉK–NyDNY-i irányú süllyedékben található a Velencei-tó.

A terület földtani felépítésében a Balatonfő–Velencei-hegység paleozoos kőzetei a legidősebb képződmény-csoport. Metamorfózisa a variszkuszi orogenezisre tehető, az egyes képződmények minden bizonnyal már akkor takaróként települtek. A gránit mindezt áttöri, így a variszkuszi mozgások idején feltehetően autochton maradt. Újpaleozoos fedőképződmény a fülei felső-karbon konglomerátum és a területen fúrásból megismert perm–mezozoos törmelékes-karbonátos üledéksorozat. Mindezek autochton vagy allochton települése vitatott, de az biztos, hogy a középső–krétában erőteljes tektonizmuson estek át. Ez a tektonizmus érinthette a paleozoos képződményeket is.

Középső- és felső-eocén üledékeket, valamint andezit anyagú vulkanitokat zömmel fúrásokból ismerünk. Az üledékek eredetileg valószínűleg mindenütt megvoltak, a vulkanitok a Velencei-hegységtől K-re körvonalazott paleo-vulkánnal (DUDKO et al. 1987a, b) hozhatók kapcsolatba.

Az alsó- és középső-miocén képződmények elsősorban fúrásokból ismertek. A pannóniai képződmények a legelterjedtebbek, ezek borítják a terület legnagyobb részét. A Velencei-hegység területének elvi rétegoszlopát a XXIII. tábla a Balatonfő–Velencei-hegység rétegoszlopát a XXIV. tábla mutatja be.

A terület tektonikájának a domborzatban is tükröződő kiemelkedések és süllyedékek mellett meghatározó eleme az a nagy amplitúdójú jobbos nyírás (BALLA, DUDKO 1989), amely a medencealjzat neogénnél idősebb képződményeinek elrendezéséből olvasható ki: a palaköpeny foszlányaiból ítélve közel kör alakú gránittest DK felé szélesedik, majd DK-en éles határral zárul, s felszín alatti folytatása DNy felé mintegy 100 km-re nyomozható egy mindössze néhány km-es sávban. Ugyanilyen jobbos nyírás ismerhető fel a középső–felső-eocén vulkáni képződmények elrendeződésében is.

Az egész ország földtanát bemutató összefoglalások mindig részletesen kitértek a terület bemutatására (VADÁSZ 1953, 1954, 1960, FÜLÖP 1990, BÉRCZI, JÁMBOR 1998).

A Velencei-hegység

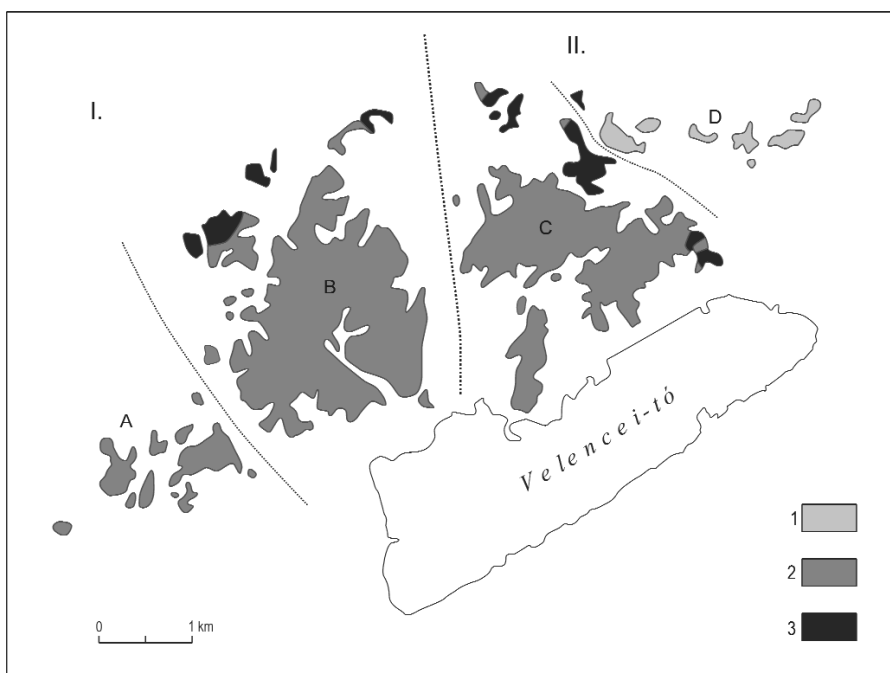
A Velencei-hegység — hazánk két felszíni gránittestjének az egyike (a másik a Mórággyi-rög) — a variszkuszi hegységképződés során keletkezett. Medenceterületeinken sokfelé előfordul gránit, amely azonban csak fűrómagban vagy lyukfalban tanulmányozható. Ezért fontos a magyarországi gránitok tanulmányozása szempontjából a Velencei-hegység.

Domborzata alapján két részre osztható, a nyugat-velencei és a kelet-velencei területre. Mindkét terület további 2 egységre tagolható, a nyugat-velencei terület a székesfehérvári és a nyugat-velencei egységre, a kelet-velencei terület a kelet-velencei egységre és a Nadap–pázmándi hegysorra (1. ábra). A hegység legmagasabb pontja a kelet-velencei egységben a Meleg-hegy (352 m), a többi hegy magassága a másik három egység egyikében sem haladja meg a 300 m-t.

A székesfehérvári, a nyugat-velencei, valamint a kelet-velencei egység főként gránitból áll. Peremein szórványos felszíni kibúvásokban és fűrásokban megjelenik a gránit eredeti, ópaleozoos palaköpenye. Ez lényeges eltérés a másik felszíni gránitterülettől, a mórággyitól, ahol metamorf mellékkőzet a felszínen csak a gránittól elszakítva látható, így a kontaktus nem tanulmányozható, emellett a metamorfitek és a gránit viszonya sem teljesen tisztázott.

A Velencei-hegység gránitját a palaköpeny félkörben (DNy–ÉNy–ÉK) veszi körül, ettől 1-2 km-nél nagyobb távolságra gránitot a pala alatt sem tártak fel fűrások, így a gránit mai körvonala kb. az eredeti intruzív test körvonalával esik egybe. DK-en a gránittestet egy késő-eocén utáni, nagy amplitúdójú jobbos nyírás zárja le.

Régóta ismeretes, hogy a velencei gránittestben és palaköpenyében kisméretű intruzív testeként savanyú, intermediér és alkáli ultrabázisos (lamp-rofíros) kőzetek fordulnak elő. A savanyú összetételűeket (gránitporfír, aplit stb.) kezdettől fogva magával a gránitmaggal hozták kapcsolatba. Az intermediér kőzetek rokonságát a hazai paleogén vulkanitokkal ugyan csak korán felismerték, s elég



I. ábra. A Velencei-hegység részei

I. nyugat-velencei terület, II. kelet-velencei terület, A = székesfehérvári egység, B = nyugat-velencei egység, C = kelet-velencei egység, D = Nadap–pázmándi hegysor, 1. Nadapi Andezit Formáció Pázmándi Metaszomatit Tagozat, 2. Velencei Gránit Formáció, 3. Lovasi Agyapala Formáció

Figure 1. Parts of the Velence Hills

I — Western Velence Area, II — Eastern Velence Area, A = Székesfehérvár Unit, B = Western Velence Unit, C = Eastern Velence Unit, D = Nadap–Pázmánd Hill Chain, 1. Nadap Andesite Formation, Pázmánd Metasomatite Member, 2. Velence Granite Formation, 3. Lovas Slate Formation

régóta tisztázott, hogy koruk középső–késő-eocén. Az alkáli ultrabázisos (lamp-rofír jellegű) kőzetekről azonban csak az újabb kutatások során tisztázódott, hogy felső-kréta magmatizmus termékei.

A hegység területén széleskörűen elterjedtek különféle hidrotermális, néhol ér- vagy telérkitöltő, de nagyrészt metasomatikus képződmények. Ezekből áll a negyedek egység, a Nadap–pázmándi hegysor, de előfordulnak a másik három egység területén is. Láttuk, hogy a Velencei-hegységben három magmás esemény körvonalazható: egy újpaleozoos, egy késő-kréta és egy középső–késő-eocén. Hidrotermális tevékenység elvileg mindháromhoz kapcsolható lenne, de megfelelő kritériumok hiányában e kérdésben csak a képződmények egy részét illetően van egyetértés.

Mára megnyugtatóan tisztázódott, hogy a Nadap–pázmándi hegysor (1. ábra) metasomatitjai középső–felső-eocén andezitekből és piroklasztitjaikból keletkeztek, s a környező síkságok alatt, a Velencei-hegységtől K-re, összefüggő andezit-terület jelölhető ki, magjában dioritintrúzióval. Feltételezzük, hogy a kelet-velencei egységben sokhelyütt megfigyelhető kvarcosodás is részben vagy egészében ugyancsak a középső–késő-eocén andezitmigmatizmus terméke. Az viszont nem tisztázott eddig egyértelműen, hogy a kvarc- és fluorittelérek, valamint az ércesedés a három magmás fázis melyikéhez kapcsolódik.

A Balatonfő

A Balatonfő — a Velencei-hegységtől eltérően — sem domborzati, sem földtani szempontból nem egységes. Minden egyes hegyén más és más képződmény fordul elő, s a fűrési rétegsorok is igen változatosak. Ezek az általános ismertetésben említett négy hegy (a balatonfőkéjári Somlyó-hegy, a szabadbattyáni Szár-hegy, a polgárdi Somlyó-hegy és a fülei

Kő-hegy) és az önálló egységnek tekinthető úrhidai kiemelkedés területén fordulnak elő. Vízsíntes síkban csak szerkesztéssel határozhatók meg kontaktusok, fúrási szelvényekben viszont többféle képződmény is előfordulhat egymás fölött, különféle sorrendben. Ennek a képnek már régóta az az értelmezése, hogy a terület takarós felépítésű.

A Velencei-hegységtől eltérően jelentős elterjedésűek a középső–felső-eocén üledékes képződmények.

Ásványi nyersanyagok

Ásványi nyersanyagok mindkét területen vannak. A paleozoos képződményeket régóta termelték, mint építőkövet. Az ötvenes évektől kezdődött az intenzív érc kutatás, s ennek nyomán néhány érc- és fluoritbányát is nyitottak (Szabadbattyán, Pátka, Szűzvár, Pákozd). A hatvanas évektől kezdődően ez a kutatás már a Velencei-hegységre korlátozódott. Csaknem két évtizeden át ipari vállalatok folytattak a Velencei-hegységben intenzív érc kutatást, amelynek nagy lendületet adott a recski rézporfíros ércesedés megismerése: a velencei andezit közel ugyanolyan korú és anyagú, mint a recski. A további érc kutatás központi finanszírozású előkutatás keretében történt.

Az előkutatási program

Egy országos felmérés (BALLA, HORVÁTH I. 1978) eredményei alapján született javaslat a hegység és környezete komplex érc földtani előkutatására (BALLA et al. 1978, CSÁSZÁR et al. 1978a). Ennek előkészítésében Jantsky B. és Nagy B. is részt vett (JANTSKY 1976, JANTSKY, NAGY B. 1978). Ezt követően a Velencei-hegységben 1979-ben földtani térképezés kezdődött, majd 1980-ban megindult *A Velencei-hegység–Balatonfő földtani-érc földtani előkutatási programja* (HORVÁTH I. 1981), amely magába foglalta a korábban megkezdett térképezést is. A földtani-érc földtani előkutatási program legfontosabb feladata ipari értékű érc lelőhelyek feltárása, illetve előfordulási lehetőségük tisztázása volt.

Az előkutatási program — többek között — az alábbi kérdéseket kívánta tisztázni:

- az andezites vulkáni összetétel elterjedése, felépítése, szerkezete;
- a gránitintrúzió helyzete, a gránittest és a palaköpeny érintkezési vonalának lefutása, jellege;
- az ércesedésre utaló bélyegek területi eloszlása;
- a gránitmagmatizmus és az andezitvulkanizmus kapcsolódó ércesedési és kőzetelváltozási típusok, a kőzetelváltozások jellege, összetétele;
- a Balatonfő területének földtani és geofizikai jellege.

A kutatási programban meghatározott feladatokat a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) és a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) a hazai földtani és érc kutatás gyakorlatában már kipróbált földtani-geofizikai módszerek felhasználásával kívánta megoldani. A nagyarányú érc kutatás újabb porfíros rézércesedést nem tárt fel, de a földtani megismerés szintje lényegesen megemelkedett.

A program keretében az 1:10 000 méretarányú, sztereo szelvényezésű térképlapokon végzett földtani térképezés során 1981-ig a hegység K-i részén 4 térképlapot (terepi felvétel: Gyalog L., közreműködött Horváth I., Ódor L., Daridáné Tichy M. és Dudko A.), majd 1982-ig a Ny-i részen további 6 térképlapot (terepi felvétel: Horváth I., Ódor L., Daridáné Tichy M., Ó. Kovács L. és Dudko A.) vettünk fel. Fedett és fedetlen térképlapokat szerkesztettünk, valamint kiegészítő geofizikai (mágneses) méréseket végeztünk az andezitek, az intruzívbreccsa-testek és a bázisos telérokzetek lehatárolására (Dudko A.).

A térképezéshez és az érc kutatáshoz kapcsolódva 1980–1984 között 3090 fm térképező fúrást és 2 db 1200 m-es szerkesztékutató fúrást (Pd–2, Kny–2) mélyítettünk. A felszíni térképezési mintákból és a fúrások anyagából számos laboratóriumi vizsgálatot végeztünk. A Magyar Tudományos Akadémia (MTA) Geokémiai Kutató Laboratóriuma, a Központi Bányászati Fejlesztési Intézet (KBFI), az Országos Érc- és Ásványbányák (OÉÁ) recski és egri laboratóriuma, az Eötvös Loránd Tudományegyetem (ELTE) Ásványtani Tanszéke, a Budapesti Műszaki Egyetem (BME) tanrektora és a debreceni Atomki speciális vizsgálatokkal kapcsolódott be a kutatásba.

A földtani munkákkal párhuzamosan 1978-tól az ELGI komplex geofizikai méréseket végzett a területen. A regionális mérések keretében sor került hálózatkiegészítő gravitációs, komplex refrakciós, geoelektromos és reflexiós, valamint kísérleti magnetotellurikus mérésekre. A térképezési és érc előkutatási feladatok megoldására mágneses, elektromágneses, frekvenciaszondázó és gerjesztett polarizációs mérések történtek.

A földtani térképeket 1:10 000 méretarányban észlelési és fedett, valamint negyedidőszaktól mentes fedetlen változatban szerkesztettük meg. A földtani térképezés teljes anyagát 1:10 000-es sztereo lapszelvényenkénti bontásban (észlelési, fedett és fedetlen földtani térképváltozatok, észlelési foltok leírása, régi feltáró létesítmények adatai, fúrások rétegsora stb.) az Országos Földtani és Geofizikai Adattárban található alapadatgyűjtemények tartalmazzák.

Az 1:10 000-es észlelési változatokon csak a felszínen látható képződményeket ábrázoltuk, ahol ilyen nem volt, ott a térkép üresen maradt. Elkülönítettük a szálaban álló képződményeket, valamint a törmelék elterjedési határát.

Az 1:10 000-es fedett földtani térképeken az észlelési térkép teljes anyaga mellett a korábban üresen maradt, fedett részekben a talajminőség, a fúrási adatok, a domborzat és esetenként a légifényképek kiértékelésével ábrázoltuk a képződ-

ményeket. Ugyanezen a változaton feltüntettük az eddigi kutatások fontosabb létesítményeit (táró, akna, felszíni fejtő, fúrás, feltáró árok), a térképezés során észlelt szerkezeti elemeket, ősmaradvány-lelőhelyeket, intenzív kőzetelváltozásokat és a metallometriai felvételek területét. A „foltok” (egyazon képződmény szálban álló, törmeléken és talajtakaróval fedett részeinek együttese) térképlaponként az ÉNy-i saroktól kezdődően É-ről D felé egymás alatt következő sávokban Ny-ról K felé haladó számozást kaptak, az alapadat-gyűjteményben mindegyik számhoz önálló foltleírás tartozik.

A fedetlen földtani térképváltozatok a negyedidőszaknál idősebb képződmények elterjedését, a pannóniai összlet vastagsági izovonalait, a fúrásokban a felső-pannóniai üledékek vastagságát, valamint a prepannóniai összletek tengerszint alatti mélységét mutatják. Ugyanitt ábrázoltuk geofizikai mérések alapján a moncsikit-, spesszartit-, andezit- és intruzívbreccsa-telérek és -testek elterjedését, valamint a főbb szerkezeti vonalakat.

E térképek szolgálták alapul az 1:20 000-es változatokhoz, melyeket fedett és fedetlen változatban szerkesztettünk meg, két teljes és egy fél térképlapon (szerkesztők: DARIDÁNE TICHY 1986, illetve DUDKO 1986b), továbbá kéziratban elkészítettük a lapok földtani magyarázóját is. Ehhez figyelembe vettük az utólagos terepbejárások eredményét, beépítettük a térképezési és kutatási program ideje alatt keletkezett fúrási és geofizikai adatokat, valamint légifényképkiértékeléseket is (DARIDÁNE TICHY et al. 1989).

Mindezzel párhuzamosan 1983-ban lefolytattuk a balatonfői rögök földtani felvételét, valamint a Balatonfő–Velencei-hegység térségéről 1:50 000-es mélyföldtani térképváltozatot szerkesztettünk. A térképeket és a magyarázót ebben az időszakban nem adtuk ki.

A térképek és magyarázójuk

A MÁFI Egységes Országos Földtani Térképrendszer (EOFT) projektje egységes jelkulcsot hozott létre az ország valamennyi földtani képződményére (GYALOG 1993), s 1994–1995-ben ennek az új jelkulcsnak az alapján megszerkesztettük a Velencei-hegység fedett földtani térképét 1:25 000-es méretarányban, egy térképlapon. Mivel a Velencei-tó környéke felértékelődött mint üdülőkörzet, úgy éreztük, teljesebb a térkép, ha a tó egész körzetét is ábrázolja, ezért 1996-ban a területhez a tó D-i oldalán csatlakozó 2 db 1:10 000-es térképlap felvétele történt meg (Gyalog L.), majd 1:25 000-es méretarányban összeszerkesztettük (Gyalog L.) — az új jelkulcs (GYALOG 1996) alapján — a korábbi felvétel területével.

1998–1999-ben véglegesen összeszerkesztettük és átdolgoztuk a Velencei-hegység 1:25 000-es méretarányú földtani térképét. Emellett átszerkesztettük a Balatonfő–Velencei-hegység mélyföldtani térképét is, immár 1:100 000-es méretarányban, a balatonfői rögök 1:10 000-es fedett térképeivel együtt. A két térképlap 2000 februárjában jelent meg nyomtatásban, 1000–1000 példányban (GYALOG, HORVÁTH I. 2000, DUDKO 2000). A két térkép közös magyarázója a jelen munka, amelybe bizonyos mértékben a térképkiadás óta szerzett ismeretek is beépültek.

Először a kutatások történetét vázoljuk, majd a földtani képződményeket a két térképlap területén külön-külön ismertetjük. Ennek oka, hogy a Velencei-hegység területén részletes földtani felvétel volt, valamennyi képződmény több évig tartó részletes vizsgálatával, míg a Balatonfő–Velencei-hegység területén a Velencei-hegység és a balatonfői rögök területét leszámítva nem volt földtani felvétel, s itt mélyfúrások, tektonikai elméletek és geofizikai adatok alapján szerkesztettük meg a térképet. A szerkezetet a Balatonfő–Velencei-hegység teljes területére mutatjuk be. Ezután önálló fejezetben ismertetjük a Velencei-hegységben végzett geokémiai vizsgálatokat, a Balatonfő–Velencei-hegység területére a hasznosítható nyersanyagokat, majd a Velencei-hegység geomorfológiáját és a Velencei-tó limnogeológiáját. Végül leírjuk a Velencei-hegység és a Balatonfő területén előforduló földtani és egyéb érdekességeket. A térkép kiadása óta eltelt időszakban néhány területen az újabb adatok kismértékben módosították a terület földtanát. Ezeket a változásokat a megfelelő fejezetekben ismertetjük. A két térképlap jelen magyarázó mellékleteként is szerepel.

E magyarázó szerzői és számos közreműködője hosszú éveken át együtt dolgozott Daridáné Tichy Máriával a Velencei-hegység és a Balatonfői terület kutatásában. Kolléganőnk részt vett a terepi felvételekben, a különböző térképváltozatok szerkesztésében, s a kutatás során szerzett tapasztalatait több tanulmányban és kéziratban összegezte. Nagyon korán, 45 éves korában, 1995 novemberében vesztettük el őt.

Kutatástörténet

A földtani és geofizikai kutatásokat külön fejezetben ismertetjük, mivel a Velencei-hegység sajátosságai és felépítése miatt a geofizikai vizsgálatoknak különös jelentősége volt.

A földtani megismerés története

Elsősorban azokat a munkákat igyekszünk áttekinteni, amelyek érintik a Velencei-hegységnek és előtereinek földtani vonatkozásait, és tartalmazzák a földtani településre, a rétegtani viszonyokra és a közettani jellegekre vonatkozó legfontosabb adatokat. Ezt kiegészítjük a Velencei-tóra és a balatonfői rögökre, valamint a balatonfő–velencei-hegységi régió szerkezetére és mélyföldtanára vonatkozó irodalmi adatokkal.

A Velencei-hegység földtani irodalmának áttekintése

A hegység földtani kutatása már a XIX. század második felében megkezdődött. KOVÁTS Gy. 1859–1860-ban vizsgálta a hegységet (in JOKÉLY 1860), főleg a kvarcbreccsával–kvarckonglomerátummal (Meleg-hegy, Templom-hegy, Csúcsos-hegy, Csekés-hegy, Cseplek-hegy) foglalkozott. Ezeket, valamint a kontakt kőzeteket devon korúnak vélte. Őt „trachytos erupciót” is említett. HAUER (1870) a Monarchia átnézetes geológiai térképén a kontaktpalát és az addig devonnak vélt kvarcitokat a gránittal együtt a karbonba helyezte. WINKLER (1871) szerint a hegységet többféle típusú gránit (nagy szemű földpátos, apró szemű, tömött) építi fel. Hét „trachytáttörést” észlelt, leggyakoribbnak a „labradorit-amfibol trachytot” tartotta. DOELTER (1873) a Pákozd–Sukoró közötti andezitről megállapította, hogy az tulajdonképpen kvarc-amfibolandezit. INKEY (1875) a gránitot és a „trachitszerű” kőzeteket vizsgálta részletesebben. A gránitot közönséges ortoklász-oligoklász gránitnak tartotta, sok kvarccal. Foglalkozott a gránitot átjáró gránittelérekkel, s leírta a „felzit-kvarc” keverékből álló, kvarcporfírnak látszó fehér, szilárd telérszegélyt, s ennek kialakulására máig érvényes magyarázatot adott. Ismertette és közzétanilag leírta a trachitsoporthoz tartozó kőzetek 8 előfordulási csoportját, jelezve, hogy azok egy vulkáni központnak különböző „torkolatai”. SCHAFARZIK (1908) a meleg-hegyi teléres kvarcittesteket posztvulkáni képződményeknek tartotta.

VENDL A. saját földtani felvételei alapján (VENDL A. 1912a, b, 1913a) készítette a hegység első részletes (1:40 000 méretarányú) földtani térképét, melyhez monográfiájában alapos közettani és földtani leírást adott (VENDL A. 1914). A gránit hipidiomorf szemcsés és porfíros struktúrájú típusait különítette el, az utóbbiakat a kontaktus közelségével magyarázta. A kontaktnál a Balaton-felvidéki filliteket hozta szoros kapcsolatba, s a gránitintrúzió korát a kora-karbon és a perm közé helyezte. Ismertette a leukokrata gránitporfír- és aplittelékeket. A gránitporfírteléseket két — egy bázisosabb és egy savanyúbb — típusba sorolta. Az utóbbiak szegélyét aplitokként külön benyomulás termékének tartotta (összetett telér). Elkülönítette a porfíros és a szemcsés aplitokat, és a Velencei-hegységben először írta le a „diaschist” lamprofír teléseket (kvarctartalmú kerzantit). Felismerte a posztvulkáni hatásokra visszavezethető kőzetelváltozásokat (kaolinosodás, kvarcitképződés). A Meleg-hegytől a Cseplek-hegyig húzódó alunitos és alunitmentes kvarcitok eredeti kőzetül a gránitot tekintette. A gránitterület kvarcteléseit a gránitmagmatizmushoz kapcsolta. Területileg is elkülönítette az amfibolos (amfibol, biotit-amfibol, augit-amfibol) andeziteket és a piroxénandeziteket. Jó leírást adott a pannóniai emelet képződményeiről, elválasztotta a típusos hegyi lösz és a völgyi lösz, ismertette a Velencei-tó fenekének fúrás-mintáit, jelezve, hogy a tófenéken pannóniai lerakódások találhatók. A lovasberényi községi mélyfúrás szelvényét ismertetve a nummuliteszes eocén üledékek között biotitos, eruptív eredetű közettörmelék is leírt, de nem hozta kapcsolatba az andezitekkel.

A hegység kutatása során több ásvány új előfordulása vált ismertté (pl. zeolit — MAURITZ 1908a, b, andaluzit — VENDL A. 1912c, alunit — VENDL A. 1913b, laumontit — REICHERT 1925, pirit — TOKODY 1952, TOKODY 1955, cerusszit — ZSIVNY 1953, fluorit színeződése — PESTY 1957, hidroszilikát-gél — ERDÉLYI 1928, a gránit ritkafém- és ritkaföldfém-

ásványai — PANTÓ Gy. 1972, 1976). ERDÉLYI (1940, 1955, ERDÉLYI, TOLNAI 1954) ásványtani vizsgálatokat végzett a kelet-velencei területen. A gránit nehézásvány-társulásait BOGNÁR (1969), VENDEL (1971) és BOLDIZSÁR (1971) ismertette.

A hegységben az 1920-as években magnetitelfordulás vált ismertté (VENDL A., LIFFA A. in PÁLFY 1923, PANTÓ D. 1920, PÁLFY 1923). TELEKI (1942) munkájában modern tektonikai feldolgozást adott a hegységről. FÖLDVÁRI A. (1947a, b, 1949) kutatásainak fontos ipari jelentősége volt. Vizsgálta a molibdenit megjelenését, megállapította kapcsolatát az andezitvulkanizmussal, felszíni indikációk alapján fluoritkutatást végzett. A Nadap–Pázmánd közötti elváltozott kőzeteket — eredetüket tekintve — andezitnek, agglomerátumnak, tufának tartotta. A gránitterülettől K-re a mélyben dioritintrúziót tételezett fel. SCHRÉTER, MAURITZ (1952) a lovasberényi Lb–II fúrás felső-eocén mészkő-, márga- és homokkőrétegei közötti andezittufa-betelepülések alapján valószínűsítette, hogy a velencei-hegységi piroxénos és amfibolos andezit „kocsányai” is kapcsolatba hozhatók a középső–késő-eocén vulkanizmussal. SZÉKYNÉ FUX, BARABÁS (1953) a Lovasberény környéki fúrásokban (Lb–I, Lb–II, Lb–III), valamint néhány távolabbi fúrásban (Iszka-szentgyörgy–XXXVI, Fehérvárcsurgó–Rákhegy R–21) az eocén rétegek között megjelenő tufákat a Velencei-hegységből származtatta.

A hegység második földtani térképezése Jantsky B. nevéhez fűződik (JANTSKY 1953). A monográfiájához (JANTSKY 1957) mellékelt 1:25 000 méretarányú térképén Vendl A. földtani térképéhez képest új adatként tüntette fel az általa kambro-szilur korúnak tartott kontaktpalákban elhelyezkedő porfiroidot és diabázt, elkülönítette a székesfehérvári Aranybulla-kőfejtő aprószemű telérgránitját s a gránitban jelentkező pegmatitos kifejlődéseket. Ő nevezte el először a VENDL A. (1914) által már korábban elkülönített savanyúbb, illetve bázisosabb gránitporfír-változatot pátkai, illetve sukorói telértípusnak, noha ezt térképen nem ábrázolta. Jelölte a kőzetelváltozások (pneumatolízis, berezitesedés, kvarcosodás) területi elterjedését, a meleg-hegyi kvarcosodott tektonikusbreccsa-zónát. A Nadaptól É-ra lévő Templom-hegytől a pázmándi Zsidó-hegyig terjedő zónában a fúrások kutatások nyomán felismerte a hidrotermálisan elbontott (kaolinites, pirites) és átalakult andezitet, andezittufát és agglomerátumot. Az itt jelentkező kvarcitokat utóvulkáni, hidrotermális eredetűnek tartotta. Megállapította, hogy azok az ún. „másodlagos kvarcit” elváltozási típusba tartoznak, és hintett színesércesedés kapcsolódhat hozzájuk, ezzel szemben a gránit-terület kvarctelerei utómagmás, hidrotermális eredetűek, s a kutatás ércjelvényeket tárt fel közöttük (JANTSKY 1954a–h). Monográfiájában (JANTSKY 1957) részletezte a pneumatolitos és hidrotermális szakasz képződményeit, a molibdenitesedés genetikai kapcsolatait és a hidrotermális teléereket. Áttekintette a hegységben végzett bányászati kutatásokat, és ismertette az újonnan megismert telérrajokat. A velencei gránitot orogén magplutonnak tekintette, amely „a Balaton–Velence–Gemerid paleozoos vonulat fontos szerkezeti eleme”. A gömöri gránittal való rokonságot hangsúlyozta. Munkássága nyomán nagy lendületet vett a hegységben a fluorit és a polimetallikus ércek bányászata.

A hegység körüli síkvidéki területek földtani felvételét az országos egységes 1:25 000-es felvételezés során VARRÓK (1951) végezte el.

A Mecseki Ércbányászati Vállalat (MÉV) az 50-es évek végétől komplex földtani-geofizikai és mélyfúrásos hasadóanyag-kutatást végzett. Ennek eredményei (BARABÁSNÉ STUHL 1971, MAJOROS 1969a, b, 1971, TÖRÖK 1973) nagyban hozzájárultak a hegység földtani megismeréséhez is.

Az OEÁ az 1970-es évekig működő bányáinak körzetében részletes bányaföldtani térképezést végzett (MIKÓ 1964, FÉLEGYHÁZI 1967a), s a hegység K-i részéről 1:25 000-es méretarányú térképet is készített (GASZTONYI, SZABÓ 1978). Ez utóbbi felvételezői a középső–késő-eocén andezitvulkanizmus központját Pázmánd és Nadap környékére tették, s a gránitos területen megjelenő andezittelérek elhelyezkedése alapján Sukorónál kis andezit-intrúziót feltételeztek. Az utóvulkáni tevékenységet Nadap–Pázmánd között erőteljesnek, a gránitos tömegben kisebb méretűnek tartották. A hazai porfíros réz (molibdén)-érckutatás lehetőségeit CSEH-NÉMETH (1979) a Velencei-hegységben is vizsgálta.

ORAVECZ (1964) a Kányás-völgyből (a Meleg-hegytől kb. 2 km-re ÉNy-ra) szilur Monograptida-féléket írt le liditből (innen először Jantsky B. jelzett ősmaradványokat). KOZUR (1984a, b) a székesfehérvári Szfvt–5 jelű térképező fúrás mészkövéből felső-devon Conodontákat határozott meg.

A Velencei-hegység tágabb környékére vonatkozó 1965–70 előtti földtani ismeretek nagyrészt a terület 1:200 000-es térképe (SZENTES, RÓNAI 1966) és annak magyarázója (RÓNAI, SZENTES 1972) foglalja össze.

MAJOROS (1982) kéziratosa munkájában foglalkozott a Velencei-tótól D-re, fúrásból megismert perm időszaki képződményekkel. A D-i előtérben elkülönítette a Balatonfelvidéki Homokkővet, a Tabajdi Formációt (dolomit, gipsz, anhidrit, márga, aleurolit) és a Dinnyési Dolomitot. Megadta kőzettani, őslénytani, rétegtani jellemzésüket. A dinnyési kvarcdioritot — a Velencei Gránit közelsége miatt — genetikai kapcsolatba hozta a gránitmagmatizmussal.

Az elmúlt évtizedekben néhány olyan vizsgálat, illetve kőzettani-földtani munka is készült, amelynek nem volt mindig közvetlen kapcsolata a földtani térképezéssel, de eredménye sokban hozzájárult a hegység megismeréséhez. GOKHALE a gránit szerkezetéhez és földpáteloszlásához (1965), valamint ásványtani-kőzetkémiai vizsgálatához (1966a, b), BUDA (1969, 1971, 1972, 1980) a gránit kőzetéhez és genetikájához közölt értékes adatokat. Buda a gránitot a hipabisszikus zónába benyomuló, gyors lehűlésű batolitnak, posztkinematikus ortogránitnak, illetve káliföldpátban

kismértékben dúsult monzogranitnak tartja. Részletesen vizsgálta közetzárványait és a kontaktmetamorf kőzeteket. A Dinnyés–3 (Di–3) jelű fúrásból leírta a kvarcdioritot (tonalit), egy későbbi publikációban (BALOGH KADOSA et al. 1983) ugyanezt granodioritnak tekintette és a gránitos magma bázisos derivátumaként értékelte. Ez utóbbi munka radiometrikus koradatokat is tartalmaz a Balaton-vonal menti granitoidokra.

EMBEY-ISZTIN (1973) újrvizsgálta — VENDL A. (1914) és VENDL M. (1923) telérkőzetekre vonatkozó részletes munkája nyomán — a hegység bázisos telérkőzeteit (Sár-hegy, Csalai-erdő, székesfehérvári Aranybulla-kőfejtő). A Sár-hegyen spesszartitot, a többi helyről vele rokon, de gránitosabb összetételű „lamprofíros jellegű” kőzettípusokat írt le. Két fő típusba (sukorói és pátkai) sorolta a gránitporfirokat, és az aplitoknak is két alaptípusát különítette el (porfíros aplitok, szemcsés aplitok).

A Velencei-hegység paleogén vulkanizmusáról NAGY B. és MORVAI (1967) adott ismertetést. VARJÚ GY. és NEMECZ E. (in VARJÚ 1974) a pázmándi Zsidó-hegyről pirofillitet és topázt írt le, megindítva ezzel az andezitváltozások vizsgálatát.

A hegység pannóniai képződményeivel SZILÁGYI Á., GLÖCKNERNÉ (1971) foglalkozott részletesebben, a felső-pannóniai rétegek alsó részében egy kavicsos, durvatörmelékeny szakaszt és e felett két agyagos-szenes, illetve homokos (agyagos) rétegcsoportot különítettek el. JÁMBOR (1980) részletesen ismertette a hegység környezetének alsó- és felső-pannóniai tagozatait (kőzettani jellemzés, vastagsági adatok, ősmaradványok, speciális jellegek), megteremtve a távolabbi pannóniai kifejlődésekkel való korrelálás lehetőségét.

A pleisztocén és holocén képződményekről VENDL A. (1914) után SÜMEGHY (1952) közölt adatokat.

Meg kell említenünk ebben az áttekintésben azokat a munkákat is, amelyek elsősorban ércföldtani-ércgenetikai kérdésekkel foglalkoztak (KISS 1954a–d, FÖLDVÁRI A. 1947a, b, KASZANITZKY 1958, 1959, MIKÓ 1964), s azokat, melyek főként geokémiai adatokkal és értelmezéssel járultak hozzá a hegység jobb megismeréséhez (FÖLDVÁRINÉ VOGL 1947, FÖLDVÁRINÉ VOGL et al. 1970, KUBOVICS 1956, 1958, RISCHÁK 1960, 1961, 1962, 1964, 1965, 1966, BÖJTÖSNÉ VARRÓK 1966, 1967, NAGY B. 1967a–c, 1969, LENGYEL 1960, ÓDOR, SZEREDAI 1964, BUI 1975, PANTÓ GY. 1977, 1980, NYABA 1982).

A földtani-ércföldtani előkutatási program (HORVÁTH I. 1981) teljesítése (HORVÁTH I. 1983, 1985) során, a hivatalos lezárásig (HORVÁTH I. et al. 1987a) számos értékes eredmény, új tudományos felismerés született. A program fő célkitűzéseivel összhangban kidolgoztuk a régió nyersanyagprognózisának metodikáját (DARIDÁNÉ TICHY et al. 1985). A Velencei-hegységből ismertettük metallometriai felvételünk eredményeit (ÓDOR 1982, ÓDOR, DUDKO 1980, ÓDOR et al. 1982) és a talált ércindikációkat (HORVÁTH I. et al. 1983b). Felvázoltuk a felső-karbon gránitról és metallogeniájáról kialakult képünket (HORVÁTH I. 1982a, HORVÁTH I. et al. 1987c, 1989), valamint a metallogéniai szempontból elsőrendűen fontosnak vélt középső–késő-eocén andezitvulkánosságról, kőzetkísérő elváltozásairól, azok zonációjáról és ércásványosodásáról alkotott felfogásunkat (DARIDÁNÉ TICHY 1981, 1987, DARIDÁNÉ TICHY, ÓDOR 1987a, b, DARIDÁNÉ TICHY et al. 1984, HORVÁTH I. 1982b) és a középső–késő-eocén paleovulkán földtani-geofizikai képét (DUDKO et al. 1982, 1987a). Teljesen új képződményt ismertünk fel és tanulmányoztunk fúrásokban és a felszínen, az eocén andezitvulkanizmushoz tartozó, magmás eredetű intruzív breccsákat, s hangsúlyoztuk ércgenetikai fontosságukat (ÓDOR et al. 1983). Felismertük a hegységben megjelenő valódi lamprofírokat, Sukorótól K-re a szilikokarbonatitot (beforszitot) és a pákozdi kőfejtőben a moncsikitet, mindkettőt a késő-kréta magmatizmus hozta kapcsolatba (HORVÁTH I., ÓDOR 1983, 1984, HORVÁTH I. et al. 1983a, 1985a, b, 1987b). A pannóniai képződmények bázisképződményei alatt abráziós sziklafelszíneket mutattunk ki (GYALOG, ÓDOR 1983). A regionális tektonikai képet új elemekkel gazdagítva értelmeztük (DUDKO 1986a, 1987). A geofizikai eredményeket külön fejezetben ismertetjük.

Lényegileg az előkutatási program keretében kapott adatok további értelmezésével árnyaltabb képet adtunk a középső–késő-eocén paleovulkánról (DUDKO et al. 1989b), valamint a regionális tektonikáról (DUDKO 1988, DUDKO et al. 1989a). Kiegészítő vizsgálatok nyomán a Balatonfő területén leírtuk a Polgárdi Mészke Formáció kontakt metamorf és metasztatikus jelenségeit (HORVÁTH I., ÓDOR 1989), s minősítettük az alkáli ultrabázitok klinopiroxénjeit (DOBOSI, HORVÁTH I. 1988).

FÜLÖP (1990) összefoglaló munkájában ismertette az addigi kutatások eredményeit. MAJOROS GY. (in BÉRCZI, JÁMBOR 1998) lényegében megismételte ezeket az információkat.

A Velencei-hegység–Balatonfő előkutatási programjának befejezését követő években újabb gyakorlati célú vizsgálatok történtek.

Az Enargit Kft. a kelet-velencei területen kapott kutatási engedélye alapján 1996–1999 között mederüledék-geokémiai mintázást végzett. A mintákon kizárólag Au-tartalomra készült geokémiai szintű (0,1 ppb méréshatárú) atomabszorpciós spektrometriai (AAS) elemzés. A kapott anomáliák egyértelműen igazolják az aranyanomáliák és az andezit kapcsolatát.

A Pébé-tároló Kft. 1998–2000 között végzett kutatást a hegységben, a munkákat a MÁFI végezte, illetve szervezte, Balla Z. irányításával. A „Cseppfolyós gáztermék tárolása sekély mélységű keménykőzet-kavernákban Magyarországon” megnevezésű projekt előkészítése keretében először a nyugat-velencei terület É-i részén jelölt ki egy területet fúrásos kutatásra, amelyet földtani, tektonikai (KIRÁLY EDIT et al. 1998) és vízföldtani felvétel (TÓTH, HORVÁTH I. 1998), valamint refrakciós szelvényezés (NEDUCZA et al. 1998) kísért. A lemélyített Szűzvár Sz–1 jelű fúrásban (JÁMBOR 1998) a kutatás

által megadott szempontok szerint, pakkeres kútvizsgálatot folytattunk le. A vízföldtani szempontból kedvezőtlennek ítélt eredmények alapján a fúrást a megrendelő a tervezett mélység elérése előtt leállította. Ezután — javaslataink (GYALOG, HORVÁTH I. 1999) figyelembe vételével — egy másik területet jelölt ki a Velencei-hegység Ny-i részén. Itt mágneses, elektromágneses és refrakciós szelvényezést (GÜLYÁS, KOVÁCSVÖLGYI 1999, HERMANN et al. 1999a, b), valamint földtani felvételt (GYALOG et al. 1999) folytattunk le, a kitűzött (Pákozdi Pz-1 jelű) fúrást megadott mélységig lemélyítettük (JÁMBOR 1999), benne komplex mélyfúrás-geofizikai méréseket végeztünk és ugyanazon megrendelői szempontok szerint, általa megadott módszerrel kútvizsgálatot folytattunk le. A kapott eredmények ugyan kedvezőek voltak, a megrendelő mégis a kutatás teljes beszüntetése mellett döntött. Kérésére a kutatási és földtani tapasztalatainkat írásban összesítettük (BALLA, GYALOG 2000a, b).

A Velencei-tó irodalmának áttekintése

A Velencei-tóval foglalkozó irodalom kapcsán elsőként három összefoglaló kiadványt említünk meg. SÉDI (1944) Velencei-tóról írt monográfiája foglalkozott a tó kialakulásával, fejlődéstörténetével, szerves és szerves környezetével. A Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Rt. (Vituki) kutatási zárójelentése (BARANYI S. 1973) egyrészt szintetizálta az addigi kutatásokat, másrészt új eredményeket szolgáltatott a Velencei-tó földtani megismeréséhez. (Ebben kiemelhető munkák WEIN GY., BENDEFY L. és JÁRAI M.-NÉ nevéhez fűződnek.) A Vízrajzi Atlasz sorozat 12. kötetében (SZILÁGYI J., BARANYI S. 1972), a Velencei-tó és vízgyűjtőjének természetföldrajzi, geomorfológiai és vízrajzi jellemzőit, földtani felépítését és szerkezeti viszonyait, továbbá a Velencei-tó medencéjének kialakulását, évszázados vízszintváltozásait és vízrajzi sajátosságait foglalták össze.

A három említett mű mellett a vízgyűjtőre BULLA (1964), ÁDÁM et al. (1959), ÁDÁM, SOMOGYI (1972), MAROSI, SOMOGYI (1990) munkáiban találunk természetföldrajzi jellemzést. A Velencei-tó kialakulásáról és földtani fejlődéstörténetéről ÁDÁM (1955), ÁDÁM, BENDEFY (1972), BENDEFY (1972, 1973a, b), JÁRAINÉ (1972), MIKE (1991) és SÜMEGHY (1952) munkáit kell megemlíteni. A tó vízrajzával, vízháztartásával BARANYI S. (1972), SZABÓ SZ., FEJÉR (1988) és SZABÓ M. (1997), a tó iszapjának vizsgálatával CSAJÁGHY (1953) foglalkozott részletesen.

A tavi üledékekre, a tó kialakulására és fejlődéstörténetére vonatkozó hidrológiai és földtani ismereteket CSERNY (2001) foglalta össze, kiegészítve két, 1999-ben lemélyített mederfúrás földtani vizsgálatának eredményeivel. A mederfúrások rétegsorainak palinológiai és Ostracoda-vizsgálata alapján NAGYNÉ BODOR, SZUROMINÉ KORECZ (2001) pontosította a tó fejlődéstörténetét. A limnogeológiai vizsgálatok a korábbi balatoni kutatásoknál alkalmazott módszerek alapján történtek (CSERNY 2002, NAGYNÉ BODOR, SZUROMINÉ KORECZ 2002).

A balatonfői rögök földtani irodalmának áttekintése

A balatonfői rögök irodalmának eddigi legteljesebb, nyomtatásban megjelent összefoglalása a Magyarország geológiája Paleozoikum I. kötetében található (FÜLÖP 1990). Itt az ópaleozoos képződményeket két formációcsoportba (Balatoni Fillit és Devon Mészke) sorolták. A legutóbbi összefoglaló munkában (BÉRCZI, JÁMBOR 1998) a területen is megjelenő paleozoos metamorf képződményeket LELKESNÉ FELVÁRI (1998), az újpaleozoos képződményeket MAJOROS (1998) foglalta össze. A terület képződményeinek az adott időszakbeli összefoglalását adja DUDKO et al. (1985) és DUDKO (1991) kirándulásvezetője. CSÁSZÁR (2000) az Úrhidai Mészke és a Polgárdi Mészke faciológiai kapcsolatait vizsgálta.

A balatonfői rögök közül a *balatonfőlkajári Somlyó-hegyet* felépítő ópaleozoos kvarcfillitet elsőként LÓCZY, ID. (1913) ismertette. TELEKI (1941a, b) már a kifejlődésnek a Balaton-felvidékitől eltérő voltát is hangsúlyozta. A kvarcfillitről FÖLDVÁRI A. (1952a, b), SZÁDECZKY-KARDOSS et al. (1969), BALOGH KÁLMÁN, BARABÁS (1972), MAJOROS (1971), LELKESNÉ FELVÁRI (1978), ÁRKAI (1987), CSÁSZÁR, LELKESNÉ FELVÁRI (in BUDAI et al. 1999) adott ismertetést (némi-lyikük más közetnéven, az újabb publikációkban már Balatonfőlkajári Kvarcfillit Formáció néven).

A *szabadbattyáni Szár-hegyen* és a *polgárdi Somlyó-hegyen* ismert mészkövet (Polgárdi Mészke Formáció) először WINKLER B. írta le 1870-ben (in LÓCZY, ID. 1913). LÓCZY, ID. (1913) a Balaton-környék legidősebb képződményének tekintette. VENDL A. (1928) a mészkő átkristályosodását eruptív kőzet kontakthatásával magyarázta. TELEKI (1941b) devonba sorolta, de a fillitnél idősebbnek vélte. FÖLDVÁRI A. (1952a) szerint a kristályos mészkövet a legidősebb tektonikai folyamat tolta az alsó-karbon rétegösszlet fölé. Több szerző — így KISS (1951), MAJOROS (1971), LELKESNÉ FELVÁRI (1978) — a mészkő alatt elhelyezkedő alsó-karbon üledékek alapján azoknál fiatalabbnak tartotta (illetve tartja). A mészkő galenites ércesedését már LÓCZY, ID. (1913) felismerte, részletesebben KOCH (1943), KISS (1951, 1954a, b), FÖLDVÁRI A. (1952a), NAGY B. (1980) foglalkozott vele.

Az *úrhidai rög* területéről fúrásból (Úrhida Ú-4) Horváth I. feldolgozása alapján devon korú mészkő (Úrhidai Mészke Formáció) vált ismertté, melynek Conodonta-faunája Kovács S. meghatározása szerint középső-késő-devon korú (in ALBANI et al. 1985). A Polgárdi és Úrhidai Mészke FÜLÖP (1990) az ún. Devon Mészke Formációcsoportba sorolta.

A *fülei Kő-hegyen* feltárt konglomerátumot LÓCZY, ID. (1913) a „balatonfelvidéki homokkővel” párhuzamosítva perm korúnak tartotta. ANDREÁNSZKY (1960) ősnövénytani adatok alapján valószínűsítette késő-karbon korát. MAJOROS GY. (in BUDAI et al. 1999) molass képződmények között említette (Fülei Konglomerátum Formáció).

A területen többféle, fúrásban feltárt képződményt különítettek el, de ezek jelenlegi álláspontunk szerint részei a Lovasi Agyagpala Formációnak. Ilyen pl. a Szabadbattyán Szb-9 fúrásból leírt ún. Szárhegyi acritarchás aleurolitpala (FÜLÖP 1990).

Az *úrhidai eocén rögökről* először VOGL (1909), majd nyomában LÓCZY, ID. (1913) tudósított, ők ezeket a képződményeket a késő-eocénbe helyezték. A lovasberényi fúrások anyagát, szintén a késő-eocénbe sorolva SCHRÉTER (in SCHRÉTER, MAURITZ 1952) írta le először. SZÉKYNÉ FUX és BARABÁS (1953) a mészkövek és márgák közé települt andezittuffát ásványtani alapon a velencei-hegységi andezitekhez kötötték. KECSKEMÉTI, VÖRÖS (1983) vizsgálatai nyomán KÓKAY (1989) írta le először, hogy az úrhidai eocén legalsó része még biztosan középső-eocén korú (*Nummulites millecaput* faunával). A tufaszórás és az andezitbombák pont a középső-késő-eocén határ környékén a leggyakoribbak, a késő-eocén magasabb részén viszont már nem fordulnak elő. Ez utóbbi munkában található meg az 1950-ben mélyített Úrhida Ú-1 fúrás újraértékelése is, amelynek első leírója SZÓTS (1956) volt. Az úrhidai eocén alsó részének finomrétegtani beosztását a bartoni emelet felső és a priabonai emelet legalsó részébe LESS et al. (2000) végezték el nagyforaminiferák alapján.

A Balatonfő–Velencei-hegység régió szerkezetére és mélyföldtanára vonatkozó irodalmi adatok áttekintése

A velencei-hegységi terület szerkezetföldtani adatai elsőként VENDL A. (1914) munkájában találhatók (főleg a képződmények települési helyzetéről), a hegység és szélesebb körzetének tektonikai vizsgálatával elsőként TELEKI (1941a, b, 1942) foglalkozott.

TELEKI (1942) a Velencei-hegységről adott modern tektonikai feldolgozásában közölte a hegység 1:50 000-es méretarányú gránittektonikai térképét, amelyen a gránit-pala kontaktusát és a tektonikai vonalakat tüntette fel. Vizsgálta az elsődleges struktúrákat (nyúlás, palásodás, folyás stb.). A velencei-hegységi gránitot későorogenezis benyomulását, antiklinális helyzetű plutonnak tartotta, és a szudétai-aszturiai fázisba helyezte. A gránitörög eredeti csapását ÉÉNy-DDK-inek találta, a gránit szerint „KÉK–NyDNY-i nyomóerő hatása közben merevedett meg”.

A Velencei-hegység és a „Fazekasboda–Mórágai hegység” összehasonlítása alapján TELEKI úgy vélte (1941a), hogy a közös vonások (hasonló telércsapásirányok, egységes térrő a képződésük során stb.) ellenére a két hegységet különböző kőzetek alkotják és különböző erőhatások alakították ki, esetleg más időben is. A Balatonfői területen található „balatonfőkjári fillit, szárhegyi mészkő és fülei konglomerátum és homokkő” települési paramétereit vizsgálva TELEKI (1941b) munkájában úgy vélte, hogy a perm korú fülei képződmények egy É–D-i, a balatonfőkjári fillit egy ÉÉK-DDNy-i csapású antiklinális magjában települnek.

JANTSKY (1957) monográfiájában több értékes, a terepen és a bányákban észlelt adatot találunk a Velencei-hegység konkrét szerkezetére, különösen a tektonikai zónák jelenlétére vonatkozóan. Feltételezte, hogy a Velencei Gránit DK-i irányban pikkelyként van rátolva a mezozoos összletre, s az eredeti helyzetéhez képest D felé lebillent helyzetben van. A gránittest és a gránitporfirtelére „középhegységi” (ÉK–DNY-i) csapása szerint arra mutat, hogy a variszkuszi deformáció irányát tekintve megegyezett az alpival, ami ellentmond TELEKI (1942) megállapításainak.

A Velencei-hegység gránitjának és a palának a mikrotektonikai vizsgálata GOKHALE (1964, 1965, 1970) nevéhez fűződik. A palában mért kőzetreszek eloszlása szerint kis dőlésszögeltéréssel megegyezik a gránitban észlelhetővel. A Szabadbattyán szár-hegyi mészkő mikrotektonikai vizsgálatai során SZILÁGYI E. (1971) több litoklázisrendszert észlelt.

Ahogy fentebb említettük, a MÉV az 50-es évek végétől komplex földtani-geofizikai és mélyfúrásos hasadóanyagkutatást végzett (BARANYI I. 1969, 1972, BARANYI I., SZARKA 1966, BARANYI I., VÁRFALVI 1963, SZARKA 1966, 1968). Ennek keretében az aljzat mélységéről és a pannóniai képződmények vastagságáról készült térképek hozzájárultak a terület mélyföldtani és szerkezeti megismeréséhez.

Ósi–Berhida és Küngös körzetében 1986–1987-ben barnakőszén előkutatási program keretében mélyfúrási és geofizikai kutatást végeztek (BUBITS 1987, KÓKAY 1987, NYITRAI 1987). Az adatok értelmezésével új szerkezeti kép alakult ki a medencék képződésének regionális tektonikájáról (KÓKAY 1990, 1996).

A mélyföldtanra vonatkozó információk bővítéséhez a *Dunántúli-középhegység bauxitföldtani térképe* (CSÁSZÁR et al. 1978b) is sokat segített. A térkép szerint a Balatonfő–Velencei-hegység blokkja rá van tolva a tőle DK-re levő mezozoos pásztára, ez a feltételezett Telegdi Roth-vonal folytatása mentén, a Velencei-tó K-i végén jobbosan 2 km-es elmozdulást jelez.

A Velencei-hegység előkutatási programja 1980-ban megkezdődött (HORVÁTH I. 1981). Az ennek keretében kapott fúrási és geofizikai adatok további értelmezése alapján megalapozottabb és részben új kép rajzolódott ki a terület szerkezetéről (DUDKO 1988, DUDKO et al. 1989a), valamint regionális tektonikájáról (BALLA, DUDKO 1989, BALLA et al. 1987). Továbbá új adatokat szolgáltatunk a középső-késő-eocén paleovulkánról (DUDKO et al. 1989b), a miocén medencéről, a Balaton-vonatról és a terület szerkezeti fejlődéséről. Mikrotektonikai vizsgálataink fényt derítettek az ópaleozoos képződményeknek a variszkuszi orogenezissel kapcsolatos — valószínűleg takaróképződéssel járó — deformációjára (DUDKO 1986a, DUDKO, LELKESNÉ FELVÁRI 1992). A program teljesítése során végzett paleomágneses vizsgálatok alapján MÁRTONNÉ SZALAY (1984) és MÁRTON E. (1986) a Velencei-hegységnek paleomágneses szempontból az afrikai kontinenshez tartozását állapította meg. A Velencei-hegység a gránit mágneseződése óta lényegében a Dunántúli-középhegység többi részével együtt mozgott.

A geofizikai kutatások története

Az első geofizikai mérések a Velencei-hegységben Pátka környékén történtek 1936-ban (FEKETE 1936) a Pálffy M. által talált vasérc kutatására. A mágneses és variométeres mérések negatív eredménnyel zárultak.

Újabb kutatás mágneses módszerrel 1941–1951-ben folyt, 500 méteres mérésközzel a hegység egész területén és környékén. Akkor a kelet-velencei andezitekkel kapcsolatos anomáliák kimérése is elkezdődött (HAÁZ 1950, 1952), amely 1952-ben sűrűbb hálóban (KOMÁROMY 1952), majd 1955-ben néhány újabb szelvény mentén (részletesebb méréssel) folytatódott (VASADY-KOVÁCS 1955). Az anomáliák hatóját VASADY-KOVÁCS (1962) a terület K-i részén, a Nadap–pázmándi hegysor alatt 640 m mélységben tételezte fel, s andezittel hozta kapcsolatba. 1952–1955-ben elkészült a terület áttekintő gravitációs felvétele.

A nyugat-velencei területen ércelérek kutatása céljából az ELGI Slingram (ZAKARIÁS 1952) és Turam (HONFI 1952, 1953a, b, SZALAI M. 1953, SEBESTYÉN 1952a, b) módszerrel geoelektromos méréseket végzett. A Tompos-hegyen ismert kvarctelérek egyes helyeken Turam-módszerrel tovább nyomozták, és néhány új anomáliát is kimutattak.

1958–1959-ben a MÉV hasadóanyag-kutatási céllal radiometrikus felvételt folytatott: 1958-ban autógamma mérést 1:25 000-es méretarányban 110 km²-en, 1959-ben terepi radiométeres felvételt 1:10 000-es méretarányban 30 km²-es területen. Megállapították, hogy ipari jelentőségű hasadóanyag-feldúsulás a velencei területen a felszínhez közel nincs (LENGYEL 1960).

A Velencei-hegység ÉNy-i peremén a pala-gránit kontaktus jellegének és az aljzat mélységének megállapítása céljából az ELGI szeizmikus refrakciós méréseket végzett (SZÉNÁS 1962, SÉDY, SZÉNÁS 1962). A terület ÉNy-i részén ugyanakkor a MÉV is mért refrakciós szeizmikus és VESZ- (vertikális elektromos szondázás) módszerrel (BARANYI I., VÁRFALVI 1963). A pala-gránit kontaktus jellegét ezekkel a mérésekkel nem sikerült megállapítani, a kapott aljzat-mélység-adatokat a fúrások szerint 20–30%-os hiba terheli.

Az ELGI graviméteres (NYITRAI 1952), földmágneses (KOMÁROMY 1952, ZSILLE 1957) és geoelektromos (HONFI et al. 1953, NYITRAI 1967) mérési módszert is alkalmazott a hegység környékének megismerésére.

Az OÉÁ megbízásából a nyugat-velencei területen 1965–1967-ben a MÉV geoelektromos mérésekkel kutatott kvarctelérek után (BARANYI I., SZARKA 1966, SZARKA 1966, 1968). Néhány új telért vagy kovásodott zónát mutattak ki a Sár-hegytől Ny-ra.

A „Velencei-hegység pannóniai képződményeiben végzett hasadóanyag-kutatás” témában a MÉV a hegység-peremeken és a pákozdi völgyben VESZ-mérésekkel meghatározta a pannóniai képződmények vastagságát (BARANYI I. 1969). A terület déli részén a pannóniai összleten belül magasabb ellenállású rétegre bukkantak, amely a Vt₀–30 (Vt–30) és Vt₀–32 (Vt–32) fúrások alapján kavicsos homok rétegekkel korrelálható, és amelynek elterjedése körülhatárolható. A Velencei-tótól Ny-ra mért szelvényeken a pannóniai képződményekre nagyobb mélység adódott a fúrásokkal kapott mélységhez képest, ami a gránit felső részének nagyobb fokú mállottságával magyarázható.

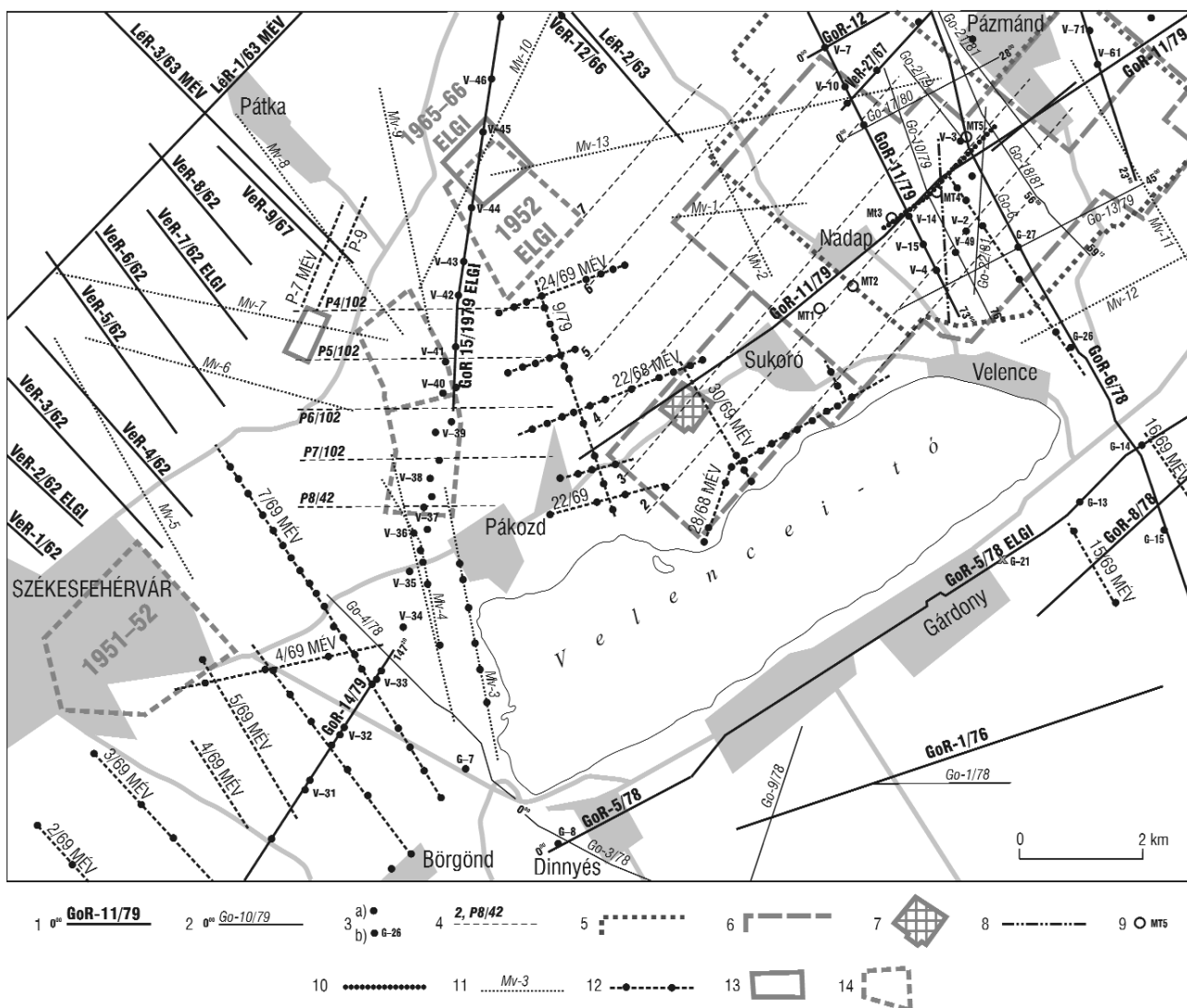
1969-ben a MÉV lefolytatta a hegység komplex légigeofizikai felvételét 1:25 000-es méretarányban, amelynek alapján 1:50 000-es léptékű K-, Th-, U- és összgamma-megoszlási, valamint totális mágneses (ΔT) izovonalas térképet szerkesztett. 1971–1973-ban a MÉV új radiometriai (összgamma-) felvételt végzett 36 km²-nyi területen 1:5000-es méretarányban. A mérések alapján 1:10 000-es gammaintenzitás-térkép készült (GERZSON 1983). A kelet-velencei területre (Sukoró környéke) magasabb radioaktivitás volt jellemző, mint a pákozdira, és a gránitporfír- és mikrogránitlérek gammaintenzitása általában magasabb volt, mint a gránité. Az intenzitás azonban nagymértékben függött a feltártságtól.

A kelet-velencei területen a radiometriai felvétel mellett a MÉV szelvény menti mágneses és ellenállásmérést is végzett. A sukorói útkanyarban nagy intenzitású negatív mágneses anomáliát mutattak ki, s azt vetőzónával hozták kapcsolatba (BARANYI I. 1972). Az anomália teljes lehatárolásához a mérismennyiség nem volt elegendő. Mágneses méréseket a sorompó-völgyi andezittesten és a sukorói teléren keresztül is végeztek, ahol anomáliákat mutattak ki, de azokat nem határolták le.

1976–1977-ben az ELGI a gravitációs hálózatot 6 állomás/km pontsűrűsége egészítette ki. A részletes mérések alapján Bouguer-anomália térképet szerkesztettek, és abból több változatban maradékanomália-térképek készítek (PINTÉR 1978, 1983).

1978-tól 1985-ig *A Velencei-hegység–Balatonfő földtani-ércföldtani előkutatási programjához* (HORVÁTH I. 1981) kapcsolódóan az ELGI végzett méréseket a területen és környékén (2. ábra). A kelet-velencei területen részletesebb komplex refrakciós-geoelektromos és reflexiós méréseket, valamint — érc kutatási céllal — gerjesztett potenciál (GP)-méréseket folytattak. Tájékoztató jellegű mélyszerkezeti kutatás volt a nyugat-velencei területen is. A mérési anyag feldolgozása során 1:50 000-es méretarányú gravitációs és mágneses maradékanomália-térképeket készítek különböző variációkban. A kapott eredményekről kéziratos és nyomtatott évi jelentésekben számoltak be, eredményeiket a jelen magyarázóban is felhasználtuk (CSÖRGEI et al. 1982, DUDKO et al. 1982, MADARASI et al. 1981, MAJKUTH 1976, 1980, 1981a, b, 1982a, b, 1983a, b, 1985, MAJKUTH, HOFFER 1979, PINTÉR 1978, 1983).

Az ELGI 1987-ben barnaköszén-kutatás céljából két szeizmikus reflexiós szelvényt mért a Berhidai-medence területén (NYITRAI 1987).



2. ábra. Az ELGI és a MÉV által a Velencei-hegységben végzett geofizikai mérések helyszínrajza

ELGI 1978–1980: 1. komplex refrakciós-geoelektromos szelvény; 2. reflexiós szelvény; 3. geoelektromos szondázás; 4. gerjesztett potenciál (GP) szelvény; 5. hálózatos GP-mérések területe; 6. részletező GP-mérések területe; 7. részletező mágneses mérések területe; 8. lyuk-felszín GP-mérés szelvénye; 9. magnetotelurikus mérés; 10. pol-dipól szelvény; 11. MFS-szelvény. MÉV 1969: 12. geoelektromos szelvény nyomvonala VESz mérési pontokkal. MÉV 1965: 13. részletes ellenállásmérés területe. ELGI 1951–1952: 14. A Turam-rendszerű részletes mérések területe

Figure 2. Location map of the geophysical measurements made by ELGI and MÉV in the Velence Hills

ELGI 1978–1980: 1. integrated refraction - geoelectric profile, 2. reflection profile, 3. geoelectric sounding, 4. induced polarization (IP) profile, 5. IP measurements in a grid, 6. follow up IP measurements, 7. follow up magnetic measurements, 8. profile of the surface-borehole IP measurement, 9. magnetoteluric sounding, 10. pole-dipole profile, 11. MFS profile. MÉV 1969: 12. geoelectric profile with VES measurement points. MÉV 1965: 13. area of follow up resistivity survey. ELGI 1951–1952: 14. area of follow up TURAM survey

A Magyar Olaj és Gázipari Részvénytársaság (Mol Rt.) a Középdunai-medence kutatási területén az 1992–1993 években reflexiós méréseket végzett (DÁVID 1993), amelyek érintették a területünk D-i részét. Az 1996. évi reflexiós mérések (DÁVID, TURTEGIN 1997) már a hegység kibúvási területét vették körül. Az újonnan kapott mérési eredmények megerősítették a korábban alkotott képet, és újabb részletet szolgáltatottak a terület szerkezeti felépítésére vonatkozóan.

A nyugat-velencei területen 1998–1999-ben földgáztároló helyének kutatása céljából az ELGI sekély refrakciós méréseket végzett a pátkai (NEDUCZA et al. 1998) és a pákozdai (HERMANN et al. 1999a, b) területen, amelyek segítségével meghatározták az üde gránit felszínét. Utóbbi területen kiegészítő sekélygeofizikai mérések is történtek mágneses és elektromágneses módszerrel (GULYÁS, KOVÁCSVÖLGYI 1999).

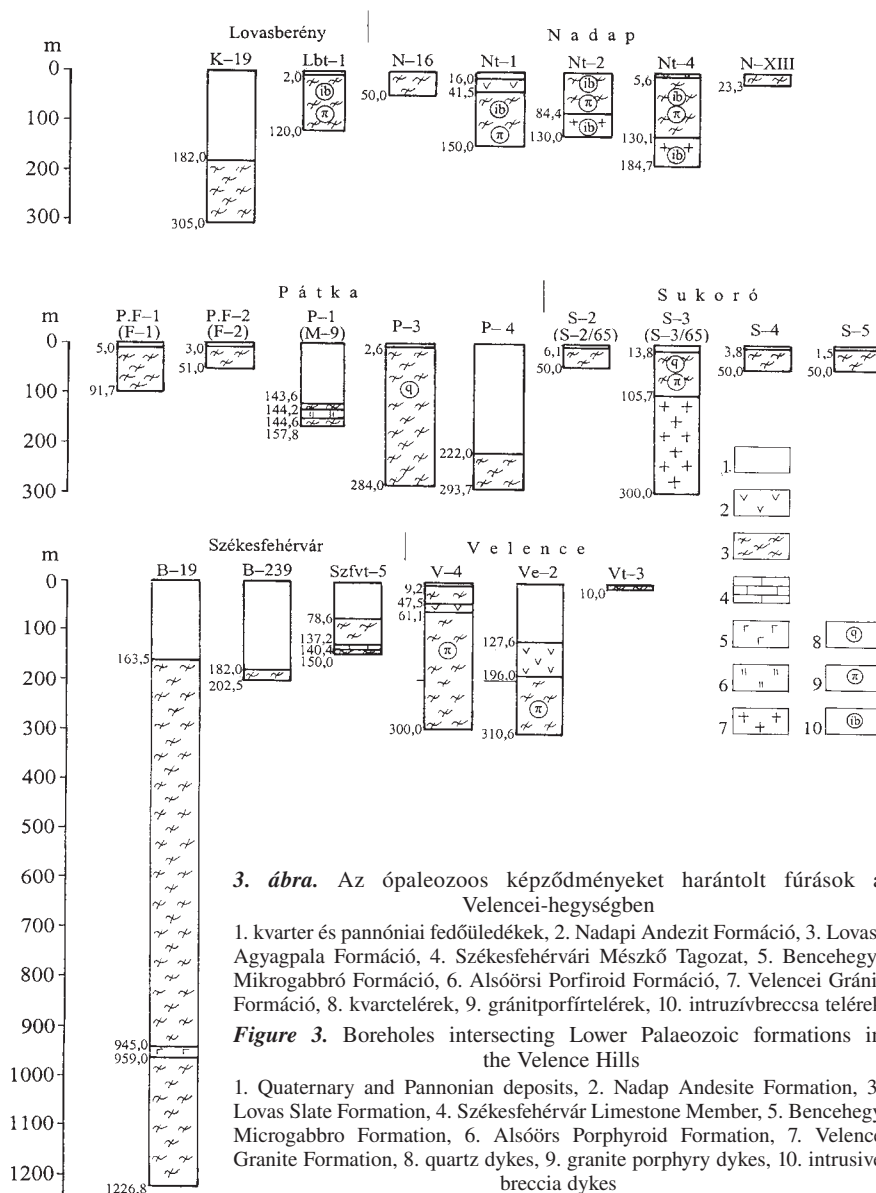
A balatonfői rögök területén viszonylag kevés mérés történt (VÁRFALVY, SZARKA 1963).

A Velencei-hegység földtani képződményei

Paleozoikum

A paleozoos képződmények közül a Velencei-hegység területén ópaleozoos palaösszlet magmás benyomulásokkal (Balatoni Formációcsoport), újpaleozoos mélységi magmatitok (Velencei Gránit és Gárdonyi Kvarcdiorit Formáció), valamint felső-perm üledékes képződmények (Balatonfelvidéki Homokkő, Tabajdi Anhidrit és Dinnyési Dolomit Formáció) fordulnak elő. A hegység képződményeinek elvi rétegoszlopát a XXIII. tábla mutatja be.

Ópaleozoikum — Balatoni Formációcsoport (^BPz₁)



3. ábra. Az ópaleozoos képződményeket harántolt fúrások a Velencei-hegységben

1. kvarter és pannóniai fedőüledékek, 2. Nadapi Andezit Formáció, 3. Lovasi Agyapala Formáció, 4. Székesfehérvári Mészke Tagozat, 5. Bencehegyi Mikrogabbro Formáció, 6. Alsóörsi Porfiroid Formáció, 7. Velencei Gránit Formáció, 8. kvarctelések, 9. gránitporfirtelések, 10. intruzívbreccsa telések

Figure 3. Boreholes intersecting Lower Palaeozoic formations in the Velence Hills

1. Quaternary and Pannonian deposits, 2. Nadap Andesite Formation, 3. Lovas Slate Formation, 4. Székesfehérvár Limestone Member, 5. Bencehegy Microgabbro Formation, 6. Alsóörs Porphyroid Formation, 7. Velence Granite Formation, 8. quartz dykes, 9. granite porphyry dykes, 10. intrusive breccia dykes

A Velencei-hegységet alapvetően felépítő gránit egy ópaleozoos, üledékes-magmás eredetű, metamorfizálódott összletbe nyomult be. Ez az anchimetamorf sorozat a batolit központi részén lepusztult és csak roncsai vannak meg a felszínen, de É-on, ÉK-en és K-en megmaradt a gránit fölött (a hegység DK-i részén feltehetően tektonikai okokból hiányzik). A sorozatot alapvetően a *Lovasi Agyapala Formáció* építi fel (benné mészkő betelepüléssel — *Székesfehérvári Mészke Tagozat*), a palaösszletben kis elszigetelt betelepülésként, illetve benyomulásként található az *Alsóörsi Porfiroid* és a *Bencehegyi Mikrogabbro Formáció*. Ezek a képződmények részei a Balatonfelvidéken bevezetett Balatoni Fillit Formációcsoportnak (FÜLÖP 1990, CSÁSZÁR, LELKESNÉ FELVÁRI in BUDAI et al. 1999), amelyet mi a közettani változatosság miatt csak *Balatoni Formációcsoport* néven javasolunk használni. A formációcsoporton belüli tagolások problémáit és az egyéb képződményeket a Balatonfő-Velencei-hegység preszarmata képződményei című fejezetben tárgyaljuk.

A Velencei-hegység térképének területén a formációcsoportot elért fúrásokat a 3. ábrán mutatjuk be.

Az ópaleozoos kőzetek néhány kémiai elemzési eredményét az 1. táblázatban mutatjuk be.

LOVASI AGYAGPALA FORMÁCIÓ ('O-D)

A természetes feltárásokban csak néhány helyen megjelenő, gyűrt, anchimetamorf ópaleozoos képződmények felszíni elterjedése nagyrészt csak törmelékben, kisebb részt szál kibúvásokban (Bence-hegy, Templom-hegy Ny-i lejtője, Meleg-hegy É-i lejtője, Antónia- és Vaskapu-hegy, Szűzvári malom, pátkai Varga-hegy, Kőrakás-hegy) É-ről és K-ről megszakításokkal keretezi a központi helyzetű gránitintrúziót. Elszigetelten, a gránitos területen belül, a sukorói Sorompó-völgyben mintegy 100 m átmérőjű, tektonikusan lezökkent tömbben is megfigyelhetők ezek a képződmények. Felszín alatt a Velencei-hegységtől ÉNy-ra felső-pannóniai üledékekkel fedetten — a szórványos mélyfúrás adatok alapján — a velencei-hegységi térképlap határáig követhetők. K felé, a középső-felső-eocén rétegvulkáni képződmények alatt kiterjedésük csak Pázmánd-Kápolnásnyék vonaláig nyomozható. Ny-ra a székesfehérvári B-19 (Szf-v-I) jelű fúrás 1000 m vastagságban harántolta a Balatonfő felé folytatódó ópaleozoos képződményeket (JUGOVICS 1945–1946).

Az egymástól távol eső mesterséges feltárásokból (többnyire évtizedekkel ezelőtt felhagyott kisebb kőfejtők), a gyűrt szerkezet, az ősmaradványok ritkasága, a gránit kontakthatására elváltozó kőzetjellegek, valamint jól követhető litológiai szintek hiányában a képződmények belső rétegtani felépítése ma még tisztázatlan. Korára vonatkozóan is csak szórvány adatokkal rendelkezünk.

A palaösszletben korjelző értékű ősmaradvány-együttes meglehetősen ritka. Jelenleg csak két ilyen lelőhelyet ismerünk:

— A kányás-völgyi liditekből ORAVECZ (1964) Monograptida-félék mellett a következő, szilurra jellemző Dinoflagella-formákat határozta meg: *Hystricosphaeridium longispinoides* SANNE-MANN, *Baltisphaeridium longispinosum* EISENACK. Erről a lelőhelyről KOZUR (1984a, b) a *Hystricosphaeridium*okat új rendbe sorolva az *Aldridgeisphaera conispinoza*, *A. goczani wenlocki* alakokat írta le *Dapsilodus obliquicostatus* (BRANSON-MEHL), *Panderodus unicosatus* (BRANSON-MEHL) Conodonta-fajokkal együtt.

— A székesfehérvári Szfvt-5 jelű fúrás 140,3 m-éből származó sötétszürke mészkőből (Székesfehérvári Mészkő Tagozat) H. Kozur (szóbeli közlés) a felső-devon frasnii emeletére jellemző gazdag Conodonta-faunát határozott meg.

A két lelőhely korjelző ősmaradványai alapján a gránit palaköpenyét alkotó ópaleozoos rétegsorban a szilur–devon képződmények igazoltan megtalálhatók. A formáció Balaton-felvidéki előfordulásából végzett flórahatározások alapján (ALBANI et al. 1985) a formáció ordoviciumi kora is igazolható.

Az eredetileg törmelékes, egyes szintjeiben tufákat is tartalmazó, agyagos, aleuritos, homokos üledékek között a mészkő- és dolomitbetelepülések ritkák. A gyűrődést és anchimetamorfózist követő késő-karbon gránitbenyomulás az ópaleozoos képződményeket széles sávban kontaktizálta. Valamennyi felszíni kibúvás kőzetein megfigyelhető ezeknek az elváltozásoknak a hatása. Részletes kőzettani leírásukat ma is érvényes módon VENDL A. (1914) végezte el. Elkülönített egy magasabb hőmérsékletű andaluzitos szaruszirtet és egy alacsonyabb hőmérsékletű csomópala kifejlődést. Az andaluzitos szaruszirtekben az andaluzit-muskovit-biotit-kvarc együttes az átalakulás mértékét a hornblende–szaruszirt fáciesben rögzítette. Kémiai összetételét az 1. táblázat mutatja be. Ez a szürke, zöldesszürke, mélyfúrásban lilásfekete, gyakran még a palásság nyomait őrző kőzetváltozat felszínen a Bence-hegyen és a Szűzvári malomnál, valamint az Antónia-hegyen és az ott mélyült nadapi Nt-2 jelű fúrásból (4. ábra) ismert. Az andaluzit a kontaktzónától távolabb — több száz méterre is — megjelenik a kvarcban szegény, szericites kőzetekben, pl. a pátkai Varga-hegyen.

4. ábra. A nadapi Nt-2 jelű fúrás földtani szelvénye (FÜLÖP 1990 után)

Lovasi Formáció, kontakt zóna: 1. csomópala, 2. andaluzitos pala, 3. turmalinos-andaluzitos pala, 4. andaluzitcsomós pala. Nadapi Formáció, Sorompóvölgyi Tagozat: 5. intrúziós breccsa. Velencei Formáció: 6. gránit, 7. mikrogránit, 8. aplit

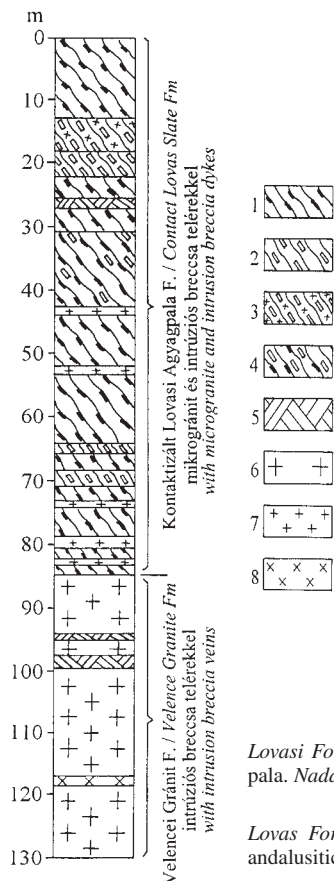
Figure 4. Geologic section of the Nadap Nt-2 borehole (after FÜLÖP 1990)

Lovas Formation, contact zone: 1. spotted slate, 2. andalusitic-hornfels, 3. andalusitic hornfels with tourmaline, 4. andalusitic spotted slate. Nadap Formation, Sorompóvölgy Member: 5. intrusion breccia. Velence Formation: 6. granite, 7. microgranite, 8. aplite

1. táblázat. Néhány ópaleozoos kőzet kémiai elemzési eredménye (s%)

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO ₂	55,7	61,4	59,8	50,5	48,1
TiO ₂	1,1	0,91	1,03	1,46	1,38
Al ₂ O ₃	21,6	19,4	17,2	14,4	12,5
Fe ₂ O ₃	1,78	4,06	3,7	2,01	2,6
FeO	4,82	1,8	4,09	8,44	7,12
MnO	0,225	0,062	0,14	0,2	0,28
CaO	0,61	0,67	1,26	10,5	13,3
MgO	1,75	1,28	2,23	7,57	5,96
Na ₂ O	0,7	0,54	2,96	2,86	2,6
K ₂ O	6,71	3,93	3,20	0,62	0,13
+H ₂ O	4,44	4,72	3,37	1,77	1,19
-H ₂ O	0,43	0,34	0,08	0,08	0,03
CO ₂	0,04	<0,02	0,03	0,04	4,09
P ₂ O ₅	0,08	0,10	0,10	0,16	0,15
ΣS	0,69		0,21		0,09

1. 'O-D — andaluzitos szaruszirt, Nt-2, 64,5 m (elemzők: Szirmainé, Aratóné) — Lovasi Agyagpala kontaktizált változata, 2. 'O-D — tufitoid (porfiroid?), pátkai Varga-hegy (elemzők: Soha I.-né, Aratóné) — Alsóörsi Porfiroid, 3. 'O₃ — porfiroid, Antónia-hegy (elemzők: Petrásné, Bertalan) — Alsóörsi Porfiroid, 4. ^bS-D — mikrogabbro, Bence-hegy, árok (elemzők: Petrásné, Bertalan) — Bencehegyi Mikrogabbro, 5. ^bS-D — mikrogabbro, Pátka P-1 (M-9), 154,4–157,8 m (elemzők: Petrásné, Bertalan) — Bencehegyi Mikrogabbro. Az elemzések a MÁFI Vegyi Laboratóriumában készültek.



A kvarc-klorit-szericit ásványegyüttessel jellemezhető, albit-epidot szaruszirt fáciesnek megfelelő csomópala elterjedési területén már felismerhetők a rétegsor anchimetamorf kőzetváltozatai: fillitszerű, gyakran lilás árnyalatú szericit-pala, világosszürke, sárgásszürke palás homokkő, aleurolitpala és agyagpala (II. tábla 1. fénykép). A kőzetek palássága rendszerint az üledékes rétegzettséggel esik egybe. Az Antónia-hegyen, a Varga-hegyen és a Kőrakás-hegyen megtaláljuk a fehér vagy fehéresszürke, laterálszekrécios eredetű kvarcitok törmelékét. Az Nt-2 jelű fúrásban a rétegzéssel párhuzamosan települő, 0,5–5 cm vastag kvarcitlencsék láthatóan együtt gyűrődtek meg a többi kőzettel. Liditet — kovásodott, szaruszirtesedett fekete homokkőtörmelék társaságában — csak a szűzvári Kányás-völgyben, a sukorói Sorompó-völgyben és a Meleg-hegy É-i részén találunk jelentősebb mennyiségben.

A Varga-hegy É-i végén, az állattartó telep déli szélénél, kis feltárásban a szericites palákban palásodott, aprólito-klasztos tufa 10–30 cm vastag betelepüléseit lehetett megfigyelni. Az ellapított bontott, szericitesedett litoklasztok mellett kvarc, plagioklász és biotit jelent meg (kémiai összetétele a 1. táblázatban található).

A gyűrt rétegösszletben a települési helyzet a rossz feltártság miatt nehezen értelmezhető, megállapítható azonban, hogy a Bence-hegyen a kontaktizált palában (II. tábla, 2. fénykép) a palásodás leggyakoribb dőlésiránya ÉK–DK között változik. Az É-i vonulatban az Antónia-hegytől a Kőrakás-hegyig az uralkodó dőlésirány ÉNy–DK-i.

A kontakt pneumatolitos jelenségkörbe tartozik, és elsősorban a csomóspalákban jelentkezik a turmalinosodás. Turmalinszirtté alakult pala törmeléke a Meleg-hegy É-i lejtőjén jelenik meg. A palában apró fekete csomókban, ereken a turmalinosodás a Bence-hegyen, Sukorótól É-ra a sorompó-völgyi előfordulásban, az Antónia-hegyen és az Nt-2 jelű fúrásban figyelhető meg. Szürkészöld, fekete turmalinos kvarcitok Pátka térségében a Varga-hegyen törmelékben, valamint az itt mélyült P-3 jelű fúrásban és a Kőrakás-hegy területén fordulnak elő.

Székesfehérvári Mészke Tagozat (¹D₃)

Az 1982-ben mélyült székesfehérvári Szfvt-5 jelű térképező fúrás felső-pannóniai képződmények alatt, 78,6–150,0 m között a Lovasi Agyagpala és a Velencei Gránit váltakozását a gránit-pala kontaktushoz közeli helyzetben tárta fel. Az igen erősen összetört és hidrotermálisan bontott, agyagásványosodott palában (melyet négy szintben mikrogránittelérek jártak át), 137,2–140,4 m között három méter vastagságban pelágikus, sötétszürke, szürke karbonáteres, átkristályosodott mészke települ, benne agyagpala- és metaaleurolit-rétegekkel, valamint szericites laminákkal. Közvetlenül alatta 30 cm-es mikrogránittelér települ, de az alatt folytatódik a Lovasi Agyagpala. A mészke fedője 134,3 m-ig a palaösszlet, ami fölött tektonikai zóna után folytatódik a pala, így az e fölötti rész rétegtani kapcsolata a mészkevel bizonytalan.

A fent említett 3 m-es réteget már FÜLÖP (1990) említette „Székesfehérvári felsődevon” néven, majd LELKESNÉ FELVÁRI (in GYALOG 1996, in BÉRCZI, JÁMBOR 1998) már önálló formációként, Székesfehérvári Mészke Formáció néven írta le. Véleményünk szerint a mészke vastagsága, a rétegsorban elfoglalt helyzete nem teszi indokoltá ezt a litosztratiográfiai rangot. Ez csak az anchimetamorf palaösszlet felső részén egy mészkebetelepülés, és így annak részeként tárgyalható. Ezért a Lovasi Agyagpala Formáció tagozataként különítjük el Székesfehérvári Mészke Tagozat néven, koraként a Conodonták által determinált késő-devont adva meg.

A meghatározható Conodontákat tartalmazó mészke jelentős sztratiográfiai értékű az egész dunántúli-középhegységi zónában. A fúrás 140,3 m-éből származó sötétszürke mészkeből KOZUR a késő-devon frasnii korszakára jellemző gazdag Conodonta-faunát határozott meg (szóbeli közlés, részben in FÜLÖP 1990):

Ancyrodella ? sp. ?
Icriodus alternatus (BRANSON–MEHL)
Icriodus sp.
Palmatolepsis hassi (MÜLLER–MÜLLER)
P. ex gr. hassi (MÜLLER–MÜLLER)
P. ex gr. punctata (HINDE)
P. ex gr. subrecta (MÜLLER–YONGQUIST)
P. sp. indet.
Polygnathus cf. pollocki (DRUCE)
Polygnathus sp. indet.

ALSÓÖRSI PORFIROID FORMÁCIÓ (²O₃)

A Velencei-hegységben egyetlen előfordulása a nadapi Antónia-hegy K-i oldalán van. A palás szerkezetű (ÉNy-i dőlésű), szürke színű magmás kőzet kémiai összetétele (1. táblázat) és ásványos alkata (kvarc, oligoklász, kálföldpát, biotit) alapján kvarcporfirites eredetű (JANTSKY 1957). A csapásmenti, csupán 2 m magas feltárásban a település és a melékkőzettel való kapcsolat nem látható. Nyilvánvalóan betelepülés a Lovasi Agyagpala Formáció rétegei között.

A térképen nem ábrázoltuk, de tulajdonképpen ehhez a formációhoz kapcsolhatóak a pátka Varga-hegyen az agyagpala-aleurolitpala rétegek között előforduló tufa és tufit betelepülések is.

A formáció besorolása Balaton-felvidéki analógia alapján történt. CSÁSZÁR, LELKESNÉ FELVÁRI (in BUDAI et al. 1999) besorolása szerint ott is a Lovasi Agyagpalába települten fordul elő, Alsóörsi Metariolit Formáció néven említik. Korára vonatkozóan ebből a hegységbeli előfordulásból sem őslénytani, sem radiometrikus adatunk nincs.

A Velencei-hegységben három helyről ismerjük nem metamorfizált, szubvulkáni bázisos magmás kőzet, gabbró vagy mikrogabbró előfordulását. Ezeket a korábbi irodalom (JANTSKY 1957) diabáznak nevezte. A három terület az alábbi:

- a Bence-hegyen 3 kis előfordulás: a Retezi-táróban, a hegy D-i oldalán (törmelékben), és a K-i oldalon (szálban állóan, árokkal feltárva — I. tábla, 1. fénykép),
- a Pátka P–1 (M–9) jelű MÉV kutatófúrás 144,2–144,6 és 161,2–166,7 m közötti szakaszai,
- a Székesfehérvár B–19 (Szfv–I) jelű fúrás 945,0–959,0 m közötti szakasza.

A Bence-hegyen kontaktizált palában települ teleptelérként (ezt kutatóárok tárta fel, amely ma védett geológiai feltárás), a P–1 (M–9) és a B–19 (Szfv–I) fúrásokban is pala (Lovasi Agyagpala Formáció) a mellékkőzet.

A tömött, szívós, sötét szürkészöld, holokristályos, ofitos szövetű kőzet pontos megnevezése leggyakrabban mikrogabbró, ritkábban gabbró (attól függően, hogy az uralkodó szemcsenagyság 2 mm alatti vagy fölötti). A bázisos plagioklász, monoklin piroxén, zöldamfibol és magnetit ásványi főalkotók közül a monoklin piroxén és az átalakulásával keletkezett zöldamfibol aránya előfordulásonként változik. Legüdébb a P–1 fúrásban feltárt gabbró. A B–19 (Szfv–I) jelű fúrásból ezt a kőzetet JUGOVICS (1945–1946) gabbródioritnak, JANTSKY (1957) gabbrónak írta le. A Bence-hegyi előfordulások későbbi hidrotermális és/vagy kontakt hatásra bekövetkezett elváltozásait JANTSKY (1957) tanulmányozta részletesen, s megállapította, hogy a kétféle elváltozás egymástól elválaszthatatlan. A mikrogabbró kémiai összetételét az 1. táblázatban mutatjuk be.

A Bencehegyi Mikrogabbróval bizonyos mértékig párhuzamosítható a Litéri Metabazalt Formáció. Álláspontunk szerint viszont nem igazolt egyidejűségük, és az utóbbi magasabb metamorfózis foka, valamint a vele asszociáló (társult) kőzettípusok alapján nem tartozhatnak ugyanabba a rétegtani egységbe.

A magmatitok korára nézve több vélemény is megfogalmazódott: JANTSKY (1957) a települési helyzet, az elváltozások minősége, valamint ausztriai és gömöri analógiák alapján az intruzív jellegű gabbrótestek és -telérek kialakulását a gránit benyomulásánál korábbinak, a fillitösszlethez kapcsolódónak, tehát idősebb paleozoosnak tartotta. KUBOVICS (1983) a Bence-hegyi mikrogabbró keletkezését is beleillesztette egy triász intermedier–bázisos magmatizmusba. Álláspontját a Bence-hegyről származó minta amfiboljából készült K/Ar módszerű radiometrikus kormeghatározás 170 millió éves eredményével (BALOGH KADOSA in KUBOVICS 1983) támasztja alá.

Mindkét vélemény mellett és ellen találunk közvetett földtani adatokat. Bár a Bence-hegyi árokban a mikrogabbró teleptelér mindössze 3 méternyire települ a gránit-pala magmás érintkezéstől, az andaluzitos szaruszírtben a kontakt hatás nem ismerhető fel makroszkóposan. Nem látszik az anchimetamorfózis okozta palásodás sem, a Retezi-táróban a palában települő mikrogabbró közvetlenül, tektonikusan érintkezik a gránittal. Az előfordulások kizárólag csak gránitnál idősebb kontaktmetamorf képződményekhez kötődnek, a sokszorosan nagyobb területen található gránitban mikrogabbrótélér vagy -törmelék nem ismert. A magmás kőzetben a lényegesen alacsonyabb hőmérsékletű gránitbenyomulásnak nem kellett nyomott hagynia, és az igen kompakt kőzet a gyenge anchimetamorfózist a liditekhez hasonlóan palásodás nélkül elviselhette.

A fentiek alapján mi a mikrogabbró keletkezését a gránitképződés előttinek, tehát karbon előttinek tartjuk. Mivel a Lovasi Agyagpalába nyomult, annak legfeljebb felső részével lehet egykorú, ezért véljük feltételelesen szilur–devon korúnak.

Karbon

A karbon képződmények közé két intruzív formáció, a Velencei Gránit és a Gárdonyi Kvarcdiorit Formáció tartozik.

VELENCEI GRÁNIT FORMÁCIÓ (°C₂)

A Velencei Gránit Formációba soroltuk mindazon mélységi és szubvulkáni képződményeket, amelyek a gránitkeletkezés folyamatában jöttek létre és magmagenetikai kapcsolatban vannak a gránittal. A Velencei-hegység fő tömegét a Velencei Formáció mélységi magmás tömege adja, amely a Lovasi Agyagpala Formáció palaösszletébe nyomult be. A pala félkör alakban övezi a gránitot, K-en és É-on kisebb megszakításokkal a felszínen, NyDNy felé mélyfúrásokban követhető, a hegységtől DK-re hiányzik. Ennek alapján feltételezhető, hogy a gránitbatolitnak csak az ÉNy-i része van a felszínen, DK-i folytatása elnyíródott és elkerült mellőle.

A gránitbatolitot keletkezési fázisok alapján tagoljuk. A fázisokat a települési viszonyok és a kemizmus alapján különítjük el:

— A gránitban megtalálható idősebb, deciméteres átmérőjű, kerekded mikrodiorit zárványok a gránitkeletkezés *korai fázisát* jelzik. Ezek a kőzetek az intrúzió továbbnyomulásakor betöredeztek, szegélyükön a gránitolvadékkal reakcióba léptek. A benyomulás egy későbbi ütemét leukokrata mikrogránit anyagú, több deciméteres átmérőjű sarkos, éles szegélyű zárványok jelzik.

— A gránitkeletkezés *fő fázisában*, hipabisszikus (3–7 km) mélységben (BUDA 1980), biotitos gránit képződött. Ez általában közép szemcsés, ekvigranuláris, de helyenként porfírosabb változatok is elkülöníthetők. Kifejlődése a pala-

gránit érintkezés mentén néhol mikrogránitos, szegélyfácies jellegű. A főkristályosodás befejező szakaszához köthetjük a magmadifferenciáció termékeként megjelenő teléres jellegű valódi (dilatációs) aplitokat. A fő fázishoz kapcsolható a palaköpeny kontaktizálódása, és ezen belül a Meleg-hegy gerincétől északra a gránit kontaktzónájában megfigyelhető turmalinszirtek, turmalinos kvarcittelérek képződése is. A megjelenő kisebb pegmatitfészkek már a főfázis végét jelzik.

— A gránitbatolitot a *telérképződés fázisában* több, különböző korú telérsorozat töri át. Az ún. szemcsés aplitokat (melyek minden olyan fázisban — így gránitporfírban és mikrogránit-intrúzióban — is megjelenhetnek, ahol nagyobb olvadáktömeg kristályosodik ki), nagyrészt teléres megjelenésük miatt a többi telérrel együtt a telérfázis fejezetben tárgyaljuk. Ugyanezért említjük itt a kvarcosodott intruzív breccsákat, amelyek — ha valóban a gránitához tartoznak — a gránittest kikristályosodásának, kihűlésének zárószakaszában keletkeztek a maradék illóanyag robbanásszerű távozásának termékeként. A hegység morfológiai képét megszabó telérek zöme gránitporfír (Pákozdi Gránitporfír Tagozat). Itt két típus különíthető el. Az idősebb (sukorói) típus keletkezése még a gránittömeg teljes kihűlése előtt történt, a fiatalabb (pátkai) típus viszont már egy alacsonyabb hőmérsékletű batolit repedéseibe nyomult be. Gyakran előfordulnak mikrogránittelérek is. A mikrogránit- és a gránitporfírtelérek megkülönböztetése nem minden esetben egyértelmű. Valamennyi telérközetre jellemző, hogy csapásuk kisebb ingadozásokkal KÉK–NyDny-i, dőlésük többnyire ÉÉNy-i, csak kivételesen találunk néhány É–D-i mikrogránittelért.

Korai fázis

Mikrodiorit (kerzantit)-zárványok ($^{\circ}\text{C}_{\text{kz}}$ — kz). A térképlap gránitkibúvásainak területén viszonylag gyakran találhatjuk szürke-világosszürke, kissé mállott, aprókristályos magmás kőzetek apró (cm-es) törmelékét, amelyek kémiai és ásványos összetételük alapján a *diorit-granodiorit* kőzetcsoporthoz tartoznak, ezeket szemcseméretük alapján *mikrodioritnak* nevezzük. (Néhány deciméteres törmelékük már jóval ritkábban figyelhető meg.) Ezek a korábbi irodalomban általában *kerzantit* néven szerepeltek.

Ahol ezeknek a kőzeteknek a települése látható, tanulmányozható, ott zárványként fordulnak elő. A gránit-zárvány határ többnyire nem éles, a határ mentén a zárványokban 5 mm-t meghaladó méretű porfíros földpátok jelennek meg. A kőzet viszonylag üde állapotban szürke, sötétszürke színű, holokristályos, tömött, a mállás hatására gyakran kifakul és agyagásványosodik. Szövege porfíros, porfíros beágyazásként savanyú plagioklász, kvarc, amfibol és/vagy biotit jelenhet meg. A mátrix hipidiomorf, ritkábban poikilitos szövetű. Lényeges ásványos alkotója a kvarc, plagioklász, biotit és/vagy amfibol.

A térképen jelzett mikrodiorit testek nem valódi lamprofírok és így nem tekinthetők valódi kerzantitnak sem, noha a területen korábban dolgozó geológusok (VENDL A. 1914, JANTSKY 1957) ez utóbbi néven különítették el ezeket. VENDL A. (1914) a pákozdi Sár-hegy DK-i oldalán két, közvetlenül egymás melletti telért, és egyet a Sár-hegytől ÉNy-ra (Csalai erdő) írt le, FÖLDVÁRI A. (1948a–d) a székesfehérvári kőfőjtőből (Aplitbánya) említett kerzantitot. A három előfordulás kőzeit EMBEY-ISZTIN (1972, 1973) dolgozta fel, és megállapította, hogy a sár-hegyi változat áll legközelebb a lamprofírokhoz, a

spesszartit típushoz (Plg>Kfp, Amf>Bi), a másik kettő távol esik a lamprofíroktól, de ennek ellenére lamprofíros jellegű telérközethez nevezte el azokat. Ezeknek a kőzeteknek a kőzetkémiai összetételét is vizsgálta (EMBEY-ISZTIN 1974).

Felvételezésünk alkalmával sem felszínen, sem fúrásban valódi kerzantit telért nem sikerült észlelnünk, és a korábban leírtak azonosítható előfordulásai sem azok. Az adott feltárási viszonyok között általában nem észlelhető megbízhatóan a testek formája, települési helyzete. Mesterséges feltárásokban (pl. pákozdi nagyköfőjtő) méteres méretű, lencseszerű, vagy ritkábban izometrikus zárványként jelennek meg ilyen kőzetek (lásd az 5. és 6. elemzést a 2. táblázatban). Az észlelt és a vizsgálatok alapján a tárgyalt kőzeteket a gránitos olvadék korai benyomulásakor mélyebb szinten megrekedt, megszilárdult és az intrúzió továbbhaladásakor betöredezett, mikrodioritos összetételű tömböknek tartjuk.

Kisebb, néhány centiméteres – deciméteres átmérőjű mikrodioritos-granodioritos (norma szerint granodioritos) összetételű zárványok is viszonylag gyakoriak a gránitban. GOKHALE (1965) és BUDA (1980) vizsgálta részletesebben ásványos alkotukat.

2. táblázat. Mikrodioritos zárványok („kerzantitváltozatok”) kémiai elemzési eredményei (s%)

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO ₂	59,38	58,56	65,31	65,65	62,2	63,2	66,5
TiO ₂	0,62	1,09	0,54	0,52	0,73	0,74	0,56
Al ₂ O ₃	18,51	16,49	15,19	17,28	15,6	15,5	14,6
Fe ₂ O ₃	1,39	1,40	1,52	3,72	1,41	3,1	1,03
FeO	4,50	4,93	3,56	0,61	4,72	4,36	4,47
MnO	0,04	0,19	0,14	0,12	0,22	0,18	0,182
CaO	4,72	4,97	2,40	1,82	3,17	0,82	2,46
MgO	2,03	2,33	1,12	0,60	1,76	1,79	1,03
Na ₂ O	3,82	4,25	4,44	4,12	4,49	3,50	3,28
K ₂ O	2,73	3,10	3,45	2,46	1,96	3,30	3,02
+H ₂ O		2,51	2,23	2,66	2,56	3,61	1,85
-H ₂ O		0,18	0,28	0,69	0,27	0,03	0,14
CO ₂		0,00	0,00	0,10	0,18	0,03	0,07
P ₂ O ₅	0,34	0,35	0,16	0,26	0,31	0,19	0,16
Izz. v.	1,61						

1. „kerzantit”, Sár-hegy (VENDL A. 1914). Elemző: Vendl A. 2. „spesszartit”, Sár-hegy (EMBEY-ISZTIN 1973). Elemző: Emszt M., MÁFI. 3. „kerzantit”, Csalai erdő (EMBEY-ISZTIN 1973). Elemző: Emszt M., MÁFI. 4. „kerzantit”, székesfehérvári kőfőjtő (EMBEY-ISZTIN 1973). Elemző: Emszt M., MÁFI. 5. mikrodioritos zárvány gránitban, Pátka. Elemzők: Soha I.-né, Arató A.-né, MÁFI. 6. mikrodioritos zárvány gránitporfírban, Pátka. Elemzők: Petrás Gy.-né, Bertalan É., MÁFI. 7. mikrodioritos zárvány gránitban, Sár-hegytől ÉNy-ra. Elemzők: Dér I.-né, Bertalan É., MÁFI.

Porfíros szövetűek, porfíros elegyrészekben plagioklász és kvarc a gyakori. Alapanyaguk főleg xenomorf, kvarcba ágyazott biotitból és zöldamfibolból, valamint bontott plagioklászlécek hálózatából áll. A gránitzárványok térbeli eloszlásában szabályosságot nem találtunk. A pákozdi Pz-1 fúrásban előforduló zárványokat a VI. tábla, 1–2. fénykép mutatja be.

A hegységben megjelenő valódi lamprofirokról igazolódott, hogy nincs kapcsolatuk a gránitmagmatizmussal, késő-kréta korúak, így azokat később tárgyaljuk. De ezek jól elválaszthatók, megjelenésükben is nagymértékben különböznek az itt tárgyalt kőzetektől.

Fő fázis

A fő fázis részei a hegység fő tömegét alkotó biotitos és porfíros gránit, ezek mikrogránit szegélyfáciése, valamint a pegmatitok.

Biotitos gránit ($^{\circ}C_2^{\gamma} - \gamma$), **porfíros gránit** ($^{\circ}C_2^{\pi} - \pi\gamma$). A térképlap arculatát meghatározó, legnagyobb kiterjedésű és jelentőségű képződmény a közép–nagy szemű biotitos gránit. A legnagyobb felszíni kiterjedésben 8 km széles, 15 km hosszú, ÉK–DNy-i irányban nyúlt gránittest DNy felé a felszín alatt nem nagy mélységben további 10 km-en keresztül egészen Tácig (X. tábla, 1. fénykép) követhető.

Földtani, ásvány–kőzettani, kémiai–geokémiai tulajdonságait sokan és behatóan tanulmányozták. Csupán a legjelentősebb kutatókat kiemelve megemlíthetők: INKEY (1875), VENDL A. (1914), JANTSKY (1957), GOKHALE (1965), NAGY B. (1967a–c, 1969), BUDA (1968, 1969, 1971, 1972, 1974, 1980, 1985).

A kőzetanilag is egységes gránittesten belül a kémiai (3. táblázat, 5. ábra) és ásványos összetételben mutatkozó kis változásoknak megfelelően a gránit megjelenésében, szöveti, kőzettani képében sem szélsőségesek a változások (II. tábla, 3. fénykép). A térképlap területén — a rossz feltártság engedte mértékben — két változatot különítettünk el:

- közép–nagy szemű, kissé porfíros, vagy egyenletesen szemcsés, biotitos gránitot (A típus),
- apró–középszemű, porfíros, biotitban dúsbabb gránitot (B típus).

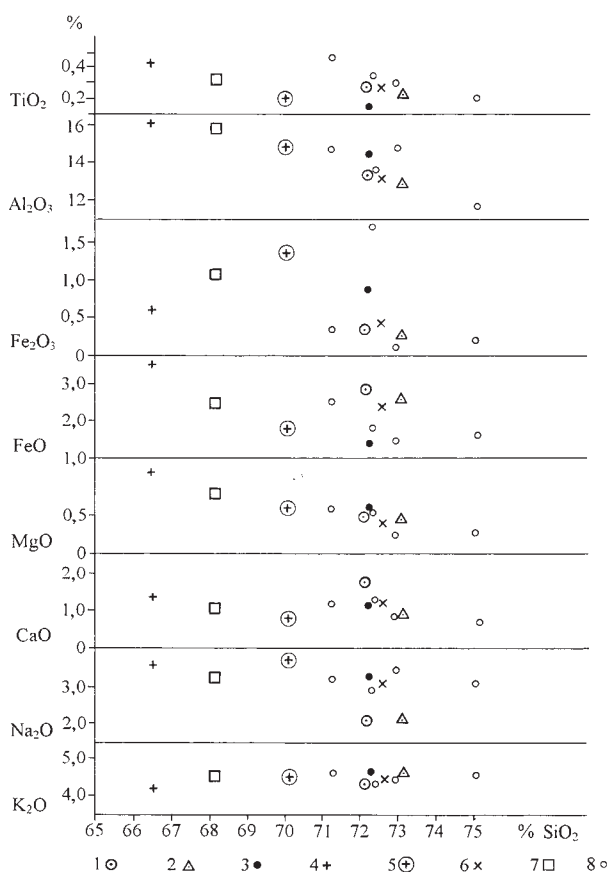
Az A és B típus átlagos ásványos (modal) összetétele (tf%-ban): kvarc 31,5%, pertites ortoklász 30,8%, plagioklász (An kb. 30%) 32,4%, biotit 5,1%, ami a Streckeisen-féle diagram szerint monzogranit. Akcesszórius ásványként apatit, cirkon, magnetit, allanit, titanit, epidot, fluorit, molibdenit, pirit jelenhet meg. Jellege az I (magmás beolvadási anyagú) és S (üledékes beolvadási anyagú) típusok határára esik, inkább S típusú. (Az 5. ábrán a BUDA 1985 által közölt gránit-átlag a korábbi kémiai elemzésekből számított.)

A kőzet kémiai összetétele általában eutektikushoz közeli. A magma kémiai inhomogenitása deciméteres–méteres léptékben változhat. Amennyiben a biotit utáni 3 fő alkotó valamelyikéből az eutektikushoz képest többlet van, a kristályosodás azzal kezdődhet, és annak porfíros kristályai is kiválhatnak. Vagyis a főalkotók kristályosodása kezdődhet a kvarc–ortoklász–plagioklász ásványok bármelyikével (pl. a csepp alakú kvarcot tartalmazó változatban a kvarc egy része korai kiválású). Általában megállapítható, hogy viszonylag nagy területeken az ortok-

3. táblázat. A Velencei Gránit és a Gárdonyi Kvarcdiorit kőzeteinek kémiai elemzési eredményei (s%)

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
SiO ₂	73,2	74,2	69,8	77,2	77,7	73,1	75,4	65,9	66,7	69,2	59,7	57,2
TiO ₂	0,31	0,21	0,43	0,04	0,06	0,08	0,147	0,56	0,53	0,38	0,85	1,23
Al ₂ O ₃	13,1	12,2	14,3	11,9	11,9	15,0	11,9	14,0	14,3	13,5	14,1	16,1
Fe ₂ O ₃	0,75	0,89	0,42	0,70	0,31	0,85	0,040	0,65	0,28	1,29	1,39	1,90
FeO	1,57	1,29	2,37	0,41	0,09	0,08	1,98	4,25	3,92	2,31	1,90	4,83
MnO	0,065	0,058	0,135	0,033	0,021	0,04	0,038	0,20	0,20	0,101	0,177	0,137
CaO	1,52	1,68	0,68	0,92	0,61	0,67	0,520	2,44	1,25	0,79	2,17	3,74
MgO	0,61	0,49	0,46	0,14	0,08	0,24	0,16	1,44	1,20	0,81	1,63	3,23
Na ₂ O	2,86	3,02	2,16	2,82	2,68	2,66	2,92	3,94	4,07	4,04	0,09	1,84
K ₂ O	4,52	4,31	5,83	4,59	4,85	6,20	5,10	3,77	4,09	4,23	4,90	3,14
⁺ H ₂ O	1,27	1,20	1,91	0,88	0,93	1,10	0,420	1,94	1,59	1,81	3,83	3,66
⁻ H ₂ O	0,13	0,11	0,43	0,05	0,12	0,08	0,060	0,24	0,23	0,11	0,75	0,21
CO ₂	<0,02	0,27	1,39	<0,02	0,046	0,26	0,290	1,22	0,68	<0,02	3,41	2,06
P ₂ O ₃	0,07	0,06	0,09	0,02	0,02	0,05	0,027	0,17	0,15	0,13	0,18	0,16
ΣS							1,262					
Fe *											2,20	
S ₂ *											2,53	

*Piritben megjelenő vas és kén. *Velencei Gránit Formáció*: 1. gránit — Sukoró, Rigó-hegy (elemzők: Soha I.-né, Arató A.-né), 2. gránit — Pákozdi, nagy kőfejtő (elemzők: Soha I.-né, Arató A.-né), 3. porfíros gránit — St-6, 43,2–43,4 m (elemzők: Szabados T.-né, Soha I.-né), 4. aplít — Sukoró, Kastélykert (elemzők: Soha I.-né, Arató A.-né), 5. aplít — Pákozdi (elemzők: Soha I.-né, Arató A.-né), 6. aplít — Mészeg, új útbevágás (elemzők: Petrás Gy.-né, Bertalan É.), 7. mikrogránit — Szfv-4, 73,0–76,0 m (elemzők: Soha I.-né, Baráth I.-né), 8. gránitporfír (idős, sukorói típusú) — Sukoró (elemző: Soha I.-né), 9. gránitporfír (fiatal, pátkai típusú) — Sukoró (elemző: Soha I.-né), 10. gránitporfír — Nadap, Sor-hegy (elemzők: Soha I.-né, Arató A.-né). *Gárdonyi Kvarcdiorit Formáció*: 11. granodiorit — Gárdonyi Gá-1, 695,4–695,6 m (elemző: Szirmainé S. M.), 12. kvarcdiorit — Dinnyés Di-3, 792,0 m (elemzők: Soha I.-né, Arató A.-né). Az elemzések a MÁFI Vegyi Laboratóriumában készültek.



5. ábra. A velencei-hegységi granitoidok kémiai összetétele (HORVÁTH I. et al. 1989)

1. az A típusú gránitváltozat átlaga, 2. a B típusú gránitváltozat átlaga, 3. BUDA (1985) gránitátlaga, 4. sukorói típusú gránitporfírok átlaga, 5. pátkai típusú gránitporfírok átlaga, 6. gránitátlag, 7. gránitporfírátlag, 8. szegélyfáciesű gránitok változatainak átlagai

Figure 5. Chemical composition of the granitoid rocks in the Velence Hills (HORVÁTH I. et al. 1989)

1. average A type granites, 2. average B type granites, 3. average granites by BUDA (1985), 4. average Sukoró type granite porphyries, 5. average Pátka type granite porphyries, 6. average granites, 7. average granite porphyries, 8. average marginal facies granites

lász korai kristályosodása jellemző, a 2–3 cm nagyságú kristályok kissé porfíros jelleget adnak a gránitnak. Űde kőzeteket szinte kizárólag csak a kőfejtőkben találunk (pl. a sukorói Rigó-hegyen). Ebben a kőzetváltozatban gyakran települnek pegmatitok, miarolitos fészkek, és jelennek meg apró, 0,1–1 mm-es likacsok a gránitban. Ez utóbbiakban kvarc, ortoklász mellett albit-, fluorit- és nátrolitkristálykák is megjelenhetnek (sukorói Olasz kőfejtő, pákozdi nagykovács).

A porfíros gránit modal-összetétele — eltekintve attól, hogy a biotit mennyisége 8–15%-ra növekszik — arányaiban megegyezik a biotitos gránit összetételével. A 0,5–1,5 cm nagyságú porfíros beágyazások (kvarc, ortoklász vagy plagioklász) gyakran csak úsznak a finom-aprószemcsés, hipidiomorf szövetű alpanyagban (pl. a mészei autópályabevágás D-i falában). Ezeknek a kőzetváltozatoknak a színe világos-középszürke. A felszíni mállás hatására elbomló, kifakuló biotitok miatt a kőzet porfíros jellege nem szembetűnő.

A két gránitváltozat folyamatos átmenettel kapcsolódik egymáshoz, így a határok megvonása bizonytalan. A porfíros gránit területi elterjedésében csak nagyvonalú szabályosság állapítható meg. Általában az intrúzió széléhez közeli helyzetben (Bence-hegyen, Mészegen, a Pátkától D-re eső területen) találunk porfíros vagy ahhoz közelálló típusú gránitot, de ugyanez előfordul a hegység belsejében (Sukorótól ÉNy-ra, Pákozdtól É-ra a Sár-hegyen) is. A gránitban található pélite eredetű biotitos, szillimanitos, korund- és spinell (pleonaszt)-tartalmú palazárványokat már VENDL A. (1914) is leírta.

A gránitnak és metamorf pala anyagú mellékkőzetének érintkezése a megfigyelések többsége szerint tektonikus. Az a tény, hogy a közvetlen mellékkőzet ezeken a helyeken — a tektonikus elmozdulások dacára — andaluzitos kontakt-

4. táblázat. A Velencei Gránitban mért legfontosabb radiometrikus koradatok

Hely	Kőzet	Ásvány	Módszer	Kor (millió év)	Irodalmi hivatkozás
Sukoró, Rigó-hegy	gránit		K/Ar	244±4	BAGDASZARIAN (1989)
Sukoró, TSz. bánya	gránit	biotit	K/Ar	291±11	BALOGH KADOSA et al. (1983)
Sukoró, TSz. bánya	gránit	biotit	K/Ar	271±11	BALOGH KADOSA et al. (1983)
Nadap	gránit	biotit	K/Ar	196±9	BALOGH KADOSA et al. (1983)
Velencei-hegység DK	berezitesedett gránit		K/Ar	175±8	SZÁDECZKY-KARDOSS et al. (1969)
Pákozdi	gránit	biotit	K/Ar	137±6	BALOGH KADOSA et al. (1983)
Pákozdi Pá-4, 479,6–479,7 m	gránit	biotit+amfibol	K/Ar	275,8±10	BALOGH KADOSA et al. (1983)
Székesfehérvár	gránit	biotit	K/Ar	192±8	BALOGH KADOSA et al. (1983)
Székesfehérvár	gránit	biotit	K/Ar	165±7	BALOGH KADOSA et al. (1983)
Székesfehérvár Szfv-4, 57,8 m	gránit	biotit	K/Ar	280±11	BALOGH KADOSA et al. (1983)
Székesfehérvár aplítbánya	mikrogránit		K/Ar	246±10	BALOGH KADOSA et al. (1983)
Pátka, Sággy-tanya	gránitporfír		Rb/Sr	214±40	SZÁDECZKY-KARDOSS et al. (1969)
Pátka, Sággy-tanya	gránitporfír		Rb/Sr	330±40	SZÁDECZKY-KARDOSS et al. (1969)
Velencei-hegység	gránitporfír	biotit	K/Ar	360	SZÁDECZKY-KARDOSS et al. (1969)
Velencei-hegység	gránitporfír	káli földpát	K/Ar	280	SZÁDECZKY-KARDOSS et al. (1969)
Ságvár Sá-3, 184,0 m	gránit		K/Ar	262±4,5	BAGDASZARIAN (1989)
Ságvár Sá-3	monzogranit	biotit	K/Ar	259±10	BALOGH KADOSA et al. (1983)

metamorfózis hatását mutatja, azt jelzi, hogy a kettő egymáshoz viszonyított elmozdulása nem lehetett jelentős. A felszínen közvetlen magmás kontaktust a Bence-hegyen találunk, ahol a mikrogránit közvetlenül andaluzitszirtté alakult palával érintkezik.

A gránit késő-devonnál fiatalabb korú, hiszen a késő-devon faunát is tartalmazó Lovasi Agyagpala képződményeit kontaktizálja, és idősebb a késő-permnél, mivel a felső-perm Balatonfelvidéki Homokkő Formációban már megtalálható a törmeléke. Ezzel összhangban van a gránit hegységképződés utáni („későkinematikus”) jellege (BUDA 1972), amely kora-karbonnál fiatalabb korra mutat.

A radiometrikus kormeghatározások üde, illetve többé-kevésbé bontott gránitból és gránitporfírból, többségében azok biotitjából készültek, túlnyomórészt K/Ar, kisebbrészt Rb/Sr módszerrel. Mi itt csak szemelvényesen ismertetjük az adatokat (4. táblázat) amelyek közül számos kevert kort mutat, jelezvén az utólagos hatásokra bekövetkezett argonvesztést.

A gránit biotitjából meghatározott, és megbízhatónak tartott koradatok többsége 271–291 millió év közé esik, ami *késő-karbon–kora-perm* kort jelöl. Mivel a kormeghatározásokban a keletkezés utáni folyamatok befejeződését adja meg a koradat, maga a magma kihűlése ezt megelőzte, ezért tartjuk a *késő-karbon* kort a legvalószínűbbnek. Ugyanakkor nem zárható ki, hogy a gránit kihűlése csak a perm legelején fejeződött be. A székesfehérvári Aplitbánya mikrogránitjából csak egy adat van, ennek koradata túlságosan fiatal (246 millió év), nem kapcsolható az alapgránit keletkezési idejéhez, ezért ezt nem fogadjuk el valid adatnak. A koradatok szórásának mértéke jelzi, hogy a K/Ar módszer a Velencei Gránit különböző fázisainak elkülönítését nem teszi lehetővé, ezeket kizárólag a települési adatokra, megfigyelésekre támaszkodva ítéltük meg.

Mikrogránit szegélyfácies ($^{\circ}C_2^{uy} - \mu\gamma$). Nagyobb területen csak a Bence-hegy K-i oldalában ismert, itt a gránit-pala kontaktuson és annak közelében találunk kevés biotitos, a kilátó alatti kőfejtőben kissé turmalinos, általában hidrotermálisan bontott, esetenként az átlagos szemcseméretet alig meghaladó porfíros kvarcot tartalmazó világosszürke, fehérésszürke mikrogránitot. Hasonló kőzetet a Velencei-tó Ny-i végénél a Pákozd Pákt–2 térképező fúrás tárt fel, a kőzet itt is hidrotermálisan bontott, gyengén pirités, biotitmentes mikrogránit, noha itt a mellékkőzet nem ismert. Ilyen típusú, 0,5 m-t elérő átmérőjű mikrogránit zárványokat tartalmaz a Sukorótól Ny-ra lévő rigó-hegyi felhagyott kőbánya gránitja, amely közzettani összetétele alapján szintén szegélyfácies eredetűek lehet.

Pegmatit ($^{\circ}C_2^p - v^p$). Nem gyakoriak, s nem is jelentősek a gránitban található pegmatitok. Területi eloszlásukra jellemző, hogy csak a hegység D-i oldalán jelennek meg, kisebb-nagyobb megszakítással. A pegmatitok felépítését JANTSKY (1957) és NAGY B. (1967a) tanulmányozta behatóan. A max. 2 m vastag, néhány 10 m hosszú, lencseszerű pegmatittek egyszerű ásványtani felépítésűek, kvarc, káliföldpát, albit és oligoklász-andezin az uralkodó ásvány, néhány pegmatitban kevés biotit, muszkovit, turmalin, gránát, ritkán molibdenit is megjelenik. A pegmatitok mellett gyakoriak a néhány centiméter átmérőjű, izometrikus, pegmatoid jellegű miarolitos üregek, melyekbe albit, káliföldpát és kvarc 1–2 cm-es kristálykái nyúlnak, az utolsó, már nem pegmatitos eredetű ásvány gyakran a zöld epidot. Ritkábban fayalit is megjelenik (BUDA 1980).

Szépen kifejlett pegmatitokat találunk a Bence-hegy K-i oldalán, ahol a lapos dőlésű, néhány méteres átmérőjű lencsék szegélyfáciesű mikrogránitban fordulnak elő, mint az a védett feltárásban is látható (I. tábla, 3. fénykép).

Önálló pegmatitos fázist hozott létre az Aranybulla kőfejtőben feltárt kis mikrogránit-intrúzió, amelyet ott tárgyalunk.

Telérfázis

A telérfázisban aplitok, turmalinos kvarcitok, kvarcosodott intruzív breccsák, mikrogránitok és gránitporfírok képződtek.

Aplit ($^{\circ}C_2^a - a$). Az aplit megnevezést VENDL A. (1914) nyomán csak a szemcsés és porfíros (dilatációs — repedésekbe nyomult) aplitokra használjuk, és a térképen összevontan jelöljük.

A hegység granitoid kőzettípusainak leírásában a legtöbb gondot a leukokrata, finom szemcsés változatok diagnosztizálása okozta.

A különböző kutatóknál a terepi leírások során a szövete-szerkezete (allotriomorf–pánallotriomorf szemcsés) és összetétele alapján jól meghatározott aplitok közé — csupán az apró–finomkristályosság és leukokrata jelleg miatt — összetételükben is eltérő, de a savanyúbb változatokhoz tartozó, különböző fázisokban keletkezett kőzetek kerültek. Így a valódi aplitok mellett aplitnak nevezték a székesfehérvári Aranybulla melletti Aplitbányában feltárt leukokrata mikrogránit-intrúzió kőzetét, egyes gránitporfírtelések kihűlési szegélyét, a mészei felzites alapanyagú szferolitos, fluidális savanyú (kvarcporfír) telérkőzetet és számos, biotitban szegény mikrogránittelér anyagát is. Kétségtelen, hogy a térképezés során a nem kedvező feltártság körülményei között a finomszemcsés kőzetváltozatok szabad szemmel nem határozhatók meg sok esetben egyértelműen.

VENDL A. (1914) az aplitokat két fő típusba sorolta, szemcsés és porfíros aplitok néven. JANTSKY (1957) tágan értelmezve használta az aplit kőzetnevet, a fent említett kőzettípusokra is kiterjesztve. EMBEY-ISZTIN (1973) vizsgálatai alapján megállapította, hogy a szemcsés aplitok autometaszomatikus keletkezésűek, míg a porfíros aplitokról kimutatta azok valódi teléres, hasadékokba nyomuló, dilatációs eredetét (EMBEY-ISZTIN 1975).

A *szemcsés aplitok* a gránit autometamorf, autometaszomatikus folyamatai révén jönnek létre (EMBEY-ISZTIN 1973), így tulajdonképpen nem igazi telérek. A testek alakja ér, telér mellett zsák, szabálytalan amöbyszerű tömzs is lehet. A

testek határa nem éles, nincs kihülési szegélyük, átmenetük akár a gránit, akár a gránitporfir felé a porfíros jellegű orto-
klász és kvarckristályok gyakoribbá válásával folyamatosan történik.

A nagyobb méretű testek ritkák, leggyakrabban néhány centimétertől néhány deciméterig terjedő vastagságúak és
néhány méternél nem hosszabbak. Megjelennek a gránitban, az aranybullai mikrogránit-intrúzióban, sőt vastagabb
gránitporfírtestekben is. Vékony erekben az egész gránitos területen gyakoriak. Változatos megjelenési körülményeik és
az „anyakőzzettel” mutatott kapcsolatuk alapján keletkezésüket szegregációs-differenciációs folyamatokra vezethetjük
vissza, így az a befogadó kőzet kristályosodásának egy speciális szakaszaként értelmezhető.

A valódi (dilatációs) *aplitok* vastagsága 0,2–1,0 m között változhat, hosszúságuk egy-kétszáz m lehet, még a
vékonyabb telérek is gyakran több 10 m-en keresztül nyomozhatók. Színük piszkosfehér, rózsaszín. Az alkáli
földpát+kvarc összetételű kőzetben a biotit mennyisége nem több 0,1–0,3%-nál. A fő kristályosodás befejező sza-
kaszában a gránittestben megnyíló hasadékokat töltötték ki. A gránitos területen gyakoriságuk nem nagy, a kompakt
kemény kőzet törmelékét nagy területen szétszóródva találjuk meg.

Turmalinos kvarcit (${}^{\circ}C_2^q$ — qt). Turmalinos kvarcit, kvarcerek és kvarctelér a Meleg-hegytől É-ra, a hegy északi lejtőjén
és az Antónia-hegy D-i végénél fordulnak a felszínen elő. A gránit kontaktzónájához tartozó turmalinosodott, kvarcosodott
agyagpalában egy-két centiméter szélességű turmalinos kvarcerek jelennek meg, ugyanebben települ az Antónia-hegyen egy
É–D-i csapású, mintegy 0,5 m vastag, néhány tíz méter hosszban nyomozható turmalinos kvarctelér is. A világosszürke
kvarcanyagban sötétszínű csomók, pecsétek formájában jelenik meg a turmalin. A vizsgálatok során a turmalin mellett kis
mennyiségben volfrámásványokat — volframitot, scheelitet, russzelit — mutattak ki (BÖJTÖSNÉ VARRÓK 1966).

Kvarcosodott intruzív breccsa (${}^{\circ}C_2^{iby}$ — iby). A hegység K-i részén, az Antónia-hegy és a Meleg-hegy körzetében,
valamint a sukorói St–4, a nadapi Nt–2 és Nt–4 jelű fúrásban a gránitban vagy a kontaktizált palában szürke, sötétszürke
színű, kemény, kovás, kovás-pirites kötőanyagú, törmelékes szerkezetű képződmények jelennek meg. A 2 m-nél kisebb
valódi vastagságú, telérszerű testek anyaga a befogadó mellékkőzet többnyire szögletes vagy gyengén kerekített
törmeléke: gránitban gránit, aplit és mikrogránit, palában kontaktpala és kvarcit. Jellegük alapján keletkezési
körülményeiket rokoníthatjuk az eocén vulkanizmushoz kapcsolódó intruzív breccsákéhoz (ÓDOR et al. 1983).

A Meleg-hegy gerincén és lejtőjén több törmelékes kibúvásban jelenik meg sárgásszürke, piszkossárga színű kovás
intruzív breccsa, amelyben a gerinc É-i oldalán hatalmas, 20–30 m átmérőjű, elkovásodott palából származó törmelék
jelenik meg, ezt korábban kvarcosodott tektonikus breccsa néven különítették el (JANTSKY 1957).

A képződmény földtani korbesorolása bizonytalan. Területileg kapcsolódik a biztosan késő-eocén korú intruzív
breccsákhoz (a felsorolt fúrások mindegyike harántolt eocén intruzív breccsát is). Eddig azonban a törmelékanyagban
andezites kőzet nem volt, s ez a kvarcosodott típus gránitnál fiatalabb befogadó kőzetből sem ismert, ezért különítettük
el az eocén intruzív breccsáktól.

Mikrogránittelér (${}^{\circ}C_2^{\mu}$ — μ). A mikrogránittelérek a hegység egész területén megtalálhatók, nagyobb gyakoriság-
gal a Mészezen és a nyugat-velencei egység nyugati részén fordulnak elő.

A mikrogránittelér-csoportba foglaltuk össze azokat a leukokrata, holokristályos, finom–aprószemcsés granitoid
telérkőzeteket, amelyeket a korábbi leírók (VENDL A. 1914, JANTSKY 1957) különböző neveken, nem típusos aplitoknak,
aplitoid mikrogránitnak, illetve mikrogránitnak írtak le. Nem vagyunk bizonyosak abban, hogy az előbb felsorolt
kőzetváltozatok egyidejűek vagy akárcsak közvetlen genetikai kapcsolatban vannak egymással.

A mi besorolásunk szerinti mikrogránittelérek csoportjait alább ismertetjük. Ezek a biotitos mikrogránittól eltekintve
egymástól sok esetben csak nehezen különböztethetőek meg. Ennek tudatában a kőzetcsoportban négy változatot különít-
hetünk el (ezeket a térképen nem különböztettük meg):

— *biotitos mikrogránit* (biotittartalma eléri az 5%-ot), aprószemcsés, szürkésrózsaszín, kémiai összetételében az
alapgránit-hoz hasonló kőzet; egy helyen, a sukorói Sor-hegytől É-ra található, 3–4 m vastagságú, 200 m hosszban követ-
hető telér (kihülési szegély nem észlelhető);

— *biotitban szegény (<1%) mikrogránit*, finomszemcsés, rózsaszín, összetétele az alapgránitnál savanyúbb; szinte
kizárólag a Mészeg területéről ismert, 0,5–4 m széles, a felszínen egy-kétszáz méter hosszúságban követhető telérek
(kihülési szegélyük nincs feltárva);

— *kvarcporfir*, sárgásfehér, zöldes árnyalatú világosszürke színű, felzites alapanyagú, fluidális, kissé szferolitos
telérkőzet (amelyet korábban fluidális aplitnak neveztek); Mészezen a pákozdi emlékműnél 1–2 m vastagságban, mint-
egy száz méter hosszban nyomozható;

— *biotitban szegény (<1%), lemezes elválású mikrogránit*, finomszemcsés, szürkésfehér-fehéresszürke színű, jelleg-
zetessége a kontaktussal párhuzamos lemezes (1–10 cm vastagságú) folyási elválás. Porfíros beágyazásként az 1 mm-t
ritkán meghaladó méretű kvarc, savanyú plagioklász, ritkán káliföldpát jelenhet meg. Ez a változat adja a mikrogránit-
telérek zömét, elsősorban a hegység Ny-i részén. Összetévesztésig hasonlít a fiatalabb, pátkai típusú gránitporfírtelének
0,5–1,5 m vastagságot is elérő kihülési szegélyére.

Pákozdi Gránitporfir Tagozat (${}^{\circ}C_2$). A Pákozdi Gránitporfir Tagozatban az alábbi kőzettípusokat különböztetjük
meg:

- sukorói típusú (idősebb) gránitporfírtelér (${}^{\circ}C_2^{\pi_1}$ — π_1);
- pátkai típusú (fiatalabb) gránitporfírtelér (${}^{\circ}C_2^{\pi_2}$ — π_2);
- felosztatlan gránitporfírtelér (${}^{\circ}C_2^{\pi}$ — π).

A hegység domborzatát megszabó egyik jellegzetesség a nagyszámú, uralkodóan KÉK–NyDny-i csapású, 5–25 m vastag gránitporfirtelének megjelenése. A színét, szövetét, összetételét illetően változatos megjelenésű gránitporfirtelének felosztása két típusra már a korábbi irodalomban is megtalálható (VENDL A. 1914, JANTSKY 1957, EMBEY-ISZTIN 1973), de térképi elkülönítésükre a fenti szerzők nem vállalkoztak, ez először a mostani térképen (GYALOG, HORVÁTH I. 2000) jelenik meg. A két (Jantsky B. által elnevezett) típus a következő:

— lilásszürke-lilászörös színű, kissé bázisosabb, ún. *sukorói típusú* gránitporfír,

— zöldesszürkétől a narancs árnyalatú barnáig terjedő színű, kissé savanyúbb összetételű, ún. *pátkai típusú* gránitporfír.

A *sukorói típusban* a kisebb termetű, legömbölyödött élű dihexaéderes porfíros kvarc mennyisége kisebb, gyakoriak az 1–2 cm hosszú káliföldpát és plagioklász porfírok. Nem ritkán porfíros, kloritosodott amfibol és kalcit foltok teszik ezt a típust felismerhetővé (VI. tábla, 3. fénykép, VII. tábla, 2. fénykép).

A *pátkai típusra* jellemzőek a dihexaéderes, porfíros, alapanyagzárványos kvarckristályok. Méretük az 1 cm-t is meghaladhatja, metszetük közel áll a négyzeteshez (III. tábla, 3. fénykép, VII. tábla, 3. fénykép).

A két kőzetváltozat felszíni mállása is eltérő: a pátkai típusra jellemző a szemcsés, morzsolódó, „kukoricacsöves” szétesés, míg a sukorói típus „murvásodásra” nem hajlamos.

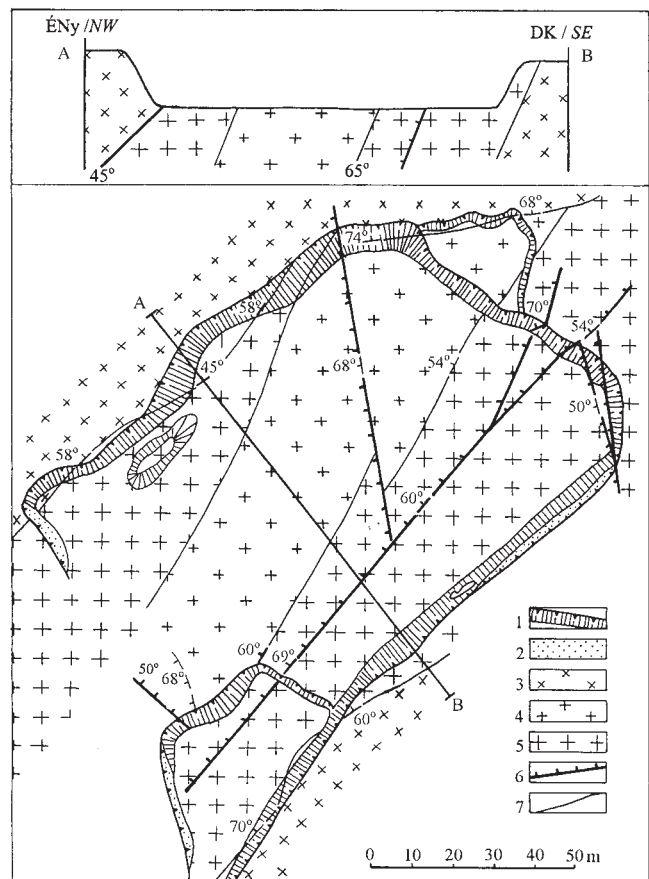
A sukorói típusú gránitporfirtelének a hegység K-i részén, a pátkai típusúak a Ny-i részen gyakoribbak. A sukorói Rigó-hegyen levő kőfejtőben (6. ábra, III. tábla, 1. fénykép) és a pákozdi Pz–1 fúrásban (VI. tábla, 4–5. fénykép) egyaránt megállapítható, hogy a pátkai típus elmettzi a sukorói típusú gránitporfirtelét, tehát fiatalabb annál (a két gránitporfirtípus kémiai összetétele a 3. táblázatban található). Mind a Rigó-hegyen (III. tábla, 2. fénykép, IV. tábla, 1–3. fénykép), mind a Pz–1 fúrásban jól tanulmányozható a pátkai típusú telér kontaktusa a gránittal is (A Pz–1 fúrás szelvényét a III. fekete-fehér tábla mutatja be). Az ismertetett típusok szélső változatok, a hegységre jellemző feltártsági viszonyok mellett a típusbélyegek nem mindig ismerhetők fel. Ezekben az esetekben a két változat elválasztása nem minden esetben megnyugtató, ezért a bizonytalan minőségű teléreket a *felosztatlan gránitporfirtelének* csoportjába soroltuk (VII. tábla, 1. fénykép).

A gránitporfirtelének széle, határa éles, mindkét típusnál találunk kihülési szegélyt. A sukorói típusnál ez a kihülési szegély 5–30 cm vastag, zöldesszürke, kompakt szerkezetű, mállásnál éles, sarkos, izometrikus darabokra esik szét. A pátkai típusnál a kihülési szegély 30–150 cm vastag, jellegzetes a kontaktussal párhuzamos lemezes (1–10 cm vastagságú) folyási elválás (VI. tábla, 6. fénykép). A kőzet színe piszkosfehér-sárgásfehér, szövete folyamatosan változik a felzitestől a felzites – kissé porfíros, illetve mikrogránitos típusokon keresztül a porfíros holokristályos, mikrogránitos alapanyagú gránitporfírig. A nyugat-velencei területen, ahol gyakoribbak a vastag kihülési szegélyű pátkai típusú telérek (V. tábla, 1. fénykép), megfigyelhető, hogy a mállásnak ellenállóbb szegélyek kipreparálódnak, a porfíros belső rész szinte észlelhetetlen (V. tábla, 2. fénykép). A kihülési szegélyek szimmetrikusak, de a dőlésiránynak megfelelő oldalon esetenként kissé vastagabbak. (Helyenként kaolinos bonatást szenvedtek — V. tábla, 3. fénykép.)

A kihülési szegélyek kifejtettsége, amely a benyomulási sorrenddel kapcsolatos, tette lehetővé, hogy a hegység területén e két típust több-kevesebb következetességgel elkülönítsük.

Mindkét típusú gránitporfirtelében megfigyelhetünk max. 25 cm nagyságú (általában 1–2 cm-es) mikrodiorit-zárványokat. Ritkábban ugyan, de pélite eredetű pala- és metamorfkvarcit-zárványok is megjelennek, jelezve, hogy a telérek anyaga benyomulásakor batoliton kívüli metamorf képződményeket is harántolt.

A fiatalabb (pátkai) gránitporfirtípus szegélykifejlődése szabad szemmel nagyon hasonlóan látszik a mikrogránitok harmadik és negyedik változatához, noha genetikailag nincs igazolt kapcsolatuk.



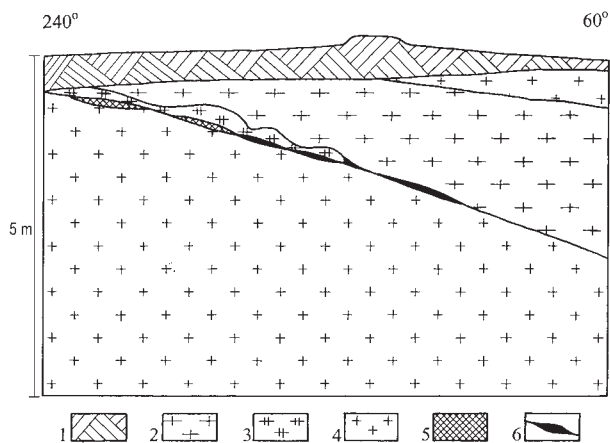
6. ábra. A sukorói típusú és az azt elmettző pátkai típusú gránitporfirtelének a Rigó-hegyi kőfejtőben (FÜLÖP 1990 után)

1. kőfejtőperem, 2. lösz, 3. pátkai típusú gránitporfirtelér, 4. sukorói típusú gránitporfirtelér, 5. nagyszemű gránit, 6. vető, 7. magmás kontaktus

Figure 6. Pátka type granite porphyry dyke cross-cutting Sukorói type granite porphyry in the quarry of Rigó Hill (after FÜLÖP 1990)

1. border of the quarry, 2. loess, 3. Pátka-type granite porphyry, 4. Sukorói-type granite porphyry, 5. coarse grained granite, 6. fault, 7. magmatic contact

Kisfaludi Mikrogránit Tagozat (${}^{\vee}C_2$), **mikrogránit-intrúzió** (${}^{\vee}C_2^{\mu\gamma i}$ — $\mu\gamma i$). A térképlap területén nagyobb mikrogránittestet a székesfehérvári Aranybulla kőfejtő („Aplitbánya”) tárt fel, ezt önálló kis intrúzióknak tekintjük. A képződményt a korábbi kutatók (JANTSKY 1957, NAGY B. 1969) aplitnak írták le. A felhagyott kőfejtőben ÉNy–DK-i csapásban, 300 m hosszban és 200 m szélességben ismerjük a mikrogránit intrúzió kiterjedését. Az ÉK-i oldalon a mikrogránit felszíne lapos, 5–10°-os dőléssel az idősebb, nagyszemű biotitos gránit alá bukik (7. ábra, VIII. tábla, 1. fénykép). Az alapgránitnál kissé savanyúbb mikrogránit (3. táblázat) jellemző modalösszetétele tf%-ban (BUDA 1980, 1985): kvarc 35%,



7. ábra. A székesfehérvári Aranybulla kőfejtő ÉNy-i falának földtani szelvénye (FÜLÖP 1990 után)

1. meddőhányó; 2. erősen bontott (murvásodó), barnásszürke, nagyszemű, biotitos gránit; 3. lamprofiryszerű, biotitban dús gránit; 4. világosszürke mikrogránit kevés biotitral (Kisfaludi Mikrogránit Tagozat); 5. pegmatit; 6. turmalin

Figure 7. Geological section of the NW wall of the Aranybulla quarry at Székesfehérvár (after FÜLÖP 1990)

1. dump, 2. strongly weathered, brownish-grey, coarse grained biotitic granite, 3. lamprophyre-like, biotite rich granite, 4. light-grey microgranite with small amount of biotite (Kisfalud Microgranite Member), 5. pegmatite, 6. tourmaline

alkáliföldpát 39%, plagioklász (An 28%) 23%, biotit 3% (0–10% között).

A világosszürke, rózsaszínes szürke, hipidiomorf, finom–aprószemcsés szövetű mikrogránit magmás kontaktusán az alapgránitban erősen biotitos, aprószemcsés, kontaktmetaszomatikus kőzetváltozat alakult ki. Ebben szépen kifejtett, egyszerű felépítésű, káliföldpát, biotit, kvarc összetételű pegmatitlencsék helyezkednek el. A kontaktussal párhuzamosan a zsebszerű helyi kitüremkedésekben a mikrogránit–gránit határon a gránitban (az aprószemű, biotitdús kontaktmetaszomatikus kőzetváltozatban) alakultak ki a néhány deciméter vastag, nagy káliföldpátból, kvarcból, s hosszú tűs – léces kifejlődésű biotitból álló pegmatitlencsék.

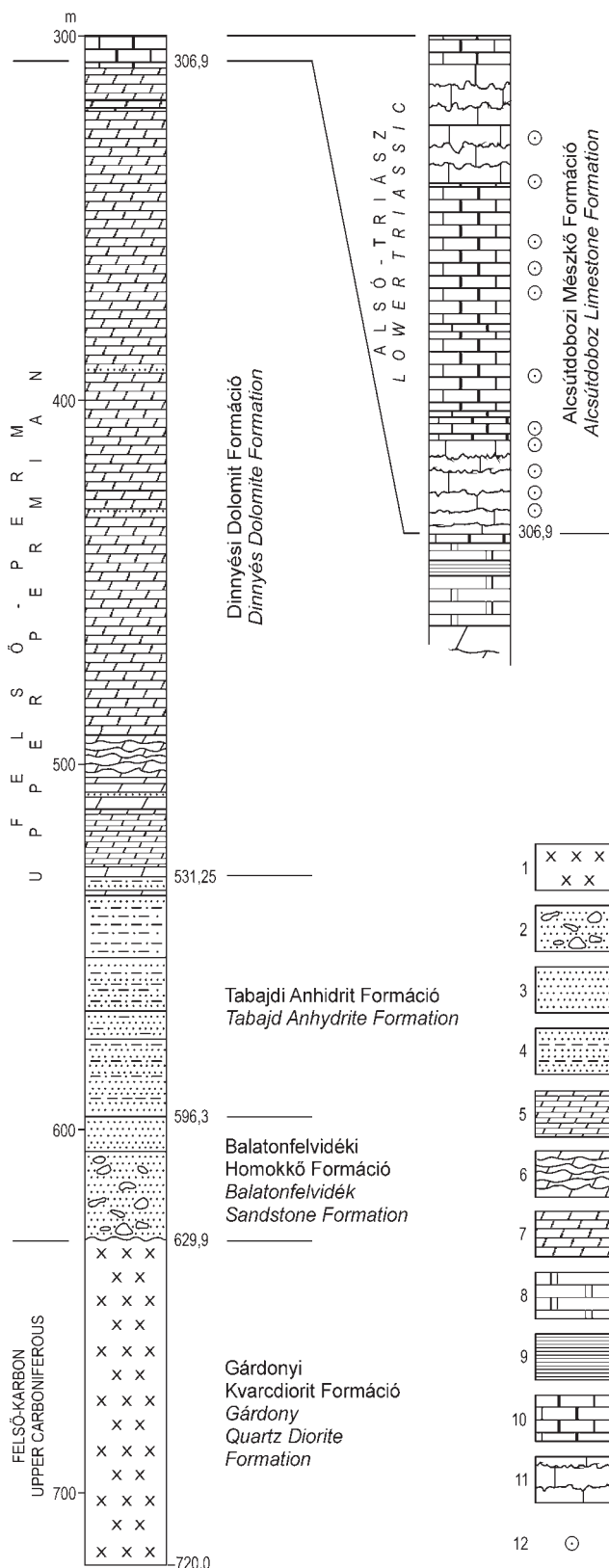
A mikrogránit-intrúzióhoz önálló telérközet-asszociáció tartozik. A kontaktussal párhuzamosan vagy közel párhuzamosan 1–3 m vastag mikrogránit-apofizák jelennek meg az alapgránitban. A kontaktusra merőle-

8. ábra. A Gárdonyi Gá-1 fúrás szelvénye

1. kvarcdiorit; 2. kavicsos homokkő; 3. homokkő; 4. homokos aleurolit; 5. vékonyrétegzett dolomit; 6. flázeresen rétegzett dolomit; 7. pados dolomit; 8. sötétszürke, dolomitós mészkő; 9. fekete agyag; 10. világosszürke mészkő; 11. sztiliolitos mészkő; 12. ooid

Figure 8. Stratigraphic column of the Gárdonyi Gá-1 borehole

1. quartz diorite; 2. pebbly sandstone; 3. sandy siltstone; 5. thin-bedded dolomite; 6. flaser-bedded dolomite; 7. bedded dolomite; 8. dark grey dolomitic limestone; 9. black clay; 10. light grey limestone; 11. stylolitic limestone; 12. ooids



gesen 2–20 cm vastagságú, néhány 10 m hosszúságú aplittelérek hatolnak az alapgránitba, a vastagabbakban kisebb miarolitos–pegmatoid fészkek fejlődnek ki. Ritkábban 20–40 cm vastagságú, rózsaszínű gránitporfirtelések is észlelhetők, amelyek elrendeződése megegyezik az aplitekével.

A mikrogránittest szegélyén autometamorf–autometaszomatikus hatásra helyenként turmalinos mikrogránit keletkezett, amelyben a turmalin mennyisége a 2%-ot nem haladja meg. A folyamat a kihűlési repedésekkel tömbökre tagolt mikrogránitban a tömbökben kívülről befelé halad.

Bár a megszűnt kőfejtő viszonylag nagy területen tárta fel a mikrogránitot, gránitporfirtelések megjelenését a mikrogránittestben nem lehetett észlelni, ami arra mutathat, hogy a mikrogránittest a gránitporfirtelések után keletkezett.

GÁRDONYI KVARCDIORIT FORMÁCIÓ ($^{\circ}\text{C}_2$)

A formáció névadó képződményét, a kvarcdioritot a Dinnyéstől K-re a MÉV által mélyített Dinnyés Di–3 jelű fúrás tárta fel (BUDA 1972). A kőzet plagioklász, kevesebb káliföldpátot és biotitot tartalmazott, a színes szilikátok közül a zöldamfibol is megjelent.

A Gárdonyhoz tartozó Dinnyés község Ny-i oldalán mélyült Gá–1 jelű szerkezetkutató fúrás 629,9–718,5 m között szürkésrózsaszín, szürkésfehér színű, közép–aprószemcsés granodioritot harántolt (8. ábra), amelyet a Gárdonyi Kvarcdiorit Formációba soroltunk. A felismerhető plagioklász, káliföldpátot és biotitot tartalmazó kőzet agyagásványosodott, szakaszosan karbonátosodott, valamint piritesedett. Az agyagásványosodás a földpátok illitesedése és kaolinosodása, a karbonátosodás (vasas dolomit és sziderit — FÖLDEVÁRI M., FARKAS 1985) ereiben, csomókban, a pirit részben a biotit helyén, részben ereken jelenik meg. A kőzet modalösszetétele a 636,5 m-ből származó minta elemzése alapján (IVANCICS, KISHÁZI 1984) térfogat%-ban a következő: kvarc 25%, plagioklász (illites pszeudomorfózák) 38%, káliföldpát 24%, muszkovit + opak ásvány 10%, egyéb (apatit, cirkon, opak) 1–4%, dolomit (repedés kitöltés) 2%. Mindkét változat kémiai összetétele a 3. táblázatban található meg.

Kora a késő-permnél bizonyosan idősebb (a Gá–1 fúrásban fölötté diszkordánsan felső-perm rétegek települnek), posztvariszkuszi magmatit-kapcsolata a Velencei Gránittal nem tisztázott. Korára jó adat nincs, Rb–Sr módszerű radiometrikus mérés fiatalabb kort, 204 millió évet adott (KOVÁCH 1963, 1970). Feltételezsen soroljuk a késő-karbonba.

Perm

A térképlap területének DK-i részén, a Velencei-tó alatt húzódó ÉK–DNy-i irányú tektonikai vonaltól DK-re fordulnak elő perm üledékes képződmények, amelyeket néhány gárdonyi fúrás tárta fel (Gárdony Gá–1, Dinnyés Di–3), illetve felső részébe jutott (Gárdony Gát–1, Dinnyés Di–1), ezek rétegsorát a 9. ábra mutatja be. A Gárdonyi Kvarcdiorit Formációra a szárazföldi kifejlődésű Balatonfelvidéki Homokkő Formáció konglomerátum és homokkő rétegsora települ, fölötté a Tabajdi Anhidrit Formáció gipsz-, anhidrit- és homokkő betele-pülésekkel váltakozó aleurolit-sorozata következik, végül a Dinnyési Dolomit Formáció agyagbetelepüléses dolomitja zárja a felső-perm üledékösszletet. A Dinnyési Dolomitnak a gárdonyi Gá–1, Gát–1 és a dinnyési Di–1 fúrásokban folyamatos átmenete látható az alsó-triász Alcsútdobozi Mészkőbe.

BALATONFELVIDÉKI HOMOKKŐ FORMÁCIÓ ($^{\circ}\text{P}_2$)

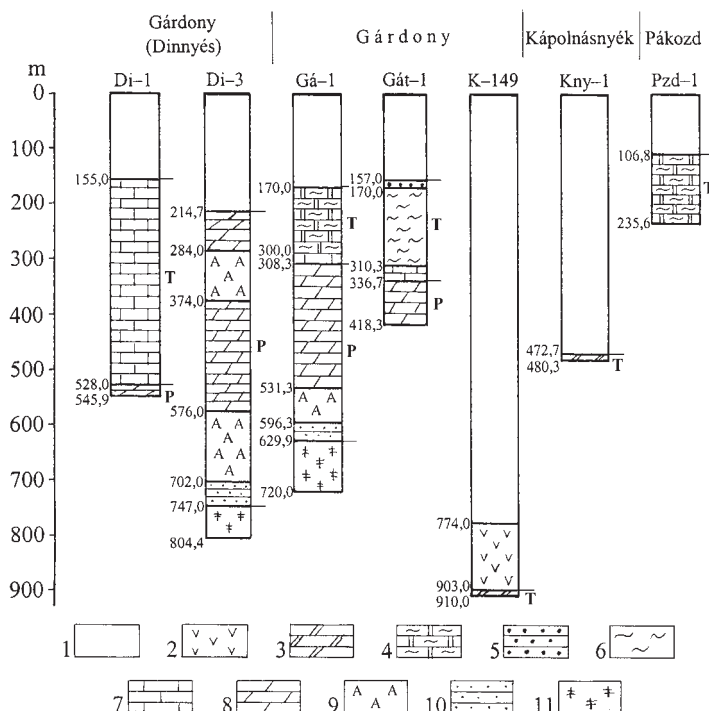
A területen a felső-perm homokkő-konglomerátum rétegcsoport csak fúrásban ismert. A gárdonyi Gá–1 jelű szerkezetkutató fúrás 596,3–629,9 m között (8. ábra), valamint a Di–3 uránkutató fúrás 702–747 m között harántolta (9. ábra). Helyzetét a földtani térkép A–B szelvénye mutatja be.

9. ábra. A perm és triász képződményeket harántolt fúrások a Velencei-hegységben

1. kvarter és pannóniai fedőüledékek, 2. Nadapi Andezit. *Triász*: 3. alsó–középső-triász dolomit, 4. alsó-triász mészkő, márga, 5. Hidegkúti Formáció Zánkai Homokkő Tagozata, 6. Arácsi Márga, 7. Alcsútdobozi Mészkő. *Perm*: 8. Dinnyési Dolomit, 9. Tabajdi Anhidrit, 10. Balatonfelvidéki Homokkő. *Karbon*: 11. Gárdonyi Kvarcdiorit. T = triász, P = perm

Figure 9. Boreholes intersecting Permian and Triassic formations in the Velence Hills

1. Quaternary and Pannonian formations, 2. Nadap Andesite. *Triassic*: 3. Lower to Middle Triassic dolomite, 4. Lower Triassic limestone, marl, 5. Hidegkút Formation, Zánka Sandstone Member, 6. Arács Marl, 7. Alcsútdoboz Limestone. *Permian*: 8. Dinnyés Dolomite, 9. Tabajd Anhydrite, 10. Balatonfelvidék Sandstone. *Carboniferous*: 11. Gárdony Quartz Diorite. T = Triassic, P = Permian



A Gá-1 fúrásban a fekü granodiorit fölött szürke, zöldesszürke konglomerátum, kavicsos homokkő, durvaszemű homokkő építi fel a rétegsort. A bázison megjelenő konglomerátumban az apró kvarckavicsok mellett a fekü granodiorit törmeléke is megtalálható. Szedimentológiai jellege és települési helyzete alapján a rétegsor alsó része (629,9–606,3 m között) a *Badacsonyörsi Konglomerátum Tagozatba* (P_2) sorolható. Fölötte (606,3–596,3 m között) már homokkő települ, erre következik a Tabajdi Formáció.

A Dinnyés Di-3 fúrásban a kvarcdioritra kb. 8 m vastag konglomerátummal települ a szürke, kavicsos homokkő. A formáció fúrt vastagsága ebben a fúrásban 45 m (9. ábra).

TABAJDI ANHIDRIT FORMÁCIÓ (P_2)

A Tabajdi Anhidrit Formáció hipersalin szabkha fáciesű rétegsora a törmelékes üledék szemcsenagyságának csökkenésével és az evaporitok megjelenésével fokozatosan fejlődik ki a fekü Balaton-felvidéki Homokkőből, és ugyancsak folyamatos az átmenete a fedő Dinnyési Dolomit lagúna fáciesé felé. A Velencei-hegység DK-i előterében mélyült fúrások közül a Dinnyés Di-3 és a Gárdony Gá-1 fúrás harántolta a formációt (9. ábra), amely aleurolit, dolomit, gipsz és anhidrit, valamint alárendelten homokkő váltakozásából épül fel. A rétegsor alsó szakaszát vörös, feljebb tarka és szürke aleurolit alkotja, amelyben az anhidrit és a dolomit konkréciók, illetve vékony lemezek formájában jelennek meg. A ciklusos felépítésű rétegsor jól rétegzett, gyakran lemezes elválású szakaszokkal. Vastagsága a Dinnyés Di-3 fúrásban kb. 220 m, a Gárdony Gá-1 fúrásban kb. 65 m. A Di-3 fúrásban a Tabajdi Formáció belül mintegy 200 m vastagságban települő Dinnyési Dolomit jelzi a két formáció összefogazódását. A formációból előkerült fenyőpollenek és harasztspórák jellegzetes késő-perm flóraegyüttesre utalnak (BARABÁSNÉ STUHL 1975, FÜLÖP 1990, MAJOROS 1998).

DINNYÉSI DOLOMIT FORMÁCIÓ (P_2)

A Dinnyési Dolomit Formáció a felső-perm rétegösszlet legfiatalabb, lagúna fáciesű képződménye, amely részben heteropikus a Tabajdi Formáció szabkha fáciesével. Típuszelvénye a Dinnyés Di-3 fúrás, amely a két formáció egymással összefogazódó átmenetét tárta fel (FÜLÖP 1990, MAJOROS 1998). Ezen kívül a Gárdony Gá-1 jelű fúrás harántolta 308,3–531,3 m között, a Gárdony Gát-1 és a Dinnyés Di-1 jelű fúrás pedig ebben a képződményben állt le (8. és 10. ábra). A formáció rétegsorát a Di-3 fúrásban a közbe települő Tabajdi Evaporit osztja ketté.

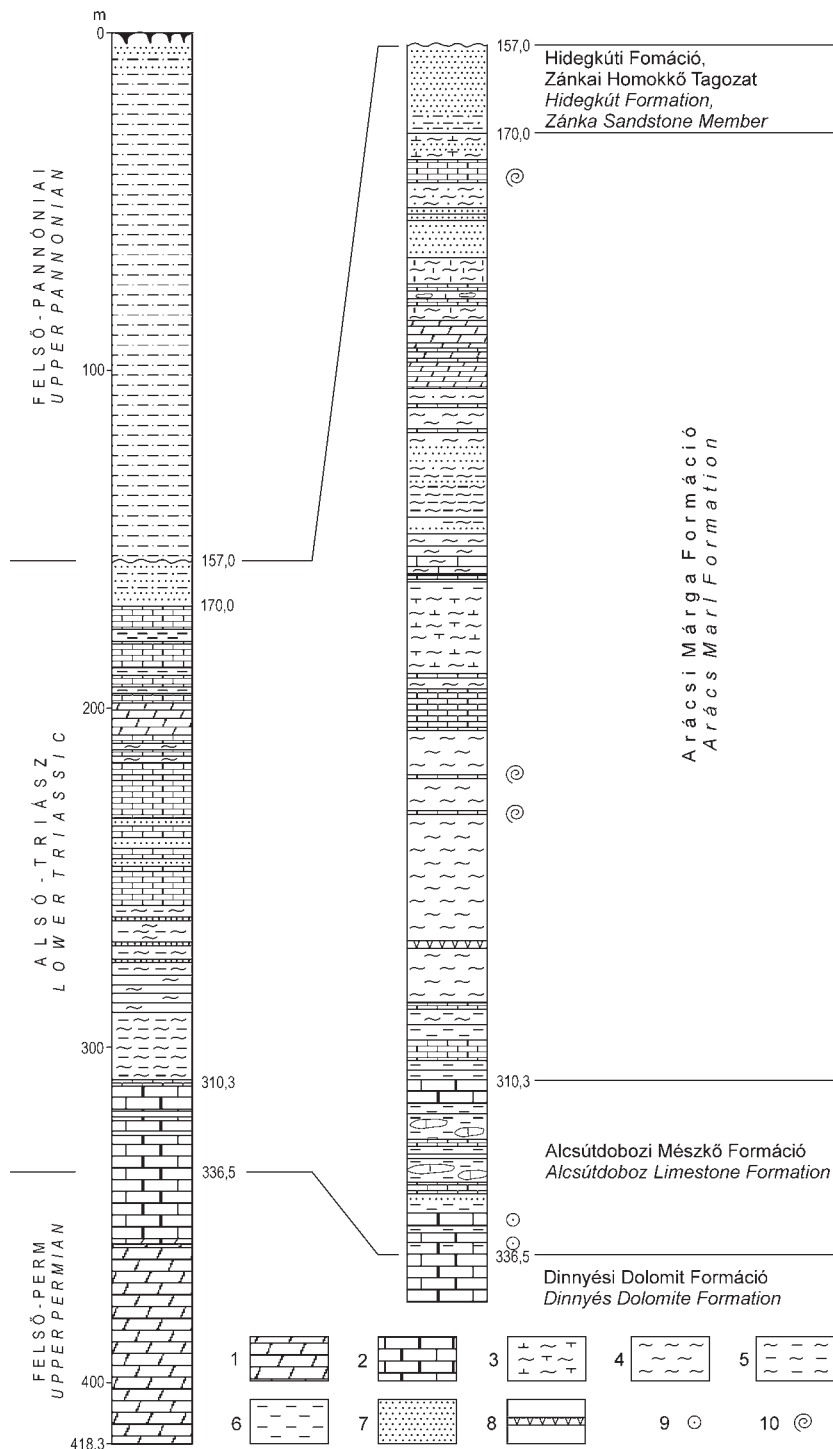
A formáció alsó szakaszát szürke, sötétszürke, rideg, likacsos, bitumenes

10. ábra. A Gárdony Gát-1 fúrás földtani szelvénye (SZABÓ I. nyomán)

1. pados dolomit, 2. mészkő, 3. mészmárga, 4. márga, 5. agyagmárga, 6. agyag, 7. homokkő, aleurolit, 8. andezittelér, 9. ooid, 10. csigaoolit

Figure 10. Stratigraphic column of the Gárdony Gát-1 borehole (after I. SZABÓ)

1. bedded dolomite, 2. limestone, 3. calcareous marl, 4. marl, 5. clay marl, 6. clay, 7. sandstone, siltstone, 8. andesite dyke, 9. ooids, 10. gastropod oolite



- fossziliatörmelékes mikropátit (wackestone-packstone);
- intraklasztos, fossziliatörmelékes, pelletes mikropátit (packstone);



Figure 11. The organic microfacies of the Permian-Triassic boundary in the Gát-1 and Gá-1 boreholes (on the basis of Góczán's manuscript)
1. traces, 2. very few (1–2), 3. few, 4. in medium number, 5. many, 6. in large quantities, a = non, b = slightly, c = strongly, sporomorite = rock from sporomorphs

- intraklasztos, biogén törmelékes pátit (kalkarenit, grainstone);
- homogén mikropátit (mudstone).

Egyes szintekben karbonátosodott radioláriavázak tömeges megjelenése volt tapasztalható.

A dolomitba közbetelepülő néhány dm vastag homokkő szürke, zöldesszürke, földpáttartalmú, finomszemű grau-wacke. A formáció felső szakaszán jellemző a likacsos szövet, valamint a tufaszórásra utaló montmorillonit, biotit és földpát jelenléte. A legfelső szakaszon a dolomit fokozatosan megy át fekete agyagbetelepülésekkel tagolt sötétszürke dolomitos mészkőbe, majd likacsos, mészalga mészkőbe. A fölötté települő alsó-triász Alcsútdobozi Mészkő bázisát az oolit megjelenése definiálja (HAAS et al. 1988), amely gyakorlatilag egybeesik a biosztratigráfiai vizsgálatokkal kimutatott perm/triász határral.

A Gát-1 jelű fúrásban az átmeneti rétegek mikrofaunáját ORAVECZNÉ SCHEFFER A. vizsgálta és értékelte (GÓCZÁN et al. 1987, HAAS et al. 1986). A 306,15–306,9 m között található gazdag foraminifera és mészalga asszociáció legfontosabb taxonjai:

Mizzia velebitana (SCHUBERT)
Gymnocodium bellerophontis (ROTHPLETZ)
Paraglobivalvulina mira (REITLINGER)
Colaniella cf. *parva* (COLANI)
Dagmarita cf. *altillis* (WANG)
Tuberitina collosa (REITLINGER)
Staffella sp.
Nankinella orbicularia (LEE)
Agathammina pusilla (GEINITZ)
Hemigordius brunni (LYS et al.)

Az intervallumon belül 306,7 m felett a foraminiferák és az algák száma csökken, s főleg bekérgezett formában az ooidok magjaként vannak jelen. Ez az együttes a késő-perm changhsingi korszakának Paratirolites zónáját jelzi. Felfelé további 1 méternyi mikrofaunamentes szakaszt követően, a mészkőben néhány, már a triászt jelző apró Ostracoda- és Spirorbis-metszet ismerhető fel.

A Gát-1 fúrásban a formáció legfelső szakaszából a *Comelicania* nemzetségbe tartozó késő-perm Brachiopoda került elő (BROGLIO LORIGA et al. 1990). A Gát-1 és Gát-1 fúrásokban a perm-triász határ szerves mikrofáciesének változását a 11. ábra mutatja be.

Mezozoikum

Alsó-triász

A felső-perm elterjedéséhez hasonlóan triász képződményeket is csak a térképlap DK-i részén mélyült fúrásokban ismerünk, amelyek az alsó-triász rétegsor különböző mértékben erodált, csonka rétegsorát tárták fel (9. ábra). Legteljesebb ezek közül a Gárdonyi Gát-1 fúrás rétegsora (10. ábra), amely a teljes indusi emeletet harántolta, viszont az olenyoki teljesen hiányzik. A rétegsor litosztratigráfiai tagolása, pontosabban az Alcsútdobozi Mészkő és az Arácsi Márga elkülönítése egymástól azonban meglehetősen ellentmondásos a korábbi publikációkban. BROGLIO LORIGA et al. (1990) szerint a Hidegkúti Homokkő (a ma érvényes felosztás szerint a Hidegkúti Formáció Zánkai Homokkő Tagozata) alatt települő rétegsor teljes terjedelmében az Alcsútdobozi Formációba tartozik. HAAS, TÓTHNÉ MAKK (1993) szerint az Alcsútdobozi Mészkő a dolomitos rétegcsoport bázisáig terjed, és e fölött következik az Arácsi Márga. Jelen ismertetésünkben HAAS et al. (1988) felosztását fogadjuk el, akik a rétegsornak csak a mészkőből felépülő alsó kb. 30 m vastag szakaszát sorolták az Alcsútdobozi, míg a fölötté következő, túlnyomórészt márgából felépülő 140 méteres rétegsort az Arácsi Formációba.

ALCSÚTDOBOZI MÉSZKŐ FORMÁCIÓ (^{al}T₁)

A Gárdonyi Gát-1 és a Gát-1 jelű fúrás rétegsorában a felső-perm Dinnyési Dolomit Formáció felső szakaszát alkotó sötétszürke mészkőből üledékfolytonosan fejlődik ki az alsó-triász Alcsútdobozi Mészkő Formációba sorolt világosszürke ooidos mészkő. A kettő határát a gárdonyi Gát-1 és Gát-1 fúrásban a szervesanyag-mikrofáciesek is kijelölik (11. ábra). Az alsó szakaszán rosszul rétegzett, sztilolitos, agyaggal borított felszínnel tagolt mészkövet feljebb jól rétegzett agyagos mészkő váltja fel. A formáció felső, 3 m vastag szakaszát rosszul rétegzett dolomitos mészkő alkotja. A Gát-1 fúrásban jól tanulmányozható az Alcsútdobozi Mészkő és a vele részben heteropikus Arácsi Márga folyamatos átmenete (a Gát-1 fúrás 300 m-ig teljes szelvénnel mélyült, így ott a rétegsor fiatalabb részei nem láthatóak).

Az Alcsútdobozi Mészkő a Dinnyési Dolomithoz képest ősmaradványokban viszonylag szegény. A gazdag perm mikroflóra- és foraminifera-együttes eltűnése a perm-triász határon bekövetkezett globális kihalási eseményhez köthető. Az alsó-triász rétegsor legalsó szakaszában kizárólag Ostracodák fordulnak elő, az első foraminiferák (*Earlandia*) a határ fölött mintegy másfél méterrel jelennek meg.

Az Alcsútdobozai Mészke vastagsága a Gát–1 fúrásban (310,3–336,5 m között) 26,2 m körüli. A formációt feltáró két fúrás földtani szelvényét a 8. és a 10. ábra szemlélteti.

ARÁCSI MÁRGA FORMÁCIÓ (^aT₁)

Az Arácsi Marga Formációt a térképlap területén kizárólag a Gát–1 fúrásból ismerjük. Rétegeit szürke, zöldesszürke márga és mészmárga alkotja. A formáció rétegsora három szakaszra osztható a karbonát-beleépülések alapján: az alsó és felső szakaszon főleg mészkő („csigaoolit”), a középső szakaszon dolomitos aleurolit, dolomárga és homokos-likacsos dolomit közbetelepülések jelennek meg benne. A fúrásban harántolt márgából Brachiopodák (*Lingula*) és kagylók (*Claraia*) kerültek elő. A formáció vastagsága a fúrásban (170,0–310,3 m között) mintegy 140 m-re tehető.

HIDEGKÚTI FORMÁCIÓ, ZÁNKAI HOMOKKŐ TAGOZAT (^hT₁)

A Hidegkúti Formáció alsó, Zánkai Homokkő Tagozatát a Gárdonyi Gát–1 fúrás tárta fel az Arácsi Marga fedőjében. A rétegsort a jellegzetes vörös, jól rétegzett finomszemű homokkő és aleurolit alkotja, amelyre hullámfodros rétegfel-színek és keresztrétegzettség jellemző. Vastagsága nem ismert, a Gát–1 fúrásban erózió által csonkolt (13 m-es) rétegsorára pannóniai üledékek következnek.

ALSÓ-TRIÁSZ MÉSZKŐ (T₁^m)

A MÉV által mélyített pákozdi Pzd–1 fúrás a tó DNy-i végénél fúrt, alsó-triászba sorolt mészkövet közel 130 m vastagságban (Szabó I. szóbeli közlése). Anyagáról további adataink nincsenek, ezért pontosabb besorolása sem lehet-séges. A fúrástól DK-re levő Pákt–1 és D-re levő Dinnyés B–1 fúrások adatait is figyelembe véve (mindkét fúrás a pan-nóniai üledékek alatt gránitot tárt fel), ezt a triász blokkot a gránittestbe csípődött, keskeny mezozoos pásztának értelmez-zük.

Alsó–középső-triász

Dolomit (T₁₋₂^d). Bizonytalan korú, kora–középső-triászba sorolt dolomitot fúrt a Gárdonyi 1. sz. hévízkút létesítésére mélyült K–149 fúrás a Bika-völgyben. A mintegy 7 méter vastagságban harántolt dolomitról a szegényes fúrási doku-mentáció alapján biztos rétegtani besorolás nem adható.

Ugyancsak bizonytalan rétegtani helyzetű a Kápolnásnyék Kny–1 fúrás által 7,6 m vastagságban harántolt, vilá-gosszürke, breccsás, murvás, likacsos dolomit, amely néhány méter vastag eocén vulkanit alatt települ.

A két fúrás a Velencei-tótól D-re lévő KÉK–NyDNy-i csapású, DDK felé egyre fiatalabb triász képződményekből felépülő vonulatban mélyült (DUDKO 2000). Mivel a biztosan alsó-triász rétegsort harántolt Gárdonyi Gát–1 a fekvő, a Budaörsi Dolomitot fúrt Seregélyes Sg–1 pedig a fedő irányába esik a fúrásoktól, az általuk megütött dolomit nagy valószínűséggel az anisusi emeletbe tartozik.

Felső-kréta

BUDAKESZI PIKRIT FORMÁCIÓ (^{bk}K₃)

A felső-kréta lamprofíros telérek csak az utóbbi néhány évtizedben váltak ismertté a Dunántúli-középhegység külön-böző területein, koruk is csak a 80-as évek elején tisztázódott, így Budakeszi–Nagykovácsi térségében is, ahonnan a for-máció a nevét kapta (HORVÁTH I. 1996). Az 1979–1984. évi velencei-hegységi térképi felvétel során mind a hegység K-i, mind a Ny-i részén felismertük kisebb kibukkanásaikat. Három közettípusukat különböztettük meg, a spesszartitot, a moncsikitet és a beforszítot.

Spesszartit (^{bk}K₃^{sp} — sp)

Két előfordulását ismerjük a térképlap területén. Az egyik kibukkanást, a Kisfalud-pusztától É-ra húzódó É–D-i csapású, gránitban települő telért kerzantit néven JANTSKY (1957) már említi. A másik előfordulás törmelékként a gránit felszínén települő löszös lejtőtörmelékben, Székesfehérvár ÉK-i részén a 7-es főút bevágásában, az Aranybullától D-re, az út D-i oldalán levő „Aplibánya” előtti szakaszon található. VENDL M. (1923) is hírt ad egy, az Aranybulla köfőjtőben található, a spesszartitokéhoz hasonló összetételű lamprofirteléről. Ezt a telért a térképezés során a fejtési udvarban nem találtuk meg.

A kisfaludi előfordulás kőzete sötétszürke, fekete színű, tömött, teljesen kristályos, törmelék darabjait kéregként limonitos festés itatja át. Az apró porfíros szövetű kőzet főbb ásványos alkotói a plagioklász és kevesebb káliföldpát mellett a barna színű kearsutit, endiopszid-diopszid összetételű monoklin piroxén (X. tábla, 3. fénykép). Gyakran vázkristály szerkezetű, ilmenit szételegyedékes magnetit is található benne (DOBOSI 1982). Kémiai összetételét a 5. táblázat mutatja be.

Kémiai és ásványos alkata az alkáli lamprofírokkal mutat rokonságot. Korára egy radiometrikus adatunk van, K–Ar módszerű meghatározásból 60 millió évet kaptunk (BAGDASZARIAN 1989), mely alapján késő-kréta besorolása indokolt.

Moncsikit ($^{bk}K_3^{mc}$ — mc)

Pákozd falutól É-ra kb. 500 m-re, az ún. Nagy kőfejtőben a gránitban települ egy É-D-i csapású, 60–75° dőlésű, 30–70 cm vastagságú, sötétszürke-fekete, aprószemcsés, kissé porfíros kőzet. A telér belsejében (10–20 cm szélességben) 0,5–1,0 cm átmérőjű flogopitkristályok ismerhetők fel. A kőzet kémiai összetétele (5. táblázat) és ásványos alkata alapján moncsikit. Fontosabb kőzetalkotó ásványai: olivin, monoklin piroxén, flogopit, analcim, kalcit, klorit. A más-
lára hajlamos kőzet a felszínen nem észlelhető.

5. táblázat. Spesszartit, moncsikit és beforszit kémiai elemzések

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO ₂	49,8	46,3	41,7	36,2	28,8	29,0	16,9
TiO ₂	3,79	3,16	1,83	2,21	1,99	1,96	2,01
Al ₂ O ₃	13,2	11,8	10,6	9,51	6,38	6,69	6,39
Fe ₂ O ₃	6,80	10,1	3,85	4,74	2,57	1,74	1,69
FeO	2,64	3,74	6,05	6,10	6,33	6,06	7,86
MnO	0,07	0,17	0,21	0,20	0,29	0,19	0,30
CaO	7,59	8,71	11,8	13,8	12,6	14,1	21,4
MgO	4,73	6,36	9,59	11,5	13,1	11,1	9,51
Na ₂ O	3,82	1,53	2,01	1,22	0,83	1,18	<0,02
K ₂ O	2,18	3,93	1,83	1,84	3,24	3,20	1,87
⁺ H ₂ O	2,38	2,14	3,90	3,59	2,50	3,13	2,70
–H ₂ O	1,07	0,79	1,01	1,08	0,31	0,30	0,40
CO ₂	0,35	0,22	4,45	5,54	20,4	21,0	28,1
P ₂ O ₅	0,86	0,78	1,36	1,38	0,97	1,02	1,21

1. spesszartit, Aranybulla, 2. spesszartit, Kisfalud (elemzők: Soha I.-né, Arató P.-né), 3. moncsikit, Pákozd nagy kőfejtő (elemzők: Soha I.-né, Arató P.-né), 4. moncsikit, Pákozd, nagy kőfejtő (elemzők: Soha I.-né, Arató P.-né), 5. szilikokarbonatit (beforszit), üde; St–1 64,7–64,9 m (elemzők: Soha I.-né, Szűcs F.-né), 6. szilikokarbonatit (beforszit), üde; St–1 65,4–65,5 m (elemzők: Soha I.-né, Szűcs F.-né), 7. szilikokarbonatit (beforszit), elváltozott; St–1 68,35–68,55 m (elemzők: Soha I.-né, Szűcs F.-né). Az elemzések a MÁFI Vegyi Laboratóriumában készültek.

hidrotermális hatástól mentes 64–68 méter közötti szakaszon az üde telérkőzet szürkésbarna színű, folyásos szerkezetű. Érintkezése a mellékkőzettel éles, az észlelhető kihülési szegély 5–20 mm vastagságú. A szabad szemmel jól látható porfíros beágyazások, a flogopit és a karbonátos kitöltésű egyéb színesszilikát pseudomorfózák mellett feltűnőek a néhány milliméter átmérőjű kerekded vagy szabálytalan alakú foltok, ocellumok (szemek), amelyek kitöltése karbonátokból, káliföldpátból és kvarcból áll (X. tábla, 2. fénykép). A kőzet ásványos összetétele FARKAS L. és FÖLDVÁRI M. (in HORVÁTH I. et al. 1983b) vizsgálatai alapján a következő: kvarc 3–10%, dolomit 32–48% (12. ábra). A kőzet kémiai alkatát az 5. táblázatban feltüntetett elemzési eredmények szemléltetik. A flogopitból készült, K-Ar módszerű radiometrikus korvizsgálat 77,6±3 millió évet adott (BALOGH KADOSA et al. 1983). Mind a szilikokarbonatitos kőzetváltozatok, mind a moncsikit egy önálló, késő-kréta alkáli ultrabázisos szilikokarbonatitos magmatizmus tagjai. Az ebbe a csoportba tartozó képződmények egészen a Budai-hegységig nyomozhatók telérek formájában a különböző triász képződményekben.

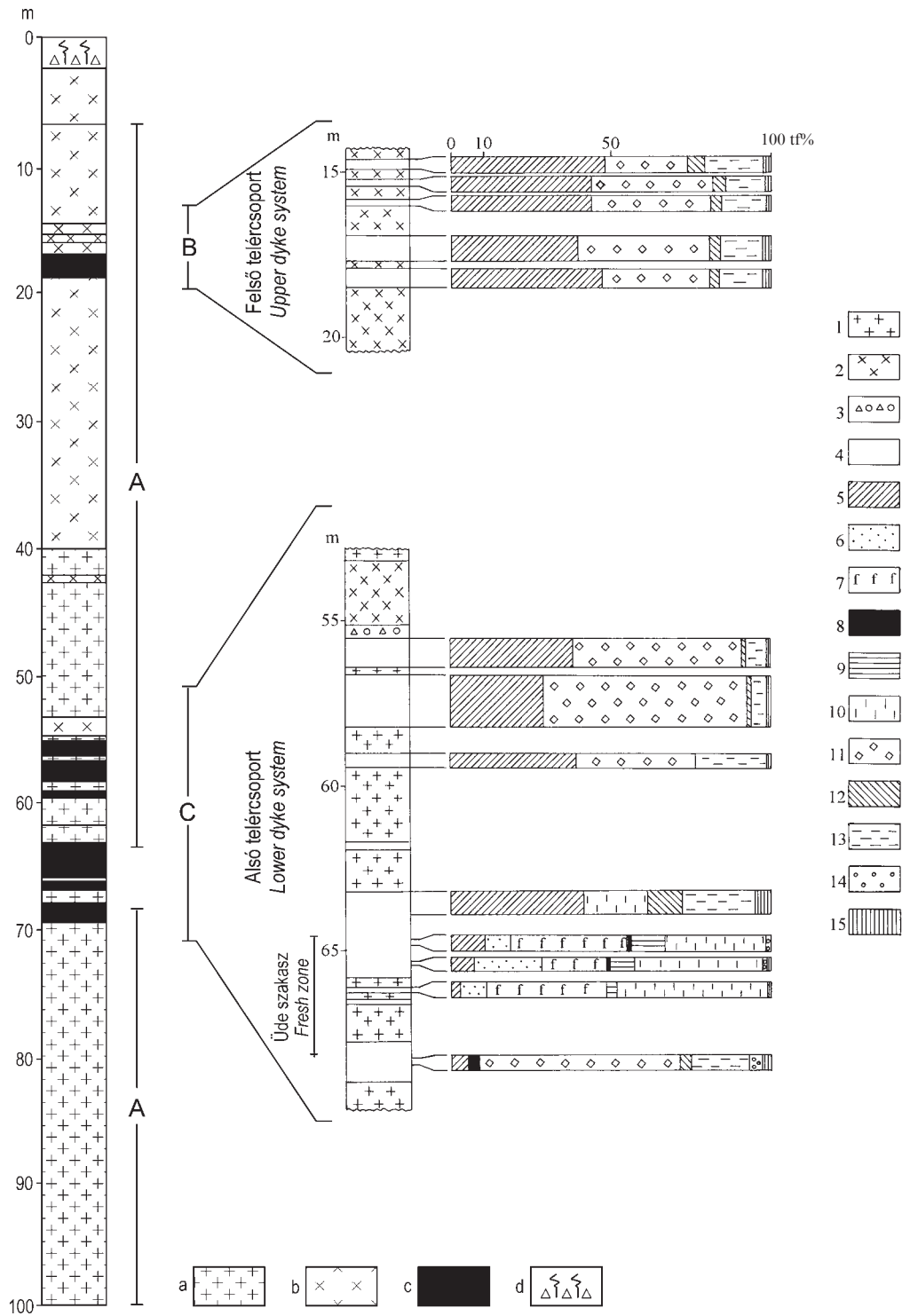
Kréta (karbon?–kréta?–eocén?)

KVARCTELÉR (K^q — q)

A térképen kvarctelérként feltüntetett képződmények többsége klasszikus kifejlődésű, éles határral rendelkező, jellemző, egységes belső szerkezetű hidrotermális hasadékkitöltés, de feltételeken ide soroltuk azokat a telérszerű testeket is, amelyek tektonikus, esetleg intruzív breccsák átkováásával keletkeztek, valamint más, „normális” telérek szakaszainak tekinthető kovás zónákat is. Néhány esetben, elsősorban a Pákozd környéki telérek megrajzolásánál nagyban támaszkodtunk a korábbi bányászati kutatások dokumentációjára, a geokémiai és geofizikai vizsgálatok eredményeire. Ahol lehetett, a kibúvások kis mérete ellenére igyekeztünk már az észlelési változaton érzékelteni a telérek csapását. A kvarctelérek egy részéből polimetallikus érceket termeltek, illetve azok fluoritot és baritot tartalmaztak.

A hegység egész területét tekintve viszonylag kevés kvarctelérkibúvást ismerünk. Ezek többsége a nyugat-velencei területre esik. Kelet felé haladva a főbb lelőhelyek a következők: a székesfehérvári Öreg-hegy D-i, DK-i, illetve K-i része, a pákozdai Ősi-hegy és Üveg-hegy, a Pákozdtól ÉÉNy-ra eső gránitterület, a Kőrakás-hegy és a Szűzvári-hegy. A kelet-velencei területen a Vaskapu-hegy DK-i részén, a Meleg-hegy gerincén, az Ördög-hegyen és a Sukoró–Meleg-hegy közötti területen, egy több kilométeres K–Ny-i sávban ismerünk kvarcteléreket.

A legnagyobb telérek vastagsága több méter lehet, ezek kis gerincek, dombsorok formájában akár több mint 1

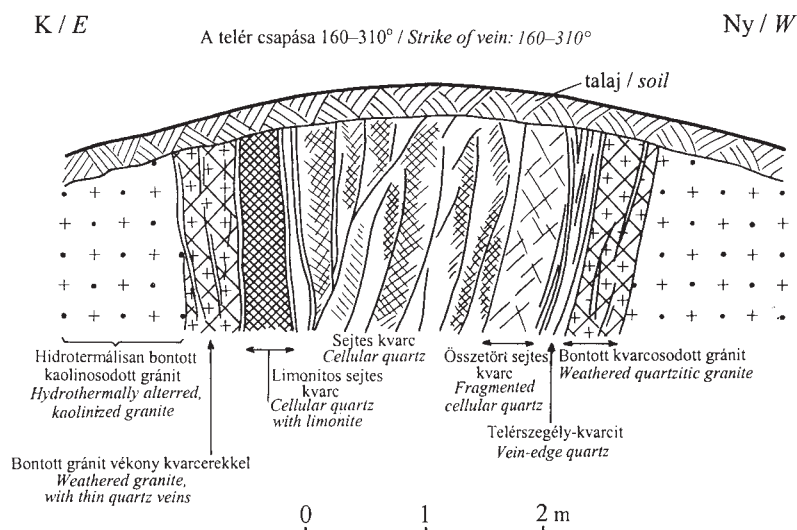


12. ábra. A sukorói St-1 fúrás földtani szelvénye és a szilikokarbonatitos telérek ásványos összetétele

A = elváltzott szakasz, B = felső telércsoport, C = alsó telércsoport. Nagy rétegoszlop: a = gránit, b = gránitporfír, c = karbonatit, d = lejtőtörmelék. Részletes rétegoszlopok: 1. gránit, 2. gránitporfír, 3. tektonikus breccsa, 4. dolomit és ankerites karbonatit. Ásványos összetétel: 5. kvarc, 6. plagioklász, 7. flogopit, 8. kalcit, 9. mágnezit, 10. dolomit, vastartalmú dolomit, 11. ankerit, 12. sziderit, 13. klorit + agyagásvány, 14. apatit, 15. opak

Figure 12. Geological section of the Sukoró St-1 borehole and mineralogical composition of the silico-carbonatite dykes

A = weathered zone, B = upper dyke system, C = lower dyke system. Schematic column: a = granite, b = granite porphyry, c = carbonatite, d = debris. Detailed columns: 1. granite, 2. granite porphyry, 3. tectonic breccia, 4. dolomitic and ankeritic carbonatite. Mineralogical composition: 5. quartz, 6. plagioclase, 7. phlogopite, 8. calcite, 9. magnesite, 10. dolomite with iron content, 11. ankerite, 12. siderite, 13. chlorite + clay mineral, 14. apatite, 15. opaque minerals



13. ábra. A Sukoró ördög-hegyi sejtes kvarctelér (FÜLÖP 1990)
 Figure 13. Cellular quartz vein on the Ördög Hill at Sukoró (FÜLÖP 1990)

hegyi nagy telér). Néhol nem egységes közettestet látunk, hanem telérkékből, erek hálózatából vagy kvarcosodott-kaolinosodott mellékkőzetből álló zónát (pl. Ördög-hegy — 13. ábra, IX. tábla, 2. fénykép).

A telérek többsége gránitban települ, de ismerünk kvarcteléreket a palában is (Vaskapu-hegy, sukorói S-3 jelű fúrás, pátkai Kőrakás-hegy: bányászati kutatás, RADOVITS 1971). Sajátos helyzetű és kifejlődésű a Meleg-hegy gerincén húzódó, kb. 1 km hosszan követhető, a K-i részén szétágazó kovásodott zóna. A mai feltártság mellett is megállapítható, hogy tőle É-ra már pala, D-re gránit van a felszínen. A zóna több méter széles. K-i és Ny-i szakaszán tipikus teléres felépítésű, főként törmelékben tanulmányozható, középső szakaszai azonban előzetesen tektonizált, kvarcosodott gránitból vagy palából állnak. Több helyen, különösen a zóna K-i végén jól láthatók a kvarcanyag által felemésztett gránit reliktumai (izometrikus kvarcsemcsék). Így egységes kvarctelérként való megjelenítése csak bizonyos fenntartással fogadható el. (A fontosabb ércek részletes leírása a nyersanyagokról szóló részben található.)

A kvarctelérek a kitöltő anyag összetétele alapján meddők vagy ércartalmúak. Az utóbbiak — az általában erőteljes és gyakran lefelé fokozódó kilúgzottság következtében — lehetnek szintén üres kvarcanyagúak. Ilyenek az Ördög-hegy telérei, az ősi-hegyi telér és számos más nyugat-velencei telér. Az említett telérek példáján — bányászati és fúrásos kutatásból nyert adatok alapján — elképzelhető egy alulról jövő kilúgzás is (MIKÓ 1964).

Lehet jellegzetes, sőt szakaszonként domináns kitöltő anyag a fluorit is (pákozdi fluorittelér, szűzvári telér). Bár a legtöbb telérben nyomokban, néha szabad szemmel is láthatóan, vagy a kilúgzási sejtek alakjából ítélve, többféle ércásvány (szfalerit, galenit, kalkopirit stb.) is megjelenik, ezek számottevő kitöltésként csak a kőrakás-hegyi és a szűzvári telérekben találhatók meg. A telérek következő típusát a Sukoró–Meleg-hegy közötti terület apróbb-nagyobb barittelérei képviselik. Végül önálló típusnak kell tekintenünk a meleg-hegyi kvarcosodott zónát sokelemes geokémiai anomáliájával és csekély mennyiségű, de rendkívül színes ércásványtársulásával.

A közepes és részben alacsony képződési hőmérsékletű kvarcteléreket a mellékkőzet alig észrevehető, vagy jelentősebb (több méter) vastagságú kvarcosodása-kaolinosodása kíséri. A telérekre vonatkozó további leíró, geokémiai, ásványtani stb. adatok az idevonatkozó irodalomban, különösen VENDL A. (1914), KISS (1954c, d), JANTSKY (1957, 1966), KUBOVICS (1958), KASZANITZKY (1959), MIKÓ (1964), BÖJTÖSNÉ VARRÓK (1966), FÉLEGYHÁZI (1967a), RADOVITS (1971) és NAGY B. (1967c) munkáiban olvashatók.

A kvarctelérek magmás kapcsolataira vonatkozó közvetlen adatok nem állnak rendelkezésre. A problémát különböző — általános földtani, ásvány-kőzettani, geokémiai, vagy tektonikai — oldalról megközelítő szerzők általában csak egy-egy telér, telércsoport, vagy telértípus esetében valószínűsítene a karbon gránittal, vagy az eocén andezittel való genetikai összefüggést. E nézetek egymással ellentmondásban állnak, így a telérek genetikája és kora nem tekinthető tisztázottnak.

PORCELÁNSZERŰ KVARCIT (KVARCOLIT) (K^{kv} — kv)

A Bence-hegytől É-ra, közel K–Ny-i csapású kis kibúvásban és törmelékben nyomozható, 0,2–0,4 m vastagságú telér. Anyaga tejfehér, porcelánszerű mikrokristályos kvarc, elválási felületein limonitos, sárga foltos. A hegység területén másutt ilyen megjelenésű kvarctelért nem találtunk.

km hosszan követhetők. Ilyen az Üveg-hegy („Suhogó”), a Meleg-hegy, az Ördög-hegy telérei és az Öreg-hegy DK-i kvarctelére. A kisebb, legfőljebb néhány száz méter hosszú telérek változatosabb kifejlődésűek. A bányászati kutatás adatai alapján a szűzvári telér 0,8 m-es vastagságát csapás és dőlés mentén is egyenletesen tartja; a Kőrakás-hegy telérei változatos lefutásúak (vastagság: 1–7 m), az Ősi-hegy telére lefelé fokozatosan elvékonyodó (a vastagság 4 m-ről 1,8–0,8 m-re csökken). A hegység legtöbb telére a fentiekhez hasonló, de jellemzőek lehetnek a kisebb telérek, sőt kvarcerek is (pl. a Sukoró–Meleg-hegy közötti területen). A teléreket néhol tektonikai síkok metszik, egyes szakaszaikat több méterre is elvetik (kőrakás-hegyi bánya, üveg-

Kainozoikum

A kainozoikum szelvénye erősen hézagos. Középső–felső-eocén andezites vulkanitok, valamint pannóniai és negyedidőszaki üledékek keletkeztek ebben az időszakban.

Középső–felső-eocén — Nadapi Andezit Formáció (ⁿE₂₋₃)

Az andezitmagmatizmusához kapcsolódó képződményeket a Velencei-hegység keleti részén találjuk. A vulkáni képződmények lehatárolása, elterjedésének meghatározása a fedett területen geofizikai mérések segítségével történt. Ily módon körvonalazódott az egykori vulkán lábazata, felépítménye, központi zónája, az intenzív kőzetváltozások

6. táblázat. A Nadapi Andezit Formációban mért legfontosabb radiometrikus kormeghatározási adatok

Hely	Kőzet	K/Ar kor (millió év)	Irodalmi hivatkozás
<i>A Sorompóvölgyi Tagozat kőzeteiben mért radiometrikus korok</i>			
4017/2 Sorompó-völgy	hipersztén-augitandezit telér	33,37	BAGDASZARJAN (1989)
2010/1 Cziráky-kőfejtő	piroxénos amfibolandezit (kis intrúzió)	35,15±1,35	BAGDASZARJAN (1989)
25 Nadap	bontott piroxénandezit (intrúzió)	35,17±0,9	BAGDASZARJAN (1989)
25 Nadap	andezit	38	OVEHINKOV et al. (1961)
Velencei-hegység	amfibolandezit	38±0,5	SZÁDECZKY-KARDOSS et al. (1969)
2007 Sukoró legelő	biotitos amfibolandezit telér (plagioklásszal, kvarccal)	34,05±0,9	BAGDASZARJAN (1989)
2007 Sukoró legelő (nagy telér)	andezit (amfibol)	37,8±1	BALOGH KADOSA et al. (1986)
2007 Sukoró legelő (nagy telér)	andezit (biotit)	31,9±1,2	BALOGH KADOSA et al. (1986)
Sukoró útkanyar	biotit-amfibol-andezit	29,1±1,2	BALOGH KADOSA et al. (1986)
Sukoró 3-as út K-i oldala	bontott piroxénandezit telér	35,07±0,88	BAGDASZARJAN (1989)
Kápolnásnyék Kny–3, 275,0 m	bontott amfibolandezit (intrúzió)	33,4±0,3	BAGDASZARJAN (1989)
Kápolnásnyék Kny–3, 724,0 m	zeolitosodott amfibolandezit (intrúzió)	35,3±0,35	BAGDASZARJAN (1989)
Kápolnásnyék Kny–3, 1055,2 m	bontott amfibolandezit (intrúzió)	35,6±0,7	BAGDASZARJAN (1989)
Gárdony Gá–2, 332,5 m	biotit–amfibol-dacitoandezit (intrúzió)	40±0,25	BAGDASZARJAN (1989)
Gárdony Gá–2, 518,5 m	biotitos amfibolandezit (intrúzió)	41,2±0,3	BAGDASZARJAN (1989)
Gárdony Gá–2, 547,3 m	biotit–amfibol-dacitoandezit (bontott)	41,6±0,9	BAGDASZARJAN (1989)
Seregélyes Sg–2, 383,2 m	bontott amfibolos biotitandezit (intrúzió)	38,4±0,4	BAGDASZARJAN (1989)
Seregélyes Sg–2, 528,5 m	bontott biotit–augitkerzanit (lamprofiros szegregátum)	39,6±0,8	BAGDASZARJAN (1989)
Seregélyes Sg–2, 544,6 m	bontott biotit–amfibol-dacitoandezit (intrúzió)	40,4±0,9	BAGDASZARJAN (1989)
Seregélyes Sg–2, 383,2 m	andezit (biotit)	35±1,4	BALOGH KADOSA et al. (1986)
<i>A Kápolnásnyéki Tagozat kőzeteiben mért radiometrikus korok</i>			
Kápolnásnyék Kny–2, 394,0 m	piroxénandezit (láva)	33,9±0,7	BAGDASZARJAN (1989)
Kápolnásnyék Kny–2, 552,5 m	bontott piroxénos andezitobazalt láva (amfibollal)	34±0,1	BAGDASZARJAN (1989)
Kápolnásnyék Kny–2, 597,9 m	hipersztén–augit andezitobazalt	34,3±0,65	BAGDASZARJAN (1989)
Kápolnásnyék Kny–2, 715,5 m	zeolitosodott amfibolandezit (láva)	34,85±0,05	BAGDASZARJAN (1989)
Kápolnásnyék Kny–2, 1149,9 m	zeolitosodott piroxénos amfibolandezit (augit, bontás)	35,6±0,3	BAGDASZARJAN (1989)
Úrhida Ú–1, 258–261 m	bontott amfibolandezit-tufa (betelepülés)	42,3±1,5	BAGDASZARJAN (1989)
Csákvár Csv–18, 347–353 m	andezittufa	41,9±1,6	BAGDASZARJAN (1989)
<i>A Pázmándi Metaszomatit Tagozat kőzeteiben mért radiometrikus korok</i>			
2536–13 Pázmánd Zsidóhegy	alunit ér	35,4±0,6	BAGDASZARJAN (1989)
Pázmánd Pt–3, 127,7 m	61% alunittartalmú koncentrátum	34,2	BAGDASZARJAN (1989)
Pázmánd Pt–3, 127,7 m	alunit	32,9±1,3	BALOGH KADOSA et al. (1983)
<i>A Cseplekhegyi Diorit Tagozat kőzeteiben mért radiometrikus korok</i>			
Pázmánd Pd–2, 694,8–695,2 m	bontott amfibol-mikrodiorit (intrúzió)	38,9±0,8	BAGDASZARJAN (1989)
Pázmánd Pd–2, 1136,1–1136,4 m	mikrodiorit-porfirit (amfibol)	31,2±1,4	BALOGH KADOSA et al. (1983)
Pázmánd Pd–2, 1193,7 m	bontott amfibol-piroxéndiorit (intrúzió)	40,15±0,5	BAGDASZARJAN (1989)

területe és a központi dioritintrúzió (DUDKO et al. 1982). A rétegvulkáni összletet Kápolnásnyéki Andezit Tagozat, az intruzívumokat Cseplekhegyi Diorit Tagozat, az erősen bontott kőzeteket Pázmándi Metaszomatit Tagozat néven különböztük el. Külön tárgyaljuk az andezitmigmatizmus hatására létrejött kőzetelváltozásokat.

A Velencei-hegység keleti részén gránitba és palába települő kisebb szubvulkáni andezittestek (neckek, telérek), illetve intruzívbreccsa-betelepülések jelennek meg, ez azt jelezheti, hogy a gránitterületet K-en lehatároló Lovasberény–Velence közötti töréstől (az ún. Nadapi-töréstől) Ny-ra a vulkáni felépítménynek a gyökérrégióig lepusztult aljzata található a felszínen. Ezek a képződmények alkotják a Sorompóvölgyi Andezit Tagozatot.

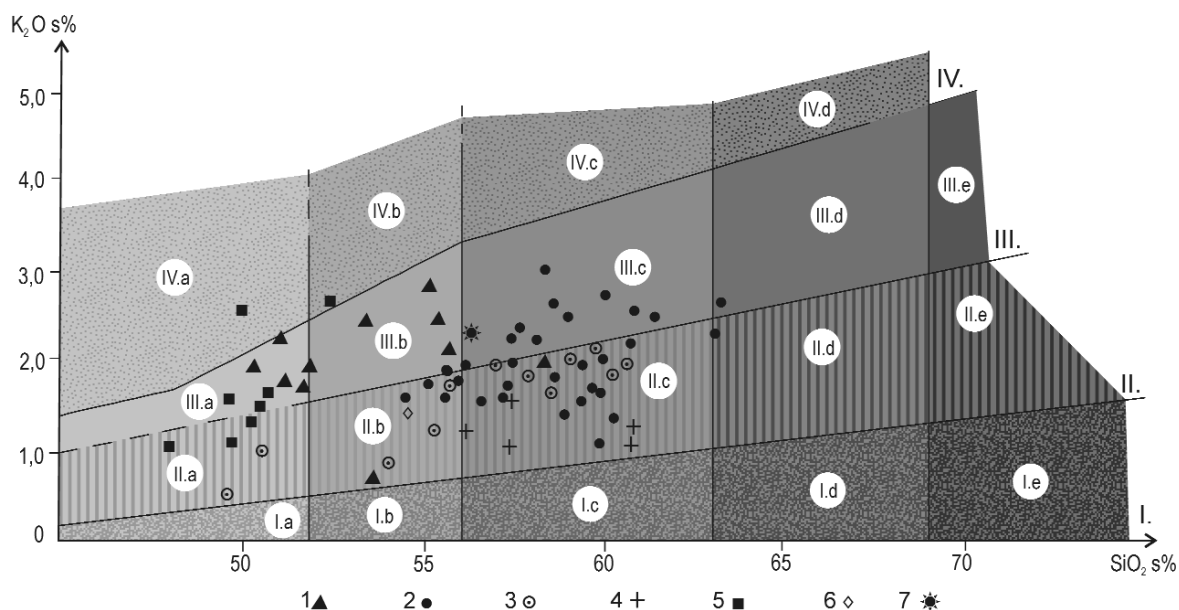
Az andezitek általános összetételét a 14. ábra mutatja be.

A töréstől K-re az egyenlőtlenül lepusztult vulkán centrumzónájában mintegy 30 km²-es területen erősen átalakult kőzetek, illetve a Pd–2 jelű fúrással igazolt dioritintrúzió jelenik meg. Felszínen csak a felső-pannóniai képződmények alól kis foltokban kibúvó, intenzív kőzetelváltozást szenvedett andezites képződményeket (metaszomatitokat) találjuk.

A felépítményen belül a geofizikai mérések számos kisebb szubvulkáni testet mutattak ki. Ezen intrúziók jelenlétét igazolták a mágneses anomáliákra telepített pázmándi Pt–4 és Pt–5 jelű fúrások.

A velencei-hegységi andezitek első rendszeres vizsgálója, INKEY (1875) 8 előfordulást talált, trachytneű kőzetekként írja le azokat (a Bence-hegyi, 8. előfordulás kőzete az ismertetés alapján mikrogabbbrónak felel meg). Keletkezésüket hazai analógiák alapján a neogénben feltételezi. VENDL A. (1914) az andezitek 9 előfordulását ismerteti és szintén analógiák alapján a miocénre (mediterrán) teszi létrejöttüket. A Lovasberény Lb–I fúrás fúradékanyagának feldolgozása során ismerteti az eocén rétegeket és két szintben eruptív eredetű biotitos kőzettörmelékemlít, de ezeket nem hozza kapcsolatba az andezitekkel. Az andezites vulkanitok eocén korát először SCHRÉTER állapította meg (SCHRÉTER, MAURITZ 1952) a térképlaptól É-ra mélyült lovasberényi Lb–II jelű fúrásban lévő sekélytengeri, partszegélyi faunas felső-eocén képződmények közé települt vastag andezittufa betelepülések alapján.

Az andezitekből, illetve metaszomatitokból K/Ar módszerrel meghatározott korok változatos, 29–42 millió év közötti, a középső-eocén felső részétől a kora-oligocénig terjedő időszakaszba eső eredményeket adtak (a 33,7 millió éves eocén/oligocén határhoz viszonyítva). Az idősebb kort mutató adatok a vulkáni centrumtól távolabbi szubvulkáni kőzetekből (Gárdony, Seregélyes), illetve vulkáni tufákból származnak, a paleovulkán felépítményéből és aljzatából származó kőzetek fiatalabb kort adnak. A Nadapi Andezit korát a lovasberényi fúrásokban az eocén üledékek közé települt tufák alapján már korábban megállapították. A radiometrikus koradatok (6. táblázat) alapján igazolták a középső–késő-eocén kort.



14. ábra. A velencei-hegységi paleogén vulkáni kőzetek helyzete a K₂O–SiO₂-tartalom alapján. Kőzethatárok és nevezéktan: PECCERILLO, TAYLOR (1976), EWART (1979), KELLER (1982) szerint (DARIDÁNE TICHY, ÓDOR 1987b)

I.a. alacsony K-tartalmú tholeit, I.b. alacsony K-tartalmú bazaltos andezit, I.c. alacsony K-tartalmú andezit, I.d. alacsony K-tartalmú dacit, I.e. alacsony K-tartalmú riolit, II.a. mészkalkáli bazalt, II.b. bazaltos andezit, II.c. andezit, II.d. dacit, II.e. riolit, III. a. magas K-tartalmú bazalt, III. b. magas K-tartalmú bazaltos andezit, III. c. magas K-tartalmú andezit, III. d. magas K-tartalmú dacit, III. e. magas K-tartalmú riolit, IV.a. sosenit–bazalt–abszorokit, IV.b. sosenit, IV.c. banatit (latit), IV.d. sosenitos dacit (trachit), IV.e. sosenit–dacit (trachyte). 1. láva, 2. neck, telér, 3. kis intrúzió, 4. diorit, 5. endogén zárvány, 6. Szentmihályi Andezit Formáció átlaga, 7. Recski Andezit Formáció átlaga

Figure 14. The position on the basis of K₂O–SiO₂ contents of the Palaeogene volcanic rocks in the Velence Hills. Rock boundaries and nomenclature after PECCERILLO, TAYLOR 1976, EWART 1979, KELLER 1982. (DARIDÁNE TICHY, ÓDOR 1987b)

I.a. low-K tholeiite, I.b. low-K basaltic andesite, I.c. low-K andesite, I.d. low-K dacite, I.e. low-K rhyolite, II.a. calc-alkaline basalt, II.b. basaltic andesite, II.c. andesite, II.d. dacite, II.e. rhyolite, III.a. high-K basalt, III.b. high-K basaltic andesite, III.c. high-K andesite, III.d. high-K dacite, III.e. high-K rhyolite, IV.a. shoshonite–basalt–absorokite, IV.b. shoshonite, IV.c. banatite (latite), IV.d. shoshonitic dacite (trachyte), IV.e. shoshonitic dacite (trachyte). 1. lava, 2. necks and dykes, 3. small intrusion, 4. diorite, 5. autolith, 6. average of Szentmihályi Andesite Formation, 7. average of Recsk Andesite Formation

A legtöbb adat a Sorompóvölgyi Tagozat kőzeteiből származik, a korok 29,1–41,6 millió év közöttiek. A hegység-ből származó adatok valamivel fiatalabbak (29,1–38 millió év), csak a hegységtől D-re mélyült gárdonyi Gá–2 és seregélyesi Sg–2 fúrásokban mértek idősebb (35–41,6 millió éves) koradatokat. A sztrатовulkáni sorozat (Kápolnásnyéki Tagozat) a térképlap ÉNy-i sarkában mélyült kápolnásnyéki Kny–2 fúrásban 33,9–35,6 millió év közöttiek, a távolabbi adatok (Úrhida Ú–1 és Csákvár Csv–18) adnak csak középső-eocén kort (41,9–42,3 millió év). A Pázmándi Metaszomatit Tagozattól csak néhány adatunk van, ezek valamivel fiatalabbak (32,9–35,4 millió év), mint a telérek adatai. Ez indokolt is, hiszen a metasomatózis időben később követhette csak az andezitképződést. A Cseplekhegyi Diorit Tagozat kőzeteinek kora idősebb (38,9–40,1 millió év) az andezittelérekénél.

KÁPOLNÁSNYÉKI ANDEZIT TAGOZAT (${}^nE_{2-3}$)

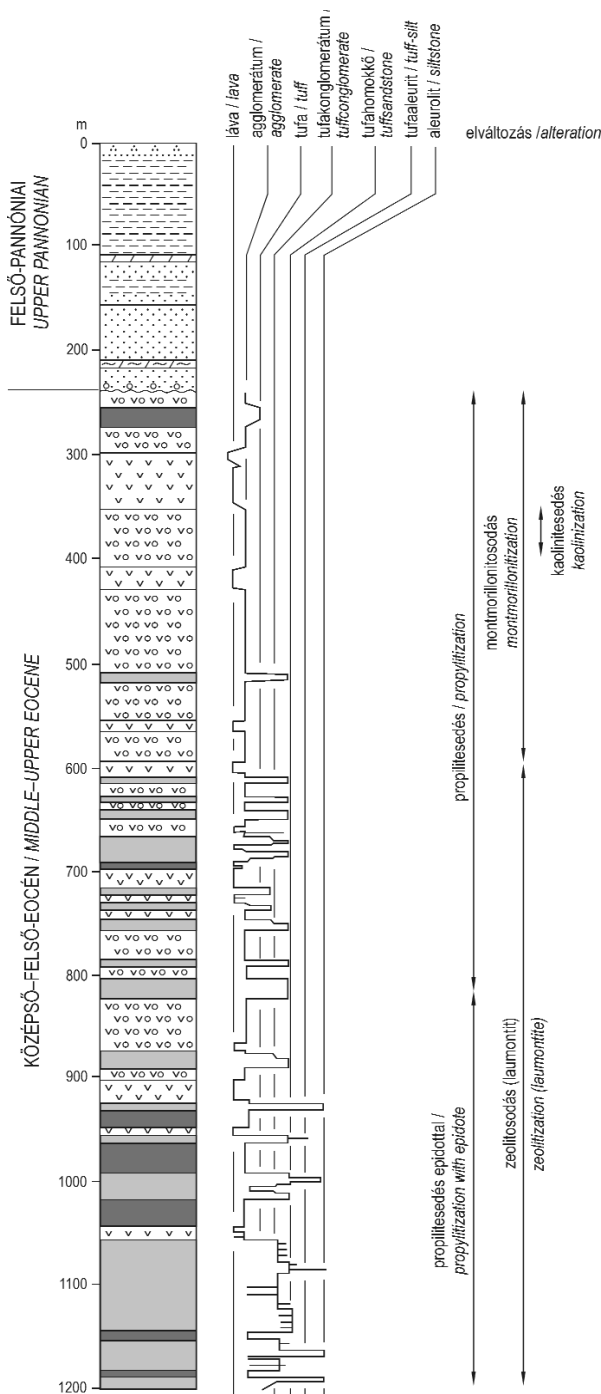
A vulkáni felépítménybe tartozó piroklasztikumokat, lávákat, illetve üledékes képződményeket a terület K-i szélén, a pázmándi Zsidó-hegytől kb. 2 km-re ÉK-re mélyült kápolnásnyéki Kny–2 jelű szerkezetkutató fúrás tárta fel (15. ábra). A felső-pannóniai rétegek alatt 960 m-es vastagságban harántolt összlet aljzatát a fúrás nem érte el. A sorozat durván két részre bontható. A felső, 242–670 m közötti szakaszt sötétszürke, középszürke, finomszemű amfibol- és piroxénandezit anyagú, agglomerátum, láva és lávabreccsa váltakozásából álló sorozat építi fel. Uralkodik a monomikt összetételű, sok, nagyobb (5–40 cm-es) szögletes törmelék, kevés világosszürke alapanyagot tartalmazó agglomerátum, melybe néhány m-től 45 m-ig terjedő vastagságú lávapadok (XI. tábla, 1–6. fénykép) és kevés tufahomokkő (XI. tábla 7. fénykép) települ. Külön ki kell emelni az 597,3–601,0 m között települő, barnásszürke, finomszemű, tömött, rombos és monoklin piroxént tartalmazó andezitbetelepülést (XIV. tábla, 2. fénykép). A fúrás alsó részét (670–1200 m) egy sokkal változékonyabb, polimikt anyagú sorozat építi fel. Itt az uralkodóan szürke, porfíros szövetű, amfibolos biotit-andezit összetételű, apróbb, kerekített (átlag 2–10 cm, ritkán nagyobb méretű) törmelék, valamint a polimikt, vékonyabb, 50 cm – 7 m-es középszürke andezit betelepüléseket tartalmazó összletet (XII. tábla, 1–3. fénykép, XIII. tábla, 1. fénykép) áthalmazott vulkáni üledékes betelepülések (XI. tábla 8. fénykép, XII. tábla 4–8. fénykép) tagolják. A rétegvulkáni sorozatban lefelé egyre szaporodik az áthalmazott vulkanogén anyag (konglomerátum, tufagravellit) és a rétegzett törmelékek, üledékek (homokkő, aleurolit) részaránya (XI. tábla, 7–8. fénykép, XII. tábla, 7–8. fénykép). 810 m-nél jelenik meg a legelső fekete aleuritos agyag betelepülés, és 930 m alatt egyre gyakoribbá válik (XII. tábla, 5. fénykép). Ez rakódott le a félciklusok végén, mint legfinomabb szemű üledék. A fekete, szerves anyag festődésű

15. ábra. A kápolnásnyéki Kny–2 fúrás földtani szelvénye

Felső-pannóniai: 1. talaj, 2. agyagos aleurit, 3. dolomit, 4. dolomárga, 5. homok, 6. konglomerátum, *Középső-felső-eocén:* 7. andezit-, andesitobazalt láva, 8. andezit lávabreccsa, 9. andezit agglomerátum, 10. tufa, 11. tufabreccsa, tufaconglomerátum, tufaaleurit

Figure 15. Geological section of the Kápolnásnyéki Kny–2 borehole

Upper-Pannonian: 1. Soil, 2. silty clay, 3. dolomite, 4. dolo-marl, 5. sand, 6. conglomerate, *Middle–Upper Eocene:* 7. andesite, andesite-basalt lava, 8. andesite lava breccia, 9. andesite agglomerate, 10. tuff, 11. tuff sandstone, tuff conglomerate, tuff siltstone



agyagból szénült növényi maradványok mellett 1–2 halpikkely is előkerült. A Kny-2 fúrástól ÉNy-ra a Lovasberény környéki fúrások a felső-eocén (bartoni emeletbe tartozó Foraminifera-faunát tartalmazó) mészkő, márga és homokkő közé települő tufarétegeket harántoltak (VENDL A. 1914, SCHRÉTER, MAURITZ 1952, SZÉKYNÉ FUX, BARABÁS 1953).

SOROMPÓVÖLGYI ANDEZIT TAGOZAT ($^nE_{2-3}$)

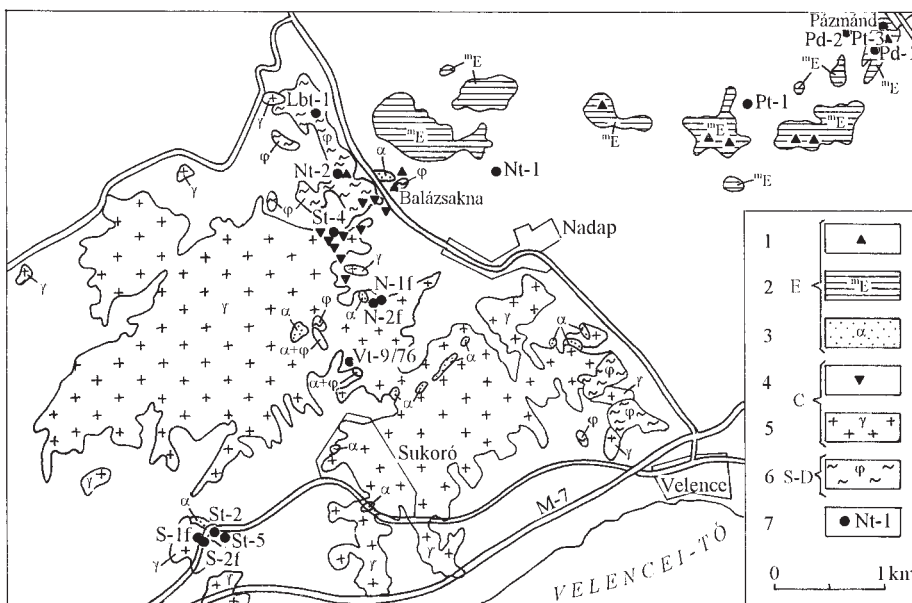
A Sorompóvölgyi Andezit Tagozatban szubvulkáni piroxén- és amfibolandezitet, valamint intruzív breccsát különböztetünk meg.

Szubvulkáni piroxén- és amfibolandezit ($^nE_{2-3}^\alpha - \alpha$)

A Velencei-hegység K-i részén a gránitba és a palába települő andezittesteket kis kibúvásokban, illetve törmelékben tanulmányozhatjuk a felszínen. A szubvulkáni fáciesű andezittestek viszonylag kis méretűek, a telérek 1–20 m szélesek, a neckek 50–200 m átmérőjűek (16. ábra, IX. tábla, 3–4. fénykép). A kis intruzív testek a mágneses anomáliák alapján körvonala-

hatóak, a teléreket azonban — a sukorói legelőn lévő telért kivéve, mely 1,6 km hosszan követhető — csak néhány száz m hosszan sikerült nyomozni (Dudko A. mérései). Irányuk uralkodóan ÉK–DNy-i, ÉNy–DK-i, illetve ritkán K–Ny-i (Sukoró útkanyar).

Szubvulkáni helyzetű andezittesteket tártak fel a régi sukorói (St–1f, St–2f, Vt–9/76) és velencei (V–4) fúrások is. Andezitet ismerünk a Nadap–pázmándi hegység területén mélyült fúrásokból is. A Jantsky B. által az 1950-es évek elején mélyített nadapi kaolintáróban, illetve fúrásokban (Nadap N–II, N–XI, Velence V–I, V–II), valamint a velencei Ve–2, a pázmándi K–12, K–14, K–15, B–16 jelű fúrásokban a metasomatitok mellett kevésbé bontott andezit is megjelenik. A hiányos dokumentáció alapján az andezitek és a metasomatitok viszonya nem állapítható meg. Az andezit egy része a



16. ábra. Az andezit, az intruzív breccsa és a metasomatit előfordulása a Velencei-hegység K-i részén (ÓDOR et al. 1983)

Eocén: 1. intruzív breccsa, 2. metasomatit, 3. andezit. *Karbon:* 4. kovás intruzív breccsa, 5. gránit, gránitporfir- és aplittelérrel. *Ordovícium–devon:* 6. metamorf pala porfiroid betelepüléssel, 7. intruzív breccsát harántolt fúrás

Figure 16. The occurrences of andesites, intrusive breccias and metasomatites in the eastern part of the Velence Hills (ÓDOR et al. 1983)

Eocene: 1. intrusive breccia, 2. metasomatite, 3. andesite. *Carboniferous:* 4. siliceous intrusive breccia, granite with granite porphyry and aplite dykes. *Ordovician–Devonian:* 6. metamorphic schist with porphyroid interbeddings, 7. boreholes with intrusive breccias intersected

metasomatitokba nyomult szubvulkáni test lehet, másik része a rétegvulkáni sorozat kevésbé elbontott, a metasomatózis által nem érintett reliktumaként értelmezhető. Az 1979–1984. évi kutatás során mélyített pázmándi Pt–4 jelű fúrás szubvulkáni fáciesű amfibolos-piroxénandezitet harántolt.

Az andezit szürke, közészsürke színű, a bontottabb változatok zöldesszürkék. A szövet egy-két kivételtől (pl. a sorompó-völgyi finomszemű hipersztén-augitandezit, mely sok üveget tartalmaz) eltekintve makroszkóposan közép-szemű porfíros (2–5 mm közötti porfíros beágyazások). Az 1–5 mm-es plagioklászok körvonala elmosódó, a színes elegyrészek közül 1–4 mm-es amfibol, biotit, ritkán piroxén ismerhető fel. A Cziráky-bánya fölött lévő üde piroxénos amfibolandezit sok nagy (8–10 mm-es) amfibolt tartalmaz, a sukorói legelőn lévő nagy telérben 10–15 mm-es biotitok is megjelennek.

A vékonycsiszolat-vizsgálatok szerint a kőzet szövete néhol mikroholokristályos porfíros (pl. Cziráky-bánya fölötti üde andezit, Sukoró község D-i részén az országút melletti feltárás, a sukorói legelőn lévő nagy telér), uralkodóan porfíros mikrolitos (pilotaxitos), ritkábban porfíros hialopilités (pl. Sorompó-völgy K-i részén hipersztén-augitandezit). A kőzet 60–70%-ban tartalmaz többé-kevésbé bontott (agyagásványosodott, karbonátosodott, limonitosodott) alapanyagot (ásványai: plagioklász, piroxén, opak, üveg). Az andezitekben járulékos ásványként magnetit, apatit, cirkon van jelen. A porfíros elegyrészek közül a plagioklász a leggyakoribb (20–30%). A különböző andezittestekben megjelenő porfíros plagioklászok között nincs lényeges különbség. Méretük 1–2 mm, ritkán eléri az 5 mm-t, gyakran zónások, ikerlemezesek. A szemcsék szélén gyakran alapanyagzárványos, zavaros zóna figyelhető meg. Az optikai tulajdonságok alapján andezin-labrador összetételűek. Ritkán a plagioklászok egy második porfíros generációja is megjelenik. E szemcsék 0,2–0,5 mm-es

7. táblázat. Az andezitek előfordulásainak közettani összetétel szerinti csoportosítása

Biotit-amfibolandezit (dioritporfirrit)	Biotitos amfibolandezit piroxénnel és kvarccal	Amfibolos piroxénandezit, monoklin-piroxénandezit (diorit)	Kétpiroxénes- andezit	Intrúziós breccsa
<i>Felszínen (gránit/pala területen lévő szubvulkáni fáciesű andezitek)</i>				
Pákozd–sukorói útkanyarban Sukoró legelői É-i részén vékony telér Sorompó-völgy Ny-i oldal Sukorótól D-re az országút mel- lett Czirák-kőfejtő (bontott) Törmelékben: Meleg-hegytől D-re a vadaskert kerítése mellett Sukorótól É-ra a Bence-hegyen Mészegen	Sukoró legelői nagy telér Pákozd–sukorói út kanya- rulata Sorompó-völgy K-i része Meleg-hegy D-i részén a hármás útlágazásnál Törmelékben: Sukorói Géci-hegyen St-1 jelű fűrástól K-re (Sukorói szőlők K-i részén)	Nadapi andezitbányában Bence-hegyen lévő Czirák-bánya feletti üde andezit Sukoró legelői nagy telértől É-ra lévő, azzal párhuzamos telér	Sorompó-völgy K-i részén	Sorompó-völgy Ny-i részén: biotit-amfibol- andezitben pala, grá- nit, biotit-amfibolan- dezit törmelék Sorompó-völgy K-i részén: biotitos amfi- bolandezit piroxénnel és kvarccal a kötő- anyag, ebben mono- klin piroxénes andezit, biotitos amfi-bolan- dezit, telérkvarc és palatörmelék
<i>Az 1979 előtt mélyült fűrésokban, feltárásokban</i>				
<i>Sukoró</i> barittáróban feltárt andezit S-1/f, 26–64 m között több szakasz S-2/f, 30–36 m között intruzív breccsával együtt <i>Nadap</i> Kaolintáró: 94,8–195 m között több szakaszon N-II, 65,5–81,9 m N-XI, 57,3–62,0 m <i>Velence</i> V-II, 68,5–82,5 m Ve-2, 215,0–217,4 m 285,4–290,6 m <i>Pázmánd</i> B-16, 232–236 m (?)	<i>Velence</i> Vt-9/76: 10,0–11,5 m	<i>Pázmánd</i> K-12, 276–284 m K-15, 257,3–283,0 m K-14, 276,0–284,0 m <i>Velence</i> V-I, 6,0–32,7 m 41,0–41,3 m V-4, 47,5–61,1 m <i>Nadap</i> N-XV, 22,0–36,1 m Kaolintáró: 157–160 m között		
<i>Az 1979–84 között mélyült fűrésokban</i>				
<i>Sukoró</i> St-2, 32,4–32,7 m 33,5–34,4 m St-5, 20,6–20,8 m 35,6–36,8 m <i>Kápolnásnyék</i> Kny-2, 670–1200 m, vulkáni felépítményen belül andezit láva-folyások Kny-2, 259,0–259,3 m, dioritporfirrit telér <i>Pázmánd</i> Pd-2, 492,0–498,6 m, amfibol- dioritporfirrit telér	<i>Sukoró</i> St-5, 39,6–41,0 m (intruzív breccsába települ)	<i>Pázmánd</i> Pt-4, 21,2–101,6 m Pd-2, 620–1200 m, diorit <i>Kápolnásnyék</i> Kny-2, 242–670 m, vulkáni felépítményen belső andezitláva- folyások	<i>Kápolnásnyék</i> Kny-2, 597,3–601 m	<i>Pázmánd</i> Pt-5, 83,1–300,0 m

méretűek, andezines összetételűek. A plagioklászok repedések mentén helyenként agyagásványosodtak, karbonátosodtak, néhol zeolit is megfigyelhető. A mafitos elegyrészek kb. 10–15% mennyiségben jelennek meg a kőzetben (a porfíros elegyrészek 20–30%-a), biotit, amfibol valamint monoklin és rombos piroxén formájában. Az egyes andezittípusok a porfíros színes elegyrészek, illetve a porfíros kvarc megléte vagy hiánya alapján különböznek egymástól. A területen megismert andezitek összetétel szerinti csoportosítását a 7. táblázat, felszíni előfordulásukat a 16. ábra mutatja.

A szubvulkáni andezitek között biotit(os) amfibolandezit, (piroxénes) biotitos amfibolandezit (porfíros kvarccal), monoklin piroxénandezit, amfibolos piroxénandezit, piroxénes amfibolandezit, hiperszténes augitandezit és intrúziós breccsa fordul elő.

Biotit(os) amfibolandezit. A színes elegyrészek közül uralkodó az amfibol (a kőzetben 9–10%). A 0,5–1,5 mm-es zöldamfibolok idiomorfok, a csiszolatban táblás vagy rombusz átmetszetűek, erősen pleokroosak. Ritkán (100) szerinti ikek jelentkeznek. Zárványként magnetitet, apatitot, cirkont, néha biotitot tartalmaznak. Igen gyakran bontottak (kloritosodás, opacitosodás). Az amfibol mellett a kőzet kevés (1–6%) biotitot tartalmaz, eloszlása sokszor egyenetlen. Az

amfibolban zárványként, foltokban, ritkábban 0,2–0,5 mm-es hipidiomorf szemcsék formájában jelenik meg. Általában többé-kevésbé bontott (baueritesedett, kloritosodott), az ép részeken erősen pleokroos. Igen ritkán egy-egy porfíros kvarc is megjelenik.

Biotitos (piroxénés) amfibolandezit porfíros kvarccal. A 2–9%-ban megjelenő porfíros amfibol és az 1–3%-os mennyiségben található biotit olyan, mint az előbbi csoportnál. Jellegzetes a kőzetben 1–3%-os mennyiségben megje-

8. táblázat. Az andezitek fő típusainak teljes kémiai elemzési és színképelemzési adatai egy-egy jellemző példa alapján

	Biotitos amfibolandezit	Biotitos amfibolandezit piroxénnel és kvarccal	Monoklin piroxénandezit (amfibollal)	Monoklin és rombos piroxénandezit	Intrúziós breccsa	Amfibolos piroxénandezit	Diorit	Diorit-porfirit telér
	Sukoró D-i része	Sukoró útkanyar	Nadapi andezitbánya	Kny-2 598,6 m	Sorompó-völgy Ny	Pt-4 30,1–30,3 m	Pd-2 1136,1–1136,4 m	Pd-2 500,3 m
<i>Kémiai elemzés (%)</i>								
SiO ₂	55,0	61,0	57,9	53,6	56,0	55,2	54,0	43,3
TiO ₂	0,46	0,3	0,57	1,02	0,5	1,21	0,44	1,96
Al ₂ O ₃	16,9	16,5	17,1	17,7	17,5	17,1	17,4	14,8
Fe ₂ O ₃	3,94	3,61	3,59	2,43	4,26	4,33	3,67	0,43
FeO	2,48	1,58	3,37	4,27	3,03	4,68	4,74	3,17
MnO	0,214	0,123	0,307	0,139	0,159	0,24	0,232	0,40
CaO	6,45	5,31	5,88	9,48	7,39	6,95	8,56	5,58
MgO	4,0	2,8	3,0	3,21	3,9	3,83	4,15	9,13
Na ₂ O	2,25	2,69	2,83	2,34	2,52	2,82	3,0	0,57
K ₂ O	1,6	2,12	2,8	0,69	1,6	1,03	1,0	0,19
⁺ H ₂ O	4,62	2,92	2,29	2,91	1,9	1,79	1,5	9,07
⁻ H ₂ O	1,2	1,16	0,24	0,4	0,54	0,71	0,02	2,16
CO ₂	0,24	0,16	0,07	1,59	0,11	0,04	0,07	0,56
P ₂ O ₅	0,19	0,18	0,16	0,22	0,24	0,14	0,22	0,14
BaO							0,35	0,25
S							0,17	0,45
Elemzés	MÁFI 1981	MÁFI 1981	MÁFI 1981	MÁFI 1985	MÁFI 1981	MÁFI 1981	MÁFI 1982	MÁFI 1982
<i>Színképelemzés (g/t)</i>								
Ag	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,5	<0,4	<0,4
As	<600	<600	<600	<600	<600	<600	<600	<600
B	<16	<16	<16	<16	<16	<15	<16	<16
Ba	400	400	250	1000	250	500	250	600
Be	<4	<4	<4	<6	<4	<5	<6	<4
Bi	<25	<25	<25	<16	<25	<20	16	25
Co	40	25	16	16	25	–	25	40
Cr	25	10	4	10	25	60	16	160
Cu	40	60	40	60	40	260	60	400
Ga	10	16	16	25	16	–	16	25
Mo	<6	<6	6	<6	6	10	<6	<6
Ni	16	10	2,5	10	10	12	16	160
Pb	6	10	10	16	6	10	10	16
Sb	<100	<100	<100	<60	<100	<100	<100	<100
Sn	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sr	160	250	100	1000	160	400	400	100
V	160	100	100	100	100	220	160	250
W	<100	<100	<100	<60	<100	–	<100	<100
Y	<100	<100	<100	<60	<100	–	<60	<100
Zn	100	<100	100	<100	<100	<100	<100	400
Zr	160	160	100	400	160	–	<100	<100
Li						150		
P						1000		
Elemzés	MÁFI 1982	MÁFI 1982	MÁFI 1982	MÁFI 1985	MÁFI 1982	MÁFI 1981	MÁFI 1982	MÁFI 1982

lenő piroxén (augit), mely 0,08–0,1 mm-es szemcsék formájában az amfibolban, illetve 0,8–1 mm-es aggregátumokat alkotva, valamint 0,05–0,1 mm-es szemcsék formájában az alapanyagban jelenik meg. A porfíros szemcsék hipidiomorfak, az alapanyagban lévő idiomorfak. A kőzet 1–2%-os mennyiségben porfíros kvarcsemmeket tartalmaz. A 0,3–1 mm-es szemcsék rezorbeáltak, öblös megjelenésűek, néha alapanyag-zárványosak. E típusnál jelenik meg a porfíros plagioklász második generációja.

Monoklin piroxénandezit, amfibolos piroxénandezit, piroxénes amfibolandezit. Összevontan tárgyaljuk a képződményeket, mivel egy feltáráson belül (pl. nadapi andezitbánya) folyamatos átmenet tapasztalható köztük. A kőzet amfibolt és piroxént tartalmaz (10–15%), arányuk változó. A piroxének (monoklin) 0,3–2 mm-es hipidiomorf táblás vagy kerekded szemcsék, halvány zöldessárga színűek, gyengén pleokroosak. Gyakori az ikresedés. Zárványként magnetit, apatit figyelhető meg bennük. Optikai jellegeik alapján augit, diopszidos augit összetételűek. Különálló szemcsékben, illetve halmazokat alkotva jelennek meg. Az amfibol 0,2–1 mm-es hipidiomorf szemcsék formájában található, a szemcsék szegélye gyakran visszaoldott, opacitosodott. Az amfibol erősen pleokroos, a szemcsék gyakran kloritosodtak. Kivételes elegyrészként kevés 0,4–0,5 mm-es, karéjos, porfíros kvarc is megfigyelhető (XIV. tábla, 2. és 3. fénykép).

Hiperszténes augitandezit. A kőzet sok üveget tartalmaz, szövete porfíros hialopilites. Az uralkodó (kb. 8%) 0,2–0,3 mm-es monoklin piroxén (augit) mellett a rombos piroxén is megjelenik (1–4%), ritkán 0,2–0,3 mm-es porfíros szemcsékben, gyakrabban 0,1–0,2 mm-es szemcsék formájában. A piroxén gyenge rózsaszínes pleokroizmussal rendelkezik, az optikai tulajdonságok alapján bronzit-hipersztén összetételű.

Intrúziós breccsa. A Sorompó-völgy Ny-i oldalán lévő intrúziós breccsa biotitos amfibolandezit összetételű. A biotit-amfibolandezit különböző kristályossági fokú törmeléke mellett max. 20 cm-es metamorf pala és gránitdarabok jelennek meg a magmás kötőanyagban.

A Sorompó-völgy K-i részéről megismert intrúziós breccsa kötőanyaga piroxénes biotit-amfibolandezit kvarccal, a törmelék anyaga biotit-amfibolandezit, monoklin piroxénandezit, pala, gránit és telérvkvarc. A Pt–5 jelű fúrás 83,1–300,0 m között több fázisú intrúziós breccsát harántolt. A következő fázisokat sikerült kimutatni:

1. szürkészöld, ritkán kevés, apróporfíros plagioklászot tartalmazó, bontott (propilitesedett) andezit;
2. sötétebb szürke, nagyporfíros, bontott (propilitesedett) andezit;
3. zöldesszürke, nagy és sűrűn porfíros andezit kevés kvarccal; bontott, de színes ásványok (piroxén, amfibol) maradványai még felismerhetők;
4. sötét zöldesszürke, folyásos szövetű, sávós, ariofos andezit.

Az 1. a legidősebb, a 4. a legfiatalabb, a 2. és 3. kb. egykorú. Ezek szabálytalanul összefonódva jelennek meg, a legfiatalabb magába foglalja az idősebb változatok 5–10 cm-es darabjait.

Az egyes andezittípusok kémiai összetételét és színképelemzési adatait — egy-egy jellemző előfordulás adatai alapján — a 8. táblázat tartalmazza. A hegységben megismert andezitek erősebb-gyengébb átalakulást szenvedtek (lásd a Pázmándi Tagozat fejezetében). A gránitterületen megjelenő andezitek is bontottak, ami a színes elegyrészek kloritosodásában, karbonátosodásában (ritkán magnetit és epidot is megjelenik), illetve a plagioklászok szericitesedésében, karbonátosodásában mutatkozik meg (pl. nadapi andezitbánya). A nadapi andezitbányában, illetve a Sorompó-völgy K-i részén gyenge másodlagos biotitosodás is jelentkezik. A gránitterületen megjelenő különböző típusok egymáshoz való viszonyát néhány területen meg lehetett állapítani (9. táblázat). Mivel ezek az andezitek szórványosak és az itt megjelenő típusok az andezitmigmatizmusnak csak egy részét képviselik, így a magmadifferenciációt, illetve a vulkáni fejlődéstörténetet megnyugtató módon nem tudtuk rekonstruálni.

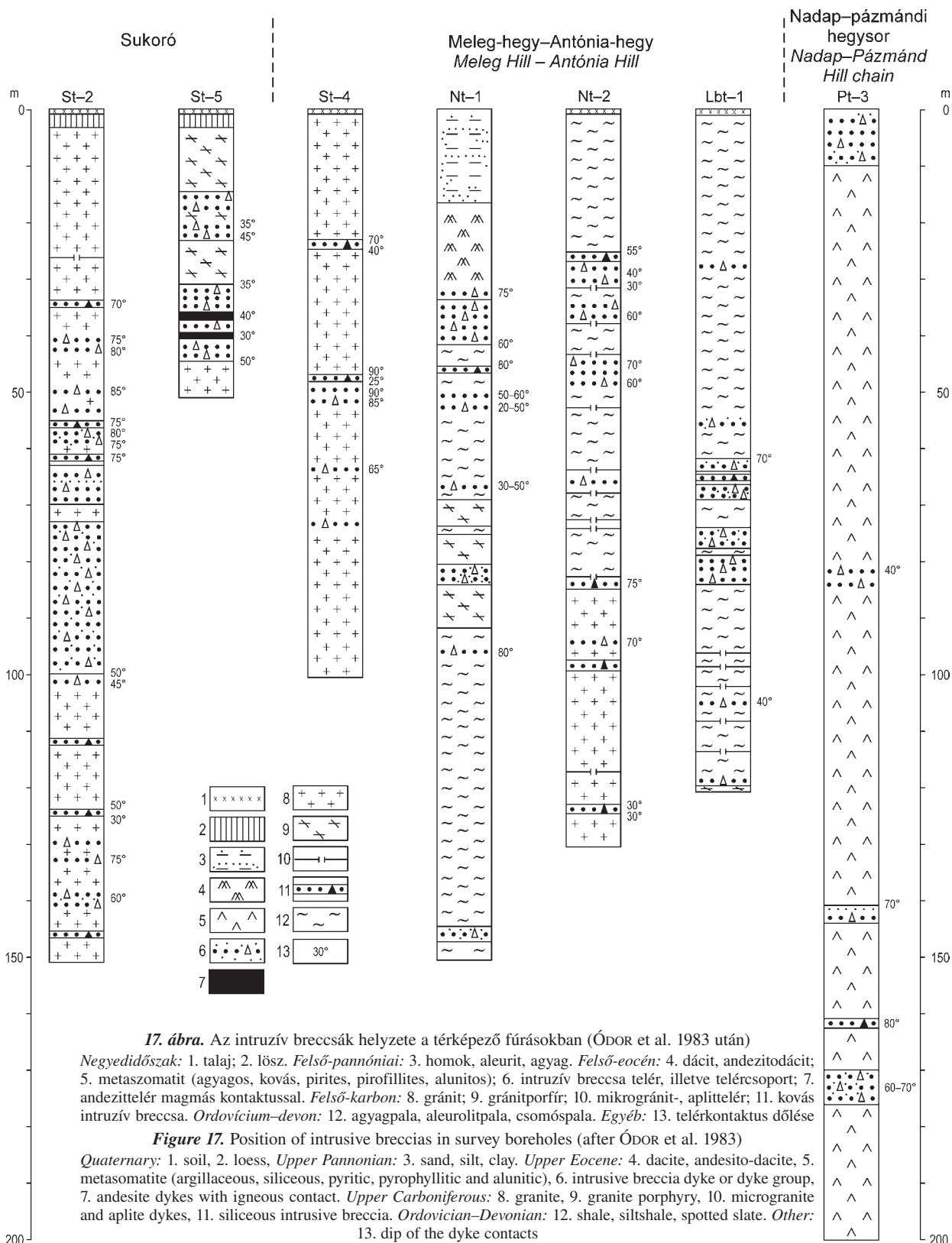
9. táblázat. A gránitban megjelenő egyes andezittípusok képződési sorrendje

Sukoró St–2, St–5	Nadap, gróf Cziráky-féle bánya	Sorompó-völgy
1. biotit-amfibolandezit	1. biotit-amfibolandezit	1a) biotit-amfibolandezit
2. intruzív breccsa (gránit, biotit-amfi- bolandezit, pala törmelékével)	2. biotit-amfibolandezit (piroxénes–kvarcos)	1b) intrúziós breccsa biotit-amfibolandezit kötőanyagban biotit-amfibolandezit különböző kristályos fokú törmeléke (gránit és pala törmelékkel)
3. biotit-amfibolandezit (piroxénes–kvarcos)		2. intruzív breccsa (gránit, pala, biotit-amfibolandezit, turmalinos pala törmelékével)
		3. piroxén (augit)-andezit
		4. intrúziós breccsa (piroxén)–biotit- amfibolandezit kötőanyagban biotit- amfibolandezit, piroxén (augit)- andezit, kvarcit és pala különböző kristályos fokú törmeléke
		5. piroxén (hiperszténes augit)-andezit

A pázmándi Pd-2 jelű fúrás adataira támaszkodva a vulkanizmus, illetve a metasztatizáció kapcsolata alapján megkíséreltük a vulkáni fejlődéstörténet vázlatos összeállítását (DARIDÁNE TICHY et al. 1984).

Intruzív breccsa (${}^{\text{ib}}\alpha_{2-3}$ — $\text{ib}\alpha$)

A Velencei-hegység ÉK-i részén, a kelet-velencei egység és a Nadap–pázmándi hegység egyes körzeteiben mélyült néhány fúrás szokatlan összetételű, szerkezetű és megjelenésű törmelékes képződményeket harántolt kisebb-nagyobb vastagságban. Ezeket a kőzeteket jellegzetes bélyegeik alapján intruzív breccsáknak tekintettük (ÓDOR et al. 1983).



17. ábra. Az intruzív breccsák helyzete a térképező fúrásokban (ÓDOR et al. 1983 után)

Negyedidőszak: 1. talaj; 2. lösz. *Felső-pannóniai:* 3. homok, aleurit, agyag. *Felső-eocén:* 4. dacit, andezitodácit; 5. metasomatit (agyagos, kovás, pirites, pirofillites, alunitos); 6. intruzív breccsa telér, illetve telércsoport; 7. andezitdőlés magmás kontaktussal. *Felső-karbon:* 8. gránit; 9. gránitporfir; 10. mikrogránit, aplittelér; 11. kovás intruzív breccsa. *Ordovicium–devon:* 12. agyagpala, aleurolitpala, csomópala. *Egyéb:* 13. telérkontaktus dőlése

Figure 17. Position of intrusive breccias in survey boreholes (after ÓDOR et al. 1983)

Quaternary: 1. soil, 2. loess, *Upper Pannonian:* 3. sand, silt, clay. *Upper Eocene:* 4. dacite, andesite-dacite, 5. metasomatite (argillaceous, siliceous, pyritic, pyrophyllitic and alunitic), 6. intrusive breccia dyke or dyke group, 7. andesite dykes with igneous contact. *Upper Carboniferous:* 8. granite, 9. granite porphyry, 10. microgranite and aplite dykes, 11. siliceous intrusive breccia. *Ordovician–Devonian:* 12. shale, siltshale, spotted slate. *Other:* 13. dip of the dyke contacts

Keletkezésük BRYANT (1968) szerint hipabisszikus, szubvulkáni környezethez kapcsolódik. A magmatestek kihűlése, kristályosodása során a felgyülemlett könnyen illók robbanásszerűen benyomulnak a mellékkőzet fellazulások zónáinak repedéseibe, litoklázisaiba, azokat kiszélesítik és a felszakított anyagokkal kitöltik. Az ércesedésben jelentős szerepet töltenek be: nagy porozitásuk miatt a mélységi érces oldatok vezető csatornái lehetnek. Ércesedésük felhívja a figyelmet a mélyebb szintű nagyobb ércesedés lehetőségére.

10. táblázat. Az intruzívbreccsa-telérek jellemző adatai fúrásokként

Fúrás jele	Talpmélység	Telérek száma (db)	Telérek összes vastagsága (m)	Max. látszólagos telérvastagság (m)	Törmelék észlelt max. mérete (mm)	Törmelék minősége	Kőanyag minősége	Kerekített törmelék megjelenése	Áramlási szalagság megjelenése	A telér mellékkőzete és a mellékkőzet kora	A telér földtani kora
St-2	150,0	23	35,8	21,5	200	magnetites gránit, andezit	agyagos-pirites	+	+	gránit C ₂	E ₂₋₃
St-4	100,0	1	1,0	1,0	20	gránit	kovás-pirites	-	-	gránit C ₂	C ₂ ? E ₂₋₃ ?
		8	3,5	2,4	50	gránit, mikrogránit, kvarcit	agyagos-pirites	+	-	gránit C ₂	E ₂₋₃ ?
St-5	50,8	8	11,2	4,7	200	magnetites gránit, gránitporfir, andezit	agyagos-pirites	+	+	gránit C ₂	E ₂₋₃
Nt-1	150,0	11	15,9	7,8	200	metamorf pala, gránit, gránitporfir, dácit	agyagos-pirites	+	+	metamorf pala O-D, gránit C ₂	E ₂₋₃
Nt-2	130,0	2	3,2	2,4	100	gránit, mikrogránit, aplit breccsa	kovás-pirites	-	+	metamorf pala O-D, gránit C ₂	C ₂ ? E ₂₋₃ ?
		14	4,4	1,7	100	metamorf pala, kvarcit, gránit, mikrogránit	agyagos-pirites	+	+	gránit C ₂	E ₂₋₃ ?
Nt-3	300,0	15	1,3	0,3	70	gránit, gránitporfir, aplit, andezit, kvarcit	agyagos-limonitos, agyagos-pirites, kovás	+	+	gránit, gránitporfir C ₂	E ₂₋₃
Nt-4	184,7	81	43,1	5,0	200	pala, andaluzitos pala, kovapala, gránit, mikrogránit, aplit, andezit	agyagásványos-pirites	+	+	metamorf pala O-D, gránit C ₂	E ₂₋₃
		8	2,0	0,8	30	gránit, pala	kovás-pirites	+	-	gránit C ₂	C ₂ ? E ₂₋₃ ?
Lbt-1	120,0	15	15,6	4,2	200	metamorf pala, gránit, mikrogránit	agyagos-pirites	+	-	metamorf pala O-D	E ₂₋₃ ?
Pd-1	310,0	32	18,6	7,2	100	kvarcit, kovás-pirofillites-pirites-alunitos metasomatit	kovás-limonitos-pirites	+	+	metaszomatit E ₂₋₃	E ₂₋₃
		8	9,4	5,3	100		pirofillites-alunitos-kovás, pirites-hematitos	+	+		E ₂₋₃
Pt-1	150,0	3	0,8	0,5	30	kvarcit, kovás-agyagos-pirites metasomatit	kovás, kovás-agyagos-pirites	+	-	metaszomatit E ₂₋₃	E ₂₋₃
		7	5,1	2,3	150		agyagos-pirites, kissé kovás	+	+		E ₂₋₃
Pt-3	200,0	5	10,6	9,5	50	kvarcit, kovás-agyagos-alunitos-pirites metasomatit	kovás-limonitos-agyagos	+	-	metaszomatit E ₂₋₃	E ₂₋₃
		4	3,4	3,0	50		agyagos-pirites-alunitos	+	-		E ₂₋₃
Pt-5	300,0	17	2,7	0,7	30	andezit, gránit, savanyú magmatit, pala, lidit, telérkvarc, kovás-pirites metasomatit, kovás-magnetites metasomatit, kvarcit	agyagásványos-pirites, egy esetben kovás-pirites	+	+	intrúziós breccsa E ₂₋₃	E ₂₋₃
Pd-2	1200,0	3	1,5	1,4	80	kovás-alunitos-pirites, kovás-agyagásványos-pirites, alunitos-kovás-pirites, kvarc-topázos metasomatit, kvarcit	agyagos-pirites	+	+	metaszomatit E ₂₋₃	E ₂₋₃
		3	1,8	1,2	100	mikrodiorit, diorit, kovás-kloritos-agyagásványos-pirites metasomatit	agyagos-pirites-karbonátos	+	+	diorit E ₂₋₃	E ₂₋₃

Jelenlegi adataink alapján három körzetben jelennek meg (16. ábra). A legjellemzőbb fúrások szelvényét a 17. ábra mutatja be.

Sukoró környékén a gránitba települő, andezitekkel együtt megjelenő intruzívbreccsa-testek két előfordulásban ismertek.

Sukoró falutól 1,5 km-re Ny-ra, az országút kanyarulatában 300–350 m átmérőjű területen andezitkibúvások találhatók. Az úttól D-re levő kis andezitkibúvásban (biotitos amfibolandezit) néhány mm-es, cm-es intruzívbreccsa-betelepülések jelennek meg. Az úttól É-ra, illetve D-re a mágneses mérésekkel kimutatott negatív mágneses anomáliájú testek intruzív breccsákhoz kapcsolódnak. A D-i mágneses anomáliára telepített fúrások (a sukorói S–1f, S–2f, St–2, St–5 jelű fúrások) magnetitesedett gránitban — a magnetites granitoid képződmények mellett — andezittörmelék (biotit-amfibolandezit) is tartalmazó intruzív breccsákat tártak fel. Az St–5 jelű fúrásban a breccsát vékony, piroxén- és kvarctartalmú biotitos amfibolandezit-telér metszi.

A Sukorótól K-re található különös andezit- és palatörmelék tartalmazó képződményt esetleg felszínen széteső intruzív breccsának tekinthetjük. Az itt mélyült Vt–9 (Vt–9/76) jelű fúrás andezit-, gránit- és palatörmelék tartalmazó intruzív breccsát tárt fel. Hasonló képződményt harántolt a nadapi N–1f és N–2f jelű ferdefúrás is.

A Meleg-hegy–Antónia-hegy környékén gránitba és metamorf palába, illetve a Templom-hegy DK-i részén metasomatitba települő laza intruzívbreccsa-testeket, illetve -teléreket harántolt a sukorói St–4, a nadapi Nt–1, Nt–2, Nt–3, Nt–4, a lovasberényi Lbt–1 jelű fúrás, de feltehetőleg ilyen képződményt ért el a Templom-hegyen lévő Balás-féle akna, illetve a nadapi kaolintáró is.

Felszínen az Antónia-hegy DK-i, illetve a Templom-hegy DNY-i részén kis területen megjelenő intruzív breccsát pala, andezit és gránit együttes törmelékéből ismerjük.

A Nadap–pázmánd közötti hegysor metasomatitjaiban a breccsásodás igen elterjedt jelenség. Feltételezhetjük, hogy a különböző típusok (tektonikai, hidrotermális, kémiai és intruzív breccsák) egyaránt megjelennek, de a metasomatózist megelőzően, vagy annak fő szakaszában keletkezett változatok megkülönböztető genetikai bélyegeit az intenzív elváltozás nagyrészt elmosta, így csak a metasomatózis záró szakaszában keletkezett — különböző ásványparagenezisű metasomatitokból álló — intruzív breccsákat különítettük el. Ilyet harántoltak a pázmándi Pt–1, Pt–3, Pd–1, Pd–2 jelű fúrások több szakaszban. A metasomatit-területen megjelenő andezit–diorit összetételű szubvulkáni testekben is észleltünk vékonyabb intruzívbreccsa-betelepüléseket (Pt–5 és Pd–2 jelű fúrások).

A területen két típust (laza és kovás) különítettünk el. A laza intruzív breccsák képződése közvetlenül az eocén vulkanizmushoz köthető. A kovás változatok korbesorolása bizonytalan, esetleg a gránitmagmatizmushoz kapcsolódnak. A fúrásokban megjelenő intruzívbreccsa-testek jellemző adatait a 10. táblázat mutatja.

Az Antónia-hegy térségében mélyített térképező fúrások egy részében (Nt–1, Nt–2, Nt–4, Lbt–1) a törmelékes polimikt anyagú, telérszerű (0,2–2 m vastag) intruzív breccsákban ércindikációk is találhatóak (lásd a geokémiai fejezetben).

CSEPLEKHEGYI DIORIT TAGOZAT (${}^nE_{2-3}$)

A rétegvulkáni összlet centrális részeként értelmezett, Cseplek-hegy–Zsidó-hegy közötti területen a geofizikai mérések egy 3×1,5 km-es intrúziót mutattak ki.

A mágneses és gravitációs anomáliára telepített pázmándi Pd–2 jelű szerkezetkutató fúrás 50 m felső-pannóniai üledék alatt 620 m-ig metasomatitot, majd 620–1200 m között egyre üdőbb, aprószemcsés piroxénos amfiboldioritot harántolt (18. ábra). A Pd–2 jelű fúrásban harántolt diorit, illetve dioritporfirit kémiai összetételét és színképelemzési adatait a 8. táblázat mutatja.

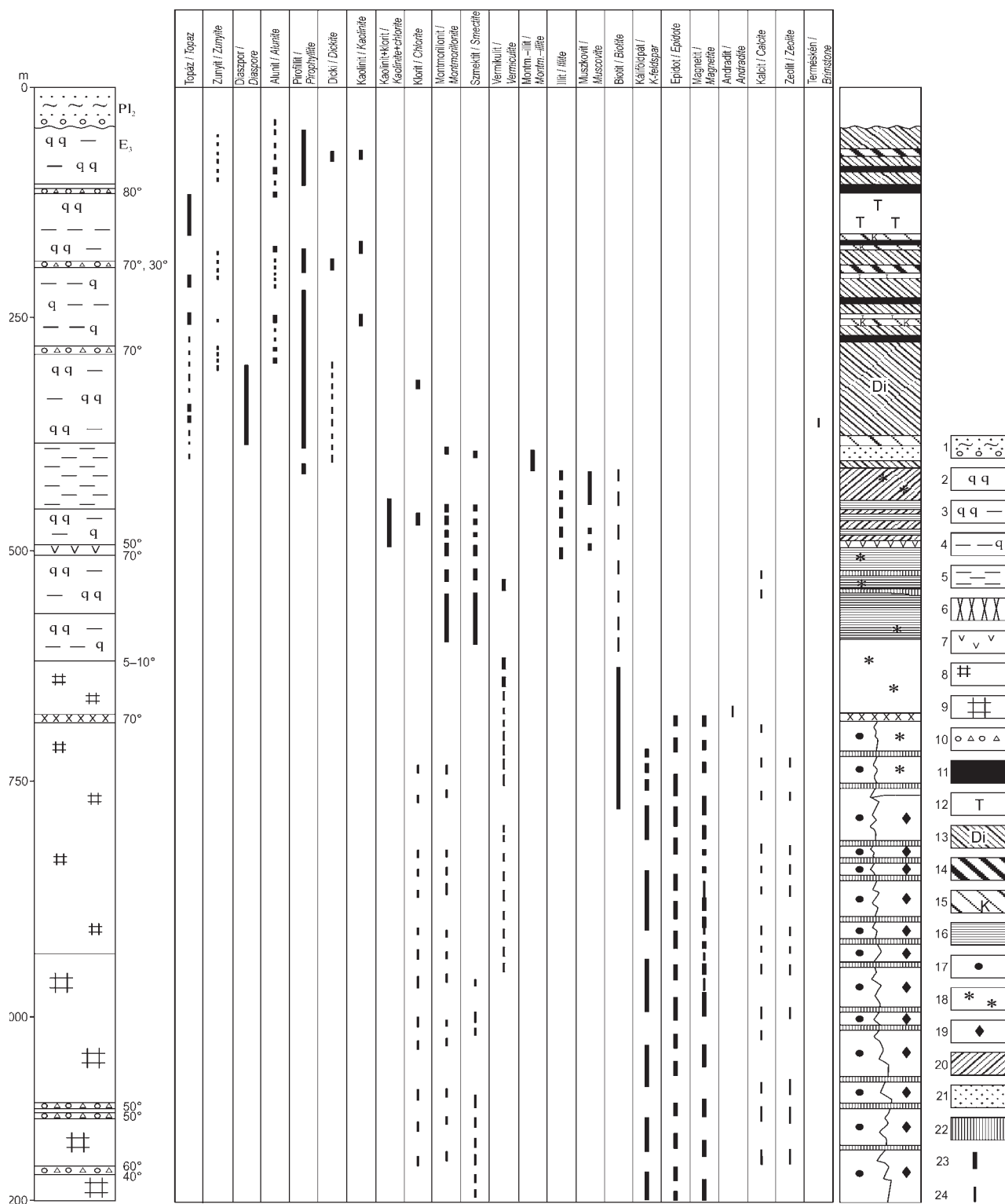
A diorittest felső határát — bár a fúrás harántolta — kimutatni nem tudtuk. Az 50–450 m között harántolt metasomatitokban az eredeti kőzet szöveti-szerkezeti jellegeit az intenzív elváltozás eltüntette. Lehetséges, hogy ez a rész még a felépítményhez tartozik. A 450–620 m közötti szakasz szövete, szerkezete — az intenzív metasomatózis ellenére — már inkább a diorit-intrúzió része lehet (úgy tűnik, hogy a metasomatitban a diorit eredeti inhomogenitása öröklődik). 620 m-nél egy kovásodott tektonikus zóna választja el a dioritot a metasomatittól. A fúrás 620–1200 m közötti, kevésbé elbontott szakaszai alapján megállapítható, hogy a kőzet mikroholokristályos, porfíros szövetű piroxénos amfiboldiorit, melynek kristályossági foka lefelé nő.

A diorit szövete a felső, 620–770 m közötti szakaszon inhomogén, melyben hasonló összetételű, de eltérő kristályossági fokú, 2–30 mm-es foltok láthatók. Ez az inhomogenitás a diorit-intrúzió szegélyhez közeli helyzetét jelezheti. Ezt támasztja alá a 670 m-nél megjelenő andradit-kvarc-epidot-magnetit-pirit összetételű 80 cm-es szkarn, mely a karbonátos aljzat közelségére utal.

A dioritban szabálytalan eloszlásban többféle típusú gyenge kőzetelváltozás jelenik meg egymás mellett, illetve egymásra rakódva. Ezek leegyszerűsítve, időbeli sorrendben a következők:

Gyenge automagmás propilitesedés mutatkozik szakaszosan 620–1200 m között (XIV. tábla, 1. fénykép). Ez elsősorban a színes ásványok elbontásával jár (kvarc, klorit, szericit, epidot, karbonát, magnetit, pirit, aktinolit, titanit képződéssel), de a plagioklászok átalakulása is megkezdődött (szericit, karbonát, epidot képződéssel).

Gyenge kálimetasomatózis látható a fúrás 620–1200 m közötti szakaszán. Ez 700–1200 m között néhány cm-es erekben, foltokban megjelenő káliföldpátosodás formájában jelentkezik (káliföldpát, kvarc, pirit és kevés kalkopirit



18. ábra. A pázmándi Pd-2 fúrás földtani szelvénye és ásványos összetétele (DARIDÁNÉ TICHY et al. 1984)

Földtani szelvény: 1. felső-pannóniai üledékek; 2. kvarc-topázos metasomatit; 3. kovás-agyagásványos metasomatit; 4. agyagásványos-kovás metasomatit; 5. agyagásványos metasomatit; 6. szkarn; 7. dioritporfirít-telér; 8. mikrodiorit; 9. diorit; 10. intruzív breccsa. Ásványos összetétel szelvénye: Savanyú metasomatizáció: Szulfátos széria: 11. kvarc-alunit zóna. Szilikátos széria: 12. kvarc-topázos zóna (T = topázal); 13. pirofillit-zóna (Di = diaszporral); 14. dickite zóna (K = kaolinnal); 15. kaolinit-zóna. Intermedier metasomatizáció: 16. montmorillonit zóna. Kalcium-magnéziumos széria: 17. propylit zóna. Káliumos széria: 18. kálföldpát zóna másodlagos biotit; 19. kálföldpát zóna; 20. szericit zóna; 21. kevert szerkezetű agyagásvány zóna. Alkáli metasomatizáció: 22. stilbit zóna. Ásvány aránya: 23. sok; 24. kevés

Figure 18. Geological section of the Pázmánd Pd-2 borehole and mineralogical composition of the rocks (DARIDÁNÉ TICHY et al. 1984)
Geological section: 1. Upper Pannonian sediments, 2. quartz-topaz metasomatite, siliceous-argillaceous metasomatite, 4. argillaceous-siliceous metasomatite, 5. argillaceous metasomatite, 6. skarn, 7. diorite-porphyrite dyke, 8. microdiorite, 9. diorite, 10. intrusive breccia. Mineralogical composition: Acidic metasomatism: Sulphate series: 11. quartz-alunite zone. Silicate series: 12. quartz-topaz zone (T = with topaz), 13. pyrophyllite zone (Di = diopside), 14. dickite zone (K = with kaolinite), 15. kaolinite zone. Intermediate metasomatism: 16. montmorillonite zone. Calcium-magnesium series: 17. propylitic zone. Potassic series: 18. K-feldspar zone with secondary biotite, 19. K-feldspar zone, 20. sericite zone, 21. mixed layer clay mineral zone. Alkali metasomatism: 22. stilbite zone. Occurrences of minerals: 23. many, 24. few

összetételben), 620–750 m között a másodlagos biotit (flogopit) megjelenése a jellemző, pikkelyhalmazok formájában.

A rétegsort 450–1200 m között szabálytalan eloszlásban néhány cm-es karbonát-dezmin-pirit kitöltésű erek járják át, melyek mentén 1–2 m vastagságban a kőzet elbontott (kloritosodott, montmorillonitosodott).

A dioritba 492 m-nél egy 9 m vastagságú amfibol-dioritporfirrit telér települ. A sárgásszürke kőzet porfíros szövetű. A teljesen elbontott alapanyagban max. 4 mm-es világosszürke, agyagásványosodott plagioklászok és max. 2×10 mm-es bontott amfibolszemcsék találhatók. A kőzet erősen bontott, agyagásványosodott (montmorillonit), illetve kloritosodott.

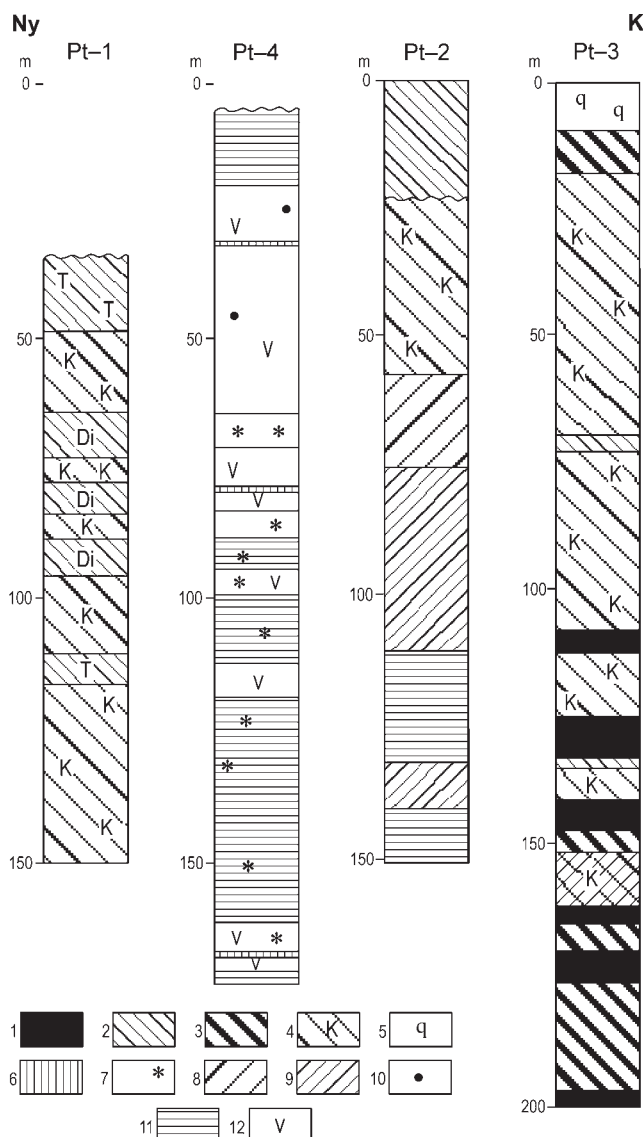
Hasonló, de az előbbinél is bontottabb dioritporfirrit-telért harántolt a kápolnásnyéki Kny–2 jelű szerkezetkutató fúrás 259,0–259,3 m között.

PÁZMÁNDI METASZOMATIT TAGOZAT (${}^{\text{p}}\text{E}_{2-3}$)

Metaszomatitnak nevezünk minden olyan, pneumatolitos, illetve hidrotermális hatás következtében elváltozott kőzetet, melyben az eredeti kőzetalkotó ásványok maradéktalanul átalakultak, jelenleg agyagásványos, kovás, pirites (limonitos) összetételűek. A kőzetelváltozások csoportosítására — a részletes röntgen- és termikus analízis eredmények alapján — UTADA (1980) rendszerét használtuk, aki az alkáli fém + alkáli földfém / H^+ -ion koncentráció alapján savanyú, intermediér és alkáli metaszomatózist különít el (DARIDÁNE TICHY et al. 1984). A szovjet nevezéktan szerinti „másodlagos kvarcit” típus gyakorlatilag az Utada-féle beosztás szerinti savanyú metaszomatózis szulfátos-szilikátos sorozatának felel meg.

Az elváltozott kőzeteknek csak töredéke tanulmányozható a felszínen a Nadap-pázmándi hegység területén. A Templom-hegy és a Zsidó-hegy közötti kibúvásokban megjelenő képződményeket JOKÉLY (1860), WINKLER (1871) és HAUER (1870) paleozoos (devon) konglomerátumnak, VENDL A. (1914) az andezitvulkanizmus hatására elváltozott gránitnak, FÖLDVÁRI A. (1947a) szolfatára hatásra elváltozott andezitnek, andezittufának, JANTSKY (1957) andezit eredetű másodlagos kvarcitnak diagnosztizálta.

Az intenzív kőzetelváltozások miatt az eredeti kőzet többnyire felismerhetetlen. A felszíni kibúvások alapján a szöveti-szerkezeti jellegek szerint az eredeti kőzet a Templom-hegy, Csúcsos-hegy, illetve Csekés-hegy térségében feltehetően tufaagglomerátum lehetett, melyben a Nyír-hegy körzetében (felszíni adatok, nadapi Nt–1, N–II jelű fúrások) savanyúbb, dácitos testek is megjelennek. A Csekés-hegy és Zsidó-hegy közti területen a porfiroblasztos szövet az uralkodó, így itt az eredeti kőzet feltehetőleg intermediér összetételű vulkáni kőzet — andezit vagy diorit — lehetett (DARIDÁNE TICHY 1981). A metaszomatitok tehát az andezit vulkán felépítményének, illetve az abba benyomuló szubvulkáni testeknek, intrúzióknak az intenzív elváltozásából képződtek. Metaszomatitot tártak fel a régi Jantsky-féle, továbbá a velenicei Ve–2, a pázmándi Pt–1, Pt–2, Pt–3, Pt–4, Pd–1, Pd–2 és a nadapi Nt–1 jelű fúrások. Néhány fúrásban (Nadap N–III, N–XI, N–XV, Velenice V–I, V–II) az erősen elváltozott kőzetek között kevésbé bontott andezittestek jelennek meg. A régi fúrásokban észlelt andezittestek helyzete — a dokumentáció alapján — nem világos. E testek egy része a metaszomatitba benyomuló vulkáni test lehetett.



19. ábra. Kőzetelváltozások a Nadap–pázmándi hegység területén mélyült fúrásokban (DARIDÁNE TICHY et al. 1984)

Savanyú metaszomatózis: *Szulfátos széria*: 1. kvarc-alunit zóna. *Szilikátos széria*: 2. pirofillit zóna (T = topázsal, Di = diasporral), 3. dickit zóna, 4. kaolinit zóna (K = kaolinnal), 5. monokvarcit. Alkáli metaszomatózis: 6. stilbit zóna. Intermediér metaszomatózis: *Káliumos széria*: 7. másodlagos biotit, 8. szericit zóna, 9. muszkovit. *Kalcium-magnéziumos széria*: 10. propilites zóna, 11. montmorillonit zóna. Egyéb: 12. diorit, andezit

Figure 19. Alterations in the boreholes of the Nadap–Pázmánd Hill Chain (DARIDÁNE TICHY et al. 1984)

Acidic metasomatism: *Sulphate series*: 1. quartz-alunite zone. *Silicate series*: 2. pyrophyllite zone. (T = with topaz, Di = with diaspore), 3. dickite zone, 4. kaolinite zone (K = kaolinite), 5. monokvartzite. Alkali metasomatism: 6. stilbite zone. Intermediate metasomatism: *Potassic series*: 7. secondary biotite, 8. sericite zone, 9. muscovite, *Calcium-magnesium series*: 10. propylitic zone, 11. montmorillonite zone. Other: 12. diorite, andesite

Elképzelhető azonban az is, hogy a feltehetően biotit-amfibolandezit, alárendeltekben amfibolos monoklin piroxénandezit összetételű rétegvulkáni sorozat kevésbé elbontott reliktumai lehetnek.

Mind vízszintesen, mind függőlegesen több, egymástól független közet-elváltozási típust észleltünk. A felszíni kibúvásokban a savanyú metasomatózis szulfátos-szilikátos szériájába tartozó képződmények jelennek meg. Elsősorban a kovás zónák tanulmányozhatók. A kvarc mellett megjelenő agyagásványok és indexásványok alapján az alábbiak állapíthatók meg: A magasabb hőmérsékleten képződő pirofillit (topáz) zóna a Cseplek-hegy és a Zsidó-hegy térségében (XIII. tábla, 2–3. fénykép), míg az alacsonyabb hőmérsékletű kaolinit, illetve kvarc-alunit zóna a terület többi részén (XIII. tábla, 1. fénykép) jelenik meg. Kivétel a Nyír-hegy, ahol a diaszpor megjelenése kissé magasabb képződési hőmérsékletet jelez.

A terület nagyfokú fedettsége miatt az elváltozások vízszintes-függőleges zonalitásának meghatározására egy közel Ny–K-i szelvény mentén néhány fúrást mélyítettünk a Csekés-hegy és a Zsidó-hegy közötti területen (Pázmánd Pt–1,

II. táblázat. A metasomatitok ásványos összetétele

A metaszmatózís típusa		Helye		A metaszmátitok ásványos összetétele
Intermedier metaszmatózís				
Kalcium-magnéziumos széria	propilitesedés	Pt–4	171,8–175,1 m	51% kvarc, 10% kaolinit, 4% illit, 5% montmorillonit–vermikulit, 19% plagioklász, 1% pirit, 1% kalcit
		Pd–2	1087,5–1089,1 m	16% kvarc, 22% klorit, 4% montmorillonit, 2% pirit, 40% plagiolász, 8% kalcit, 8% amfibol, magnetit nyomok
Káliumos széria	káliföldpátosodás	Pd–2	967,2–971,5 m	14% kvarc, 12% klorit, 21% montmorillonit, 4% pirit, 21% plagioklász, 9% káliföldpát, 11% kalcit, 7% zeolit, 1% amfibol, magnetit nyomok
	másodlagos biotitosodás	Pd–2	693,6–703,8 m	32% kvarc, 1% klorit, 3% szmektit, 29% biotit, 2% amfibol, 32% plagioklász, 1% pirit
		Pt–4	160,9–163,6 m	51% kvarc, 6% klorit, 6% kaolinit, 5% illit, 12% montmorillonit, 5% biotit, 12% plagioklász, 3% pirit, 1% kalcit
	illit zóna	Pd–2	432,3–437,3 m	49% kvarc, 14% kaolinit, 30% illit, 5% pirit, 1% rutil
		Pt–2	57,0–61,6 m	61% kvarc, 3% kaolinit, 23% illit, 6% montmorillonit, 6% pirit, 1% rutil
	illit–montmorillonit kevert szerkezet	Pd–2	491,0–491,8 m	46% kvarc, 19% illit–montmorillonit, 15% montmorillonit, 13% klorit, 5% pirit, 2% rutil
	montmorillonit zóna (szmektit)			
	montmorillonit	Pt–4	92,1–94,2 m	19% kvarc, 2% klorit, 5% kaolinit, 59% szmektit, 2% plagioklász, 12% kalcit, 1% pirit
		Pd–2	541,7–545,0 m	20% kvarc, 10% klorit, 12% illit, 47% szmektit, 3% plagioklász, 7% pirit, 1% rutil
	2. „szaponit”	Pd–2	111,9–114,1 m	30% kvarc, 2% kaolinit, 24% illit, 38% szmektit, („szaponit”?), 5% pirit
	3. vermikulit	Pt–4	27,3–32,3 m	18% kvarc, 6% kaolinit, 4% illit, 24% vermikulit, 45% plagioklász, 3% pirit
		Pd–2	606,7–609,0 m	16% kvarc, 9% klorit, 5% illit, 5% szmektit, 25% vermikulit, 27% plagioklász, 9% pirit, 4% kalcit
Alkáli metaszmatózís				
Kalciumos széria	stilbit zóna			
	kalcit-zeolit crek	Pd–2	703,8 m	55% kalcit, 40% zeolit, 4% pirit
	bontás az erek mentén	Pd–2	767,6–790,0 m	9% kvarc, 8% klorit, 48% montmorillonit, 10% pirit, 20% kalcit, 4% biotit, 1% rutil
Savanyú metaszmatózís				
Szilikátos széria	monokvarcit	Pd–1	48,0–51,3 m	93% kvarc, 5% pirofillit, 2% hematit
		Pt–3	5,0–9,5 m	98% kvarc, 1% alunit, 1% illit
	pirofillit zóna	Pd–2	215,5–220,5 m	32% kvarc, 3% alunit, 13% kaolinit, 43% pirofillit, 8% pirit, 1% rutil
	pirofillit zóna diaszporral	Pd–2	95,8–97,6 m	32% kvarc, 3% alunit, 13% kaolinit, 43% pirofillit, 8% pirit, 1% rutil
	kvarc–topáz zóna	Pd–2	147,8–150,1 m	66% kvarc, 30% topáz, 3% pirit, 1% rutil
		Pd–2	150,1–155,1 m	52% kvarc, 44% topáz, 3% pirit, 1% rutil
	dickit–nakrit zóna	Pt–3	9,5–14,5 m	48% kvarc, 1% alunit, 29% dickit, 12% pirofillit, 4% illit–montmorillonit, 4% hematit, 1% rutil
			120,2–123,1 m	44% kvarc, 41% dickit, 12% pirofillit, 1% illit, 2% illit–montmorillonit, 1% plagioklász, 1% káliföldpát, 13% pirit
		Pd–2	202,1–202,3 m	42% kvarc, 1% alunit, 37% dickit, 12% pirofillit, 7% pirit, 1% rutil
	kaolinit zóna	Pt–1	57,3–60,2 m	44% kvarc, 3% alunit, 34% kaolinit, 4% pirofillit, 8% illit, 6% pirit, 1% rutil
Pd–2		169,9–172,9 m	33% kvarc, 40% kaolinit, 5% pirofillit, 8% illit, 13% pirit, 1% rutil	
Szulfátos széria	kvarc–alunit zóna	Pt–3	127,7–131,3 m	52% kvarc, 4% zunyit, 33% alunit, 4% kaolinit, 1% pirofillit, 5% pirit, 1% rutil
			144,6–146,1 m	50% kvarc, 44% alunit, 4% kaolinit, 1% pirit, 1% rutil
		Pd–2	114,2–116,7 m	55% kvarc, 40% alunit, 4% pirit, 1% rutil

Pt–2, Pt–3, Pt–4, Pd–2). Ezen fúrásokból többféle típusú, több fázisú metasomatózist ismertünk meg (DARIDÁNE TICHY et al. 1984). Ezek megjelenését a fúrásokban a 19. ábra mutatja. A metasomatitok a 20–200 m vastagságú felső-pannóniai üledékek alatt találhatók, max. vastagságuk (a Pd–2 jelű fúrásban) eléri az 570 m-t. A geofizikai adatok alapján (DUDKO et al. 1982) megjelenésük mintegy 20–30 km² területen feltételezhető (16. ábra).

A megismert elváltozási típusokat keletkezésük sorrendjében (kissé egyszerűsítve), valamint ásványos összetételüket a 11. táblázat mutatja be.

Az alábbiakban az intermedier metasomatózis kalciumos és káliumos szériáját, az alkáli metasomatózis káliumos sorozatát, valamint a savanyú metasomatózis szilikátos és szulfátos szériáját ismertetjük, végül összegezzük az elváltozásokat.

Az intermedier metasomatózis kalciumos szériája — (gyenge automagmás) propilitesedés

A színes ásványok részleges, a plagioklászok kismértékű elbontásával járó folyamatot kvarc, klorit, epidot, szericit, karbonát, magnetit, titanit, aktinolit és pirit keletkezése jelzi. A pázmándi Pd–2 jelű fúrásban 620–1200 m között szakaszosan jelenik meg (amit a Cseplekhegyi Diorit Tagozat leírásánál már ismertettünk), de észleltük a Pt–4 jelű fúrásban 21,2–90,2 m között, valamint a Pt–5 jelű fúrás 83,1–300 m közötti szakaszán is.

Az intermedier metasomatózis káliumos szériája

Az intermedier metasomatózis káliumos szériájában egy magasabb és egy alacsonyabb hőmérsékletű elváltozást (kálimetasomatózist) különböztetünk meg.

Magasabb hőmérsékletű kálimetasomatózis. A magasabb hőmérsékletű kálimetasomatózis kétféle elváltozásban lép fel: káliföldpátosodásban és másodlagos biotitosodásban.

A *káliföldpátosodás* a pázmándi Pd–2 jelű fúrás alsó részén, 750–1200 m között egyes szakaszokon foltokban, erekben, sávokban (30, 60, 70, 85° dőléssel) jelenik meg. Ezek makroszkóposan rózsaszín, világosszürke színűek, apritra emlékeztetnek, káliföldpát, kvarc, pirit és kevés kalkopirit építi fel őket. Az intenzíven káliföldpátosodott sávokban a kvarc és a káliföldpát mikrografikus összenövésben jelenik meg, de az eredeti plagioklászroncsok még sokszor felismerhetők.

A *másodlagos biotit* (flogopit) 5–10 µ-os zöldesbarna, világosbarna szemcsék halmazaként pikkelyekben, foltok formájában néhány dm-es sávokban jelenik meg (a Pt–4 fúrásban 70,0–175,1 m között, a Pd–2 fúrásban 368–620 m között szakaszosan). Igen gyakran a kőzet finomszemű, sötétebb foltjaiban dúsul (pl. a Pd–2 fúrás dioritjában 620–750 m között).

Alacsonyabb hőmérsékletű kálimetasomatózis. Ilyen típusokat a hegység K-i részén mélyült néhány fúrásból ismerünk. Az alacsony hőmérsékleten képződő metasomatózis egyaránt tartozhat az intermedier káliumos sorozathoz vagy a savanyú-szilikátos sorozat leszálló ágához. (Ez utóbbi esetben — a kioldott anyagok hatására, vagy jelentős üledékes víz hozzákeveredése miatt — az oldat összetételének változásával kell számolnunk.) A montmorillonit zónába tartozó többféle csoport elkülönítése, genetikájának, megjelenésének magyarázata további vizsgálatokat igényel (VICZIÁN 1980).

Az *illit-szericit zónába* tartozó elváltozást harántolt a Pd–2 fúrás 403–500 m között, a Pt–2 fúrás 57,5–150,0 m között, ez a Pt–3 fúrásban 150–200 m között szakaszosan — a savanyú metasomatitok által részben elmosva — található. Ásványai: kvarc, illit, szericit, kaolinit, klorit, illit–montmorillonit kevert szerkezetű agyagásvány, pirit, rutil. A Pt–2 jelű fúrásban lefelé illit-szericit átmenet figyelhető meg.

A *kevert szerkezetű agyagásvány zóna* meghatározása bizonytalan. A zóna jellemző kevert szerkezetű agyagásványainak kimutatása nehéz kis mennyiségük miatt. Feltehetőleg a Pd–2 390–403 m közötti szakasza sorolható ide. Jellemző ásványai (kvarc, montmorillonit, illit–montmorillonit, klorit–montmorillonit kevert szerkezet, pirit) a kis mennyiség miatt bizonytalanul mutathatók ki (pl. feltételezen a Pd–2 jelű fúrásban).

A *montmorillonit zónába* sorolható képződményeket a területen több fúrásból ismerünk (Pd–2 — 460–620 m között, Pt–4 — 5,2–163,6 m között egyes szakaszokban, Pt–2 — a 115–150 m közötti szakaszban). Az alacsony hőmérsékleten képződő, igen intenzív elváltozásnak több típusa található a területen (ezek a jellegzetes agyagásványban különböznek egymástól):

— *Montmorillonit*: Biztosan még nem diagnosztizált szmektit (Pt–2 fúrás, 57–150 m között), amelyet Földvári M. termikus vizsgálattal szaponitnak minősített. Ezt a meghatározást támasztja alá a kémiai elemzéssel kimutatott 5% MgO-tartalom is.

— *Vermikulit, vermikulit–montmorillonit kevert szerkezet, montmorillonit elváltozási sor*, melyet Farkas I. és Földvári M. a Pt–4 és Pd–2 fúrásokból határozott meg. Keletkezése a másodlagos biotitosodás elbontásával magyarázható. Ásványos összetétele: kvarc, montmorillonit, illit–montmorillonit, pirit, hematit. Megjelenése általában az intermedier metasomatózis és a savanyú-szilikátos metasomatózis határához kötődik.

Az intermedier metasomatózis káliumos sorozatába tartozó képződmények megjelenése alapján (Pt–2, Pd–2 fúrások) a képződés hőmérsékleteloszlása alulról felfelé csökkenő sorrendet mutat.

Az alkáli metasomatózis káliumos szériája

Az ebbe a sorozatba tartozó dezmines-karbonátos vékony erek és az erekhez kapcsolódó 1–2 m széles elbontás montmorillonit, klorit képződésével, illetve a másodlagosan képződött magnetit elbontásával jár (a Pd–2 fúrásban 450–1200

m között, a Pt-4 és Pt-5 fúrásokban). Ez az elbontás a propilitesedés, káliföldpátosodás, másodlagos biotitosodás után történt, a Pd-2 és Pt-4 jelű fúrásokban a montmorillonitos zónánál is fiatalabb.

A savanyú metasomatózis szilikátos szériája

Az ebbe a sorozatba tartozó metasomatitokat a pázmándi Pd-2 (50–450 m között), Pt-1 (0–310 m között), Pt-2 és Pt-3 jelű fúrásokban harántoltuk. A következő típusait ismerjük:

— *Monokvarcit* (a Pt-3 fúrásban 0–10 m között, a Pd-1 jelűben 0–70 m között): a 90–98% kvarc mellett kevés limonit, pirit és alunit jelenik meg.

— *Pirofillit zóna* (a Pd-2 jelű fúrásban 50–410 m között több, max. 60 m vastag szakaszban, a Pt-1 fúrásban 34,1–100,0 m között több szakaszban, a Pt-3 fúrásban 132,7–135,9 m között): kvarc, pirofillit, szericit, diaszpor, alunit, zunyit, topáz, pirit, rutil építi fel. E zónán belül néhány, max. 55 m-es szakaszon kvarc-topáz zónát különíthetünk el (a Pd-1 fúrásban 120–200 m között, a Pd-2 jelűben 120–220 m között), összetétele: kvarc, topáz, pirit, limonit, rutil.

— *Dickit-nakrit zóna* (a Pt-3 fúrásban 9,5–17,5, 148,7–150,9 és 160,9–200,0 m között, a Pd-2-ben 73,7–78,0 és 199–206 m között): kvarc, kaolinit, dickit, nakrit, pirofillit, szericit, diaszpor, alunit, pirit ásványegyüttes építi fel.

— *Kaolinit zóna* (a Pt-1 fúrásban 50–150 m között több szakaszban, a Pt-2 jelűben 25,4–57,5 m, a Pt-3 fúrásban 17,5–160,9 m, valamint a Pd-2 jelűben 165–170 és 383–390 m között): ásványos összetétele kvarc, kaolinit, pirofillit, illit, illit-montmorillonit kevert szerkezet, alunit, pirit.

A savanyú-szilikátos metasomatózis az előzőekben ismertetett típusoknál fiatalabb, azokat szinte teljesen elmossa. Más a hőmérsékleti eloszlás is. A savanyú-szilikátos metasomatitokon belül a magasabb képződési hőmérsékletű zóna nagyobb áteresztőképességű (szerkezeti?) zónához kötődik, s az intenzív oldatáramlás környékén jelenik meg.

A savanyú metasomatózis szulfátos szériája

Ezt a szériát a Pt-3 fúrás 100,6–200,0 m között, a Pd-2 fúrás 90–380 m között tárta fel. Az e zónába tartozó képződmények a savanyú metasomatózis szilikátos szériájába tartozó összleten belül jelennek meg 2–10 m-es sávok, zónák formájában. A kvarc, alunit, kaolinit, pirofillit, diaszpor, hematit, pirit, rutil összetételű csoportban 1–5% terméken is megjelenik (a Pd-2 jelű fúrásban 370 m körül). Ez az előző metasomatitoknál fiatalabb, azokat elmettzi.

Az elváltozások összegzése

A fentiek alapján megállapíthatjuk, hogy a területen:

- többféle típusú elváltozás jelenik meg, részben egymásra rakódva;
- a két, magas hőmérsékletű metasomatózis (intermedier-káliumos széria, savanyú-szilikátos széria) egymáshoz képest diszkordánsan jelenik meg, feltehetőleg hőcentrumuk sem azonos;
- megjelenésük alapján az elváltozás többlépcsős lefolyású lehetett (az eddigi adatok alapján feltételezhető sorrendjüket a 19. ábra mutatja);
- mivel a fúrásokból jelenleg a metasomatitok egy-két típusát ismerjük (kivétel a Pd-2 jelű fúrás), ezért térbeli elhelyezkedésük nem világos.

AZ ANDEZITMAGMATIZMUS HATÁSÁRA LÉTREJÖTT KÖZETELVÁLTOZÁSOK

A Velencei-hegység K-i részén, az andezitterületen észlelt közetelváltozásokat a metasomatit címszó alatt tárgyaltuk. A gránit-pala területen a gránit agyagásványosodását, kovásodását JANTSKY (1954a–h, 1957) szinte teljes egészében a gránitmagmatizmushoz kapcsolja, míg TÖRÖK (1973) a szubvulkáni andezittestekhez köti. GASZTONYI, SZABÓ (1978) a hegység K-i részéről kovásodást, alunitosodást, agyagásványosodást, limonitosodást, szericitesedést, karbonátosodást, epidotosodást említ.

A gránitba települő szubvulkáni andezittestek kontaktusa mentén a gránit néhány m-es sávban agyagásványosodik (pl. kaolinosodás a nadapi kőfejtőben (FÖLDVÁRI A. 1947a, b), illetve a palában illit-montmorillonit képződik (Szöts-féle kőbánya).

Térképezésünk során a JANTSKY (1957) által leírt regionális elváltozást nem tudtuk kimutatni. A gránitporfírtelések szegélyén kisebb kovásodást, illetve a kvarctelések mentén agyagásványosodást, kovásodást észleltünk, melyek képződése feltehetően a gránitmagmatizmushoz köthető.

A Meleg-hegy gerincén található kovásodást VENDL A. (1914), FÖLDVÁRI A. (1947a), JANTSKY (1957) és KUBOVICS (1958) az andezitvulkanizmushoz kapcsolták. Vizsgálataink szerint a zóna meglehetősen összetett: a gerincen kisebb foltokban megjelenő kovás intruzív breccsa mellett egy, a gránit-pala kontaktus közelében húzódó elkovásodott tektonikus zóna jelenik meg, melyet az eocén magmatizmushoz kapcsolódó közetelváltozások is érintettek. Ez utóbbira utal a kvarcitban megjelenő alunit (JANTSKY 1957, GASZTONYI, SZABÓ 1978), illetve pirofillit (GASZTONYI, SZABÓ 1978).

Andezit magmatizmushoz kapcsolódó elváltozást a gránit-pala területen néhány körzetben észleltünk (Antónia-hegy, Meleg-hegy, Bence-hegy, Sukoró környéke). Ezek mindig andezittestek közelében, szűk területen jelentkeznek, jóval kisebb intenzitással, mint a Nadapi-vonaltól (a Velence–Lovasberény közötti töréstől) K-re.

A Meleg-hegy környékén a már említetteken kívül a sukorói S-3 jelű fúrásban illit, kaolinit, alunit (FÖLDVÁRI VOGEL 1966a, b), a gerincen lemélyített St-4 jelű fúrásban több szakaszon kaolinit-, alunit- és topáznyomok (FÖLDVÁRI M., FARKAS 1984) jelentkeztek.

A Templom-hegy, Antónia-hegy körzetében a palába, illetve a palába és a gránitba települő intruzív breccsákban kisebb mennyiségben pirofillit, dickit, nakrit, diaszpor, alunit jelenik meg a nadapi Nt–2, Nt–3 és Nt–4 jelű fúrásokban (FÖLDVÁRI M., FARKAS 1984, 1985).

A Bence-hegy környékén GASZTONYI, SZABÓ (1978) és BUI (1975) alunitosodást, JANTSKY (1957) a Retezi-táróból — a palába települő hidrotermálisan bontott aplitból — pirofillit-fészkeket írt le.

A Bence-hegytől Ny-ra a gránitban agyagásványosodás, kovásodás jelentkezik. Ebből a kőzetből GASZTONYI, SZABÓ (1978) pirofillitet említ.

Sukoró környékén, a legelő É-i részén mélyült nadapi Nt–1f és Nt–2f jelű fúrásokban alunitnyomok vannak, a sukoró-pákozdi országút kanyarulatában lévő andezitkibúvás környékén mélyített sukorói St–2 jelű fúrásban az intruzív breccsákban pirofillit jelenik meg (FÖLDVÁRI M., FARKAS 1982).

Pannóniai

A pannóniai korszak a jelenlegi hivatalos rétegtani beosztás szerint (CSÁSZÁR 1997) a miocén felső részét (gyakorlatilag a késő-miocén) és a pliocén foglalja magába. Ennek alapján a kora-pannóniai (12,0–8,9 millió év) a késő-miocénbe, a késő-pannóniai (8,9–2,4 millió év) a késő-miocén–pliocénbe tartozik. Jelen munka keretei között ennek részleteibe és a tagolás – rétegtani beosztás problémáiba nem kívánunk mélyebben belemenni.

A pannóniai emelet képződményei a térképlap területének legnagyobb részét borítják, nagyrészt negyedidőszaki képződmények alatt. Felszínen a Velencei-hegység környezetében számos természetes és mesterséges feltárásban nagyrészt *felső-pannóniai* képződmények találhatók (Dunántúli Formációcsoport). Kisebb foltokban a hegység belső területein is előfordulnak, teljesebb szelvényeik azonban csak a hegység előtereiben ismeretesek. A hegység belsejében és peremén az idősebb képződményekre a felső-pannóniai üledékek alatt egy szárazföldi, áthalmozott törmelékes összlet települ, melynek korát feltételeken, a fedő felső-pannóniai képződmények korát ismerve tartjuk pannóniainak (*felosztatlan pannóniai*).

Alsó-pannóniai rétegsort (Peremartoni Formációcsoport) a térképlap területén a Velencei-hegység DK-i előterében csak a kápolnásnyéki Kny–1 jelű fúrás, az ÉNy-i előtérben (a Zámolyi-medencében, a térképlap ÉNy-i sarkától 1 km-re ÉNy-ra) a zámolyi Z–2 fúrás harántolt. A Velencei-hegység közvetlen környékére feltételezhető, hogy az alsó-pannóniai üledékek azokon a területeken találhatók meg, ahol a pannóniai üledékek teljes vastagsága hozzátétőlegesen meghaladja a 300–350 m-t.

PANNÓNIAI FELOSZTATLAN — ÁTHALMOZOTT LEJTŐTÖRMELÉK (Pa^v)

A legidősebb, feltételeken a pannóniai sorolható képződmény, az áthalmozott lejtőtörmelék leggyakrabban murvaösszlet formájában a gránitra települten, vagy a gránitkibúvások közelében található meg. A képződmény 2–8 mm-es, max. 6–8 cm-es, nem kerekített gránittörmelékéből álló, agyagkavicsos murva, agyagos, limonitos kötőanyaggal. Rétegzettség helyenként gyengén kivehető, faunát nem tartalmaz. Természetesen ez az összlet más idősebb képződmények fölött más anyagú lehet, csak területünkön a Lovasi Agyagpala, illetve a Nadapi Andezit fellazult és áthalmozott törmeléke felszínen nem, néhány fúrásban bizonytalan besorolással fordul elő (Pátka P–3, Székesfehérvár Szfv–5, illetve Pázmánd P–II, Pt–1 és Velence Vt–1). Fedője a fúrásokban általában a felső-pannóniai Kállai Formáció kavics és homok anyagú bázisképződményei, vagy ezek kimaradásával közvetlenül a Tihanyi Formáció agyagos-homokos rétegei, ritkán negyedidőszaki képződmények (homok, lösz).

Felszíni előfordulásai a kelet-velencei egységben ritkábbak. A nyugat-velencei egységben a D-i, Ny-i peremeken, valamint a pákozdi felhagyott fluoritbányához vezető völgyben található. A székesfehérvári egységben a nagyobb gránitkibúvásokat szinte körülölelik, a Császár-víz DNY-i oldalán is előbukkannak.

Legjelentősebb felszíni feltárásai az alábbiak:

— A Bence-hegy K-i oldalán lévő homokbánya kb. 3 m vastagságban tárja fel, itt a szemcsék mérete max. 1–1,5 cm.

— A nadapi szintezési alapponttól kb. 100 m-re É-ra, a patak Ny-i oldalán lévő pincebevágás nagyon rosszul rétegzett, áthalmozott, laza murvaösszlet formájában tárja fel. A gránitból, kovásodott gránitból álló, max. 6–8 cm-es szögletes törmeléket agyagos, limonitos anyag cementálja. Vastagsága itt kb. 8 m, fekéjében előbukkan a gránit.

— A murvaösszlet roncsait a hegység Ny-i részén is megtaláljuk a felszínen. Pákozdtól É-ra, illetve a Kanca-hegytől ÉNy-ra kb. 400–500 m-re egy földúton közvetlenül a gránitra települten, valamint a Pákozdtól Ny-ra levő homokbányában is megfigyelhető.

Az áthalmozott barnászörös, limonitos murvaösszlet a gránitra települten számos fúrásban azonosítható, így pl. a pákozdi Pzd–2 (Pá–2) fúrásban 17,6 m, a sukorói Vt–8 (Vt–8/68) fúrásban 5,5 m, a pátka Pát–1 fúrásban 11,1 m vastagságban. A metasomatit-területen is megtalálható a fúrásokban az áthalmozott lejtőtörmelék, csak itt természetesen anyaga nem gránit, hanem eocén metasomatit (pl. a pázmándi Pt–1 fúrásban 22,9 m).

Ezek a képződmények a felső-pannóniai üledékképződés általános megindulása előtt, szárazföldi körülmények között keletkeztek.

Az összlet vastagsága általában néhány m, de a fúrások tanúsága alapján elérheti a több 10 m-t is. A szálban álló gránittól néhány régi fúrásleírás esetén nem lehet megbízhatóan elkülöníteni (pl. Nadap N–XIV). A képződményt harántolt fúrásokat a 12. táblázatban mutatjuk be.

12. táblázat. A Velencei-hegység földtani térképe területén az áthalmazott pannóniai lejtőtörmelék (Pa^v) harántolt fúrások

Település neve	Fúrás jele	Fúrás korábbi neve	Pa ^v teteje (m)	Pa ^v alja (m)	Fedő	Fekü	Megjegyzés
Nadap	Nt-3		96,9	131	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Nadap	N-XIV		38	90	^{kl} Pa ₂	—	részben már ^v C ₂ ?
Pákozd	Pzd-2	Pákozd-2, Pá-2	133,8	151,4	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Pátka	K-9		24	47	^t Pa ₂	—	
Pátka	P-3	PVh,3, Pvh-3	0,3	2,6	talaj	^l O-D	^d Qp-h ^{yh} ?
Pátka	Pát-1		29,9	41	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Pázmánd	P-II		20	31	^{kl-t} Pa ₂	ⁿ E ₂₋₃	
Pázmánd	Pt-1		11,2	34,1	^{kl} Pa ₂	ⁿ E ₂₋₃	
Sukoró	S-1	S-1f, 54-211/1	6,5	8	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Sukoró	S-2	S-2f, 54-211/2	2,8	5	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Székesfehérvár	B-176		37,1	62	^t Pa ₂	^v C ₂	
Székesfehérvár	B-245		53,4	60,3	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Székesfehérvár	B-67		29,6	45,2	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Székesfehérvár	B-68		55,3	57,2	^t Pa ₂	—	
Székesfehérvár	B-69		32,8	46	^{kl} Pa ₂	—	
Székesfehérvár	B-70		43	47,1	^t Pa ₂	^v C ₂	
Székesfehérvár	B-71		71,2	89,3	^t Pa ₂	—	
Székesfehérvár	B-73		40,9	50	^{kl} Pa ₂	—	
Székesfehérvár	EP-10/III		18	24,8	^{kl} Pa ₂	—	
Székesfehérvár	EP-10/V		4	4,8	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Székesfehérvár	K-206		56,2	68,4	^t Pa ₂	^v C ₂	
Székesfehérvár	K-240		74	78,5	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Székesfehérvár	Sz-239		55	66	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Székesfehérvár	Sz-274		8,2	20	^t Pa ₂	—	
Székesfehérvár	Szf-7		7,5	15,5	^c Qp ₃ ^l	K ^a + ^v C ₂	
Székesfehérvár	Szfv-5		204,5	222,5	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Székesfehérvár	Szfv-5		78	78,6	^t Pa ₂	^l O-D	
Székesfehérvár	Szfv-6		33,3	35,2	^t Pa ₂	^v C ₂	
Szqzvár (Pátka)	Sz-1		9,1	10,3	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Velence	Ve-1		181,4	228,4	^{kl} Pa ₂	tektonikai zóna	Földvári A: késő-pannóniaiánál idősebb
Velence	Vt-1	Vt-1/76	0,3	9	talaj	ⁿ E ₂₋₃	
Velencei-tó	Vt-11	Vt-11, Vt-11/68	42	64	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Velencei-tó	Vt-12	Vt-12, Vt-12/68	60,9	74,3	^{kl} Pa ₂	—	
Velencei-tó	Vt-13	Vt-13, Vt-13/68	14,6	46	^d Qp ₃ -h ^h	^v C ₂	
Velencei-tó	Vt-16	Vt-16, Vt-16/68	49,4	67,4	^t Pa ₂	^v C ₂	
Velencei-tó	Vt-17	Vt-17, Vt-17/68	35	37,5	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Velencei-tó	Vt-18	Vt-18, Vt-18/68	31	42,9	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Velencei-tó	Vt-19	Vt-19, Vt-19/68	54	59,1	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Velencei-tó	Vt-21	Vt-21, Vt-21/68	6,2	27,8	^{lc} Qp ₃ -h ^h	^v C ₂	^d Qp-h ^{yh} ?
Velencei-tó	Vt-23	Vt-23, Vt-23/68	46	47	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Velencei-tó	Vt-8	Vt-8, Vt-8/68	51,4	56,9	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	

A képződményindexek magyarázata a Velencei-hegység földtani térképén található.

ALSÓ-PANNÓNIAI ALEMELET — PEREMARTONI FORMÁCIÓCSOPORT:
ŐSI TARKAAGYAG FORMÁCIÓ (^oPa₁), CSÁKVÁRI AGYAGMÁRGA FORMÁCIÓ (^cPa₁),
CSÓRI ALEURIT FORMÁCIÓ (^cPa₁₋₂)

Az alsó-pannóniai alemelet üledékei csak mélyfúrásból ismeretesek a Velencei-hegység térképlapjának területén, tagolásuk csak a kápolnásnyéki Kny-1 jelű fúrásban történt meg. Az alsó-pannóniai üledékciklusba tartoznak, melyet korábban Peremartoni Formációfőcsoport, később Peremartoni Formációcsoport néven írtak le (JÁMBOR Á. in GYALOG 1996).

A kápolnásnyéki Kny-1 jelű fúrás 355,0–473,0 m között harántolta az alsó-pannóniai képződményeket (JÁMBOR 1980 — az akkori beosztás szerinti tagozatok jelenleg formáció rangúak). Jámbor Á. leírása alapján a rétegsor felépítése alulról az alábbi:

473,0–442,2 m-ig — sárga-szürke-lilásbarna tarka agyag, homokos agyag kb. 30 m vastagságban (*Ősi Tarkaagyag Formáció*).

442,2–430,3 m-ig — agyagos homok, homok, hieroglifás szerkezetű, sok Pectinaria (Annelida-féle) lakócsőmaradványt tartalmaz, kb. 12 m vastag (*Csóri Aleurit Formáció*).

430,3–355,0 m-ig — agyagmárgás homok, agyagmárgás aleurit, agyagmárga és homok rétegekből álló összlet, nagyobb (75 m) vastagságban szürke, lemezes-kagylós elválású (*Csákvári Agyagmárga*).

Formáció). Ezt Jámbor Á. a Drávai agyagmárga tagozatba (ma Algyői Formáció) sorolta, de szerintünk ilyen közel az idősebb képződmények felszínre bukkanásához a medencejelleg még nem lehet domináló, ezért soroltuk a Csákvári Agyagmárgához.

A térképlap területén az alsó-pannóniai képződmények jelenlétét a fenti fúráson kívül a Velencei-tótól DK-re (Gárdony, Velenceifürdő, Kápolnásnyék), valamint a székesfehérvári Öreg-hegytől É-ra, Pátkától Ny-ra feltételezzük. (Ezek a területeken haladhatja meg a geofizikai adatok alapján a neogén, vagyis itt a pannóniai rétegek összvastagsága a 300–350 m-t.)

A terület határa közelében, attól kb. 1 km-re ÉNy-ra a zámolyi Z-2 fúrás harántolt Jámbor Á. besorolása szerint Csákvári Formációba tartozó agyagmárga rétegeket 308,0–438,0 m között 130 m vastagságban, szarmata és felső-pannóniai üledékek között.

FELSŐ-PANNÓNIAI ALEMELET — DUNÁNTÚLI FORMÁCIÓCSOPORT

A felső-pannóniai alemelet képződményei a felső-pannóniai üledékciklusba, vagyis a Dunántúli Formációcsoportba (korábban Formációfőcsoport) tartoznak. A térképlap területének túlnyomó részén megtalálhatóak a negyedidőszaki képződmények alatt. A hegységperemeken a Kállai Kavics bázisképződményei fölött a Tihanyi Formáció üledékei települnek, a medence belsejében jelennek meg — már az utóbbi alatt — a Somlói Formáció képződményei. A térképlap Ny-i szélén a Tihanyi Formáció fölött jelennek meg a Nagyalföldi Formáció Vértesacsai Tagozatának üledékei.

Kállai Kavics Formáció,

összevontan (^{kl}Pa₂), kavics, konglomerátum (^{kl}Pa₂^k), homok (^{kl}Pa₂^h), kavicsos homok (^{kl}Pa₂^{kh})

A késő-pannóniai transzgresszió bazális, homokos kavicsból, konglomerátumból, homokból álló üledékei sokhelyütt megtalálhatók, vagy az áthalmozott murvára, vagy közvetlenül a pannóniai előtti idősebb képződményekre települnek.

Legfontosabb felszíni feltárásai a kelet-velencei területen:

— A durvatörmelékes, kavicsos összlet a terület K-i részén az eocén andezit rétegvulkáni összletre (Kápolnásnyék Kny-2), illetve az ebből átalakult metasomatitra (Pázmánd Pd-2, Pt-5 jelű fúrások) települ.

— A pázmándi Zsidó-hegyen egyedülálló abrúziós sziklafelszínek ismerhetők fel. A 2–4 m-es, legömbölyített, másodlagos kvarcit (metasomatit) anyagú sziklák a pannóniai abrúzió bizonyítékai (XV. tábla, 1–2. fénykép). E fölött települ a durvatörmelékes homokoskavics-összlet, amelyben 10–20 cm-es abrúziós görgetegek is előfordulnak. A rétegek vastagsága az abrúziós part mellett kb. 7 m, a törmelékanyag ettől távolodva gyorsan finomodik. A kőfejtőtől 300 m-re ÉNy-ra a Pd-2 jelű fúrásban 48,9 m mélységben csak 1,1 m vastagságban és max. 5–6 cm-es kavicsmérettel találjuk a durvatörmelékes összletet (GYALOG, ÓDOR 1983).

— A nadapi szintezési alappontnál az áthalmozott murvaösszlet fölött 10–60 cm vastagságú, metamorf pala anyagú kavicsréteg települ. A Bence-hegyi homokbányában is látható a jól és közepesen kerekített, 1–10 cm szemnagyságú, gránit, pala és kvarcit anyagú kavicsokból álló összlet.

— A hegység Ny-i részében is számos helyen megtalálhatjuk a kavicsösszletet, illetve roncsait (kavicsos homok – homokos kavics, illetve sok helyen csak homok) a felszínen, általában a szálban álló gránit vagy a metamorf pala kibúvá-sainak közvetlen környezetében. Így látható például a Varga-hegy és a Kőrakás-hegy É-i oldalán, a Szűzvári-hegy ÉK-i oldalán levő vízmós mellett, Csalától DK-re kb. 1 km-re a völgyoldalban, Kisfaludtól DK-re az M-7 autópálya ÉNy-i oldalán stb.

— Fúrásokban az áthalmozott murva fölött a pákozdi Pá-2, Pákt-1, a velencei-tavi Vt-8/68, Vt-11/68, Vt-21/68, Vt-22/68, Vt-23/68 és Vt-24/68 jelű mélyfúrásokban találjuk meg a formáció durvakavicsos homok, durvaszemű homok, gránitkavicsos agyag, görgeteges agyag anyagú képződményeit.

— Különleges kifejlődést jelenthet a nadapi Nt-3 jelű fúrásban harántolt nagyvastagságú, durvatörmelékes sorozat, amely az áthalmozott murvaösszlet kimaradásával közvetlenül a gránitra települ. Alul kb. 34 m vastag görgeteges, kavicsos, agyagos homokot találunk (a kavicsok anyaga kovásodott gránit, aplit, gránitporfír, andezit, metasomatit, fillit), amely áthalmozott lejtőtörmelék lehet. Fölötte kb. 40 m vastag, erősen kavicsos, agyagos homok összlet következik, amely végig barnás-limonitos elszíneződésű, helyenként intenzíven rozsdabarna, a kavicsok gyengén koptatottak, a kavicsnagyság felfelé csökken. Az összletet kifejlődése, színe, egyéb jellegei alapján akár a pannóniainál idősebb képződménynek tekinthetjük, de besorolásához pontosabb adatokkal nem rendelkezünk.

— Néhány fúrásban a pannóniai bázisán hiányzik ez a durvatörmelékes összlet, s a pannóniai képződmények finomszemű homokkal, aleurittal kezdődnek. A helyi kőzetekből álló kavicsösszletek valószínűleg eredetileg sem alkottak folytonos, összefüggő réteget az aljzatban, megjelenésük az egykori felszínen a keményebb, ellenálló kőzeteket jelezheti.

Somlói Formáció (^{so}Pa₂)

A Somlói Formáció agyagmárga, aleurit és homok anyagú rétegei területünkön felszínen nem fordulnak elő. JÁMBOR (1980) a Zámolyi-medence belsejében és a Velencei-hegység DK-i előterében elkülöníti a felső-pannóniai rétegsor alsó csökkentsósvízi szakaszát (*Congerina unguiculaprae* szint), amit a Somlói Formációba sorol. Területünkön a formáció rétegei igazoltan csak a kápolnásnyéki Kny-1 fúrásban fordulnak elő.

JÁMBOR (1980) a kápolnásnyéki Kny–1 fúrás 260,0–355,0 m közötti szakaszát sorolta ebbe a formációba, mi ennek felső határát 266,0 m-re módosítottuk (261 m-nél még előfordult vékony szenesagyag-betelepülés, ez alatt van egy 4 m vastag, cikluskezdő homokkőréteg, ezek már feltehetőleg a Tihanyi Formációhoz sorolhatók).

A fúrásban 1–7 m vastag aleuritós agyag, agyagmárgás aleurit, agyagmárgarétegek váltakoznak 2–6 m-es homok-, homokkőrétegekkel, csak 301,2–316,0 és m között van nagyobb vastagságú agyagos-agyagmárgás aleurit, agyagmárgarétegekből álló agyagos rétegösszlet. Korhatározó makrofaunát nem tartalmaz, de gyakoriak benne az apró *Limnocardium*-lennyomatok, előfordulnak homokkal kitöltött féregjáratok, *Congeria*- és halfogmaradvány is előkerült.

Tihanyi Formáció,

*összevontan ('Pa₂), agyag, aleurit, agyagmárga ('Pa₂^a), homok ('Pa₂^h), homokkő ('Pa₂^{hk})
édesvízi mészkő ('Pa₂^m), mészmárga ('Pa₂^{mm}), márga ('Pa₂^{mg})*

A Tihanyi Formáció üledékei a térképlap területének legnagyobb részén felszínen, vagy a negyedidőszaki képződmények alatt megtalálhatók. Jellemzőek, főként a hegység D-i előterében a szenesagyag-, lignit-betelepülések. Faunájában a vékonyhéjú *Unio* kagylók, a *Viviparus sadleri* gyakoriak, általában a *Congeria balatonica* szint faunája jellemző. Területünkön két részre tagolható. A nyugat-velencei és a kelet-velencei egység közötti völgyben és a hegység D-i előterében egy *agyagos, szenes rétegcsoport* különíthető el a rétegsor alján. Itt e fölött, a hegység többi részén közvetlenül a Kállai Formáció kavics–homok rétegeire települ egy *finomtörmelékes, homokos-aleuritós (agyagos), meszes rétegcsoport*, amely a formáció nagyobb részét adja. Ez utóbbi az uralkodó mind É felé a Zámolyi-medence területén, mind a Velencei-hegység DK-i előterében. DK felé elválasztása a medencebeli Zagyvai Formáció hasonló közettani összetételű rétegeitől nem megoldott, mi DK felé a térképlap egész területén a Tihanyi Formációt feltételezzük.

Agyagos, szenes rétegcsoport. A Kállai Kavics Formáció durvatörmelékes, kavicsos-homokos rétegsorára a hegység D-i, DK-i szegélyén agyagos, szenes rétegcsoport települ. Nagyobb, összefüggő elterjedési területe a kelet- és nyugat-velencei területet elválasztó ÉNy–DK-i irányú völgynek a Velencei-tóhoz közelebbi, DK-i részén található. Itt az 1968. évi MÉV kutatások Velencei-tó Vtó–10 (Vt–10/68), Vtó–11 (Vt–11/68), Vtó–12 (Vt–12/68), Vtó–15 (Vt–15/68), Vtó–20 (Vt–20/68), valamint Pákozdi Pzd–2 (Pá–2) és Pzd–3 (Pá–3) jelű fúrásai tárták fel. Mélyen benyomul ÉNy-on a völgybe, lokális képződmény, az alaphegység öblére korlátozódik, s az alaphegységen kiemelkedik (SZILÁGYI Á., GLÖCKNERNÉ 1971). Jellemző a pákozdi Pzd–2 (Pá–2) fúrás rétegsora, ahol a 18 m vastag áthalmozott gránitmurva fölötti Kállai Kavics Formáció kb. 43 m vastag durvatörmelékes bázisképződményére (kavicsos homok, homok, agyagos homok) települ kb. 12 m vastagságban a szenes agyagot, agyagos szenet (max. 1,6 m) tartalmazó rétegcsoport. Ez jelentéktelen vastagságban a gárdonyi Gá–1, a dinnyési Di–3 és a velencei Ve–2 (V–2) jelű fúrásokban is megtalálható. A kápolnásnyéki Kny–1 jelű fúrásban huminites agyagok képviselik az összletet. Ez a Velencei-hegységtől ÉK-re, É-ra mélyült fúrásokból is ismeretes. A Kny–2 jelű fúrás 157,3–157,5 m között földesfás barnakőszenet, a Pátka–Csalapuszta P–4 jelű fúrás 163,1–163,6 m között gyengén palás, szenes agyagot harántolt. A szenes agyagok, lignitek, szürke agyagok urániumtartalma magas, ennek kutatását a MÉV végezte (SZILÁGYI Á., GLÖCKNERNÉ 1971).

Finomtörmelékes, homokos-aleuritós (agyagos) meszes rétegcsoport. A felső-pannóniai összlet bázisán található Kállai Kavics Formáció durva törmelékes üledékei felfelé fokozatosan mennek át a Tihanyi Formáció üledékeibe. Finomabb szemcsenagyságúakká és változékonyakká válnak (ez a jelleg megfelel az ún. oszcillációs szintnek, amely szintén a Tihanyi Formációval párhuzamosítható). Az előzőekben leírt „agyagos-szenes rétegcsoport” fölött is ezt a finomszemű homokból, aleuritból, agyagmárgás aleuritból, alárendelten agyagmárgából, mészmárgából, agyagból, kevés huminites agyagból álló rétegsort találjuk. A térképlapon ennek az összletnek a vastagsága néhány m-től 300 m-ig terjedhet. A hegységperemi durva törmelékes összletektől távolodva nagy területeken ennek a finomtörmelékes rétegcsoportnak a kőzeteit találjuk meg a felszínen. Jellemző a homokkő megjelenése is, amit a hegység előterében számos fúrás harántolt (É-on pl. a pázmándi Pt–5 jelű fúrás 1 m vastagságban). A hegység Ny-i részén, a Pénzverő-völgy völgyfőjében (Csalától ÉNy-ra), valamint ettől Ny-ra a felszínen is megtalálható. A DK-i előtér karbonátos kötőanyagú homokkövein is folytatott a MÉV kutatásokat (SZILÁGYI Á., GLÖCKNERNÉ 1971).

A rétegcsoportban több szintben dolomitbetelepülések jelennek meg. A 0,2–0,4 m vastag szürke, likacsos, másutt tömör, kemény dolomitrétegek a kápolnásnyéki Kny–2 fúrásban a lignitréteg fölött kb. 30 m-rel kezdődnek.

Az agyagmárgák, meszes aleuritok gyakran tartalmaznak mészkonkréciókat. Ez a karbonátanyag vándorlását jelzi. A felszínen számos helyen megtalálhatók a Tihanyi Formáció aleuritjaiból kimállott meszes konkréciók. Ebben az összletben az aleuritós rétegekben gyakran jelennek meg az iszaplakó férgek (*Arenicola marina*) lakójárat-maradványai (pl. a dinnyési Di–1, a gárdonyi Gá–1, a kápolnásnyéki Kny–1, a székesfehérvári Szf–1 és Szf–2 jelű fúrásokban — JÁMBOR 1980). A hegység ÉNy-i oldalán néhány kisebb felszíni előfordulásban már édesvízi mészkő betelepülések is előfordulnak.

A pákozdi Pákt–1 jelű térképező fúrásból Korpásné Hódi M. az alábbi Mollusca-faunát határozta meg:

Planorbis cf. *krambergeri* HALAVÁTS

P. cf. *grandis* (HALAVÁTS)

Segmentina lóczyi LÖRENTHEY

Limnocardium decorum (FUCHS)
Dreissena serbica BRUSINA
Viviparus sadleri (PARTSCH)
Melanopsis cf. *decollata* STOLICZKA

A fauna alapján a vizsgált rétegek biosztratigráfiai helyzetét a *Congerina rhomboidea* – *C. balatonica* ökozónában határozta meg. A fúrás 65,2 m-éből előkerült fauna a Dunántúli-középhegység DK-i előterében elterjedt *Congerina balatonica* fauna csökkentsósvízi, fajszegény Mollusca-társulását képviseli. A fúrás felső részéből már édesvízi környezetet igazoló fauna került elő.

Nagyalföldi Formáció, Vértesacsai Tagozat ("Pa₂)

A térképlap Ny-i szélén, a Pátkai-tárolótól NyDNy-ra eső, lösszel borított dombtetőn a területtől ÉNy-ra, a Magyaralmás térségében mélyült mélyfúrások rétegsorai és a topográfiai helyzet alapján, a lösz alatt a dombtető magasabb részét feltételezhetően agyag, tarkaagyag, édesvízi mészkő váltakozásából álló rétegek építik fel a Tihanyi Formáció rétegei fölött. Területünkön nincs felszíni feltárása, fúrás sem harántolta.

A szárazföldi sorozat besorolása bizonytalan. Mivel területünkön anyaga nem látható, pontosabb besorolásával nem foglalkoztunk. A rétegeknek kis hányada mészkő. A tarkaagyagok nagyobb mennyisége miatt a szárazföldi Nagyalföldi Formációba soroljuk a fenti rétegsort, a vértési térképezés adatai alapján annak hegységperemi, Vértesacsai Tagozataként elkülönítve.

Negyedidőszak

A negyedidőszaki képződmények tagolását az idősebb képződményektől eltérően nem formációk, hanem genetikai típusok és azokon belül litológiai különbségek alapján végeztük. A képződményeket a főbb genetikai kategóriákba (folyóvízi, tavi, mocsári, proluviális, eolikus, eluviális, deluviális és lejtőüledékek), illetve ezek különböző átmeneteibe soroltuk, és igyekeztünk egy valószínűsíthető kort adni az adott képződménynek. A kort illetően szintjelző őslénytani adat csak a löszből került elő a területről, a többi képződményt morfológiai helyzetük, a löszhöz való viszonyuk és távolabbi területek analógiái alapján határoztuk meg.

A negyedidőszaki képződményeket felosztatlan pleisztocén (pleisztocén általában), felső-pleisztocén, felső-pleisztocén–holocén és holocén rétegtani egységenként ismertetjük.

PLEISZTOCÉN ÁLTALÁBAN — FOLYÓVÍZI ÜLEDÉKEK (Qp)

A finomszemű felső-pannóniai törmelékes üledékek fölött a fúrásokban több helyütt találunk durvaszemű kavicsos homokot, homokos aprókavicsot. A 8–10 m vastagságú ciklusokból álló, felfelé finomodó szemcsenagyságú folyóvízi rétegsor (alul kavicsos homok, homok, amely felül kb. 1 m vastag agyaggal zárul) — feltételeesen idősebb (kora-középső-) pleisztocénbe sorolható. Éles diszkordanciával települ a pannóniai képződményekre, korlátozott területi elterjedésű, besorolása bizonytalan. Felszínen nem fordul elő, így a térképen sem ábrázoltuk. A Császár-víz alsó szakaszán a Vt₀–27 (Vt–27/69) jelű fúrás tárja fel, holocén folyóvízi üledékek alatt.

FELSŐ-PLEISZTOCÉN

A térképlap területén a felszínen a legelterjedtebb, tipikus pleisztocén képződmények a lösz és átmenetei a homok felé. Kőzettanilag eléggé változatos összetételűek (homokos lösz, löszös homok, mészkonkréciós lösz stb.). Genetikailag általában nem tisztán eolikus eredetűek, szinte mindig van deluviális hatás. Ez részlegesen kisebb áthalmazással, idegen anyag (kavics, agyag, homok) hozzákeveredésével jelentkezik (ezt a képződmények szimbólumában külön nem jelöltük).

A térképen lösz, homokos lösz és löszös homokot különítettünk el.

Lösz (Qp¹ — I)

A lösz a Velencei-hegységtől ÉK-re és Ny-ra, valamint a Velencei-tótól D-re a lapos dombtetőket borítja nagy területeken, a térképlap felszínének legnagyobb elterjedésű képződménye. Ez található a nyugat-velencei és a kelet-velencei egységet elválasztó völgyben, valamint a kelet-velencei egység D-i oldalán a hegylábban is kisebb foltokban. Vastagsága a feltárások és a fúrások tanúsága szerint néhány m (leggyakrabban 2–5 m), ritkán haladja meg a 10 m-t.

A löszös képződmények szelvénye a hegység peremén sok feltárásban tanulmányozható (ilyen nagyobb szelvények: Székesfehérvár Öreg-hegy, Mária-völgy, Tácsika-hegy Szűzvártól K-re, Bence-hegyi homokbánya, nadapi homokbánya stb.), ott gyakran két, egymástól genetikailag és kőzettanilag is elkülönülő részre osztható:

— Az alsó részen gyakori — főleg a gránitterületek környékén — a kavicsos, murvacsíkos lösz, kavicsbetelepüléses homokos lösz megjelenése (erre néhol agyag-aleurit-murva, valamint a durvább törmelékanyag 5–50 cm-es sávjainak váltakozásából álló lejtőtörmelék települ). Sokszor találunk a löszös képződmények bázisán egy áthalmazott, mészkonkréciós, rosszul rétegzett szintet. A gránitterületen nagyon gyakori az apró gránitmurva-szemcséket tartalmazó lösz. E képződmények keletkezésében az eolikus hatások mellett jelentős szerepe lehetett

a völgyekben, lejtőkön mozgó vizeknek, amelyek a törmelék-, murva- és kavicsanyagot halmozhatták át, és azok így, deluviális üledékként kerülhettek és keveredhettek a szél által oda szállított lösz-összletbe. Vagyis keletkezésük a löszképződés közbeni deluviális anyagszállítással és ennek az anyagnak a lösszel való keveredésével magyarázható.

— A szelvényekben felfelé kimaradnak a kavicsos-durvatörmelékes, murvás közbetelepülések, és mind a hegység belső területein, mind a távolabbi környezetben a valódi löszet találjuk meg. Őslénytani adataink a pázmándi Pt-1 jelű fúrásból (6,6–7,8 m között) és a nadapi homokbányából vannak (Krolopp E. meghatározása):

Semilimax kotulae (WESTERLUND)
Succinea oblonga DRAPARNAUD
Vertigo cf. *parcedentata* (A. BRAUN)
Pupilla mascorum (LINNÉ)
 stb.

A pleisztocén szárazföldi csigafauna hűvös, nedves klímára utal. A *Semilimax kotulae* a középhegységeink alacsonyabb részein lerakódott felső-pleisztocén löszben, a würm felső részében gyakori, a velencei-hegységi előfordulások ezekkel párhuzamosíthatók. A löszből würmnél idősebb pleisztocén faj nem került elő.

A fenti szelvényekben leírt alsó, deluviális anyaggal kevert lösz kis területeken van csak feltárva. A bányákkal nem feltárt területeken a felső, a típusos lösz az uralkodó, ezért ez látható legnagyobb elterjedésben a felszínen, így ezt ábrázoltuk a térképen is.

A lösz sok esetben kisebb-nagyobb mértékben keveredik a szél által szállított homokkal, ekkor homokos lösz, illetve löszös homok keletkezik. Fúrásokban a löszös képződményeknek sok egyéb átmenete is előfordul, főként a deluviális képződmények felé, de ezek gyors változékonyságuk miatt a térképen nem kerültek külön ábrázolásra. Ilyenek az agyagos lösz, a löszös agyag, a lejtőtörmelékes lösz stb.

A lösz vizsgálatával nem foglalkoztunk részletesebben. FÖLDVÁRI A. (1956) VENDL A. adatai (5, a Velencei-hegységből — Nadap, Velence, Sukoró — származó terepi minta) alapján a lösz CO_2 -tartalmát 13,97–16,20% közöttinek, az ebből számolt CaCO_3 -értéket 32–37% közöttinek állapította meg. Nehézasvány-tartalma (0,02 mm-nél nagyobb szemcséknél a 2,9-nél nehezebb frakció aránya) 0,54–1,51% közötti. A lösz sűrűsége 2,7991–2,8156 közötti (érdekesség, hogy az ugyanekkor vizsgált bakonyi löszöké csak 2,7610–2,7981 közötti), és radiometriai értékei a hegységtől távolodva fokozatosan csökkennek.

Homokos lösz (Qp_3^{hl} — hl)

A homokos lösz a lapos domboldalakban gyakran fokozatosan váltja fel a löszet. A Velencei-tótól D-re, a tóra néző oldalon, valamint a Bika-völgy két oldalán borít nagyobb területet. A hegységtől ÉNy-ra a Pátkai-tároló térségében, valamint Ny-ra Székesfehérvár környékén és attól D-re látható még nagyobb területen a felszínen. Vastagsága a löszhöz hasonlóan m-es nagyságrendű. Színe tompa sárga, a homokfrakció apró–finomszemű, kerekített szemcséből áll.

Löszös homok (Qp_3^{lh} — lh)

Löszös homokot csak kis területeken, főként a Velencei-tótól D-re, a tóra néző oldalak alsó részén tudunk elkülöníteni. Színe tompa sárga, a homokos frakció szemcséi apró–finomszeműek, jól kerekítettek. Eredetét illetően itt is a szélfújta (eolikus) hatás mellett a deluviális, illetve egyéb lejtőmozgásokat tudjuk kiemelni. Vastagsága néhány m lehet.

FELSŐ-PLEISZTOCÉN–HOLOCÉN

A kiemeltebb helyzetű pannóniai, illetve pleisztocén kibúvások anyagát a felszíni leöblítés a völgyek irányába átrendezte, s ezt a völgyoldalak vízmosásai tárják fel (lejtő-, illetve deluviális, valamint proluviális üledékek és ezek átmenetei). A hegység belső területein a lejtőtörmelék (gránitmurva) nagyobb területen betérítheti a lezökkenett helyzetben megmaradt löszös üledékeket. A felszínen sokhelyütt találhatunk löszből vagy pannóniai aleuritből kimállott mészkonkréciókat (eluviális-deluviális képződmények).

Térképünkön lejtőüledékeket, deluviális képződményeket, lejtőfolyamatok által keletkezett és proluviális üledékeket, eluviális-deluviális üledékeket, proluviális-deluviális képződményeket, proluviális üledékeket és eolikus-deluviális üledékeket különítettünk el.

Lejtőüledékek ($\text{Qp}_3\text{--h}$), összevontan (g), szögletes törmelék (g^y), agyag (g^a), homok (g^h)

Lejtőüledékek alatt a deluviális, suvadásos, szoliflukciós és omlásos keletkezésű üledékeket értjük, és ott ábrázoljuk együtt, ahol szétválasztásuk nem oldható meg megfelelően. Mi elsősorban a hegység peremén, a szögletes kőzet-törmelékek nagyobb gyakorisága esetén használtuk ezt a kategóriát. Itt kisebb omlások, de szoliflukciós jelenségek, illetve agyagosabb kötőanyagok esetén kisebb suvadások is előfordulhattak, noha itt is a deluviális genetikájú képződmények az uralkodóak.

A térkép méretarányában elsősorban a kelet-velencei egységben volt lehetőség nagyobb területen ábrázolásukra. A nyugat-velencei egységben, mivel ott a gránit bontottsága, mállottsága kisebb, a tetőn nem, csak a hegylábakon ábrázoltuk kisebb foltokban.

A lejtőüledékek egyik típusos feltárása a nadapi homokbánya. Itt az ÉK-i oldalon erősen kevert anyagú lejtőtörmeléket találunk, amely mind a löszbe, mind a felső-pannóniai homokba bevágódik. A lejtőtörmelék agyagos-homokos kötőanyagú, 10–20 cm-es, pannóniai eredetű agyag, homok és homokkő anyagú törmelékből áll, 5–6 cm-es homokcsíkok tagolják.

Deluviális üledékek ($_{d}Qp_3-h$),

összevontan (d), agyag (d^a), homok (d^h), kavics (d^k), vörös agyag (d^{va}), lejtőtörmelékes lösz (d^{vl})

Deluviális folyamatok által keletkezett üledékek igen gyakoriak területünkön. Ezek egy részét, főként a szögletes lejtőtörmelégeket tartalmazókat az összevont lejtőüledékeknél már tárgyaltuk. Ahol főként pannóniai agyagos-homokos üledékekből származik, és a morfológia is enye, a többi lejtőfolyamat hatása már elenyésző.

Összevontan ábrázoltuk nagyobb, összefüggő területen a Velencei-tótól D-re, a tóra néző oldal legalsó részén (Agárd környékén), ahol felső-pannóniai üledékek áttelepítéséből keletkezett és került a felszínre a lösz-összlet lepusztulása után.

Az áthalmozott *agyagot és homokot* nagyobb felszíni elterjedésben a hegység kibúvásaitól távolabb is több nagyobb területre, így a székesfehérvári egységtől D-re, a Pátkai-tároló völgyében a víztárolótól É-ra, a kelet-velencei egységtől É-ra és K-re, valamint a Velencei-tó ÉK-i szögletében, a tóparti üledékek fölött lehetett ábrázolni.

Deluviális *kavics* kis foltjai a Pátkai-tárolótól ÉK-re és DNY-ra fordulnak elő dombtetői helyzetben.

A *vörösayag* csak az Antónia-hegy és a Templom-hegy térségében, valamint a Bence-hegytől D-re bukkan kis foltokban a felszínre.

Lejtő- és proluviális üledékek együttesen ($_{gp}Qp_3-h$),

összevontan (gp), szögletes törmelék (gp^v), agyag (gp^a), homok (gp^h), kavics (gp^k)

A lejtő- és proluviális üledékeket együttesen ott ábrázoltuk, ahol képződésükben mind az areális (főként deluviális), mind a lineáris (proluviális) tevékenységek szerepet játszottak, de az előbbieket domináltak. Ezek főként domboldalal lábainál ábrázolhatók nagyobb összefüggő területeken.

Általában *összevontan* ábrázoltuk, mivel feltárása ritka, így konkrét területek közzétani felépítéséről általában nincs információ. Ilyen előfordulásai vannak a nyugat-velencei egység ÉNy-i előterében, valamint innen É felé, a Kis-Miherpatak és a Rovákja-patak mentén.

A *szögletes törmelék, homokos és agyagos* üledékekkel együtt a nyugat-velencei egység D-i és DNY-i oldalán a hegységet szinte szoknyaszerűen veszi körül. Itt a szögletes törmelék a jellemző, ez látható többnyire a felszínen is.

A *kavicsot* a Bágyom-ér alsó szakaszán, mint a lejtő- és proluviális képződmények érdekes feltárását láthatjuk. A Velencei-tó kialakulása előtt a hegységből a vízfolyások idáig jutottak, és — részben ezek hordalékkúpjaként — gyengén kerekített, gránitmurva anyagú kavics rakódott le, melyet a lejtőfolyamatok utólag részben átdolgoztak. Ezt egy kis fejtőgödör fala tárja fel.

Eluviális-deluviális üledékek ($_{eld}Qp_3-h$ — eld)

Székesfehérvár és Börgönd között, a térképlap DNY-i részén és D felé a térképlap területén túlnyúlóan nagyobb területen homok és agyag van a talajtakaró alatt a felszínen. Ezek hasonlóak a deluviális képződményeknél már leírt, felső-pannóniai képződményekből áthalmozott deluviális összlethez. A morfológia viszont szinte teljesen lapos, kisebb mélyedések (negatív morfológiai elemek) is gyakoriak. Ezért azt feltételezzük, hogy itt a pannóniai agyag és homok az áthalmozás során nagyrészt helyben is maradt, és csak kisebb részben mozgatódott el eredeti helyéről. A homok nem görgetett, mint a pannóniai homokok, a morfológia folyóvízi szállítást sem valószínűsít. Keletkezése részben szél kifújta (deflációs) hatásokra vezethető vissza.

Időszakos vízfolyások proluviális-deluviális képződményei ($_{pd}Qp_3-h$),

összevontan (pd), szögletes törmelék (pd^v), agyag (pd^a), homok (pd^h)

Az időszakos vízfolyások üledékeinek képződése során a völgytalpon elsősorban a proluviális, az időszakos vízfolyások általi szállítás dominál, de számolni kell a kissé szárazabb időszakokban a domboldalokról származó deluviális lemosások hatásaival is. Ezért adtuk ezt a genetikai besorolást. (Gyakran alsóbb szakaszukon állandó vízfolyás jelenik meg, onnan a völgytalpi üledékeket már folyóvízként ábrázoltuk.)

A völgytalpakon a feltárás ritka, ezért ezeket az üledékeket általában *összevontan* ábrázoltuk. Anyaguk (*szögletes törmelék, agyag, homok*) csak néhány kis feltárásban látható a kelet-velencei egység É-i oldalán.

Proluviális üledékek ($_{p}Qp_3-h$),

összevontan (p), szögletes törmelék (p^v), homok (p^h)

A Velencei-hegységből D és Ny felé kifutó kis patakok, vízmásások kisebb törmelékkúpokat raktak le mind a kelet-velencei egységtől K-i és D-i, mind a nyugat-velencei egységtől D-i, Ny-i és É-i irányban. Ezek légifényképeken is jól láthatók, és azok alapján ábrázolhatók.

A Velencei-tó D-i, DK-i oldalán kavicsrétegekkel tagolt, folyami homokból álló törmelékűp húzódik, amely K felé összefogazódik a lösszel, homokos lösszel (ÁDÁM 1955), ez felszíni feltárásokban a térképezés során nem került elő.

*Eolikus-deluviális üledékek ($_{ed}Qp_3-h$),
összevontan (ed), homok (ed^h), kavicsos homok (ed^{kh})*

A Velencei-tótól D-re és a kelet-velencei egységtől É-ra nagyobb területeket borít aprószemű, világossárga, nagyrészt kerekített szemcséjű *homok*, helyenként aprókavicsos betelepülésekkel (*kavicsos homok*). Ez a Meleg-hegytől ÉNy felé kb. 3-4 km hosszan húzódik, a Velencei-tótól D-re részben a Bika-völgy mentén, részben attól Ny-ra a dombháton, valamint Dinnyés térségében több km²-es területen látható. A szemcsék kerekítettsége az eolikus hatást, az üledékek települési helyzete a deluviális átmozgatást mutatja.

HOLOCÉN

Az agyagos-aleuritos holocén üledékeket völgyekben, depressziókban és a jelenkori vízfolyások mentén nagyon sok helyen megtaláljuk. A térképlap területén a legjellegzetesebb a Császár-víz völgye és a Velencei-tó medencéje. E két tónál még a holocénen belüli kor szerinti tagolás is lehetséges volt (ő- és újholocénre). A többi területen csak a legfelső, újholocén képződményeket tudtuk ábrázolni. Külön tüntettük fel az antropogén képződményeket.

Óholocén

Az óholocénen belül külön jelöltük a folyóvízi (magas ártéri) és a tavi üledékeket.

Folyóvízi üledékek — magas ártér ($_{f}Qh_1 - h_1$). A folyóvízi üledékek esetében a kisebb vízfolyásoknál nem lehet a magas árteret a vízfolyás mai üledékeitől elkülöníteni. Ezt csak a Császár-víz felső szakaszán a Pátkai-tároló által részben lefedetten, részben annak K-i partja mentén próbáltuk megtenni. Anyaguk feltárásból nem ismert, csak analógiák alapján feltételezzük az aleurit (kőzetliszt, iszap), agyag, homok összetételt.

A Császár-víz völgyében a Zámolyi-medencétől a pátkai Kőrakás-hegyig több teraszt mutattak ki (ÁDÁM 1955). Itt az alluviális terasz anyaga 5–8 m vastag kavics és iszapos folyami homok. A kavicsanyag mogorónyi, diónyi, ökölnyi nagyságú, többnyire dolomit, mészkő és kvarc anyagú. Ez felszíni feltárásokban a térképezés során nem került elő.

Tavi üledékek ($_{t}Qh_1 - h_1$). A Velencei-tó kialakulásának korát illetően korábban megoszlottak a vélemények. Jelenleg óholocén keletkezése az elfogadott (SÜMEGHY 1952, ÁDÁM 1955). Ennek megfelelően a tó magasabb színűinek valószínűsíthetjük az óholocén korát. Térképen ezeket csak a tó É-i oldalán, a kelet-velencei egység D-i lábánál, valamint a kelet- és nyugat-velencei egységet elválasztó völgy alján jelöltük. Anyaguk feltárásból nem ismert, csak analógiák alapján feltételezzük az aleurit (kőzetliszt, iszap), agyag, homok összetételt.

Újholocén

Az újholocénbe folyóvízi (alacsony ártéri vagy nem tagolható) képződményeket, tavi üledékeket, továbbá mocsári, folyóvízi-mocsári és tavi-mocsári képződményeket soroltunk. Az utóbbi három képződménycsoport elkülönítése nem igazán megoldott, közös bennük a mocsári jelleg, az elkülönítés nagyrészt a topográfiai helyzet alapján történt.

Folyóvízi képződmények — alacsony ártér vagy nem bontható ($_{f}Qh_2 - h_2$). Folyóvízi üledékeket a területen az állandó vízfolyással rendelkező patak-völgyekben ábrázoltunk. A kisebb vízfolyások esetében nem lehet a magas árteret a vízfolyás mai üledékeitől elkülöníteni. Ezt csak a Császár-víz felső szakaszán, a Pátkai-tároló mentén tettük meg. A többi vízfolyás esetén tulajdonképpen a felszínen levő fiatalabb, újholocén üledékeket ábrázoltuk.

A vízfolyások közül legszélesebb ártérrel a Pátkai-tárolót a Velencei-tóval összekötő Császár-víz völgyében találunk. A pannóniai térszínen kis esésű, így keskeny, hosszú völgyek vannak, keskenyebb ártérrel, ezek közül a nagyobbak Ny-on az Aszalvölgyi-árok, K-en a Csont-réti-patak, Cibulka-patak, Bágyom-ér és a Velencei-tótól D-re a bika-völgyi Gárdonyi-árok. A Velencei-hegység belsejében csak néhány kisebb állandó vízfolyás található.

A folyóvízi üledékeknek nincs felszíni feltárása a térképlap területén. Anyagukra nézve az általános ismeretek alapján feltételezzük az aleurit (kőzetliszt, iszap), agyag és homok összetételű üledékeket. Durvább szemmagyság (kavics, szögletes törmelék) a völgyek kis reliefenergiája és a lepusztulási terület laza, agyagos-homokos üledékek miatt nem valószínű, esetleg csak a velencei-hegységbeli kis völgyekben fordulhat elő.

Tavi üledékek ($_{t}Qh_2 - h_2$). Újholocén tavi üledékek elsősorban a Velencei-tó mai üledékei. A tavi üledékeket a Velencei-tó limnogeológiája című fejezetben külön ismertetjük. Anyaguk barnásszürke tőzeges kőzetliszt – sötétszürke tőzeg; szürke agyagos kőzetliszt – sötétszürke magas szervesanyag-tartalmú agyagos kőzetliszt; meszes agyagos kőzetliszt és kőzetliszt.

Mocsári képződmények ($_{b}Qh_2 - b$). Mocsári képződményeket három területrészen ábrázoltunk a térképlap területén. A Velencei-tó DNY-i szögletében, Dinnyés környékén, az eluviális-deluviális képződmények kisebb, lefolyástalan mélyedéseiben, a Császár-víz völgyében, valamint a kelet-velencei egység D-i lábainál néhány kisebb kis

völgy lefolyástalan szakaszain. Anyaga egyik helyen sem ismert, sem fúrásból, sem felszíni feltárásból. A tipikusabb a Dinnyés környéki részen, itt lápföld, mocsári agyag is valószínű. A hegység peremén inkább csak agyag, aleurit (iszap, kőzetliszt) a képződmények anyaga.

Folyóvízi-mocsári képződmények ($_{fb}Qh_2$ — fb). Folyóvízi-mocsári képződményeket (összevont genetikával) a vízfolyások ellaposodó, elmocsarasodott részein ábrázoltunk. Ezek elsősorban a Pátkai-tárolóba lefutó kisebb és nagyobb patakok mentén, így pl. a Rovákja-patak halastavak közötti részein, továbbá a kelet-velencei egységből D-re lefutó patak völgyekben alakultak ki. Anyagukról közvetlen ismeret nincs, analógiák alapján elsősorban agyag, aleurit (iszap, kőzetliszt), kisebbrészt mocsári agyag képződése tételezhető fel.

Tavi-mocsári képződmények ($_{fb}Qh_2$ — lb). Tavi-mocsári képződményeket (összevont genetikával) a lefolyástalan, de nem teljesen zárt mélyedésekben ábrázoltunk. Ilyenek a Velencei-tó DNy-i sarkában, a Fertői-tó térségében, valamint innen Ny felé a pannóniai kifújt, deflációs térszínen és környékén gyakoriak.

Anyagukról közvetlen ismeret nincs, analógiák alapján elsősorban agyag, aleurit (iszap, kőzetliszt), kisebbrészt mocsári agyag képződése tételezhető fel.

Antropogén képződmények

Az antropogén képződmények között feltöltéseket és meddőhányókat különböztettünk meg.

Feltöltés (a^f). A Velencei-tó partján a feltöltések, partrendezések jelzik az emberi beavatkozás nyomait. A tó K-i medencerészában a partvonal mentén szinte folyamatos a feltöltés, Agárd–Dinnyés határától a Gárdony, Velence előtti partszakaszon keresztül a Sukoró előtti partszakaszon át a Mészeg gerincéig. A tó belsejében is létesült feltöltéssel két mesterséges sziget (a Cserepes-sziget és az Úttörő-sziget). A tó Ny-i medencerésze (az összefüggő nádas és a természetvédelmi terület) egyelőre még mentes a nagyobb feltöltésektől.

Meddőhányó (a^{mh}). Az egykori bányák környékén a meddőhányók jelzik az egykori bányászati tevékenységek nyomait. A térképre csak a legnagyobbak (Szűzvár környékén) kerültek fel, a kisebbek (Kőrakás-hegy, pákozdi fluorit-telér Pákozdi környékén stb.) már nem. Mivel a bányaműveletek már 25–30 éve befejeződtek, a hányókat lassan benőtte a növényzet, noha külön rekultiváció nem történt.

A Balatonfő–Velencei-hegység preszarmata képződményei

A Balatonfő–Velencei-hegység mélyföldtani térképén (DUDKO 2000) a szarmatánál idősebb képződmények elterjedését, kibúvási kontúrjait, valamint szerkezeti vonalaikat tüntettük fel. A Velencei-hegység képződményeinek kibúvási határait a Velencei-hegység földtani térképéről (GYALOG, HORVÁTH I. 2000) vettük át. A mélyföldtani térképen a legfontosabb fúrások helye, jele, száma, és a legfiatalabb preszarmata képződmény m-ben megadott tszf. magassága szerepel (pl. Bh-3 — 177,9).

A mélyföldtani térképen előforduló képződmények jelentős részét a Velencei-hegység földtani térképe ábrázolja, ezek földtani leírása „A Velencei-hegység földtani képződményei” című fejezetben található. Jelen fejezet csak azoknak a képződményeknek a leírását tárgyalja bővebben, amelyek előfordulása a fenti térkép területén kívül esik, a mindkét területrészen előfordulókról itt csak kiegészítést adunk. A mélyföldtani térképen ábrázolt képződményhatárokat többnyire földtani (fúrási, térképezési) adatok, egyes esetekben csak geofizikai adatok alapján határoztuk meg. A terület képződményeinek elvi rétegoszlopát a XXIV. tábla mutatja be.

Paleozoikum

A paleozoos összlet két nagyobb egységre, nagyrészt metamorf ópaleozoikumra (ordovícium–alsó-karbon) és gyakorlatilag nem metamorf újpaleozoikumra (felső-karbon–perm) tagolható. A Balaton-felvidék–Balatonfő–Velencei-hegység zónájában az ópaleozoos képződmények két, elsősorban átalakultságuk fokában különböző sorozatot alkotnak.

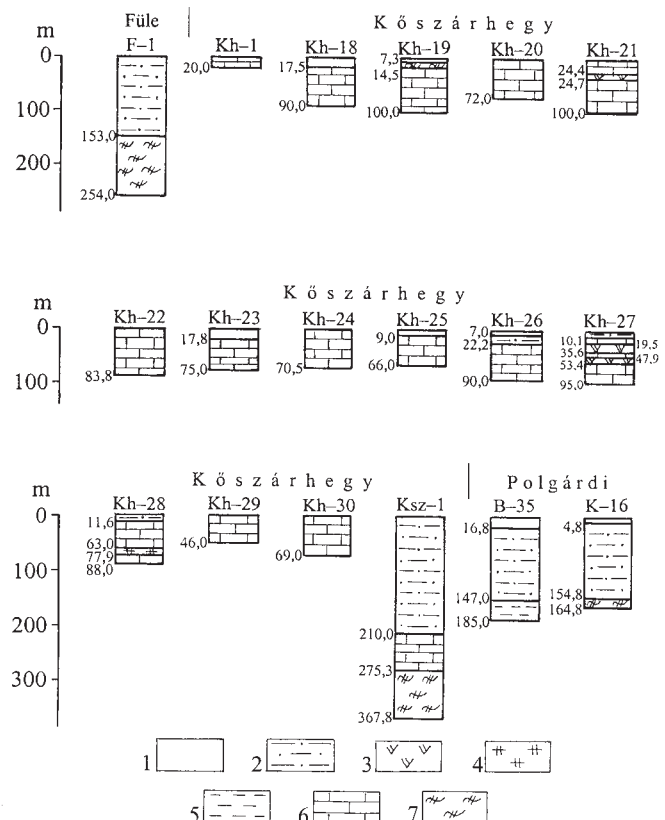
Az erősebben metamorf, zöldpala fáciesű kőzetek Balatonfőkajári Kvarcfillit Formáció megnevezéssel kerültek elkülönítésre.

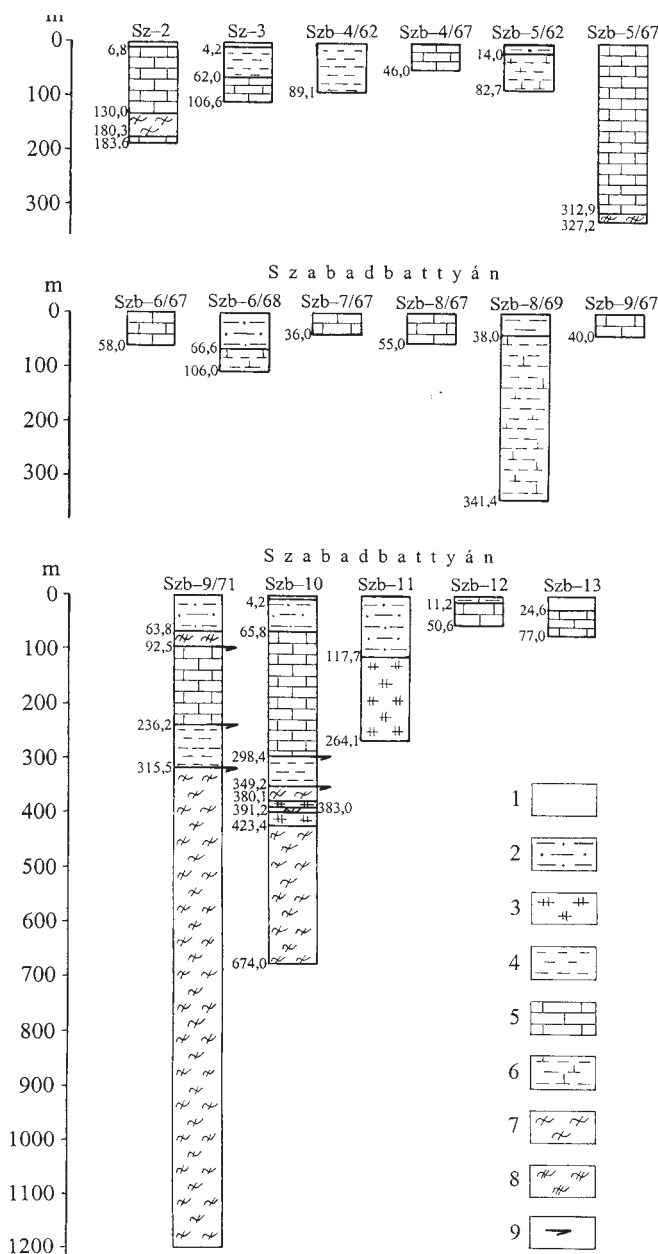
Az anchimetamorf képződmények több formációra és tagozatra bontva, részszelvényekben ősmaradványokkal igazolhatóan egy folyamatosnak tekinthető, a kora-ordovíciumtól a kora-karbonig terjedő üledék-képződési ciklusba tartoznak, amelyet Balatoni Formációcsoport néven foglalhatunk össze. (Ebbe területünkön a Lovasi Agyagpala az Alsőörsi Porfiroid és a Bencehegyi Mikroagbró tartozik bele.

A sorozaton belüli tagolás az elmúlt időszakban többször is változott. FÜLÖP (1990) munkájában a

20. ábra. Az ópaleozoos képződményeket harántolt legfontosabb fúrások a Balatonfő (Füle, Kőszárhegy, Polgárdi) térségében
Üledékes fedőképződmények: 1. negyedidőszaki képződmények összevontan, 2. pannóniai és idősebb miocén képződmények összevontan. *Középső–felső-triász:* 3. Tilospusztai Andezit Formáció. *Felső-karbon:* 4. Felsősomlyói Kvarcporfir Formáció. *Ópaleozoos képződmények:* 5. Szabadbattyáni Formáció, 6. Polgárdi Mésző Formáció, 7. Balatonfőkajári Kvarcfillit Formáció

Figure 20. Important boreholes intersecting Lower Palaeozoic formations in the Balatonfő (Füle, Kőszárhegy, Polgárdi) area
Sedimentary formations: 1. Undivided Quaternary formations, 2. Undivided Pannonian and Late Miocene formations. *Middle and Upper Triassic:* 3. Tilospuszta Andesite Formation. *Upper Carboniferous:* 4. Felsősomlyó Quartz Porphyry Formation. *Lower Palaeozoic formations:* 5. Szabadbattyán Formation, 6. Polgárdi Limestone Formation, 7. Balatonfőkajár Quartz Phyllite Formation





21. ábra. Az ópaleozoos képződményeket harántolt legfontosabb fúrások a Balatonfő (Szabadbattyán) térségében

Üledékes fedőképződmények: 1. negyedidőszaki képződmények összevontan; 2. pannóniai és idősebb miocén képződmények összevontan. **Felső-karbon:** 3. Felsősomlyói Kvarcporfir. **Ópaleozoos képződmények:** 4. Szabadbattyáni Formáció, 5. Polgárdi Mészke, 6. Szabadbattyáni és Polgárdi Formáció összevontan, 7. Lovasi Agyagpala, 8. Balatonfőkajári Kvarcfillit. **Egyéb:** 9. pikkelyhatár

Figure 21. Important boreholes intersecting Lower Palaeozoic formations in the Balatonfő (Szabadbattyán) area

Overlying sedimentary formations: 1. undivided Quaternary formations, 2. undivided Pannonian and older Miocene formations. **Upper Carboniferous:** 3. Felsősomlyói Quartz Porphyry. **Lower Palaeozoic formations:** 4. Szabadbattyán Formation, 5. Polgárdi Limestone Formation, 6. Szabadbattyán Formation and Polgárdi Formation contracted, 7. Lovas Slate Formation, 8. Balatonfőkajári Kvarcfillit Formation. **Other:** 9. imbrication boundary

szabadbattyáni Szb-9 fúrásban Acritarchák alapján az alsó-ordovíciumi aleuritpala önálló rétegtani egységként, Szárhegyi acritarchás aleuritpala néven került elkülönítésre. Ez az összlet LELKESNÉ FELVÁRI munkáiban (in GYALOG 1996, in BÉRCZI, JÁMBOR 1998) már Kőszárhegyi Agyagpala Formáció néven jelenik meg. CSÁSZÁR, LELKESNÉ FELVÁRI (in BUDAI et al. 1999) ennek szükségességét már megkérdőjelezi és a Lovasi Agyagpala Formációba való belevonását látják indokoltnak. Ezzel az összevonással mi is egyetértünk. A térségben ugyanebben az időintervallumban megjelenő, többnyire egy-egy kisebb szelvényben feltárt, elsősorban mészköves kifejlődésű képződmények kormeghatározó ősmaradvány-tartalmuk figyelembe vételével önálló formációkként kerültek elkülönítésre (LELKESNÉ FELVÁRI in GYALOG 1996), sőt CSÁSZÁR, LELKESNÉ FELVÁRI (in BUDAI et al. 1999) Balatonfői Mészke Formációcsoport néven magasabb egységbe foglalták össze ezeket. Véleményünk szerint a Kékkúti Mészke és a Székesfehérvári Mészke Formációk a Lovasi Agyagpala Formáción belül jelennek meg (ezért ezeket nem is tartjuk önálló formációnak, csak tagozatként javasoljuk elkülöníteni a Lovasi Formáción belül), ezzel szemben a Polgárdi Mészke, az Úrhidai Mészke és a Szabadbattyáni Formációk kapcsolata a Lovasi Agyagpala Formációval jelenleg még nem tekinthető tisztázottnak. Így közös formációcsoportba való összevonásuk nem látszik indokoltnak.

A Lovasi Agyagpala Formációban megjelenő savanyú, intermedier, valamint bázisos vulkáni és szubvulkáni betelepülések (Alsóörsi Porfiroid, a Révfülöpi Metaandezit és Litéri Metabazalt Formáció) szintén önálló formációként lettek az elmúlt évek összefoglaló munkáiban kiemelve. Ezek közül az Alsóörsi Porfiroid a Velencei-hegységben is előfordul. A Litéri Metabazalttal rokonságot mutat a velencei-hegységi Bencehegyi Mikrogabbro Formáció.

A legfontosabb, ópaleozoos képződményeket ért fúrásokat a 20. és 21. ábra mutatja be.

Ordovícium–szilur — Balatonfőkajári Kvarcfillit Formáció (^bO–S)

A Balatonfőkajári Kvarcfillit felszíni elterjedését a mélyföldtani térkép (DUDKO 2000) 1. kivágata (A balatonfőkajári Somlyó-hegy földtani térképe, szerk. Horváth I.) mutatja be. A formáció legnagyobb felszíni feltárása — egyúttal sztratotípus-szelvénye — a Balatonfőkajár melletti Somlyó-hegyen lévő felhagyott kőfejtő, amely túlnyomórészt kvarcfillitet, alárendelten szericit-kloritfillitet tár fel (XVI. tábla, 1. fénykép). A formáció egyéb kőzetváltozatait (albit-kloritfillit, kloritgneisz, csillámkvarcit, karbonát-kvarcfillit) a kőfejtő udvarán mélyült Bfj-1 fúrás harántolta.

A kőfejtőben számos szerkezeti elem ismerhető fel és tanulmányozható. Ilyen pl. a lapos és a változó dőlésű palásság, az ezek metszéspontjaiból adódó állandó vonalasság. Megtalálhatók az összenyomott fekvőredők, hajlatok és fodrok, a fodrokat metsző kvarcerek és számos kőzetrés.

A kvarcfillit kőzetfejlődésének a következő szakaszait lehet a szerkezeti elemek alapján elkülöníteni:

- az üledékes kőzet rétegzettségének létrejötte,
- izoklinális gyűrődés és metamorfózis (a palásság létrejötte),

- újabb izoklinális gyűrődés (újabb palásság),
- a hajlatok és fodrok képződése,
- a kvarcerek kifejlődése,
- a kőzetrések kialakulása.

A térfélszerkesztés lezárása után a formáció képződményeinek egy újabb feltárása vált ismertté a polgárdi Somlyó-hegyen levő kőfejtő művelése során. Itt a Polgárdi Mész-kőben egy tektonikailag becsípett blokkként jelentkezik. Anyaga szericit-kloritfillit (XVI. tábla, 2. fénykép).

Mélybeli elterjedésére fúrásokból vannak adataink. ÉK-en a székesfehérvári B–239, DNy-on a síófoki S–3 fúrás a két szélső fúrás, melynek anyagát ebbe a formációba soroltuk. Szabadbattyán környékén több fúrás is feltárta. Vastagsága ezek alapján több száz m, a Balatonfői- és a Balaton-vonal közötti terület prekainozoos metamorf aljzatát legnagyobb részt ez alkotja.

Anyaga túlnyomórészt szürke, zöldesszürke, fekete kvarcfillit, kvarcit és klorit-muszkovitpala kőzettípusokból áll, amelyhez karbonát-kvarcfillit, albitgneisz, és grafitos pala is társul. A metamorf fok a zöldpala fácies alsó–középső részének felel meg.

A kőzetalkotó ásványoknak több generációja különíthető el, esetenként a metamorfózis előtti ásványok is azonosíthatók. A kőzetek fő ásványos alkotói a következők: kvarc, albit, muszkovit, klorit, biotit, karbonátásványok. Járulékos elegyrészek: cirkon, turmalin, apatit, epidot, gránát, pirit, anatóz.

A kőzetek a variszkuszi metamorfózis során alakultak át, alacsony nyomásviszonyok között. A kiindulási kőzetek főként homokos összetételűek voltak, alárendelten agyagos és karbonátos közberetegzésekkel. Egyes szintekben vulkáni eredetű, savanyú törmelék összetevők is elkülöníthetők.

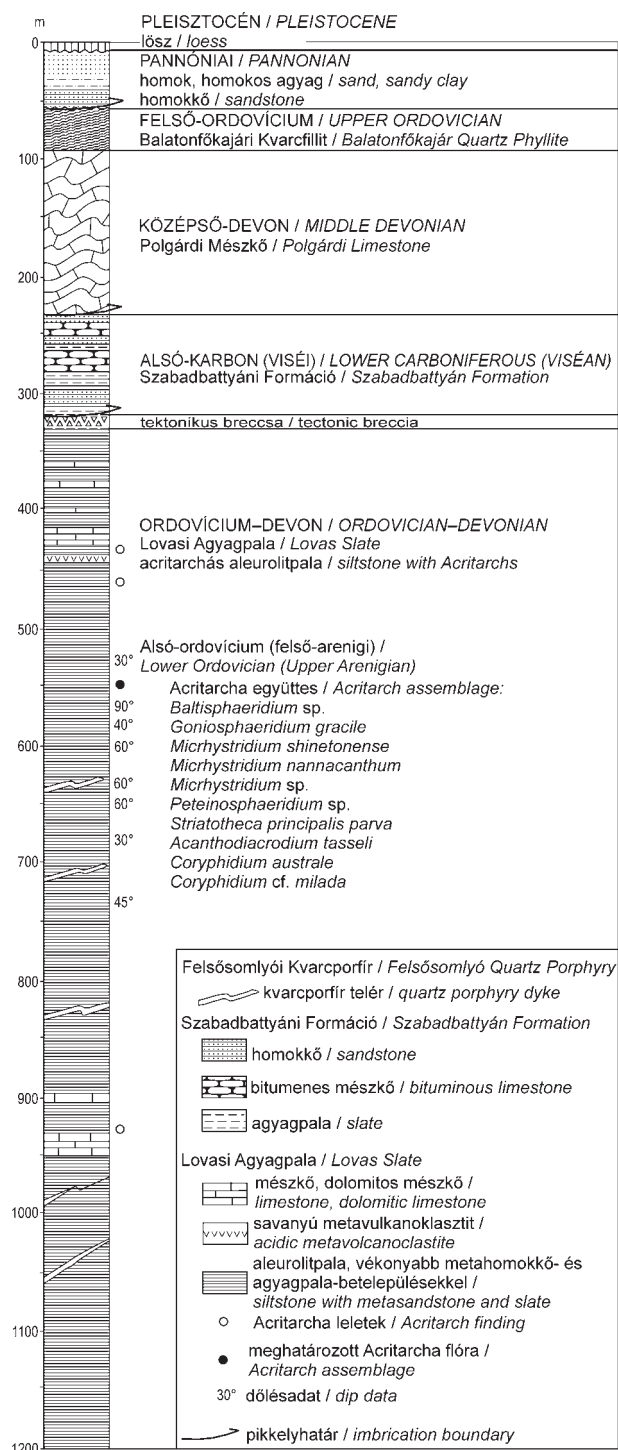
A nagyfokú metamorfizáltságot szenvedett kőzetből ősmaradvány eddig nem került elő. Rétegtani helyzetére az egyedüli támpontot a savanyú vulkanoklasztit közbe-települések szolgáltatják, amelyek a Keleti- és a Déli-Alpok metamorf paleozoikumában a kora-ordovíciumi felső-arenigi és a késő-ordovíciumi caradoci–ashgilli határ környékén a legjellemzőbbek. Kora ezek alapján ordovícium–szilur. A muszkovit és klorit kristályokon K–Ar módszerrel nyert adatokból a metamorfózis ideje 320–343 millió évre tehető (BALOGH KADOSA in LELKESNÉ FELVÁRI et al. 1996), amely az utolsó (variszkuszi korú) metamorf hatás korát mutatja.

Ordovícium–devon — Lovasi Agyagpala Formáció (O–D)

A Lovasi Agyagpala Formáció jelentős felszín alatti elterjedésű képződmény a Balatonfő–Velencei-hegység körzetében, amely az ÉK–DNy-i csapású Balatonfői-vonal mentén érintkezik a magasabb metamorf fokú Balatonfőkajári Kvarcfillittel. A felszínen a Velencei-hegység térfélszerkezet területén fordul csak elő. A formációt több fúrás is harántolta (21. ábra), ezek közül kiemelt jelentőségű a szabadbattyáni Szár-hegy északi előterében mélyült Szabadbattyán Szb–9 jelű, amely több, egymással tektonikus helyzetben lévő paleozoos képződmény alatt jelentős vastagságban tárt fel aleurolitpala rétegsort, vékonyabb metahomokkő- és agyagpala-betelepülésekkel (22. ábra). Ezt az összletet korábban Szárhegyi (ALBANI et al. 1985), illetve Kőszárhegyi Aleurolitpala néven (LELKESNÉ FELVÁRI 1998)

22. ábra. A szabadbattyáni Szb–9 fúrás rétegsora (FÜLÖP 1990 után, módosítva)

Figure 22. Stratigraphic column of the Szabadbattyán Szb–9 borehole (modified after FÜLÖP 1990)



önálló litosztratigráfiai egységként különítették el, véleményünk szerint viszont ezek besorolhatók a Lovasi Formációba. A túlnyomó részben aleurolitpalából álló rétegsoron belül több szintben szürke, bitumenes, agyagfilmes laminációjú mészkő, felső szakaszán pedig vékony, savanyú összetételű, krisztalloklastos tufa települ közbe. Az aleurolitpala és az agyagpala pelit frakciója illit és klorit összetételű, míg a metahomokkő és az aleurolitpala aleurit és homok frakciója főként kvarc és földpát (plagioklász, ritkábban káliföldpát) anyagú, de muszkovit, biotit, és kevés közettörmelék is előfordul benne.

A Szb-9 fúrásból elsőként BÓNA (1972) említett a *Baltisphaeridium* nemzetségbe tartozó Acritarchákat, ezek alapján a képződményt a szilurba sorolta. ALBANI et al. (1985) négy szintben mutatott ki Acritarchákat: *Baltisphaeridium nanum* (DEFLANDRE), *Baltisphaeridium* sp., *Goniosphaeridium gracile* (VAVRDOVÁ), *Micrhystidium nannacanthum* (DEFLANDRE), *Micrhystidium shinetonense* (DOWNIE), *Micrhystidium stellatum* (DEFLANDRE), *Micrhystidium* sp. 1, *Micrhystidium* sp. 2, *Micrhystidium* sp. 3, *Peteinosphaeridium* sp., *Striatotheca principalis parva* (BURMANN), *Acanthodiacrodium tassellii* (MARTIN), *Coryphidium australe* (CRAMER et DIEZ), *Coryphidium* cf. *milada* (CRAMER et DIEZ), amelyek alapján a rétegösszetetet a az alsó-ordovicium felső-arenigi alemeletébe helyezte.

A Velencei-hegység földtani térképe területén mélyült székesfehérvári Szfvt-5 fúrásban levő mészkőbetelepülésből (Székesfehérvári Mészkő Tagozat) viszont felső-devon frasnii Conodonta-fauna került elő. A formáció kora így az ordovicium-devon intervallumban adható meg.

Szilur-devon — Bencehegyi Mikrogabbró Formáció (^{bc}S–D)

A Balaton-felvidéktől a Velencei-hegységig terjedő területen több fúrás harántolt bázisos magmás képződményeket, a régi nevezéktan szerint diabázt. Felszínen ezek csak Litér, illetve Velence–Nadap térségében láthatók. FÜLÖP (1990) valamennyi, eredetileg diabáznak leírt képződményt elsősorban LELKESNÉ FELVÁRI (in LELKESNÉ FELVÁRI, SASSI 1983) litéri vizsgálatai alapján közzétanilag metabazaltnak nevezte el, és a Litéri Metabazalt Formációba sorolta. Általában a Lovasi Agyagpala Formáció rétegei között találhatók.

A Velencei-hegységben előforduló diabázt mi nem a Litéri Metabazalt Formációval azonosítottuk, hanem önálló formációként a Bencehegyi Mikrogabbró Formációba soroltuk. A különbséget abban látjuk, hogy a Balaton-felvidéken a Litéri Metabazalt Formáció kőzetei epimetamorfózist szenvedtek, és felszíni vagy felszínközeli településűek. A Velencei-hegységben felszínen és fúrásban előforduló „diabázt” mi mikrogabbrónak írtuk le, amelyen metamorf hatás nyomai nem láthatók, és körülötte a Lovasi Formáción sem láthatók erős elválkozás nyomai. Fáciesében a Bencehegyi Formációba sorolt mikrogabbró mélyebb szintben keletkezett teleptelér. Ezek alapján tehát nem vonható össze egy formációba a Litéri Metabazalttal.

A Velencei-hegységtől É-ra levő Csákvár Csv-31 jelű fúrásban piroxénos mikrogabbró fordul elő, amelyet szintén a Bencehegyi Mikrogabbró Formációba sorolunk (a környezetében megjelenő kőzetek anchimetamorfózist szenvedtek).

Devon

A devonban az Úrhidai Mészkő és a Polgárdi Mészkő Formációt különítettük el.

ÚRHIDAI MÉSZKŐ FORMÁCIÓ (^uD₁₋₂)

A formáció a Velencei-hegység–Balatonfő térképezése során vált ismertté. Az Úrhida Ú-4 fúrás a Lovasi Agyagpalába tartozó szericitpala és kovapala váltakozásából álló rétegsor alatt kb. 220 m valódi vastagságban harántolta az Úrhidai Mészkövet és abban is állt le (23. ábra).

A Lovasi Agyagpala alatt breccsás kontaktussal fehér, világosszürke, ritkábban sötétebb tónusú szürke mészkő következik. Rendszerint jól rétegzett, sztilolitos, agyagfilmes szerkezetű, de lehet gumós vagy flázeres rétegzésű is. Egyes szintekben vékony, gradált mészhomok- vagy mészkőbreccsa-betelepülést is tartalmaz. A mészkő CaCO₃-tartalom 95% fölötti, kivéve a gumós-flázeres szakaszokat. Nem zárható ki, hogy a fúrásban fölötté látható Lovasi Agyagpala rátelepül, valószínűbb azonban a tektonikus kontaktus.

Az Úrhidai Mészkő alsó feléből jelentős mennyiségű Styliolina-metszetet mutattak ki (FÜLÖP 1990). KOVÁCS S. (in FÜLÖP 1990) a szelvényben arányos eloszlásban az alábbi Conodonta-együttest találta:

Polygnathus gronbergi KLAPPER et JOHNSON

P. linguiformis linguiformis HINDE

P. ex gr. varcus STAFFER

P. costatus costatus KLAPPER

P. cf. costatus partitus KLAPPER

Icriodus cf. *wernerii* WEDDIGE

Spathognathodus steinhornensis steinhornensis ZIEGLER

Kovács S. értékelése szerint a rétegsorban egyaránt képviselve van az alsó-devon emsi és a középső-devon mindkét (eifeli és giveti) emelete. A fenti pelágikus fauna mellett tabuláta és magánoskorall-töredékek is előkerültek a fúrásból.

23. ábra. Az úrhidai Ú-4 fúrás rétegsora (FÜLÖP 1990 után)

1. Lovasi Agyagpala; 2. kovapala; 3. tektonikus breccsa. *Úrhidai Mészko*: 4. fehér, világosszürke és sötétebb szürke, vékonyan rétegzett, gyakran sztilolitos, helyenként gumós, szürke agyagfilmes mészkő; 5. zöldesszürke, agyagfilmes mészkő; 6. gradált (turbidites) mészhomokkő, 7. mészkőbreccsa. *Egyéb*: 8. rétegdőlés

Figure 23. Stratigraphic column of the Úrhida Ú-4 borehole (after FÜLÖP 1990)

1. Lovas Slate Formation, 2. flinty slate, 3. tectonic breccia. *Úrhida Limestone Formation*: 4. white, light-grey to grey, finely laminated, stylolitic, nodular limestone with clay peel structures, 5. greenish-grey limestone with clay film, 6. graded, turbiditic calcareous sand and limestone breccia, 7. brecciated limestone. *Other*: 8. dip

Az Úrhidai Mészko-ben lévő turbidit jellegű gradált mészhomok és breccsa közbetelepülése, valamint a tabuláta koralltörmelék előfordulása alapján az üledékképződési környezet pelágikus, mélyszublitóris vagy sekélybatiális self-medencének a zátónytól nem túlságosan távoli, medenceperemi része lehetett.

POLGÁRDI MÉSZKŐ FORMÁCIÓ (PD₂)

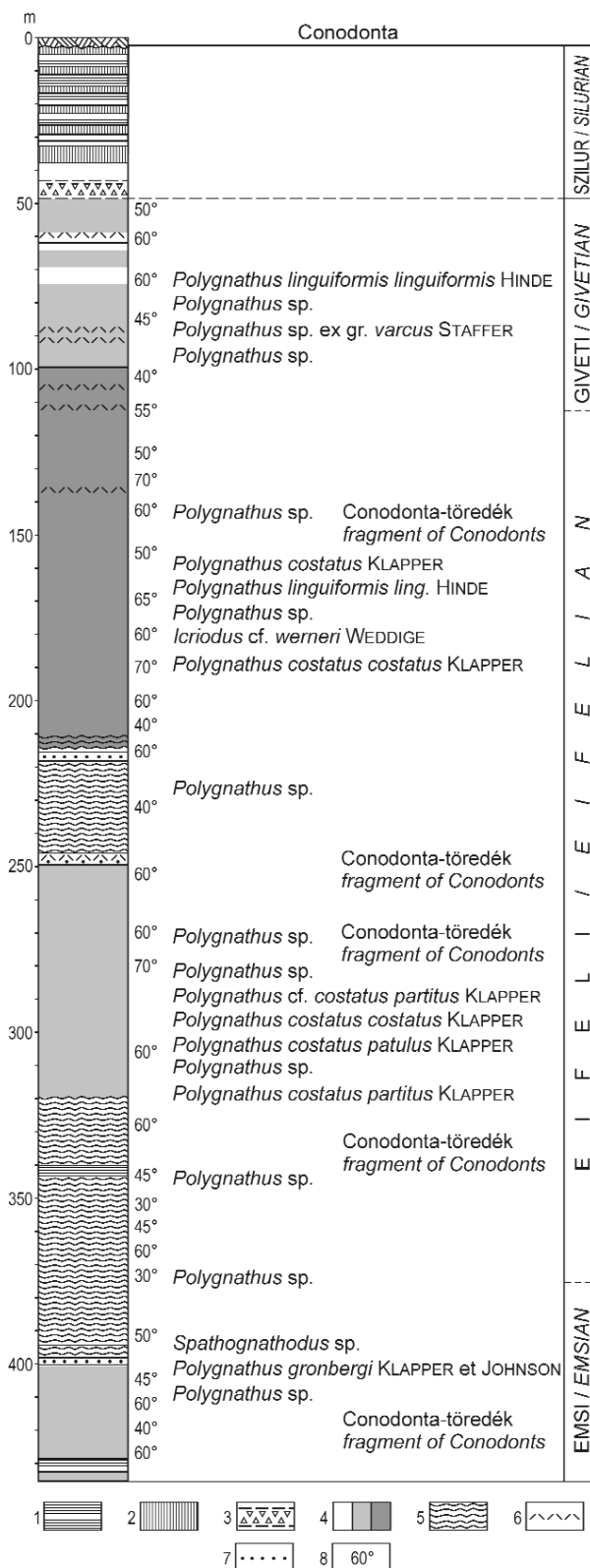
A Formáció képződményei közel 3 km hosszúságban és 150–500 m szélességben találhatók meg a felszínen, a szabadbattyáni Szár-hegy és a polgárdi Somlyó-hegy körzetében a nagy kőfejtő tárja fel (XVI. tábla, 3. fénykép), ez a formáció típusterülete is (DUDKO 2000, 2. kivágat, szerk. Horváth I.). Sekélytengeri, platform fáciesű, 300 m-es vastagságot is elérő, tömeges, helyenként vastagpados, fehér, helyenként rózsaszín kristályos mészkő (XVII. tábla, 1–2. fénykép). A pados felépítésű mészkő részben biogén eredetű, platform fáciesű, ősmaradványokban szegény (magános korall, Crinoidea, Hydrozoa fordul benne elő). Ismert elterjedése a Balatonfő területére korlátozódik. A mészkő maximális átfúrt vastagsága a szabadbattyáni Szb-5 fúrásban 312 m.

Az előfordulás délnyugati részén, az alsó kőfejtőben vizsgálható a mészkő jellegzetes lofer-ciklusa. A ciklus bázisán oldódásos-zsugorodásos szerkezetek és kissé törmelékes vöröses-vöröseslila, néhány cm-es mészkőréteg található (A szint), e felett 20–30 cm vastag sárga, kis dolomittartalmú, finomréteges (algalamellás) mészkő van (B szint), s erre települ az 50–100 cm vastagságú, szürke, tömört, rétegzetlen, nagy tisztaságú mészkő (C szint). Az algalamellás kifejlődés a kőfejtőben sok helyen megfigyelhető, a későbbi metasztatikus hatások jól láthatóvá teszik ezt a szerkezetet. A Szár-hegy csúcsának közelében a pados, vékonyréteges mészkő mállott réteglapjain biohermek sorozata tűnik elő, méretük néhány cm-től 1 m-t meghaladó is lehet (Stromatoporoidea biohermek). A mészkő átkristályosodása során finom szövetű, kamrarendszerű szinte teljesen elpusztult, néhány jellegzetes szilur nemzetség jelenléte azonban valószínűsíthető (*Clathrodictyon*, *Resenella*, *Amphipora*, *Ecclimadictyon*). A biohermek között gyakori a biotrituszos, algalamellás mészkő, Bryozoák és Gastropodák is előkerültek.

A több évtizede folyó mészkőbányászat előrehaladó feltárásaiban számos új jelenség vált megfigyelhetővé. Ezek közé tartozik annak felismerése, hogy a másodlagos hatások következtében a mészkő nagymértékben átalakult. A kőfejtőben 3 fő területi egység különíthető el:

- típusos, átkristályosodott mészkő dominanciájával jellemezhető terület,
- a márvány megjelenése,
- a metasztatikus elváltozott kőzettípusok (XVII. tábla, 3. fénykép), ez utóbbiak szeszélyes területi elrendezésben.

Az átkristályosodott mészkő a regionális metamorfózis terméke, míg a márvány képződése inkább kontaktmetamorfózissra



(hőmérsékleti hatásra) vezethető vissza. Az átkristályosodott, tömör szövetű, szürkésfehér-sárgásfehér mészkő szemcsenagysága 0,05–0,2 mm. Ettől nagymértékben eltér a jól körülhatárolható területen megjelenő, közép–durvaszemcsés, fehér-világosszürke, 0,2–5 mm szemcsenagyságú márvány. A márvány megjelenését ebben a földtani helyzetben nem tekinthetjük a regionális metamorfózis hatásának (HORVÁTH I., ÓDOR 1989), valószínű, hogy a mészkőösszlet alatti rejtett magmás intrúzió hőhatására bekövetkező kontaktmetamorfózis eredménye. A kőszárhegyi Kh-11 fúrás 45,0 m-ében a 0,5–3 mm-es szemcsenagyságú márványban a BME vizsgálata a következő ásványokat említi: kalcit-dolomit 60%, brucit 30%, szerpentin 8%, limonit 1%, opak 1%. Ezek az ásványok egyértelműen a kontaktmetamorf hőhatást jelzik. Ettől a hatástól elválaszthatók a kontakt-metaszomatikus jelenségek, amelyek érinthették az átkristályosodott mészkövet és a márványt is. A bánya terméke az ún. ankerites, ankerites-sziderites, limonitos mészkő. Az ankerit azonban a vizsgálatokkal csak a szabadbattyáni Szb-9 fúrásban volt kimutatható, a felszínközeli kőzetekben a vasas összetétel a limonitnak tulajdonítható (mennyisége elérheti a 20–30%-ot is).

A már LÓCZY, ID. (1913) által felismert galenitércesedésről több publikáció született (KOCH 1943, KISS 1951, 1954b, FÖLDVÁRI A. 1952a, b, NAGY B. 1980). DUDKO (1986a) közel izoklinális fekvőredőket és flexuraszerű redőpárokat észlelt, melyeket a regionális metamorfózis eredményének tekintett.

A réteges, vastagpados mészkőben több redő elemeit sikerült kimutatni (izoklinális fekvőredők és flexuraszerű redőpárok). Az izoklinális redők jelenléte kétségtelenné teszi, hogy az összlet egésze gyűrt és nem monoklinális településű. A redők mérete széles határok között változik.

A karbonátos rétegsor vastagpados, néha tömeges kifejlődése, a sztramatolit és Stromatoporoidea biohermák, valamint a sziliklasztikus elegyrészek szinte teljes hiánya alapján az üledékképződési környezet karbonátplatformon belüli zátonyháttér-lagúna lehetett.

A számos felszíni feltárás, valamint több érckutató fúrás (Szabadbattyán Szb-9/71, Szb-5/67, Kőszárhegy Ksz-1, Kh-19 és Kh-28) adatai alapján a formáció takarós helyzete a Balatonfőkajári Kvarcfillithez képest egyértelműen megállapítható. Érintkezése a Szabadbattyáni Formációval is tektonikus. Fedőjében jobbra neogén képződmények települnek (20. és 21. ábra).

Az Úrhida–Polgárdi között előjövő „jegeces” mészkövekről WINKLER (in LÓCZY, ID. 1913) adott elsőként számot 1870-ben kelt kéziratos jelentésében, és azokat a devonba sorolta. LÓCZY, ID. (1913) bizonyos fenntartásokkal a Balatonfelvidék legidősebb képződményének tekintette a Szabadbattyán és Polgárdi környékén felszínre bukkanó kristályos mészkövet. A mészkő földtani helyzetével VENDL A. (1928) is foglalkozott. A képződményt később TELEKI (1941b) is a devonba sorolta, és Lóczyhoz hasonlóan a fillitek fekéjébe helyezte. KISS (1951), MAJOROS (1971) és LELKESNÉ FELVÁRI (1978) szerint a képződmény kora-karbonnál fiatalabb. A rossz megtartású Stromatoporoidea-maradványok alapján feltételeken a középső-devonba soroljuk.

Karbon

A karbonban az alsó-karbon (ópaleozoos) Szabadbattyáni Formációt (a balatoni Formációcsoporthoz részeként), valamint a felső-karbon (újpalaeozoos) Velencei Gránit, Gárdonyi Kvarcdiorit, Felsősomlyói Kvarcporfir és a Fülei Konglomerátum Formációt különítettük el.

SZABADBATTYÁNI FORMÁCIÓ (°C₁)

A formáció képződményei a felszínen nem fordulnak elő, a preszarmata felszínen is csak egy kis foltban ábrázoltuk, csak fúrásokból ismerjük. Tektonikus helyzete miatt települési viszonyai nem ismertek, a szabadbattyáni Sz-3, Sz-4 Szb-9 és Szb-10, valamint a polgárdi B-35 jelű fúrás tárta fel. Legnagyobb fúrt vastagsága az Szb-9 fúrásban kb. 80, az Sz-4-ben közel 90 m (20. és 21. ábra). A formáció bizonyíthatóan csak Szabadbattyánnál fordul elő az egykori ércbánya területén, illetve annak szűk körzetében, ahol a fenti fúrásokon kívül több kutatófúrásból is leírták.

Sekélytengeri, fekete, faunadús, átkristályosodott bitumenes mészkőből és világoszöld márgás dolomitból áll, metahomokkő, kovapala és agyagpala közbetelepüléssel. Jelenleg bizonyított elterjedése a szabadbattyáni Szár-hegy környékére korlátozódik.

A képződményt FÜLÖP (1990) Szabadbattyáni Agyagpala, míg a Magyar Rétegtani Bizottság által kiadott táblázat (CSÁSZÁR 1997) és LELKESNÉ FELVÁRI (1998) Szabadbattyáni Mészkő Formáció néven ismertette. CSÁSZÁR (2000) szerint a rétegtani egység változatos litológiai összetétele inkább a binominális nevezéktan használatát tenné indokoltá. Mi is ezt a nevezéktant javasoljuk (a térképen még a Szabadbattyáni Mészkő név szerepel).

A sorozatról elsőként KISS (1951) tett említést. A gazdag fauna ismertetése és viséi emeletbe sorolása FÖLDVÁRI A. (1952a, b) nevéhez fűződik, aki megállapította a kristályos mészkővel (Polgárdi Formáció) való tektonikus kontaktusát is. A gazdag ősmaradvány-együttesen belül a korallok feldolgozását és revízióját KOLOSVÁRY (1951) és MIHÁLY (1971a–d, 1973), a Brachiopodákét DETRE (1970, 1971), a Foraminiferákét SIDÓ (1971, 1978) és MONOSTORI (1971, 1974, 1978a, b) végezte el. LELKESNÉ FELVÁRI (1978) petrográfiai tekintetben dolgozta fel részletesen a Szabadbattyán Szb-9 és Szb-10 fúrást. BALOGH KÁLMÁN, BARABÁS (1972) egyebek mellett megállapította, hogy a legerőteljesebb tektonikus mozgások a devon és karbon, illetve a kora- és középső-karbon átmenete idején zajlottak.

Az ércbányászat során feltárt vágatok dokumentálása alapján FÖLDVÁRI A. (1952a, b) a Polgárdi Mészkő alatt „főleg sötétszürke és kisebb mennyiségben fekete agyagpalából, közbetelepült fehér és fekete homokkőből és fekete mészkőből álló” rétegsort közölt (ez lényegében megfelel a Szb-9 és Szb-10 fúrásban feltárt rétegsornak). A bányászati dokumen-

táció szerint a fenti közettípusok aránya erőteljesen változó. A rétegsoron belül az agyagpala olyan mértékben gyűredezett, hogy benne a rétegzés teljességgel megállapíthatatlan. Az agyagpala ásványtani összetétele a hozzávetőleges gyakoriság sorrendjében FÜLÖP (1990) szerint a következő: illit, klorit, kvarc, montmorillonit, kaolinit, földpát. A homokkő és aleurolit alkotóinak mennyisége változó, de összességében közelítőleg mindenütt azonos: kvarc, földpát (káli-földpát és savanyú plagioklász), muszkovit és kloritosodott biotit, valamint közettörmelék. A mészkőrétegeknek két típusa különíthető el: a tömör kristályos mészkő főleg korall- és Bryozoa-vázakból áll, míg a bitumenes agyagos mészkőben Brachiopoda, Mollusca és Foraminifera található.

A formáció alsó és felső határa egyaránt tektonikus. Fedőjében rendszerint a Polgárdi Mészkővel, fekvésében a Lovasi Formáció aleurolitpalájával érintkezik.

A mészkőbetelepülések tartalmazzák a Dunántúli-középhegység paleozoos üledékösszetételének leggazdagabb ősmaradvány-együttesét (FÜLÖP 1990), amelyen belül a 107 taxonnal képviselt Foraminiferák alkotják a legnépesebb csoportot, emellett algák, korallak, csigák és Brachiopodák is előfordulnak:

— Alga: *Girvanella ducii* WETHERED, *G. wetheredi* CHAPMAN, *Conicopora inflata* (KONINCK), *C. mortalis* MAMET, *C. minuta* VEYER, *Dvinella* cf. *comata* CHVOROVA, *Dvinella* sp., *Antracoporella* sp., *Tubiphites* sp.

— Foraminifera: *Glomospira* cf. *exigila* CONIL et LYS, *Gl.* cf. *ilimica* MALAKHOVA, *Glomospira* sp., *Tolypammina* sp., *Ammoverrella* sp., *Parathurmannia* cf. *suleimanovi* LIPINA, *P.* cf. *spinosa* LIPINA, *P.* cf. *stellata* LIPINA, *Parathurmannia* sp., *Archaeosphaera* sp., *Pachysphaera dervillei* CONIL et LYS, *Pa. polydermoides* CONIL et LYS, *Pachysphaerina* cf. *pachysphaeroides* (PRONINA), *Radiosphaera* cf. *panderosa* REITLINGER, *Diplosphaerina inaequalis* (DERVILLE), *D. mostophora* (DERVILLE), *D. sphaerica* (DERVILLE), *Polysphaerina bulla* (CONIL et LYS), *Caligella* sp., *Earlandia* cf. *elegans* RAUZER-CSENOUSOVA, *Eotuberitana reitlingerae* (MIKHULO-MACLAY), *Eotuberitina* sp., *Palaeotextularia lipinae* CONIL et LYS, *P.* cf. *occidentalis* MOROZOVA, *Palaeotextularia* sp., *Climacammina major* MOROZOVA, *C.* cf. *maximum* LEE, *Climacammina* sp., *Tetrataxis conica* (EHRENBERG), *T. plana* MOROZOVA, *T. incurva* MONOSTORI, *T.* cf. *paraminima* VISSARIONOVA, *T.* cf. *pressula* MALAKHOVA, *Tetrataxis* sp., *Globivalvulina bulloides* BRADY, *G. parva* CSENOUSOVA, *Globivalvulina* sp., *Loeblichia* sp., *Endothyra bradyi* MIKHAILOV, *En. irregularis* ZELLER, *En. mirabilis* LIPINA, *En. similis* RAUZER-CSENOUSOVA et REITLINGER, *En.* cf. *prisca* RAUZER-CSENOUSOVA et REITLINGER, *En.* cf. *omphalota* RAUZER-CSENOUSOVA et REITLINGER, *Endothyra* sp., *Pseudoendothyra* cf. *struvii* SUPRESSA (SLYKOVA), *Pseudoendothyra* sp., *Endothyranella armstrongi* PLUMMER, *Et. mineralis* (LIPINA), *Endothyranella* sp., *Paraplectogira* sp., *Quasiendothyra* sp., *Criboispira* sp., *Endothyranopsis crassus* (BRADY), *Ets. symetrica* (ZELLER), *Endothyranopsis* sp., *Bradyina magna* ROTH et SKINNER, *B.* cf. *major* MOROZOVA, *B. rotula* (EICHWALD), *Bradyina* sp., *Glyptostomella* sp., *Janischewiskina* cf. *orbiculata* (GANELINA), *J. tipica* MIKHAILOV, *Janischewiskina* sp., *Archaeodiscus cyrtus* CONIL et LYS, *A. gigas* RAUZER-CSENOUSOVA, *A. kareri* BRADY, *A. krestovnikovi* RAUZER-CSENOUSOVA, *A. moelleri* RAUZER-CSENOUSOVA, *A. teres* CONIL et LYS, *A.* cf. *reditus* CONIL et LYS, *A.* cf. *chernoussoviensis* MAMET, *Neoarchaeodiscus* sp., *Brunsia* cf. *incertus* (GROZDILOVA et LEBEDEVA), *Br. irregularis* (MOELLER), *Br. sprillinioides* (GLEBOVSKAIA et LEBEDEVA), *Howchinia* cf. *bradyina* (HOWCHIN), *Hw. gibba* (MOELLER), *Hw. declive plana* MONOSTORI, *Howchinia* sp., *Millerella* cf. *chesterensis* COOPER, *M. cooperi* ZELLER, *M. gigantea* KANMERA, *M.* cf. *marblensis* THOMSON, *M. tortula* ZELLER, *Millerella* sp., *Paramillerella advena* (THOMSON), *Pm.* cf. *breviscula* (GANELINA), *Pm.* cf. *circuli* (THOMSON), *Pm. mediocris* (VISSARIONOVA), *Pm.* cf. *paraprotovae* (RAUZER-CSENOUSOVA), *Pm. parastruvei* RAUZER-CSENOUSOVA, *Paramillerella* sp., *Tetrataxis incurva* MONOSTORI, *Te.* cf. *paraminima* VISSARIONOVA, *Te.* cf. *pressura* MALAKHOVA, *Tetrataxis* sp., *Eostaffella* cf. *ikensis* VISSARIONOVA, *Eo.* cf. *parastruvei* RAUZER-CSENOUSOVA, *Eo.* cf. *prisca set-tela* GANELINA, *Eo.* cf. *vasta* ROZOVSKAJA, *Eostaffella* sp., *Mediocris mediocris* (VISSARIONOVA), *Me. cuppellaeformis* (GANELINA), *Mediocris* sp.

— Korall: tabuláták: *Hexaphyllia mirabilis* (DUNCAN), *Syringopora lata* PHILLIPS, *S.* cf. *ramulosa* GOLDFUSS, *Chaetetes* sp.; rugózák: *Hapsiphyllum battyanense* KOLOSVÁRY, *Amplexus* sp., *Clisiophyllum* cf. *coniseptum* (KEYSERLING), *Dibunophyllum turbinatum* (M'COY), *D. kissi* KOLOSVÁRY, *Palaeosmilia murchisoni* M. EDWARDS et HAIME; heterokorallak: *Heterophyllia mirabilis* (DUNCAN).

— Gastropoda: *Euphemus* sp.

— Brachiopoda: *Gigantoproductus transdanubicus* (FÖLDVÁRI) DETRE, *Productus* sp. aff., *Unispirifer* sp., *Dictioclostus* sp.

A fentiek alapján a formáció az alsó-karbon viséi emeletbe tartozik.

A faunaegyüttes normális sótartalmú, sekély szublitórális üledékképződési környezetet jelez. A rétegsorban észlelhető erőteljes litológiai, valamint az ősmaradvány-tartalomban mutatózó változások nem elsősorban a vízszint ingadozására, hanem a törmelék-beszállítás intenzitásának a változására vezethetők vissza. A korall biosztrómák kialakulásának kedvezett a sziliklasztitok alárendelt beszállítódása (MIHÁLY 1971a–d, 1973), annak erősödését azonban már csak a brachiopodák (DETRE 1970, 1971) és molluszkák voltak képesek elviselni. A nagy mennyiségben bezúduló törmelék hatására ugyanakkor hosszabb időszakokra gyakorlatilag megszűnt a karbonátos üledék-képződés.

A rétegsor a variszkuszi szerkezetalakulás utolsó (kora-karbon végi) fázisában nagyon kisfokú metamorfózist szenvedett, amelyhez pikkelyeződés vagy takaróképződés is csatlakozott.

A formáció felszíni előfordulásai a fülei Kő-hegy és Belátó-hegy, ahol mintegy 2 km hosszan nyomozhatók, mint azt a mélyföldtani térkép (DUDKO 2000) 3. kivágata is bemutatja. Ettől ÉK-re a Füle F-2 fúrás 7,0–300,0 m, a Polgárdi Po-2 fúrás 61,0–699,0 m, az Úrhida Ú-2 fúrás 87,9–207,0 m között tárta fel. LÓCZY, ID. (1913) a Füle melletti Kő-hegyet felépítő durva konglomerátum és homokkő összletet a paloznaki verrucano és a balatonmelléki veres homokkő megfelelőjének tartotta.

A formáció vörös-tarka, ritkán vörös konglomerátum, keresztretegzett homokkő- és aleurolit-rétegek váltakozó településével jellemzett, ciklusos felépítésű, 600 m-t meghaladó vastagságú üledékösszletből áll. Az összletben a konglomerátum-rétegek az uralkodók (XIX. tábla, 1–3. fénykép).

Leggyakoribb közettípusa a többnyire szürke, ritkán vörös színű, kovás kötőanyagú, polimikt konglomerátum. Általában mátrixvázú, rétegmentes, tömeges megjelenésű. Kavicsanyaga túlnyomórészt 4–6 cm nagyságú, uralkodóan metamorf kvarcit anyagú. A kvarcitkavicsok és a kvarcfillit túlnyomó része a Balatonfőkajári Kvarcfillitből származtatható. Ritkább a Lovasi, vagy ahhoz hasonló formációból származó homokkőpala, aleurolitpala, szericitpala és a metariolit kavics. Néhány gránátos csillámpala anyagú kavics is előfordul. A homokkő törmelékanyagát kvarc és kvarcit, alárendelten muszkovit, földpát és kevés klorit–muszkovit alkotja. A szemcsék alakja általában szögletes, osztályozottságuk gyenge. A homokkő kötőanyaga agyagásvány, kova és karbonát. A rendszerint jól rétegzett agyag és az aleurolit vékony közbetelepülések leginkább szürkesötétszürke, nagy szervesanyag-tartalmú, gyakran szenesedett növényi maradványokat és kőszénzsinórokat tartalmaznak (NAGY ELEMÉR, FELVÁRI 1971). A feltárásokban a formáció konglomerátum-rétegeinek áramlási zsindeleyszövege értékelhető paleoáramlási irányokat adott. Ugyanígy mérhető volt a keresztretegzett, hullámfodros homokkő keresztretegződése, valamint a sokszor 1 m hosszúságot is elérő *Calamites* törzsbél-kitöltések — egykori uszadékfa-darabok — irányítottsága.

A Fülei Konglomerátum ciklusos felépítésű. A Füle F-2 fúrás közel 300 m vastagságban harántolta ezt az összletet, ebben több mint húsz, felfelé finomodó szemcsenagyságú ciklus volt elkülöníthető. A ciklotémák vastagsága néhány m-től 30–40 m-ig változik, az átlagos ciklusvastagság 7–8 m. Úgy a Füle F-2, mint a Polgárdi Po-2 fúrás rétegsorában határozottan mutatkozik néhány, 100–150 m-es hullámhosszú, szimmetrikus felépítésű mezociklus is (24. ábra).

Gyakoriak a szenesedett növénymaradványok, több szintben vékony agyagos-homokos szenes rétegeket is találunk. Üledékképződési sajátosságai alapján a formáció tipikus folyóvízi, alluviális törmelékkúpna tekinthető.

A formációnak sem a fekéje, sem a fedője nem ismert. Kőzetanyaga alapján a Balatonfőkajári Kvarcfillit és a Lovasi Aleurolitpala egykori érintkezési övében képződött, így fekéje mindkét formáció lehet.

Ebből a rétegösszletből gazdag makro- és mikroflóraegyüttest ismerünk. ANDREÁNSZKY (1960) egy itt gyűjtött *Calamites caunaeformis* maradványt határozott meg, és annak alapján a képződmény késő-karbon korát valószínűsítette.

A BARABÁS-STUHL (1971, 1975) által a fülei Kő-hegy és a polgárdi Szár-hegy között mélyült Polgárdi Po-2 fúrásból leírt gazdag spóra-pollen együttes az alábbi:

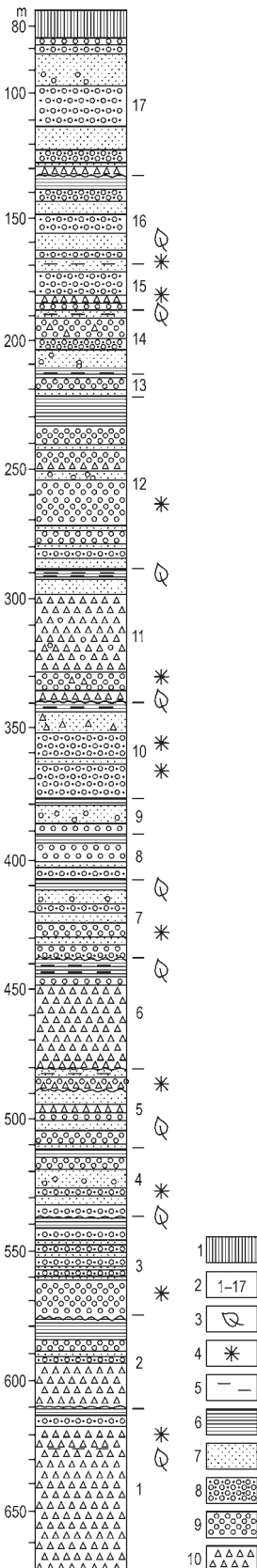
— *Sporites* főcsoport – *Triletes* csoport – *Azonotriteles* alcsoport: *Punctatisporites sabulosus* IBRAHIM, *Punctatisporites punctatus* IBRAHIM, *Punctatisporites obscurus* KOSANKE, *Calamospora liquida* f. *maior* KOSANKE, *Calamospora liquida* f. *minor* KOSANKE, *Calamospora breviriata* KOSANKE, *Granulatisporites piroformis* LOOSE, *Granulatisporites microgranifer* IBRAHIM, *Granulatisporites parvus* IBRAHIM, *Laevigatisporites giganteus* DYBOVÁ et JACHOVICZ, *Apiculatisporites raistricki* DYBOVÁ et JACHOVICZ, *Tuberculatisporites regularis* DYBOVÁ et JACHOVICZ, *Tuberculatisporites gigantonodatus* DYBOVÁ et JACHOVICZ, *Canaliculatisporites spongatus* DYBOVÁ et JACHOVICZ, *Leiotriteles sphaerotriangulus*

24. ábra. A Fülei Konglomerátum Formáció rétegsora a Polgárdi Po-2 fúrásban (FÜLÖP 1990, MAJOROS 1998)

1. fedőképződmény, 2. szedimentációs ciklus (1–17), 3. levélenyomat, 4. uszadékfa, 5. szenesedett növénymaradvány, 6. aleurolit, 7. homokkő, 8. kavicsos homokkő, 9. konglomerátum, 10. fanglomerátum

Figure 24. Stratigraphic column of the Füle Conglomerate Formation in the Polgárdi Po-2 borehole (FÜLÖP 1990, MAJOROS 1998)

1. overlying younger deposits, 2. sedimentation cycles (1–17), 3. mould of leaf, 4. drift-wood, 5. coalified plant remains, 6. aleurolite, 7. sandstone, 8. gravellite, pebbly sandstone, 9. conglomerate, 10. fanglomerate



POTONIÉ et KREMP, *Leiotriletes gulaferus* POTONIÉ et KREMP, *Leiotriletes adnatus* KOSANKE, *Converrucitriletes armatus* DYBOVÁ et JACHOVICZ, *Converrucitriletes verrucosus* DYBOVÁ et JACHOVICZ.

— *Zonales* csoport – *Auritritiletes* alcsoport: *Triquitrites tricuspidis* POTONIÉ et KREMP. *Zonotritiletes* alcsoport: *Lycospora punctata* KOSANKE, *Lycospora parva* KOSANKE, *Lycospora spinosa* BOHÁCOVÁ, *Densosporites* sp. POTONIÉ et KREMP.

— *Monoletes* csoport – *Azonomonetes* alcsoport: *Verrucososporites obscurus* POTONIÉ et KREMP, *Verrucososporites verrucosus* ALPERN, *Granulatosporites fabaeformis* DYBOVÁ et JACHOVICZ, *Granulatosporites granulatus* DYBOVÁ et JACHOVICZ, *Latosporites latus* POTONIÉ et KREMP.

— *Pollenites* főcsoport – *Saccites* csoport – *Monosaccites* alcsoport: *Florinites ovatus* DYBOVÁ et JACHOVICZ. *Disaccites* alcsoport: *Alisporites* sp.

A vizsgált anyagban túlnyomórészt harasztok spórái vannak. Barabásné Stuhl Á. szerint a flóraegyüttesben legnagyobb mennyiségben jelenlévő *Verrucososporites obscurus* (29%) és *Granulatosporites granulatus* (15%) alapján a formáció helyzete a felső-karbon wesztfáliai és alsó-stefániai emeletben valószínűsíthető.

MIHÁLY (1980) a Polgárdi Po-2 fúrás vizsgálata során az alábbi makroflórát találta: *Asterophyllites longifolius* (STERNBERG) BRONGNIART, *Pecopteris lammurensis* (HEER) CORSIN, *Pecopteris koenigi* CORSIN, *Pecopteris feminaeformis* (SCHLOTHEIM) STERZEL, *Asterotheca cyathea* (SCHLOTHEIM) STUR, *Asterotheca hemitelioides* (BRONGNIART) STUR, *Neuropteris tenuifolia* (SCHLOTHEIM) STERNBERG, *Neuropteris obliqua* (BRONGNIART) ZEILLER, *Alethopteris grandini* BRONGNIART, *Cordaites angulosostratus* G. EURY, *Cordaites principalis* (GERMAR) GEINITZ, *Calamites caunaiformis* SCHLOTHEIM.

A Calamites törzsek kitöltései (ANDREÁNSZKY 1960), a Pecopteris és Cordaites levélmaradványok (MIHÁLY 1980) és a spóra-pollen együttes (BARABÁSNÉ STUHL 1971, 1975, BÓNA 1972) a felső-karbon wesztfáliai–alsó-stefániai emeletére utalnak. A makroflóra alakok fajlétője alapján MIHÁLY vizsgálatai is megerősítették a spóra-pollen együttes vizsgálatából kapott wesztfáliai–kora-stefániai kort.

A Fülei Konglomerátum — üledékföldtani sajátosságai és geotektonikai helyzete alapján — jellegzetes hegységközi molassznak minősíthető (MAJOROS 1983). Képződési környezete folyóvízi hordalékkúp lehetett, a formáció rétegsora alapján a hordalékkúp felső-, középső- és külső része egyaránt rekonstruálható. A vörös-tarka fanglomerátumtestek, a mátrixvázú konglomerátummal együtt a hordalékkúp felső-, a szenes homokkő és aleurolit vékony betelepüléseit tartalmazó összletek pedig annak külső részét képviselik. A vékony köszénrétegek a hordalékkúp-nyúlványok között, és a medence belsőbb részein kialakult időszakos mocsarak produktumai.

VELENCEI GRÁNIT FORMÁCIÓ ($^{\circ}\text{C}_2$)

A Velencei Gránit csak a Velencei-hegység térképének területén (GYALOG, HORVÁTH I. 2000) bukkan felszínre (a Velencei-hegység fő tömegét adva). Felszín alatti elterjedését DK felé a Balaton-vonal határolja le. Fiatalabb képződményekkel fedetten ÉK felé az ÉNy–DK-i irányú Nadapi-vonalig nyomozható. ÉNy felé a Lovasi Agyagpala Formáció fedi le, a Lovasberényi-vonalig alóla helyenként még előbukkan a gránit. A preszarmata felszínén DNy felé egyre keskenyedő pásztában Tácig, illetve Kiscsérpuszta–Csősz vonaláig követhető, onnan már miocén üledékek fedik, de elterjedése a térképlap határán túl is ismert (a Balatontól D-re a ságvári, siófoki, buzsáki stb. fúrásokban — KÓHÁTI 1964).

A Velencei-hegység földtani térképének területén kívül csak a székesfehérvári Szfv-2, Szfv-5 és K-179, valamint a táci TÁC-1 fúrás tárta fel, utóbbi fúrásban írásgránitos szövet is előfordul (X. tábla, 1. fénykép).

GÁRDONYI KVARCDIORIT FORMÁCIÓ ($^{\circ}\text{C}_2$)

A Balatonfő–Velencei-hegység mélyföldtani térképén (DUDKO 2000) a preszarmata képződmények felszínén nem, csak a C–D földtani szelvényben fordul elő, a Velencei-hegység D-i előterében a gárdonyi GÁ-1 fúrás tárta fel.

FELSŐSOMLYÓI KVARCPORFÍR FORMÁCIÓ ($^{\circ}\text{C}_2$)

A kvarcporfír felszínén a polgárdi kőfejtőben látható, fúrások a kőfejtő körzetében, továbbá Szabadbattyán, Polgárdi és Ősi községek határában harántolták. A szabadbattyáni Szár-hegy és a polgárdi Somlyó-hegy nagy kőfejtőjében a kristályos mészkőbe települtek a kvarcporfírtelések. Egy nagyobb telér kb. 100 m hosszan, É-D irányban követhető a D-i, somlyó-hegyi kőfejtőben (XVIII. tábla, 1. fénykép), de kisebb előfordulásai a kőfejtő más részein is láthatók. A fúrások közül a szabadbattyáni Szb-11 a pannóniai fedő alatt talpig (117,7–263,1 m között), 145,4 m hosszan harántolta, ez legnagyobb fúrt vastagsága. Az Szb-10 fúrásban egy 2,9 és egy 34,2 m-es teleptelér formájában jelenik meg a Lovasi Agyagpalában.

A telérek és szubvulkáni testek formájában megjelenő kvarcporfír anyaga általában zöldesszürke, porfíros szövetű, erősen átalakult. Porfíros elegyrészei: leukokrata kvarc, szürke földpát, kevés, teljesen átalakult biotit és ritkán rózsaszín gránát. A telérek mindig bontottak, a bontás agyagásványos-szericites típusú.

A szubvulkáni testek a Polgárdi Mészkő és a Lovasi Agyagpala Formációban jelennek meg. Keletkezésüket a gránit magmatizmusával párhuzamosítjuk, ezért tartjuk korát késő-karbonnak. (Korábban egyes vélemények a kora-perm kvarcporfír vulkanizmussal hozták kapcsolatba.)

Perm

Perm korú képződmények a felszínen nem fordulnak elő, fedetten is csak a Velencei-hegység térképének területén (GYALOG, HORVÁTH I. 2000), így részletes leírásuk is annak ismertetésében található.

A felső-perm üledékekben a Velencei-hegység környékén jelentős laterális fáciesváltás nyomozható, mivel a nyugat felől idáig követhető, szemiárid szárazulaton képződött törmelékes Balatonfelvidéki Homokkő Formációt északon a Tabajdi Anhidrit, majd a Dinnyési Dolomit Formáció váltja fel. A gárdonyi Gá-1 és Di-3 fúrásban mindhárom formáció megtalálható. A Balatonfelvidéki Homokkő fölött Tabajdi Anhidritbe, majd Dinnyési Dolomitba sorolható képződmények települnek (a földtani szelvényeken együttesen ábrázoltuk a három formációt). A mélyföldtani térkép ÉNy-i szegélyén több fúrás is feltárt felső-perm képződményeket.

BALATONFELVIDÉKI HOMOKKŐ FORMÁCIÓ (^bP₂)

A Balaton-felvidéken és a Bakony keleti részén nagy területet borító formáció képződményei két területen fordulnak elő. Egyrészt a Velencei-tótól DK-re, a Velencei-hegység földtani térképének területén, valamint a mélyföldtani térkép ÉNy-i szegélyén. Utóbbi területen Nádasdladány környéki fúrások (N-3, N-4, N-5), valamint a Zámoly Z-2 fúrás tárta fel. Innen ÉK felé feltételezhető összefogazódása a Tabajdi Anhidrittel.

Anyaga polimikt konglomerátummal kezdődő, majd homokkő, aleurolit váltakozásából felépült, uralkodóan vörös, alárendelten tarka (vörös, szürke, zöld), folyóvízi fáciesű összlet, felső részében intraformációs konglomerátum rétegek gyakori betelepülésével.

TABAJDI ANHIDRIT FORMÁCIÓ (ⁱP₂)

A formációnak — a Balatonfelvidéki Homokkőhöz hasonlóan — két előfordulási területe van. A Velencei-tótól DK-re a gárdonyi Gá-1 és Di-3 fúrásokban, illetve a mélyföldtani térkép ÉNy-i szegélyén, Lovasberénytől ÉNy-ra. Utóbbi területen a tabajdi Ta-5 fúrás adatai alapján feltételezhető összefogazódása a Balatonfelvidéki Homokkővel.

Tarka (vörös, szürke, zöld) dolomit, gipsz, anhidrit, márga, aleurolit rétegek sokszoros váltakozásával jellemezhető, túlsós lagúna fáciesű képződmény.

DINNYÉSI DOLOMIT FORMÁCIÓ (^dP₂)

A formáció csak a Velencei-tótól D-re, a Velencei-hegység térképének területén fordul elő a gárdonyi Gá-1 és Di-3 fúrásokban, de a triász rétegek alatt a folytatása DNy felé feltételezhető. A heteropikus Tabajdi Anhidrittel itt fogazódik össze. A térképlap területétől É-ra vastagsága fokozatosan növekszik, az Alcsútdoboz Ad-2 fúrásban 450 m körüli.

Anyaga sötétszürke, szürke, afanitos, néhol bitumenes, vastagpados, jól rétegzett, sekélytengeri-lagúna fáciesű dolomit, dolomitos mészkő, helyenként márga és aleurolit, ritkábban finomszemcséjű homokkő betelepülésekkel. Kora késő-perm.

Paleozoikum–mezozoikum — felső-perm–triász (P₂–T)

Bizonytalan besorolású felső-perm–triász képződményt a mélyföldtani térképen Kápolnásnyék környékén és néhány szelvénytáblán ábrázoltunk.

Mezozoikum

A Velencei-hegység környékének mezozoos rétegsora rendkívül hézagos, a területen alsó- és középső-triász üledékek, középső–felső-triász vulkanitok, valamint kréta magmatitok fordulnak elő.

Triász

A triász képződmények is két nagyobb pásztában fordulnak elő a mélyföldtani térképen. A mélyföldtani térkép ÉNy-i peremén, a Bakony keleti részén és a Vértes DK-i előterében több fúrás harántolta. Másik jelentős elterjedésük a Velencei-tótól D-re található, ahol az alsó- és a középső-triász képződményeket több fúrás is feltárta. A mélyföldtani térkép formációt csak azokon a területeken jelöl, ahol a képződmény fúrás alapján besorolható volt.

Külön említjük meg a középső–késő-triász korú vulkáni teléreket.

ALSÓ-TRIÁSZ

Az alsó-triász képződmények közül egyedül az Alcsútdoboz Formációt tüntettük fel elkülönítetten a mélyföldtani térkép C–D szelvényében a Gárdony Gá-1 fúrás rétegsora alapján. A többi szelvénytáblán és a preszarmata felszín-térképen mindenütt felosztatlan alsó-triászt jelöltünk.

Felosztatlan alsó-triász (T_1)

Alsó-triász képződményeket fúrásokkal is igazoltan a Zámolyi-medence aljzatában tüntettünk fel. Utóbbi területen több fúrás (Csákvár Csv–28, Vértesacsba Va–1) tárt fel vörösbarna és szürkészöld aleurolitból, valamint rozsdafoltos mészkőből álló rétegsort, amelynek részletesebb litosztratigráfiai tagolása a rendelkezésre álló vázlatos dokumentáció alapján nem lehetséges. Ugyancsak felosztatlan alsó-triász minősítéssel tüntettük fel a Velencei-tótól D-re, a gárdonyi Gá–3 fúrástól DNY-ra húzódó pásztát.

Alcsútdobozai Mésző Formáció ($^{al}T_1$)

Az Alcsútdobozai Mésző Formációt a Velencei-tótól D-re több fúrás harántolta a Velencei-hegység földtani térképének területén, így ismertetését is annak leírásában találjuk.

KÖZÉPSŐ-TRIÁSZ

Felosztatlan középső-triász (T_2)

A felosztatlan középső-triászba soroltuk a Seregélyestől DDNY-ra eső területen több fúrás által is harántolt képződményeket. A fúrások leírása alapján részletesebb besorolásuk nem volt lehetséges, részletes leírás csak a Seregélyesi Sg–1 fúrásban történt meg. Itt a triász rétegsoron belül két formáció, a Buchensteini és a Budaörsi Dolomit Formáció is elkülöníthető volt (KOVÁCSNÉ BODROGI 1982), de ez a térképen nem volt ábrázolható.

Buchensteini Formáció ($^{b}T_2$)

A seregélyesi Sg–1 fúrás legalsó (1238,3–1260,0 m közötti) szakaszán mintegy 22 m vastag, szürke vagy sötétszürke, tufás dolomit, kovásodott mészkő, tűzköves márgás mészkő, tűzkőgumós dolomit, krinoideás mészkő, valamint homokkő, kristálytufa és bentonitosodott tufarétegek váltakozásából felépülő rétegsor alkotja a Buchensteini Formációt. A litológiai jelleg és a vulkanoklasztit rétegek szenesedett növénymaradványai alapján leginkább a Várpalota környéki kifejlődéshez hasonló.

KÖZÉPSŐ–FELSŐ-TRIÁSZ

Budaörsi Dolomit Formáció ($^{b\delta}T_{2-3}$)

A seregélyesi Sg–1 fúrásban a Budaörsi Dolomit Formáció mintegy 40 m vastag bitumenes dolomiton keresztül, üledékfolytonosan fejlődik ki a fekvő Buchensteini Formációból. Ezt az alsó tagozatot (1195,8–1238,3 m között) sötétszürke, autigénbreccsás vagy vékonyréteges–lemezes szerkezetű, bitumenes dolomit és dolomárga, valamint pados dolomit alkotja. A bitumenes jelleg fokozatos csökkenésével megy át a formáció túlnyomó részét alkotó pados, világosszürke (jellegzetesen késszürke árnyalatú), ciklusos felépítésű, loferites kifejlődésű dolomitba. A rétegsort algalemezes B tagok és dasycladacea-metszetekkel jellemzett C tagok ritmikus váltakozása építi fel. A formáció fúrt vastagsága mintegy 920 m (315,1–1238,3 m között), fedőjében felső-pannoniai Tihanyi Formáció települ.

Tilospusztai Andezit Formáció ($^{tp}T_{2-3}$)

Andezittelérek már régóta ismertek voltak a polgárdi mészkőbányában, de ezeket korábban eocén korúnak tartották. Felszín alatt a bánya körzetében több fúrás (pl. Kőszárhegy Kh–8, Kh–21, Kh–27), valamint a budaörsi Bö–1 fúrás harántolta (előbbieken Polgárdi Mésző, utóbbiban Budaörsi Dolomit a befogadó kőzet). A korábban eocénnek tekintett andezites magmatizmus idősebb voltát a budaörsi andezitben települő, késő-kréta korú moncsikittelér felismerése már korábban valószínűsítette. A Tilospusztai Andezit kora csak jelen munka keretében tisztázódott megnyugtatóan. A radiometrikus kormeghatározások igazolták az andezitnek mind az eocénnél, mind a krétánál idősebb korát.

A 0,5–15 m vastag telérek anyaga piroxénes, amfibolos andezitből áll. A Kőszárhegy Kh–8 fúrásban 20–25 m között az andezit késszürke–zöldesszürke, porfíros szövetű (DUNKL 1983). Az alapanyagban 5 mm-t elérő oszlopos amfibol és max. 3 mm-es opálos, illetve fehér földpát fenokristályok láthatók. Az amfibol gyakran csoportokban jelenik meg. A többfázisú metamorfózis hatására az andezit szövete és ásványos összetétele is megváltozott. Általában fokozatos az andezit kifakulása, elbontása. Az eredeti porfíros ásványok utáni pszeuromorfózák mérete és aránya változó, ezek teljesen elagyagásványosodtak.

Esetenként jól látható szkarnos érintkezése a mészkővel a Polgárdi Mésző és az andezit közvetlen kontaktusán. Itt 5–40 cm vastagságú diopszidos–vezuviános szkarn jelenik meg (pl. a Kőszárhegy Kh–8 fúrásban 20–25 m között). Az endo-, illetve exoszkarn ásványai: epidot, andradit, prehnit, vezuvián, diopszid, kalcit, wollastonit.

Az andezit radiometrikus koradatait a 13. táblázatban mutatjuk be. A legidősebb K/Ar adatok (a polgárdi kőfejtőben 210–213 millió év) középső–késő-triász korúak, ezek képviselik a kőzet korát. A többi adatok közül a fission track adatok többsége 70–85 millió év közötti, ezek az apatit 200° C alá hűlésének korát adják, ami egy bizonytalan koradat. A budaörsi Bö–1 fúrás adatai az andezit bontottsága miatt az eredeti kornál fiatalabb értékeket adnak (a többé-kevésbé bontott andezitek radiometrikus koradatai csak a felső időkorlátot jelentik). Ezek 25–186 millió év között szóródnak, és kizárják az eocén és a kréta kort is, vagyis közvetett bizonyítékkal szolgálnak a triász korra. A triázon belül a földtani meg-

13. táblázat. A Tilospusztai Andezitben mért legfontosabb radiometrikus kormeghatározási adatok

Hely	Kőzet	Kor (millió év)	Irodalmi hivatkozás	Módszer
A szabadbattyáni Szár-hegy és Somlyó-hegy andezittelérei				
Szabadbattyán, Kőszár-hegy	andezit (amfiboltrachit)	210±4	BAGDASZARJAN (1989)	K/Ar
Szabadbattyán, Kőszár-hegy	andezit (amfibol)	213±13	BALOGH Kadosa et al. (1983)	K/Ar
Kőszár-hegy, sárga telér	magmás telérkőzet (apatit)	83,1±11,5	DUNKL 1991	fission-track
Kőszár-hegy, sárga telér	magmás telérkőzet (apatit)	85,5±13,5	DUNKL 1991	fission-track
Kőszár-hegy, vörös telér	magmás telérkőzet (apatit)	81,6±12,3	DUNKL 1991	fission-track
Kőszár-hegy, nagy telér	magmás telérkőzet (apatit)	78,6±22	DUNKL 1991	fission-track
Kőszár-hegy, talptelér	magmás telérkőzet (apatit)	70,1±9,9	DUNKL 1991	fission-track
Kőszár-hegy, nagy telér	magmás telérkőzet (titanit)	210±49	DUNKL 1991	fission-track
Az andezitben a területen kívül mért koradatok				
Budaörs Bö-1, 779,9 m	crösen bontott andezit	140±5	KUBOVICS (1983)	K/Ar
Budaörs Bö-1, 779,9 m	andezit	168±6	KUBOVICS (1983)	K/Ar
Budaörs Bö-1, 790,4–792,7 m	andezit	171	KUBOVICS et al. (1990)	K/Ar
Budaörs Bö-1, 790,4–792,7 m	andezit	39,6±2	BALOGH Kadosa et al. (1983)	K/Ar
Budaörs Bö-1, 790,4–792,7 m	andezit	25±2,2	BALOGH Kadosa et al. (1983)	K/Ar
Budaörs Bö-1, 790,4–792,7 m	bontott piroxén-trachitoandezit (telér)	186±1,5	BAGDASZARJAN (1989)	K/Ar
Ságvár Sá-2, 180–182 m	látit (bontott trachandezit)	212,6±1,4	BAGDASZARJAN (1989)	K/Ar
Inota	trachit	236±9	HORVÁTH E., TARI (1987)	K/Ar

fontolások a ladin kor mellett szólnak, mivel ilyen idős tufák közismertek a Dunántúli-középhegységben (Buchensteini Formáció), de esetleg átnyúlhat a vulkanizmus a késő-triászba is. A fentiek alapján a formációba sorolt andezitek korát középső-késő-triásznak adjuk meg.

Kréta

FELSŐ-KRÉTA — BUDAKESZI PIKRIT FORMÁCIÓ (⁴⁰K₃)

A formációba tartozó telértípusok (spesszartit, moncsikit, beforszit) a Velencei-hegység földtani térképének területéről ismertek. A Balatonfő–Velencei-hegység mélyföldtani térképén ezek kis vastagságuk miatt nem szerepelnek, más képződményekben is előfordulhatnak.

Kainozoikum

A preszarmata kainozoos képződmények közül eocén üledékeket és vulkanitokat, valamint preszarmata miocén üledékeket különítettünk el, emellett külön ismertetjük a Balatonfői rögök részletes térképein szereplő pannóniai és negyedidőszaki képződményeket.

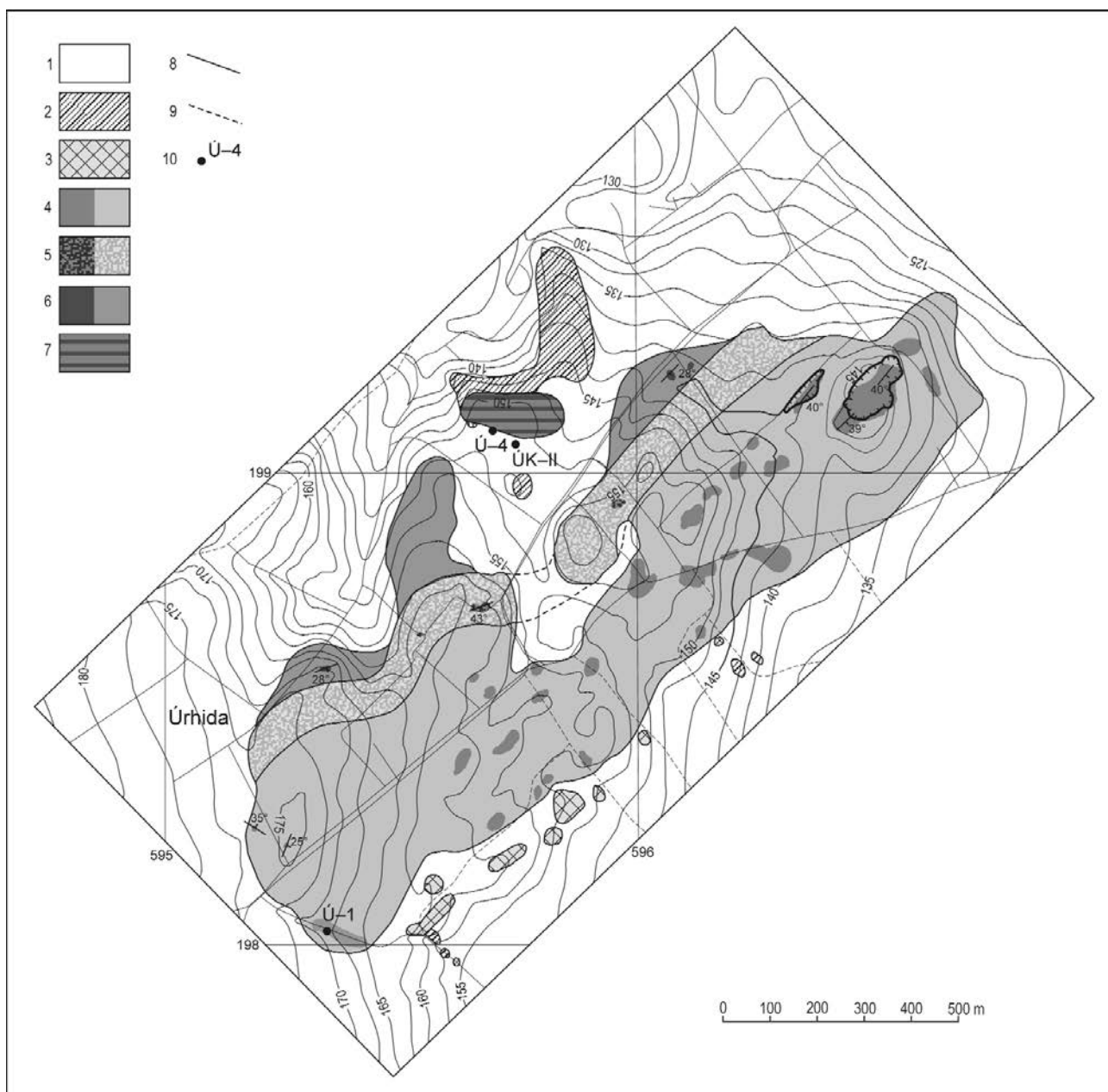
Eocén

A Balatonfő–Velencei-hegység körzetében a Balaton-vonaltól É-ra (Balatonbozsoktól Lovasberényig) — keskeny pásztákban — tufaközbetelepülésekkel tagolt üledékes középső-felső-eocén képződmények fordulnak elő, jól korrelálható mészkő- és tufaszintekkel (DUDKO 1988). Ezek az eocén üledékek eróziós, illetve tektonikus roncsokban fordulnak elő a paleozoos alaphegység felszínén. A Dunántúli-középhegység többi eocén kifejlődésétől a nagy vastagság (max. 400 m), valamint az andezittufa és tufit gyakori és vastag betelepülései különböztetik meg. Egyedüli felszíni előfordulásai Úrhida belterületén található, amit egyrészt a mélyföldtani térkép (DUDKO 2000) 4. kivágata (szerk. HORVÁTH I.), másrészt 2001–2002-es vizsgálataink alapján, azt módosítva a 25. ábra mutat be. Ezek az üledékek a középső-eocén Szőci Mészkő, illetve a felső-eocén Szépvölgyi Mészkő Formációba sorolhatók, ezek alapján lehetett a vulkáni betelepülések középső-késő-eocén korát behatárolni. Ez utóbbiak a Nadapi Andezit Formáció Kápolnásnyéki Tagozatába tartoznak.

Az Úrhidán található felszíni kibúvásokról először VOGL (1909), majd nyomában LÓCZY, ID. (1913) tett említést. A képződményt mindketten a felső-eocénbe helyezték.

A falu DNy-i szélén lévő felszíni kibúvástra telepített Ú-1 fúrás rétegsorában a Lovasi Agyagpalára települő, kb. 340 m vastagságban feltárt eocén rétegsor alsó harmadában jellemző több andezittufa betelepülés, sőt, andezitbombák is találhatóak benne. SZÓTS (1956) a fúrásban 25 m vastagságú alapkonglomerátum fölött kb. 30 m vastagságban *Nummulites millicaput*-tartalmú mészkő-, márga- és homokkőösszetet említett, melyet az említett taxon alapján a középső-eocén felső részébe sorolt. Az efölötti, kb. 280 m vastag rétegsort már a felső-eocénbe helyezte.

A Lovasberény főterén mélyített Lb-I (VENDL A. 1914), majd az Lb-III jelű fúrásban is megtalálták a képződményeket. Az Lb-II mélyfúrásban harántolt (SCHRÉTER, MAURITZ 1952), jelentős vastagságú (maximum 22,4 m-es) amfibol- és piroxénandezit-tufa betelepüléseket SZÉKYNÉ FUX és BARABÁS (1953) a velencei-hegységi andezitvulkanizmus termékének tartotta, és azokat települési helyzetük alapján a felső-eocénbe sorolta.



25. ábra. Az úrhidai eocén üledékek tagolása

1. negyedidőszaki üledékek, 2. felső-pannóniai üledékek, 3. miocén kavics, 4. Szépvölgyi Mészakő Formáció, Bryozoa-dús mészmárga, 5. Szépvölgyi Mészakő Formáció, nagyforaminifera-dús mészkő, 6. Szóci Mészakő Formáció, 7. Lovasi Aggypala Formáció, 8. képződményhatár, 9. negyedidőszaki üledékekkel fedett képződményhatár, 10. fúrás helye és jele

Figure 25. Geological map showing the extent of Eocene formations in the vicinity of Úrhida

1. Quaternary formations, 2. Upper Pannonian deposits, 3. Miocene pebbles, 4. Szépvölgy Limestone Formation, bryozoan calcareous marl, 5. Szépvölgy Limestone Formation, limestone, rich in large Foraminifera, 6. Szóc Limestone Formation, 7. Lovas Slate Formation, 8. boundary of formations, 9. formation boundary covered by Quaternary deposits, 10. location of boreholes

Az 1957-ben Alsó-Tekerespusztánál mélyített Balatonbozsok Bob-1 fúrás 151,0–296,0 m között harántolt bizonyosan az eocénbe tartozó, nagyforaminiferákban dús képződményeket. Itt a márgás-homokos kifejlődésű üledékekben végig megtalálhatók a biotitos amfibolandezit-tufa betelepülések. A nagyforaminiferákat meghatározó Kecskeméti T. 251,0–255,0 m között *Nummulites perforatus* egyedeket talált, így ezeket és az ez alatti képződményeket még a középső-eocénbe, az előlöttieket már a felső-eocénbe sorolta.

Az úrhidai felszíni eocén és az Úrhida Ú-1 fúrás üledékes képződményeinek rétegtani és faciológiai újraértékelését KECSKEMÉTI és VÖRÖS (1983) végezte el, amelynek eredményeiről később KÓKAY (1989) tett említést. Megállapították, hogy az úrhidai rétegsorban mind a *Nummulites millicaput*-tartalmú középső-eocén (annak felső része), mind a *N. fabianii*-tartalmú felső-eocén kimutatható. SERRA-KIEL et al. (1998) és LESS et al. (2000) munkái megerősítették és jelentősen pontosították is a korábbi eredményeket. Ezek alapján a terület (ezen belül kiemelten Úrhida) eocén üledékei a középső-eocén bartoni emeletének legfelső részébe (Szóci Mészakő Formáció) és a felső-eocénbe (Szépvölgyi Mészakő Formáció) sorolhatók, a vulkáni

betelepülések (Nadapi Andezit Formáció) mindkettőben előfordulnak. A tufaszórás és az andezitbombák megjelenése éppen a középső- és a felső-eocén határa környékén a leggyakoribb, a felső-eocén magasabb részén viszont már nem fordulnak elő.

A meglévő adatok alapján a Szépvölgyi Mészkő folyamatosan, fáciesváltás nélkül fejlődik ki a Szőci Mészkőből. Ilyen jellegű, sekélytengeri középső–felső-eocén átmenet sem Magyarországról, sem máshonnan Európából nem ismert. Épp ezért a két formáció közötti határ megvonása bizonyos mértékig problematikus. Plankton adatokra nem támaszkodhatunk, hiszen BÁLDINÉ BEKE (in KÓKAY 1989) vizsgálatai szerint a nannoplankton flóra az Úrhida Ú–1 fúrás egész szelvényében gyér és nem sokat mondó a fúrásban. Az IGCP (International Geological Correlation Program) 393. sz. projektjének („Neritic events at the Middle/Upper Eocene boundary”) tapasztalatai alapján a késő-eocén alját sekélytengeri fáciesben a *Nummulites fabianii* faj és a *Spiroclypeus* genus belépése jelzi, amit valamivel megelőz a nagy *Nummulites* fajok (köztük a *N. millecaput*) kihalása. Ezeket az eseményeket végigkíséri a *Heterostegina reticulata* evolúciós sorának rendkívül gyors fejlődése, amit a megaloszféra (A) formák operculinid (osztatlan, nem szegmentált) kamraszámának gyors redukciónak tudunk mérni (LESS, PAPAZZONI 2000).

Úrhidán a *Nummulites fabianii* (PREVER) csak az Úrhida Ú–1 fúrásból, onnan is csak gyéren ismert. A másik három diagnosztikus taxon viszont nagy mennyiségben került elő. Eszerint a *N. millecaput*-tartalmú mészkövek még mindenképpen a bartoni emeletet jelzik. Bennük a *Heterostegina*-fajok operculinid kamraszámának átlaga (továbbiakban X) 20 körülről 7 körülre csökken és *Spiroclypeus*-fajt sosem tartalmaznak. A Petőfi u. 42–44. sz. házaknál vett minták a felső *N. millecaput*-fajt már, *Spiroclypeus*-fajokat még nem tartalmaznak; itt a *Heterostegina*-populációk X paramétere 6 körüli. Kronosztratigráfiailag ez a minta még a bartoni legtetjét jelzi, litosztratigráfiailag (a *N. millecaput*-faj hiánya miatt) azonban — részletes vizsgálatok nélkül — nem különböztethető meg a már a felső-eocénbe tartozó, *Spiroclypeus*-tartalmú agyagos mészkövektől, melyekben a *Heterostegina*-populációk X paramétere 4 körüli. A makroszkópos elkülönítés nehézségei miatt a *N. millecaput*-mentes mészköveket célszerű együtt a Szépvölgyi Mészkőbe sorolni, vállalva azt is, hogy így a bartoni/priabonai kronosztratigráfiai határt a formáción belül húzzuk meg.

További problémát jelent, hogy az Úrhida Ú–1 fúrásban kb. 280 m vastag, a térképen a Szépvölgyi Mészkőbe sorolt képződménynek csak az alsó, kb. 70 m-e az, amelyre igazán illik a formáció leírása. A fúrás felső 210 m-ében, csakúgy mint a falu K-i oldalán található „nagy” kőfejtőben Bryozoa-dús mészmárga – agyagos mészkő (a fúrásban homokkő is) található, melyben nagyforaminiferák csak gyéren vagy egyáltalán nem fordulnak elő. A képződmény sekélybatiális fáciese révén inkább Budai Márgának, nagy mésztartalma révén viszont inkább Szépvölgyi Mészkőnek felel meg. Utóbbi elnevezést a mélyföldtani térképpel (DUDKO 2000) való konformitás miatt részesítjük itt előnyben.

KÖZÉPSŐ-EOCÉN — SZŐCI MÉSZKŐ FORMÁCIÓ (E₂)

A formáció képződményei Úrhidán, Lovasberényben és Balatonbozsokon is a felszínről ismeretlen alapkonglomerátummal települnek a paleozoos alaphegységre. Az Úrhida Ú–1 fúrásban (SZÓTS 1956, KECSKEMÉTI, VÖRÖS 1983, KÓKAY 1989) ennek vastagsága 28,5 m (341,0–312,5 m), anyaga homok, homokkő és 2–5 cm átmérőjű kvarcitkavics. A konglomerátum legfelső 1 méterében már számottevő mennyiségű tengeri faunaelem van. A következő 10,5 m-ben (302,0–312,5 m) a konglomerátum mészkővel váltakozik, majd a törmelékanyag finomodásával homokkőbe megy át, melyben 298,0–202,0 m között vulkáni törmelékanyag is jelentkezik. A Lovasberény Lb–I és Lb–II fúrások nem érték el a konglomerátumot, míg az Lb–III fúrás 676,0–706,0 m között harántolta. A Balatonbozsok Bob–1 fúrásban több konglomerátumszint is megfigyelhető 244,9–292,4 m között. Ezen mélységközben az andezites tufaszórásnyomok is gyakoriak.

Az Úrhida Ú–1 fúrásban 284,0–298,0 m között található az a millecaputos-orthophragminás mészkő és mészmárga, mely a faluban két helyen (a Kossuth u. 50. és a Petőfi u. 42–44. sz. házaknál) még 2001-ben is látható volt. Felszínén a kőzet gumós megjelenésű, többé-kevésbé glaukonitos, 20–25 cm vastagságú, hullámos rétegfelszínű padokat alkotó szürkéssárga agyagos mészkő, melyben kőzetalkotó mennyiségben találhatók nagyforaminiferák. Ezek közül legfeltűnőbbek a *Nummulites millecaput* B-formáinak akár 10 cm-es átmérőt is elérő lapos korongjai. Mellettük tömegesek ugyanezen faj A-formái, más kisebb *Nummulites* és *Orthophragmina* (*Discocyclina*, *Orbitoclypeus*, *Nemkovella* és *Asterocyclina*) fajok. A jelentős rétegtani értékű *Operculina*-félék (*Assilina*, *Operculina* és *Heterostegina*) nem kőzetalkotók. A *Heterostegina reticulata*-sor fejlődése alapján rekonstruálható rétegtani fiatalodással együtt az *Orthophragmina*-fajok mennyisége is fokozatosan megnő. Az úrhidai Kossuth u. 60. sz. ház alapozásakor a nagyforaminiferák mellett figyelemre méltó volt a millecaputos agyagos mészkő közé települt tufitos agyagban talált nagy mennyiségű *Spongia*-gumó. Az Úrhida Ú–1 fúrás 284,0 m fölötti szakaszában már nem fordul elő *Nummulites millecaput*. Az agyagos mészkő mikrofaciése KECSKEMÉTI, VÖRÖS (1983) szerint foraminifera-, illetve alga-mikropátit. A domináns elegyrészek mellett Bryozoa, Echinodermata, féregcső és Ostracoda-töredékek találhatók. A biogén elemek gyakran töredékesek, koptatottak. Ritkán bioeróziós nyomok és vörösalga-bekéregzések is előfordulnak.

A Balatonbozsok Bob–1 fúrás 252,1–296,0 m közötti szakasza sorolható biztosan a Szőci Mészkőhöz, mivel 252,1–255,1 m között csak a bartoni emeletre jellemző *Nummulites perforatus* (Kecskeméti T. meghatározása) egyedei találhatók. E fúrásból a *N. millecaput* hiányzik, a *N. striatus* gyakori. Mellettük a különböző *Orthophragmina*-fajok (faunalistát e formák, a faj határozásai (1957) óta lezajlott revízió — LESS 1987 — miatt nem közlünk) gyakoriak a homokos és agyagos mészkőben, ami a már említett tufa- és konglomerátumpadok között fordul elő.

A Lovasberény Lb–I (B–6) fúrás 187,3–325,6 m (talp) közötti, eocénbe sorolt részének két mélységközből (207,4–215,2 és 277,6 m) is *Nummulites millecaput* A formát jelez a faunát meghatározó Schréter Z. (ez felel meg a korabeli *N. tchihatchef*-

fi-fajnak). Ez alapján (és más diagnosztikus alak híján) a teljes harántolt rétegsor (laza, helyenként biotitos homokkő és agyagos mészkő) a Szőci Mészkőbe sorolható. Kistermetű nummuliteszek és Orthophragminák végig előfordulnak a fúrás eocén-jében. A Lovasberény Lb–II fúrás 400,0–551,6 m (talp) közötti szakaszát sorolhatjuk a Szőci Mészkőhöz, mivel SCHRÉTER (in SCHRÉTER, MAURITZ 1952) 400 m-nél jelzi a *Nummulites millecaput* A-formájának első előfordulását.

Részletes nagyforaminifera-vizsgálatok Úrhidán, a Kossuth u. 50. sz. ház bejáratának feltárásából, a Kossuth u. 60. sz. ház alapozásából („alsó” és „felső” minta) és a Petőfi u. 42–44. sz. házak közötti feltárásokból, valamint az Úrhida Ú–1 fúrás 284,0–285,0 m közötti szakaszából készültek (I. fekete-fehér tábla). A különböző minták taxon-összetétele nagyjából megegyezik, a *Heterostegina reticulata*-sor fejlettsége jelzi egyedül a közöttük lévő minimális koreltérést, amit a fentebb már kifejtett X paraméterrel jellemzünk (14. táblázat).

14. táblázat. Az úrhidai *Heterostegina reticulata*-populációk X paraméterének statisztikai jellemzői

Minta	X					Alfaj
	példányszám	minimum	maximum	középérték	standard hiba	
Kossuth u. 60., alsó	47	9	30	19,87	0,78	hungarica
Kossuth u. 60., felső	13	8	27	16,00	1,45	hungarica
Kossuth u. 50.	26	9	25	16,58	0,89	hungarica
Petőfi u. 42–44., alsó	32	4	16	8,09	0,50	urhidensis
Úrhida Ú–1, 284,0–285,0 m	11	5	14	7,91	0,86	urhidensis
Petőfi u. 42–44., középső	20	4	13	7,30	0,49	urhidensis
Petőfi u. 42–44., felső	52	4	10	6,12	0,19	reticulata
Jókai u. 7.	23	3	7	4,26	0,22	mossanensis

Az összes mintára jellemző további nagyforaminifera-fauna:

Nummulitidae (a *Nummulites*-fajokat Kecskeméti T. határozta meg):

Nummulites millecaput (BOUBÉE)

N. variolarius (LAMARCK)

N. discorbinus (SCHLOTHEIM)

Assilina schwageri (SILVESTRI)

Operculina gomezi COLOM et BAUZÁ

Orthophragminák: Discocyclinidae:

Discocyclina dispansa dispansa (SOWERBY)

D. discus adamsi SAMANTA et LAHIRI

D. augustae augustae VAN DER WEIJDEN

D. pratti pratti (MICHELIN)

D. trabayensis NEUMANN *vicenzensis* LESS

D. radians (D'ARCHIAC)

Nemkovella strophiolata (GÜMBEL) *tenella* (GÜMBEL)

N. daguini (NEUMANN)

N. oezcani n. sp.

Orbitoclypeidae:

Orbitoclypeus varians varians (KAUFMANN)

Asterocyclina stellata (D'ARCHIAC) *stellaris* (BRÜNNER IN RÜTIMEYER)

A. alticostata (NUTTALL) *danubica* LESS

Ez a fauna (a *Nummulites millecaput* és a *Heterostegina reticulata* együttes előfordulása) a nagyforaminiferákra alapozott sekélybentosz zonációban (SERRA-KIEL et al. 1998) az SBZ 18-as sekély bentosz zóna felső részét jelzi, ami a bartoni emelet legfelső részének felel meg. Az Orthophragminák a LESS (1998) beosztása szerinti O.13/14-es Orthophragmina zónák határvidékét indikálják, ami szintén a bartoni tetejének felel meg. A többi nagyforaminifera-adat sem mond ellent a legfelső-bartoni besorolásnak. A balatonbozsoki és lovasberényi fúrásokban előforduló Szőci Mészkő kora viszont a bartoninál pontosabban nem határozható meg.

Az úrhidai rétegsor üledékképződési környezete néhány 10 m-es vízmélységgel borított, fokozatosan süllyedő karbonátos rámpa lehetett (ezt az Orthophragminák növekvő mennyisége sejteti). A változatos, magas diverzitású fauna az üledékgyűjtőnek a nyílt világtenger felé való nyitottságát jelzi. A fotoszintézist folytató szimbiontákkal élő nagyforaminiferák az aljzat fénnel való ellátottságát bizonyítják. A folyamatos tufaszórás, az andezitbombák jelenléte az Úrhida Ú–1 fúrásban közeli (velencei-hegységi?) egyidejű, vulkáni működést sejtet.

A Szőci Mészkő vastagsága Úrhidán a báziskonglomerátummal együtt is csak 55–60 m, a balatonbozsoki fúrásban kb. 50 m, míg a lovasberényiekben (a Nadapi Andezittel együtt) legalább 150 m.

KÖZÉPSŐ–FELSŐ-EOCÉN — NADAPI ANDEZIT FORMÁCIÓ (ⁿE_{2,3})

Uralkodóan intermedier vulkanitokból (amfibol- és piroxénandezit piroklasztikum, lávakőzet, szubvulkáni telérek és testek) és elváltozási termékeiből áll. A Velencei-hegység földtani térképén (GYALOG, HORVÁTH I. 2000) kívül eső

területeken a formáció tagozatai közül a Kápolnásnyéki Tagozat rétegvulkáni sorozatát és a Sorompóvölgyi Tagozat szubvulkáni andezitjének geofizikai (mágneses) módszerekkel kimutatott testjeit ábrázoltuk a preszarmata képződmények felszínén.

Kápolnásnyéki Andezit Tagozat (${}^nE_{2-3}$)

A rétegvulkáni képződményeket legnagyobb vastagságban a tagozat névadója, a kápolnásnyéki Kny-2 fúrás tárta fel. Ezen kívül ebben a körzetben csak néhány vízkutató fúrásból ismert (Vereb K-6, Pázmánd K-12, K-14, K-15), ezek 20–30 m-t fúrtak bele, és ebben álltak le.

A kápolnásnyéki K-1 (Kny-1) fúrásban a 442,2–442,7 m közötti tufitos rétegek besorolása vitatott, egyes szerzők az eocén rétegvulkáni sorozatba teszik, JÁMBOR (1980) viszont az alsó-pannóniai Ősi Tarkaagyag Formációba sorolja.

A lovasberényi környéki fúrásokban és az úrhidai rög területén az andezites tufák már a Szőci Mészköben települnek, és áthúzódnak a Szépvölgyi Mészkö alsó részébe is. Az átmeneti rétegsort harántolt fúrásokban az andezittufák és -tufitok több szintben is megjelennek (SZÉKYNÉ FUX, BARABÁS 1953), vastagságuk néhány cm-től 22,4 m-ig (Lovasberény Lb-II fúrás) terjed. Felszíni előfordulásuk jelenleg nem ismert. A tufák és tufitok többnyire mállottak, fő mállástermékük az Úrhida Ú-1 fúrás 212,9–275,2 m közötti mintái alapján a montmorillonit (50–90%), ami mellett az illit és klorit alárendelt (0–4%). Az eredeti ásványos összetételre a plagioklász (2–17%) és az amfibol (0–8%) utal (MÁFI elemzők: Farkas L. — röntgen és Földvári M. — termikus analízis). A Lovasberény Lb-II fúrás 460–549 m közötti szakaszából származó furadékból MAURITZ B. (in SCHRÉTER, MAURITZ 1952) andezit-erupcióból származó üde plagioklász és augitot, alárendelten olivint, apatitot, cirkont és elvéve megjelenő kvarcot említ. Emellett talán vulkáni üvegtöredékek is előfordulnak. Értékelése szerint a leírt összletnek andezitvulkáni eredetű kristálytufa jellege van.

SZÉKYNÉ FUX és BARABÁS (1953) a Lovasberény Lb-III fúrásból (méterköz megadása nélkül) amfibolandezit-tufát írt le, amelynek ásványai csökkenő mennyiségben a következők: plagioklász, zöld amfibol, biotit, magnetit, barna amfibol, cirkon és apatit. Az Lb-II fúrás által feltárt piroxén-andezittufa ásványai: plagioklász (andezin–labradorit), augit, magnetit, cirkon és apatit, a tufában ezenkívül lapillik és vulkáni üveg található. E kétféle ásványos összetétellel jellemzett tufát a velencei-hegységi amfibol-, illetve piroxénandezittel összevetve gyakorlatilag tökéletes ásványtani egyezést találtak, ennek alapján a vulkanizmus (késő-)eocén korára következtettek.

Az Úrhida Ú-1 fúrás 252,86–253,0, illetve 255,0–258,0 m közötti szakasza a tufába ágyazott amfibolandezit-bombákat is tartalmaz. Ezek százalékos kémiai összetételét a 15. táblázat mutatja, az elemzési adatok igen hasonlóak a velencei-hegységi andezitekéhez.

15. táblázat. Az úrhidai Ú-1 fúrásból leírt andezitbombák kémiai összetétele (%-ban)

m	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	+H ₂ O	-H ₂ O	CO ₂	P ₂ O ₅	SrO	δS
252,86–253,0	55,37	0,63	20,90	2,81	1,51	0,053	5,72	2,21	2,94	2,32	2,57	2,54	0,09	0,14	0,027	0,005
256,0–258,0	45,2	0,58	16,1	5,02	2,53	0,105	5,38	5,77	0,80	0,28	6,85	8,89	2,54	0,14		

Elemző: Dózsáné és Emszt K. (MÁFI)

Az andezittufákat az újabb rétegtani adatok alapján ma már elég pontosan lehet korolni. Eszerint hullásuk, illetve bemosódásuk [SCHRÉTER, MAURITZ (1952) valamint SZÉKYNÉ FUX, BARABÁS (1953) adatai mindkét eredetet megengedik] még a bartoni végén megkezdődött, de már a pribonai elején be is fejeződött. Erre utal, hogy a fúrások többségének (Úrhida Ú-1 0,2–212,9 m, Lovasberény Lb-II 301,0–414,0 m, Lb-III 322,0–463,0 m) eocén rétegsora a felső szakaszon már nem tartalmaz tufaszinteket, legfeljebb azok lepusztulásából származó ásványokat.

Sorompóvölgyi Andezit Tagozat (${}^nE_{2-3}$)

A Sorompóvölgyi Tagozat szubvulkáni andezitjének geofizikai (mágneses) módszerekkel kimutatott testjei szerepelnek a mélyföldtani térképen. A terület földmágneses térképén a magas szintű anomáliát másodlagos maximumok bonyolítják, amelyek a mágneses térkép szűrt változataiban (PINTÉR 1983) különösen jól körvonalazhatók. A földtani térképezéshez kapcsolódóan az egyik ilyen mágneses anomáliára telepített pázmándi Pt-4 jelű fúrás szubvulkáni fáciesű amfibolos piroxénandezitet tárt fel, amelyet a Sorompóvölgyi Andezit Tagozatba soroltunk. Ennek analógiájára a többi, földmágneses anomáliával jelzett testet is ebbe a tagozatba tartozónak véljük, bár nincs kizárva a szubvulkáni diorit (Cseplekhegyi Diorit Tagozat) jelenléte sem, mivel a szubvulkáni andezittestek között az eredetileg nagyobb mélységbe nyomultak természetesen már diorit összetételűek lehetnek.

FELSŐ-EOCÉN — SZÉPVÖLGYI MÉSZKŐ FORMÁCIÓ (${}^eE_3$)

A Szépvölgyi Mészkö kifejlődése a Szőci Mészköből mindenütt folyamatos, a két formáció határát a tufák és tufitok megjelenése jelzi. A nagy nummuliteszek (*N. perforatus* és *N. millicaput*) kimaradásához sem fáciesváltás, sem kronostratigráfiai határ nem köthető, a terepen azonban ez a váltás diagnosztizálható a legkönnyebben.

A Szépvölgyi Mészkő rétegsora két részre osztható: egy nagyforaminiferákban (elsősorban Orthophragminákban) dús, sűrűn tufabetelepüléssel, mélyszublitorális fáciesű alsó részre, valamint (feltehetően átülepített) nagyforaminiferákat csak elvétve tartalmazó, Bryozóákban gazdag, tufabetelepüléseket már nem tartalmazó, sekélybatiális fáciesű (ebben a Budai Márga Formációra emlékeztető) felső részre.

A Szépvölgyi Mészkő alsó szakasza Úrhidán (Jókai u. 7. és a Petőfi u. 42–44. sz. házaknál vett legfelső minta) ismert a felszínen, ahol a 15–20 cm rétegvastagságú, hullámos rétegfelszínű padokat alkotó szürkésfehér, agyagos mészkő tömegesen tartalmaz orthophragminákat. Mellettük az *Operculina*-félék és a kis nummuliteszek is észrevehető mennyiségben fordulnak elő. Ez a kőzet csak a nagy nummuliteszek és a glaukonit hiányában tér el a Szőci Mészkőtől. A képződményt az Úrhida Ú–1 fúrás 209,0–267,3 m között tárta fel (KECSKEMÉTI, VÖRÖS 1983). A agyagos mészkőben gyakoriak a márga és a homokkő, valamint a tufa és tufit betelepülések. A Balatonbozsok Bob–1 fúrásból a *Nummulites perforatus*-ok eltűnése fölötti eocén teljes egészét (151,0–252,1 m) a tárgyalat szintjéhez sorolhatjuk. A lovasberényi fúrások közül leginkább a Lovasberény Lb–II fúrás 301,0–400,0 m közötti szakasza felelhet meg a Szépvölgyi Mészkő alsó részének, amely sekélyvízi fáciesre jellemző vörösalgákat tartalmaz. Az Úrhida Ú–1 fúrásban a 209,0–252,0 m közötti szakaszon már Bryozóák is előfordulnak a kőzetben.

A képződmény korát az úrhidai Jókai u. 7. sz. alatti ház hely alapján, valamint a már említett, Petőfi u. 42–44. sz. házaknál húzódó árokban vett felső minta nagyforaminiferái (II. fekete-fehér tábla) határozzák meg, melyek két — bár lényeges — különbségtől eltekintve azonosak. Az egyik különbség az, hogy az első mintában megtalálható *Spiroclypeus sirottii* n. sp. a másodikból hiányzik, a másik pedig a mindkét mintában megtalálható *Heterostegina reticulata* RÜTIMEYER X paraméterének eltérése (14. táblázat). A további (közös) nagyforaminiferák:

Nummulitidae (a *Nummulites*-fajokat Kecskeméti T. határozta meg):

Nummulites incrassatus DE LA HARPE

N. chavannesi DE LA HARPE

Assilina schwageri (SILVESTRI)

Operculina gomezi COLOM ET BAUZÁ

Orthophragminák: Discocyclinidae:

Discocyclina dispansa dispansa (SOWERBY)

D. augustae augustae VAN DER WEIJDEN

D. pratti (MICHELIN) *minor* MEFFERT

D. radians radians (D'ARCHIAC)

D. nandori LESS

Nemkovella strophiolata (GÜMBEL) *tenella* (GÜMBEL)

Orbitoclypeidae:

Orbitoclypeus varians varians (KAUFMANN)

Asterocyclina stellata (D'ARCHIAC) *stellaris* (BRÜNNER in RÜTIMEYER)

A. stella ex. interc. *stella* (GÜMBEL) - *praestellaris* BRÖNNIMANN

A. alticostata (NUTTALL) *danubica* LESS

A. kecskemeti LESS

Az idézett nagyforaminifera-fauna az úrhidai Szépvölgyi Mészkő alsó részének korát a bartoni/priabonai határ környékén határozza meg: a *Spiroclypeus*-mentes alsó rész még az SBZ 18-as zóna legfelső részét (a bartoni legtetjét) jelzi, míg a *Spiroclypeus*-tartalmú felső rész (Jókai u. 7. sz. ház alap) már az SBZ 19-es zóna alsó részét (a priabonai emelet bázisát) indikálja. Az Orthophragmina-fauna alig különbözik a Szőci Mészkőnél leírttól és a LESS (1998) beosztása szerinti O 14-es Orthophragmina zónát jelzi, amely eredeti definíciójában kora-priabonai, de képződése az úrhidai és más új adatok (pl. Bajót — LESS et al. 2000) alapján már a bartoni legvégén elkezdődik.

A rétegsor üledékképződési környezete a fokozatosan süllyedő karbonátos rámpa mélyebb szublitorális, a fotikus övnél mélyebb, 100 m körüli vízmélységű része lehetett. Erre az Orthophragminák dominanciája, a *Nummulites fabianii* gyakorlatilag teljes hiánya (Kecskeméti T. és Vörös A. is csak ritka előfordulásukat jelzi — KECSKEMÉTI, VÖRÖS 1983) és a fényt már nem igénylő Bryozóák felfelé növekvő mennyisége utal. A Szőci Mészkő képződésével egyidejű tufaszórás a Szépvölgyi Mészkő lerakódásának korai szakaszát is végigkísérte.

A Szépvölgyi Mészkő Bryozoa-dús felső szakaszát az Úrhida Ú–1 fúrás 0,2–209,0 m között, valamint a község K-i szélén található kőfejtő tárja fel. A legkeletibb, „nagy” kőfejtőben 5–10 cm-es rétegekben álló, Bryozoa-dús, nagyforaminifera-mentes, világos-sárgásszürke mészmárga – agyagos mészkő található. A rétegfelületek kissé hajlítottak, és simábbak a nagyforaminiferás rétegekénél (XX. tábla, 1–2. fénykép).

Az Úrhida Ú–1 fúrásban agyagos mészkő (ritkán mészkő), mészmárga, homokos mészmárga és homokkő váltakozása építi fel a formáció felső szakaszát. Utóbbiakban apró kvarc- és metamorfítkavicsok is előfordulnak. A rétegsornak ezen szakaszán tufabetelepülések nincsenek, mindössze bemosott biotit- és egyéb színes elegyrészek törmeléke. Az összlet fő biogén komponensét Bryozóák, több esetben is izolált, jó megtartású gumós, faágyszerűen elágazó, lapos, hasáb- és henger alakú telepek alkotják (KECSKEMÉTI, VÖRÖS 1983), emellett Echinoidea-, Mollusca, Corallinacea-törmelék és gyéren nagyforaminiferák találhatók. Utóbbiak valószínűleg a karbonátos rámpa sekélyebb részéről iszapcsúszások (?) révén halmozódtak át. A mészkövek mikrofáciése KECSKEMÉTI, VÖRÖS (1983) szerint

„packstone” szövetű bryozoás mikropátit, melyben kisforaminiferák (*Sphaerogypsina*, *Asterigerina*, *Rotalia*), Echinodermata- és Corallinacea-töredékek, ritkábban féregcső, Ostracoda- és Mollusca-töredékek is előfordulnak. Bioeróziós nyomok és bekéregzések itt már nem figyelhetők meg.

Nagyforaminiferák csak egyes szintekben fordulnak elő, ott is csak gyér-közepes mennyiségben (KECSKEMÉTI, VÖRÖS 1983), ami — az általánosan elterjedt Bryozoák mellett — áthalmazottságukra utal. Kecskeméti T. meghatározásai szerint *Nummulites fabianii* (PREVER), *N. incrassatus* DE LA HARPE és *Assilina alpina* DOUVILLÉ jellemzi az együttest, amely egyértelmű priabonai.

A rétegsor üledékképződési környezete süllyedő karbonátos rámpa sekélybatiális része lehetett. A Bryozoák túlsúlya arra utal, hogy a tengerfenékre már nem jutott fény.

Preszarmata miocén

A Balatonfő–Velencei-hegység területén szarmatánál idősebb, javarészt törmelékes képződmények általában a hegységperemeken fordulnak elő (DUDKO 2000, mélyföldtani térkép), ahol az aljzat 300 m-nél nagyobb mélységbe kerül.

A preszarmata felszínen a területen előforduló preszarmata miocén képződmények közül a Somlóvásárhelyi és a Perbáli Formáció (csak összevontan), a Bádeni, a Hidasai, a Szilágyi Agyagmárga és a Rákosi Mészke Formáció fordulnak elő. Formációba nem soroltan miocénnek feltételezett kavics is előfordul a területen. Fiatalabb preszarmata miocén üledékek által lefedve, de fúrások által feltártan még a Garábi Slír, a Fóti és a Tari Dácittufa Formáció képződményei találhatók a térképlap területén (26. ábra).

SOMLÓVÁSÁRHELYI FORMÁCIÓ ÉS PERBÁLI FORMÁCIÓ ÖSSZEVONTAN (^{sv}Me–k – ^{pe}Mk–b)

A vizsgált terület legidősebb miocén üledékegyüttese a Polgárdi-medencében, valamint az ettől D-re és DNy-ra lévő területen a Balaton-vonalig nyomozható.

A Polgárdi-medencében mélyített P–2 (Po–2) fúrás a 100 m-t meghaladó szarmata tengeri és szárazföldi rétegsor alatt tufaközbetelepülésekkel tarkított, közel 200 m vastag szárazföldi-édesvízi összletet tárt fel, és 618,3 m-ben, miocén édesvízi kifejlődésben állt le. KÓKAY J. a rétegsor mélyebb részét — őslénytani vizsgálatai alapján — a Somlóvásárhelyi Formációba, magasabb helyzetű képződményeit a Dunántúli-középhegység e területeire is kiterjeszthető Perbáli Formációba sorolta (26. ábra).

Hasonló képződményeket valószínűsíthetünk Enying–Mezőszentgyörgy térségében is, bár itt fúrási rétegsorok nem állnak rendelkezésre. Enyingtől DNy-ra, a vizsgált terület D-i peremén lévő, DNy felől benyúló blokk preszarmata képződményeire a Balatonszabadi (Alsótekeres) K–49-es vízföldtani fúrás rétegsorából következtethetünk. A fúrást szakaszos magvételrel mélyítették. Az 565,0–568,0 m közötti laminált agyagmárga kőzetminta alapján az 509,0–865,0 m közötti, szarmatánál idősebb kifejlődések leginkább a Polgárdi-medencében is meglévő üledékekkel (Somlóvásárhelyi–Perbáli Formáció) párhuzamosíthatók.

A Somlóvásárhelyi Formáció a Perbáli Formációtól litológiai alapon nem különíthető el. A két képződményt csak az édesvízi molluszkafauna alapján lehet megkülönböztetni, de ez is meglehetősen bizonytalan. Ezért a térképen a két formációt összevontan tüntettük fel, az alábbiakban azonban külön-külön adunk jellemzést róluk.

A *Somlóvásárhelyi Formáció* (^{sv}Me–k) a terület legidősebb miocén képződménye. Szárazföldi és édesvízi mocsári eredetű szürke és tarka agyag, mészsomós agyag, homok, kavics, a mocsári rétegekben molluszka faunával. A formáció képződése a Ny-bakonyi rétegsorok alapján — rétegtani helyzetéből adódóan — az eggenburgi–ottnangi–kárpáti korszakokra tehető.

A Polgárdi-medencében mélyített P–2 (Po–2) fúrásban feltárt közel 200 m vastag szárazföldi-édesvízi összlet mélyebb, 542,9–618,3 m közötti részét Kókay J. faunavizsgálatai alapján a Somlóvásárhelyi Formációba sorolja. A rétegsor e szakaszából olyan fajokat mutatott ki [*Tropidomphalus* (*Pseudochlotitis*) *extinctus*, *Cepaea bohemica*], amelyek e formáció típusszelvényére, a somlóvásárhelyi SvH–1 jelű fúrás 184,8–193,3 m közötti szakaszára jellemzőek. A teljes meghatározott fauna:

Planorbarius cornu solidus (THOMAE)
Pomatias sp.
Caracollina phacodes barreri (BOURGUINAT) ?
Napaeus ? sp.
Tropidomphalus (*Pseudochlotitis*) *extinctus* (RAMBUR)
Cepaea bohemica (REUSS)

Az üledékegyüttes magasabb helyzetű képződményeit a faunataralom alapján a badenibe tehetjük, és ezért a Perbáli Formációba soroltuk (26. ábra).

A *Perbáli Formáció* (^{pe}Mk–b) szárazföldi tarkaagyag, aleurit, finomszemű homokkő váltakozásából álló, tufabetelepüléseket tartalmazó összlet. A Polgárdi P–2 (Po–2) fúrás a 100 m-t meghaladó szarmata tengeri és szárazföldi rétegsor alatt mintegy 120 m vastagságú, tufaközbetelepülésekkel tarkított, teresztrikus összletet tárt fel a Somló-

vásárhelyi Formáció fedőjében. A Perbáli és Somló-vásárhelyi Formáció elkülönítésére csupán az édesvízi rétegek csigafaunája ad támpontot. KÓKAY J. szóbeli közlése szerint a P-2 fúrás 422,5–543,0 m közötti szakasza badeni korú az általa 459,0–461,0 m között meghatározott *Brotia escheri turrita* (KLEIN) faj alapján, ezért e képződményeket a Perbáli Formációba sorolhatjuk.

GARÁBI SLÍR FORMÁCIÓ (^gMk)

A Garábi Slír a preszarmata képződmények felszínén nem fordul elő, de néhány fúrás feltárta fiatalabb miocén üledékek alatt a Berhidai-medencében. A küngösi Kü-1 és Kü-2 fúrás a Bádeni és a Somlővásárhelyi Formáció üledékei között 45,9, illetve 130,7 m, a berhidai Bh-3 fúrás a Fóti Formáció alatt 37,5 m, az Ősi Ő-69 fúrás a permii homokkőre települve, a Perbáli Formáció szárazföldi kifejlődései alatt 69,5 m vastagságban tárta fel.

Anyaga parttól távolabb lerakódott szürke, csillámos finomhomok, alárendelten aleurit, agyagmárga váltakozásából áll. Közbetelepülésként a Tari Dácittufa Formációba sorolható vékony tufabetelepülések találhatók benne.

FÓTI FORMÁCIÓ (^fMk)

E formáció képződményei sem fordulnak elő a preszarmata felszínén, csak a Berhidai-medencében tárta fel néhány fúrás. Itt a Garábi Formációból fejlődik ki (Berhida Bh-3), vagy üledékhézzaggal a Somlővásárhelyi Formációra települ (Berhida Bet-4). Vastagsága a Bet-4 fúrásban mindössze 10 m, de a Bh-3 91,5 m vastagságban tárta fel (26. ábra).

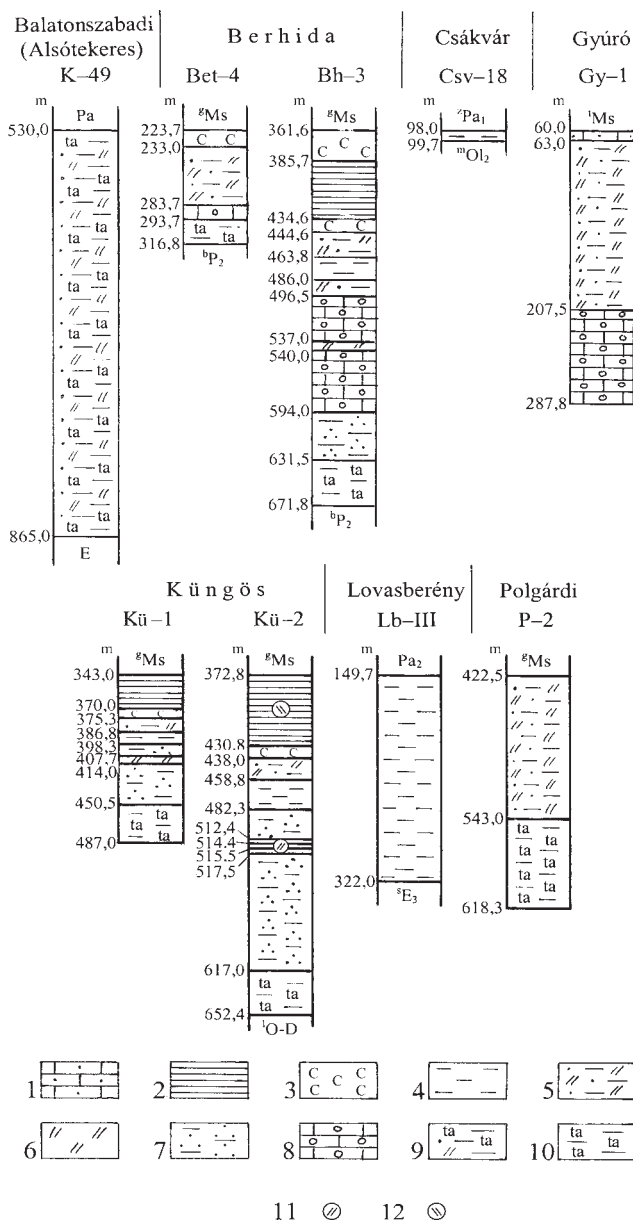
Anyaga zátonyos szigettengerben képződött kalkarenit, meszes kavicsos homokkő. A Bh-3 fúrásban 3 m vastag tufa (Tari Dácittufa Formáció) települ az üledékek közé.

TARI DÁCITTUFA FORMÁCIÓ (^tMk)

A preszarmata képződmények felszínén nem, csak egyes fúrások miocén rétegeiben közbetelepülésként fordul elő. A Berhidai-medencéből kimutatható világosszürke, biotitos, horzsaköves dácittufa- és dácittufitrétegek tartoznak a formációba. A küngösi fúrásokban (Kü-1, Kü-2) a Garábi, a berhidai Bh-3 fúrásban a Fóti Formációba települ közbe. A Kü-1 és Bh-3 fúrás 1 rétegben, 6,3, illetve 3 m vastagságban harántolta. A Kü-2 fúrás két 2 m-es rétegben tárta fel, összesen 4 m vastagságban. A Kü-2 fúrásban a Hidas Formáció Loncsosi Tagozatában települt riódácittufa-rétegek már nem sorolhatók a Tari Dácittufába, annál fiatalabbak.

BÁDENI FORMÁCIÓ (^bMb₁)

Gyúrótól Ny-ra, a Vál közelében mélyített Csákvár Csv-18 fúrás anyagvizsgálatai alapján a területnek ezen a részén a preszarmata térképen Bádeni Formációt tüntettünk fel. Az alsó-pannóniai üledékek alatt, 98,0–99,7 m között átfúrt, mindössze 1,7 m vastagságú glaukonitos homokkő kifejlődést KORECZNÉ (1968) foraminifera vizsgálatai alapján az alsó-badenibe sorolta. A csekély vastagság, és az, hogy a meghatározott taxonok nem zárják ki a felső-



26. ábra. A preszarmata miocén képződményeket harántolt legfontosabb fúrások

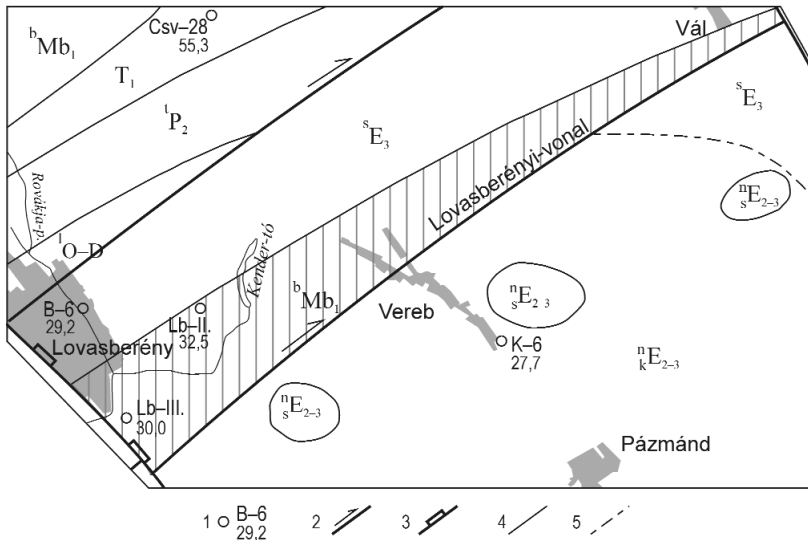
1. Rákosi Mész, 2. Hidas Formáció, Loncsosi Alginit Tagozat, 3. Hidas Formáció, Várpalotai Szénteles Tagozat, 4. Bádeni Formáció, 5. Perbáli Formáció, 6. Tari Dácittufa, 7. Garábi Slír, 8. Fóti Formáció, 9. Somlővásárhelyi-Perbáli Formáció, 10. Somlővásárhelyi Formáció, 11. Tari Dácittufa-betelepülések, 12. riódácittufa-betelepülések. Fedő- és fekvőképződmények: Pa = pannóniai, ²Pa₁ = Zámori Kavics, ^gMs = Gyulafiratói Formáció, ^fMs = Tinnye Formáció, ^mOl₂ = Mátyás Formáció, E = eocén, ^bP₂ = Balatonfelvidéki Homokkő, ¹O-D = Lovasi Aggypala

Figure 26. Important boreholes intersecting Miocene Pre-Sarmatian deposits

1. Rákosi Limestone, 2. Hidas Formation, Loncsos Alginite Member, 3. Hidas Formation, Várpalota Member, 4. Badenian Formation, 5. Perbál Formation, 6. Tar Dacite Tuff, 7. Garáb Schlieren Formation, 8. Fóti Formation, 9. Somlővásárhely-Perbál Formations, 10. Somlővásárhely Formation, 11. Tar Dacite Tuff intercalation, 12. rhyolitic dacite tuff. Overlying and underlying formations: Pa = Pannonian, ²Pa₁ = Zámor Pebble, ^gMs = Gyulafiratói Formation, ^fMs = Tinnye Formation, ^mOl₂ = Mátyás Formation, E = Eocene, ^bP₂ = Balatonfelvidék Sandstone, ¹O-D = Lovas Slate

oligocént sem, bizonytalanságot ébreszt az alsó-badeni e fúrásban való meglétével kapcsolatban. Megjegyzendő továbbá, hogy JÁMBOR (1980), a Dunántúli-középhegység pannóniai képződményeivel foglalkozó monográfiájában a jelentősebb fúrások rétegsorainak összegzésekor a Csv-18 fúrásban a pannóniai képződmények fekvőjeként az oligocént jelöli meg.

Lovasberény térségéből is csak régi, bizonytalan adatok állnak rendelkezésre. A lovasberényi Lb-II fúrásban SCHRÉTER megállapítása szerint (in SCHRÉTER, MAURITZ 1952) a pannóniai rétegek alatt feltehetően „torton”, azaz badeni kifejlődések települnek, szerinte a szürke agyag, homokos agyag foraminifera-faunája ezt valószínűsíti. Mai ismereteink szerint a felsorolt taxonok jellemzőek mind az ottnangi és kárpáti emeletekre, mind az alsó-badeni alemeletre. SCHRÉTER besorolását bizonyos fenntartással elfogadva a képződményt a Bádeni Formációba tartozónak tekintjük, és elterjedését a Velencei-hegység É-i előterében lévő elöszüllyedékben NyDNy–KÉK irányban



27. ábra. A Bádeni Formáció elterjedése Lovasberény térségében, a Nadapi és a Kajászói törésvonal között

1. fúrás helye, jele, a preszarmata képződmények felszínének mélységével; 2. vízszintes eltolódás; 3. vető; 4. képződményhatár; 5. feltételezett képződményhatár; $^bMb_1$ = Bádeni Formáció; $^sE_3$ = Szépvölgyi Formáció; $^nE_{2-3}$ = Nadapi Formáció, Kápolnásnyéki Tagozat; $^sE_{2-3}$ = Nadapi Formáció, Sorompóvölgyi Tagozat; T_1 = alsó-triász; P_2 = Tabajdi Formáció; ^lO-D = Lovasi Formáció

Figure 27. The extent of the Badenian Formation in the vicinity of Lovasberény, between the Nadap and Kajászó faults

1. Sign and number of boreholes with the depth of the surface of Pre-Sarmatian deposits, 2. strike-slip fault, 3. fault, 4. formation boundary, 5. assumed formation boundary. $^bMb_1$ = Badenian Formation; $^sE_3$ = Szépvölgyi Formation; $^nE_{2-3}$ = Nadap Andesite Formation, Kápolnásnyéki Member; $^sE_{2-3}$ = Nadap Andesite Formation, Sorompóvölgy Member.; T_1 = Lower Triassic; P_2 = Tabajd Formation; ^lO-D = Lovas Formation

HIDASAI BARNAKŐSZÉN FORMÁCIÓ (^bMb)

A Berhidai-medencében a szarmata képződmények fekvőjében a várpalotai széntelepet is magába foglaló Hidas Barnakőszén Formáció különböző kifejlődéseit találjuk (KÓKAY 1991). A formáció a területen két szintre osztható, amelyet önálló tagozatként (Várpalotai Barnakőszén Tagozat, illetve Loncsosi Alginít) írunk le.

Várpalotai Barnakőszén Tagozat ($^bMb_2$)

A vizsgált terület Ny-i peremén, Berhida térségében a Hidas Formáció Várpalotai Tagozata a legfiatalabb preszarmata képződmény. Ez a lignit-, illetve szenesagyag-rétegeket, valamint a széntelep közvetlen fedőjében lerakódott congeriás-theodoxusos, bithyniás kifejlődéseket foglalja magába. Legfiatalabb preszarmata kifejlődésként a berhidai Bet-4 fúrás rétegsorából ismert, ahol 223,7–233,0 m között települ. A Berhida Bh-3 fúrás 10 m, a Küngös Kü-1 fúrás 5,3 m, a Kü-2 fúrás 7,2 m, az Ősi Ő-67 fúrás 1 m vastagságban harántolta. Ezekben a rétegsorokban a Várpalotai Tagozat fedőjében a Loncsosi Tagozat települ.

Loncsosi Alginít Tagozat ($^bMb_2$)

A tagozat képződményei Berhida községtől D-re egy keskeny Ny–K irányú sávban, majd DK felé, Küngös térségében nagyobb területen találhatóak, É felé, Ősi irányában húzódva a formáció Várpalotai Tagozatának képződményeit veszik körül. Ez a — korábban „Várpalotai Alginít Formáció” néven is említett (KÓKAY et al. 1991) — jól rétegzett pelites, tufabetelepülésekkel tagolt édesvízi üledékegyüttes a széntelep fedőjében található, és a medence kimélyülése során rakó-

húzódva valószínűsítjük. A térkép a Bádeni Formáció elterjedésének határát az Lb-II fúrástól D-re tünteti fel, a valós elterjedést a 27. ábra mutatja.

A lovasberényi Lb-III fúrás a pannóniai üledékek alatt 149,7–332,0 m között molluszkákat és foraminiferákat tartalmazó szürke homokos agyagmárga, kavicsos homokos agyagmárga rétegsort tárt fel, amelynek felső 13 m-es részén szénnyomokat említenek. Ezt az összletet feltételelesen bár, de ugyancsak a Bádeni Formációba tartozónak tekintjük.

A vizsgált terület É-i részén, Vértesacsa–Zámoly környezetében a rendelkezésre álló fúrási rétegsorok nem elégségesek a szarmatánál idősebb miocén képződmények pontos besorolásának eldöntéséhez. A dokumentáció szerint a vértesacsai B-5 és B-6 fúrások a pannóniai üledékek alatt miocén pelites-homokos üledékekbe fúrtak bele. A leírások alapján nem dönthető el a képződmények hovatartozása, ezért a környező — jelen területen kívül eső — rétegsorok ismeretében e részterületen is a Bádeni Formáció jelenlétét feltételezzük.

dott le. A Kü-1 fúrás (Küngöstől 1,5 km-re ÉÉK-re) a szarmata Gyulafirátóti Formáció fekvőjében 343,0–370,0 m között harántolta. Az alginites összlet alatt, 370,0–375,3 m között a Hidasi Formáció Várpalotai Tagozata települ. Ez alatt idősebb badeni szárazföldi (Perbáli Formáció) és tengeri (Bádeni Formáció), valamint kárpáti tengeri (Garábi Slír Formáció) és alsó–középső–miocén szárazföldi üledékek (Somlóvásárhelyi Formáció) következnek.

A Kü-2 fúrás (Küngöstől 3,7 km-re ÉÉK-re) a szárazföldi szarmata alatt 430,8–436,9 m között tárta fel a Loncsosi Alginit Tagozat képződményeit a mintegy 6 m vastagságú Várpalotai Tagozat fedőjében. A Hidasi Formációnál idősebb miocén 652,4 m-ig a Kü-1 fúrásban már megismert képződményekből (Perbáli, Bádeni, Garábi, Somlóvásárhelyi Formációk) állt.

A Küngöstől kb. 3,5 km-re ÉK-re lévő Ősi Ő-67 fúrás a szarmata alatt 264,4–274,5 m között a Hidasi Formáció Loncsosi Alginit Tagozatot, 274,5–275,5 m között a Várpalotai Barnakőszén Tagozat congeriás-bithyniás mészkő kifejlődését harántolta (a széntelep itt nem fejlődött ki), szárazföldi üledékek (Perbáli Formáció) fölött.

A Berhidától 4 km-re lévő Ősi Ő-69 fúrás a szarmata alatt szintén a Loncsosi Tagozatot tárta fel 316,0–351,8 m között, a Várpalotai Tagozat fölött. A Loncsosi Tagozat a Berhida Bh-3 fúrásban 73,0 m vastagságban települ a Várpalotai Tagozatra, ennek fedője a szarmata Gyulafirátóti Formáció.

A preszarmata miocén összlet D-i és DK-i irányban kivékonyodik, kiékelődik, és a medence Csajág és Balatonkenese felé eső területein kimarad. A medence DK-i peremén mélyült Csajág Csa-1 fúrásban a 182,9–218,8 m között harántolt szarmata rétegsor a paleozoos alaphegységre települ. D-en, Papkeszi és Balatonkenese térségében a fúrásokban szarmatánál idősebb miocén üledékek jelenléte nem bizonyított. A képződmények elterjedésének K-i határát a közel É–D irányú törésvonal jelöli ki.

SZILÁGYI AGYAGMÁRGA FORMÁCIÓ ÉS RÁKOSI MÉSZKŐ FORMÁCIÓ ÖSSZEVONTAN (^{sz-f}Mb₂)

A vizsgált terület DK-i és K-i részén, a peremektől távolodva, Soponya–Aba–Sárkeresztúr térségében, illetve Sárkeresztúrtól ÉK felé, Zichyújfalu, valamint Baracska térségében a felső-badeni Szilágyi Agyagmárga meglete valószínűsíthető a Tárnok Tá-1 és Tököl Tö-1 fúrások rétegsorainak ismerete alapján. A Barackától ÉK-re, a terület határán kívül lévő Tá-1 a pannóniai és szarmata képződmények alatt 275,4–297,5 m között a Szilágyi Agyagmárga Formációt harántolta. Fekvéjében 34 m vastagságú miocén szárazföldi üledékegyütttest (Perbáli Formáció) mutatott ki. A Tö-1 fúrás Barackától K-re, a Csepel-szigeten mélyült. A szarmata fekvőjét képező agyagmárga kifejlődésekből a felső-badeni alsó részére jellemző Foraminifera-együttes került ki (KÓKAY 1996), amely az üledékeknek a Szilágyi Agyagmárga Formációba való besorolását támasztja alá. Rétegsorok hiányában és a vizsgált terület peremekhez közelebbi helyzetéből adódóan elterjedését összevontan ábrázoltuk a szintén bizonytalanul definiálható Rákosi Formációval, melynek jelenlétét is feltételezhetjük ezen a területen.

RÁKOSI MÉSZKŐ FORMÁCIÓ (^rMb₂)

A vizsgált terület ÉK-i sarkánál lévő Gyúró község környezetében a felső-badeni Rákosi Formáció az első, szarmatánál idősebb egység. (Ez a jelenlegi rétegtani beosztás szerint a Lajtai Mészkő Formáció tagozata.) A Gy-1 fúrásban a 37,5–60,0 m között harántolt szarmata karbonátos összlet (Tinnyei Formáció) alatt települő 2 m vastag mészkő és 1 m vastag kavics (60,0–63,0 m között) tartozik a Rákosi Mészkő Formációba. Fekvéjében 63,0–207,5 m között a Perbáli Formációba sorolható vastag szárazföldi eredetű rétegsor, majd a talpig (287,8 m-ig) egy közel 80 m vastag kárpáti tengeri összlet (Fóti Formáció) következett (27. ábra).

A Balaton-vonaltól K-re, Kisláng–Soponya térségének miocén képződményeire vonatkozóan fúrási rétegsorok nem állnak rendelkezésre. A terület D-i határán kívül mélyített Lajoskomárom Laj-1 fúrás a vastag (670,0–718,5 m) szarmata rétegösszlet alatt (718,5–724,0 m között) felső-badeni durvamészkő kifejlődést harántolt (Rákosi Mészkő Formáció). Így itt is ennek a rétegtani egységnek a meglétét valószínűsítjük.

MIOCÉN KAVICS ÁLTALÁBAN (M^k)

Nem tudjuk formációba sorolni a Kőszárhegy Ksz-1 és Szabadbattyán Szb-11 fúrásban feltárt, illetve Úrhida környékén felszínen is előforduló, bizonytalan rétegtani helyzetű, folyóvízi kavicsot. Az említett fúrások a képződményt a paleozoos aljzat és a felső-pannóniai kifejlődések között harántolták (27. ábra). A Ksz-1 fúrásban vastagsága 24 m, míg az Szb-11-ben 32,8 m.

A felszínen láthatói kavicsra Jámbor Á. szóbeli közlése alapján a következő jellemző: anyaga fehér metakvarcit (90%), fekete–szürke lidit (3–4%), fehér és szürke szárhegyi „márvány” (3–4%), perm vagy triász, jakabhegyi típusú vöröses kvarchomokkő és konglomerátum, egyéb (eocén?) báziskonglomerátum. Szemcsemérete 0,5–70 cm között változik. A nagy tömböket jakabhegyi típusú konglomerátum, márvány vagy lidit alkotják. A kavicsanyag kerekítettsége 1–2-es. Legjobban a 3–30 cm közöttiek kerekítettek.

Jámbor Á. a kavics korát kora- vagy középső-miocénnek, esetleg pannóniainak tartja. Kókey J. (szóbeli közlés) szerint a kavics valószínűleg a Gyulafirátóti Formációba sorolható.

A képződmény bizonytalan hovatartozása, és az esetleges alsó–középső-miocénbe tartozása miatt a Somlóvásárhelyi–Perbáli Formáció elterjedési területére eső Ksz-1 fúrás környezetében a térképen külön nem ábrázoltuk.

A balatonfői rögök részletes térképeinek pannóniai és negyedidőszaki képződményei

A mélyföldtani térkép (DUDKO 2000) 4 kivágata (szerk. HORVÁTH I.) elsősorban a Balatonfői-rögök paleozoos, illetve eocén képződményeit mutatja be. De a teljesség kedvéért megemlíjtük a kivágatokon szereplő, illetve azok területén előforduló fiatalabb képződményeket is. Mind a négy kivágaton a rögöket felső-pannóniai és negyedidőszaki képződmények borítják. Külön említjük a szabadbattyáni Szár-hegy térségében a Polgárdi Mészke hasadékkitöltéseként előkerült pliocén korú gerinces faunát.

FELSŐ-PANNÓNIAI KÉPZŐDMÉNYEK

A felső-pannóniai képződmények közül a Kállai Formációba sorolt kavics és homokrétegek csak három rög területén, a Tihanyi Formációba sorolt agyag–homokrétegek mind a négy rög területén előfordulnak a felszínen.

Kállai Kavics Formáció, kavics (^kPa₂^k), homok (^kPa₂^h)

A Kállai Kavics Formációba sorolt kavics- és homokfeltárások a fülei Kő-hegy és Belátó-hegy, a szabadbattyáni Szár-hegy (XVIII. tábla, 2. fénykép), valamint Úrhida területén fordulnak elő. Fülén az idősebb képződmények feltárásai mentén több felhagyott kőfejtő tárja fel a formáció kavics, kavicsos homok és homok anyagú rétegeit. A Kő-hegy nyergében, az ÉNy-i és a K-i oldalon kis kőfejtők tárják fel, a nyeregben a fülei F-2 fúrás is harántolta. Az itteni homokos kavics a felső-karbon konglomerátum feldolgozott kavicsaiból származik. A helyenként gyengén kötött idős konglomerátumok jól kerekített kavicsai litoklázisokkal szabdalnak, az újrafeldolgozás során ezek mentén szétesnek, szemnagyságuk csökkent és kerekítettségük mértéke is erősen romlott. A fülei rög É-i részén már csak homok anyagúak a bázisképződmények.

Úrhidán mind a Lovasi Agyapala Formáció felszíni előfordulásának D-i szegélyén, mind az eocén felszíni előbukkanásaitól D-re (a miocén kavicsokra települve) látható a felszínen. A falutól D-re a Polgárdiba vezető földút bevágásában látható laza kavicsból és kavicsos homokból álló feltárása, ez anyagában, szemnagyságában, osztályozottságában és kerekítettségében is jól elkülönül a közelében felszínen levő, bizonytalan miocén korbesorolású, durva kavics anyagú konglomerátumtól. Ugyanitt a homok finom–aprószemű, limonitos sárga, sárgásszürke színű, a finomabb szemű képződmények színe szürkészöld, a rétegsor alján lilásbarna foltos.

Tihanyi Formáció, összevontan (^tPa₂^{a,h}), agyag (^tPa₂^a), homok (^tPa₂^h)

A Tihanyi Formációba sorolható agyag, agyagmárga, aleurit és homokrétegek kisebb feltárásai mind a négy rög térségében megtalálhatók, részben az idősebb kibukkanások mentén (balatonfőikajári Somlyó-hegy, szabadbattyáni Szár-hegy), részben azoktól távolabb (polgárdi Somlyó-hegytől Ny-ra, a fülei Kő-hegytől K-re, Úrhidától É-ra). A Somlyó-hegyen a kvarcfillitre vékony, 0,5–1,0 m vastagságban települt fillittörmelékes, szürke, helyenként limonitfoltos szürke agyag alkotja a Tihanyi Formáció bázisrétegeit. A Szár-hegyen a karsztos felszínű mészkőre és hasadékaiba alsó részükön közvetlenül mészkőtörmelékes vörösiszap települ 1–6 m vastagságban, erre következnek a szürke homok-, agyagos homok-, aleuritrétegek váltakozásával felépülő, jellegzetes, a Tihanyi Formációba sorolható képződmények.

Szárazföldi agyag hasadékkitöltés (Nagyalföldi Formáció, Vértesacskai Tagozat?)

A Polgárdi Mészkeben régóta ismeretesek paleokarsztos formák és jelenségek (KORMOS 1911, BÁRDOSSY, KORDOS 1989). Legújabbán KÖRÖS (1998) foglalkozott a paleokarszt-képződés többfázisú jelenségeivel, amelyek a kőszár-hegyi kőfejtő számos pontján tanulmányozhatók (vasas paleoszolok, laminitek, vasas lateritek a paleokarszt kitöltésekben). A paleokarszt-üregek kitöltésének kora a híres polgárdi ősgerinces-fauna alapján ismert.

A gazdag ősgerinces-fauna a szabadbattyáni Szár-hegyen és a polgárdi Somlyó-hegyen a Polgárdi Mészke bányászata során, annak karsztosodott, tavi agyagrétegekkel kitöltött üregeiből és kisebb repedéseiből került elő. A bánya területén 5 lelőhelyet tartanak nyilván. Az első kettő már a XX. század elején is ismert volt. Az első id. Lóczy L. fedezte fel 1909-ben, mindkettőt KORMOS (1911) ismertette. A másik három a XX. század 70-es és 80-as éveiben vált ismertté. Kormos 39 gerinces fajt írt le, KRETZOI (1942, 1952) revíziója során 58-at, 20 új taxonnal. Az előkerült fő állatcsoportok: Hipparion-félék, gazella, Ictitherium, kisemlősök (rágcsálók), madár, denevér, kígyó stb. A lelőhelyet a későbbi kutatások során többször újra feldolgozták, és ennek során több új fajt is leírtak (MIHÁLY 1971e, FREUDENTHAL, KORDOS 1985, JÁNOSSY 1991, VENCEL 1994, 1997, MÉSZÁROS 1999). A gerinces fauna az MN 13 gerinces-zónába sorolható, így kora 5–6 millió év közöttire tehető (KORDOS 1991). Az üregkitöltések agyagrétegeinek kora ennek megfeleltethető, vagyis Tihanyi Formáció utáni, szárazföldi-tavi keletkezésűek lehetnek, pleisztocén lösz fedővel.

NEGYEDIDŐSZAKI KÉPZŐDMÉNYEK

A negyedidőszaki képződmények közül felső-pleisztocén lösz, pleisztocén–holocén korú lejtőtörmelék, holocén mocsári képződmények, valamint antropogén meddőhányó fordulnak elő.

Az idősebb rögök körüli területet mind a négy részterületen általában *löss* borítja (Qp_3^1 — I). Kevés nagyobb feltárása van, falban kisebb útbevágásokban bukkan elő. A balatonfőkajári Somló-hegy DNY-i részén régi útbevágás 2-3 m vastagságban tárja fel. Nagyrészt típusos szélhordta, sárga, rétegzetlen, de helyenként részben áthalmazott, amit rétegzettség, idegen anyag (homok és néhány kavicszemcse) megléte mutat. Kora a környező területek (Vértess-K-i lába, Keleti-Bakony) analógiája alapján felső-pleisztocén.

A *lejtőüledékek* közül szögletes lejtőtörmelék feltárásai fordulnak elő (Qp_3 —hⁿ). Szerepük alárendelt, mivel a rögök alig emelkednek ki környezetükből. Az úrhidai rög É-i részén ábrázoltuk a lejtőtörmelék kis előfordulását. A balatonfőkajári Somló-hegy paleozoos kvarcfillit kibukkanását minden oldalról a kemény kőzet sűrű lejtőtörmeléke borítja. Kis területen a szabadbattyáni Szár-hegy fejtőjének területén is ábrázoltuk. Korára adatunk nincs. Mivel a löszre települ, korát annál fiatalabbnak, felső-pleisztocén–holocénnek tartjuk.

Mocsári képződményeket (Qh_2) az úrhidai rög területén, a falutól ÉK-re a tetőn levő két kis lapos, lefolyástalan mélyedés anyagaként ábrázoltunk. Felszíni feltárásuk nincs, anyaguk mocsári agyag, aleurit lehet. Ma is képződnek nedvesebb időszakokban, így koruk holocén.

Meddőhányók (a^m) a bányászkodás során keletkeztek, ezek mérete általában nem tette indokolttá térképi ábrázolásukat. A polgárdi Somlyó-hegy É-i lábánál ábrázoltuk egy kisebb területen. Itt a hányón a szabadbattyáni „ólomérc-bánya” kifejtett meddőanyagát helyezték el. A kőfejtők anyaga általában teljes egészében felhasználásra került a bányászatot követően, ezért nem volt szükség meddőhányókon felhalmozni a kitermelt anyagot.

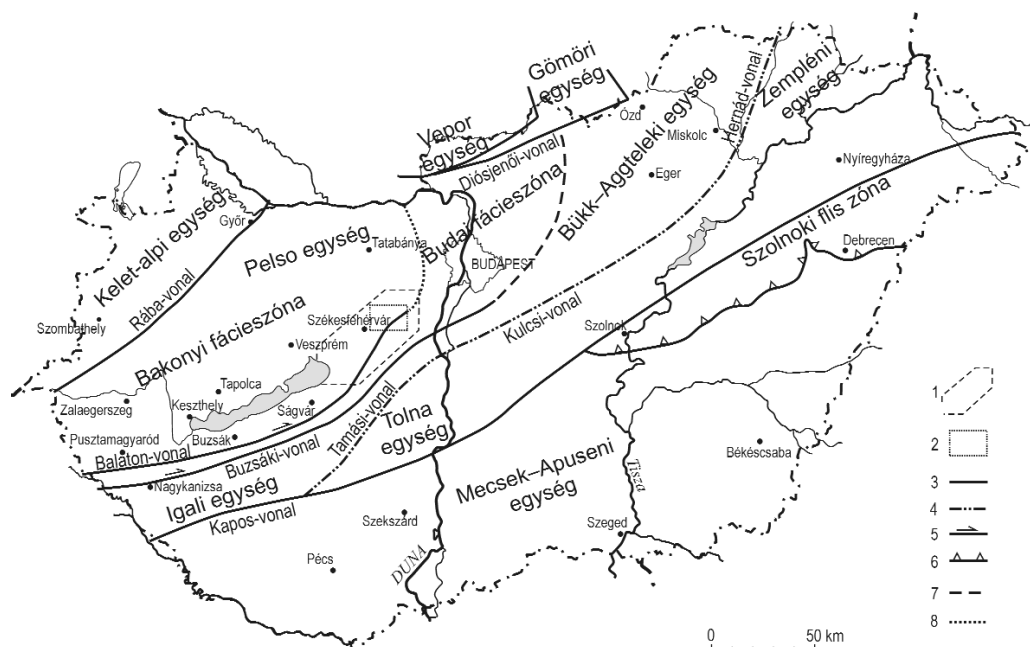
Szerkezet

A tektonikai ismertetést két témakörbe vonjuk össze: az elsőben a terület regionális szerkezetét, a másodikban a szerkezeti képét (a szerkezetalakulást) ismertetjük.

A terület regionális szerkezete

A prekainozoos aljzat minősítése alapján a Balatonfő–Velencei-hegység területe a Dunántúli-középhegységi (Pelso) nagyszerkezeti egység variszkuszi aljzatát képezi (28. ábra), és a Dunántúli-középhegységi szinklinális D-i szárnyán helyezkedik el (29. ábra).

Az ordovíciumtól a karbonig terjedő korú, anchi- és epimetamorf képződményekből álló és Zalatól a Velencei-hegységig terjedő vonulat nagyjából a Dunántúli-középhegység csapásában húzódik. A Dunántúli-középhegység valamennyi metamorf képződménye a **variszkuszi** ciklusban szenvedett a metamorfózissal együtt járó deformációt és takaróképződést. Az ópaleozoos pásztában felső-karbon gránittek vannak (Pusztamagyaród, Buzsák, Ságvár, Velencei-hegység). Ez az utóbbi a variszkuszi orogenezis záróképződménye, akárcsak a késő-karbon (vesztfáliai) korú Fülei Konglomerátum, amely metamorfítok kavicsából áll. A gránittól É-ra és D-re eső fúrások perm–mezozoos karbonátos és ter-



28. ábra. Magyarország nagyszerkezeti egységei (BALLA 1999)

1. a Balatonfő–Velencei-hegység térképének határa; 2. a Velencei-hegység térképének határa. Főegység-határok: 3. szenon–kainozoos, 4. középső-kréta. Egység-határok: 5. oligocén vízszintes eltolódás, 6. oligocén feltolódás; 7. bizonytalan jellegű határ. Fáziszóna: 8. mezozoos fáziszóna-határ

Figure 28. Megatectonic units of Hungary (BALLA 1999)

1. boundary of the subcrop geological map of the Balatonfő–Velence area, 2. boundary of the geological map of the Velence Hills. Boundaries of the main units: 3. Senonian–Cenozoic, 4. Middle Cretaceous. Unit boundaries: 5. Oligocene strike-slip fault, 6. Oligocene reverse fault; 7. boundaries of uncertain age and style. Facies zone boundaries: 8. Mesozoic facies zone boundary



29. ábra. A Balatonfő–Velencei-hegység területének helyzete a Dunántúli-középhegység térségében (BALLA, DUDKO 1989 nyomán)

1. a Balatonfő–Velencei-hegység mélyföldtani térkép határa; 2. a Velencei-hegység térképének határa; 3. neogén; 4. szenon–paleogén; 5. jura–középső-kréta; 6. triász; 7. paleozoikum; 8. a Dunántúli-középhegységi szinklinális tengelye

Figure 29. Geological position of the Balatonfő–Velence area within the Transdanubian Range (after BALLA and DUDKO 1989)

1. boundary of the subcrop geological map of the Balatonfő–Velence area, 2. Boundary of the geological map of the Velence Hills, 3. Neogene, 4. Senonian–Palaeogene, 5. Jurassic to Middle Cretaceous, 6. Triassic, 7. Palaeozoic, 8. Axis of the Transdanubian Range Syncline

rigén, továbbá eocén magmás és üledékes, valamint neogén üledékes képződményeket tártak fel. A gránitpáasztát délről a Balaton-vonal (28. ábra) határolja.

A Dunántúli-középhegység kristályos aljzatára eredeti helyzetben eróziós diszkordanciával majdnem 5 km vastagságú, törésekkel szabdaltnak, pikkelyes szerkezetű perm–mezozoos összlet települ. A permi törmelékeny képződmények a metamorf összlet anyagát tartalmazzák (MAJOROS 1971, 1980). A kora-krétaig bezárólag a kőzetek — kompetenciájuktól függően — különböző mértékben gyűrődtek, pikkelyeződtek, de nem metamorfok.

A prekainozoos képződmények utolsó gyűrődésének kora **ausztriai** (középső-kréta), elrendeződésük pásztás, a pászták részben az ausztriai gyűrődés során, részben a „harmadidőszakban” alakultak ki (BALLA 1988). A több ezer m vastagságú perm–mezozoos összlet lepusztulása — de legalábbis annak kezdete — ugyancsak a középső-krétára tehető, amint az HAAS, JOCHÁNY EDELENYI (1979) és CSÁSZÁR (1986) ősföldrajzi vázlataiból kitűnik.

A Velencei-hegység körüli metamorf és perm–mezozoos képződmények elrendeződése összenyomott periklinális szerkezetet körvonalaz (DUDKO 1987), amely első megközelítésben akár a Dunántúli-középhegységi-szinklinális párja, vagyis egy, azt D-ről kísérő és azzal azonos eredetű antiklinális lehetne. Ez azonban csak a Bakony és a Vértess vonatkozásában lehetne helytálló, K-en a periklinális tengelye a Budai-szinklinálisnak ütközik, amely a Dunántúli-középhegységi szinklinális középső-krétában befordult folytatása. A Kelet-velencei-periklinálisban záródó szerkezet valószínűleg a harmadidőszaki mozgások következménye (BALLA 1987, BALLA, DUDKO 1989).

A gránitpáaszt K-i részén középső–késő-eocén korú andezitvulkanizmus tapasztalható. Ez egy kontinensperemi helyzetű, szubdukciós eredetű vulkáni öv része volt, amely Magyarország területén szűk sávban Zalatól Recskig követhető (CSILLAG J. et al. 1983). Az öv Európa É-ről D-re — Afrika alá irányuló — szubdukciójának eredménye (BALLA 1981). A Bakony eocénjének rétegsorában szórt tufaanyag észlelhető, főleg a késő-lutéciaiban és a priabonaiban (DUDICH, KOPEK 1980), kb. 44–38 millió éves korintervallumban. Ez tág körzetre vonatkozóan is jól rögzíti a vulkáni tevékenység korát.

Paleomágneses vizsgálatok alapján (MÁRTONNÉ SZALAY 1984, MÁRTON E. 1986) a Velencei-hegység és vele együtt a Dunántúli-középhegység az andezitvulkanizmus idején valószínűleg még Afrikához tartozott, és csak később csatlakozott a stabil Európához. Az elszakadás feltehetően a kora-miocénben zajlott le. A Velencei-hegység a gránit mágnesesződése óta lényegében a Dunántúli-középhegység többi részével együtt mozgott.

KÁZMÉR (1984), majd KÁZMÉR, KOVÁCS (1985) a dunántúli-középhegységi és az alpi felső-triász üledékek fáciesképének összevetésével arra a következtetésre jutott, hogy a Balaton- és a Rába-vonal közé zárt Pelso egység, illetve

részeként a Bakonyi fácieszóna (28. ábra) kb. 500-km-es K-i elmozdulással került a mai helyére. BALLA (1988) a magyarországi nagyszerkezeti kép jellemző pásztátságának kialakulását — a pászták Ny-i elvékonyodása alapján — ezzel a kinyomódással, pontosabban a kinyomott egység D-i peremének jobbos nyírásával magyarázza.

KÁZMÉR és KOVÁCS (1985) szerint a kitolódás a középső-eocén–oligocén folyamán zajlott le. A magyarországi és a szlovéniai oligocén és alsó-miocén fáciesek elterjedése alapján NAGYMAROSY (1990), majd CSONTOS et al. (1992) úgy vélte, hogy a Bakonyi-egységnek az Alpokból való kinyomódása s ezzel kapcsolatban a kinyomott egység D-i peremének jobbos nyírása a Balaton-vonal mentén a kora-miocénben is folytatódott.

Korábban a Balaton-vonalat — az eocén magmatitok elterjedése alapján — a Darnó-vonallal kötötték össze, „Balaton–Darnó-vonal” elnevezéssel illetve, lényegileg a SZALAI-féle „Paleogén ‘0’-vonal” koncepciójával (SZALAI T. 1937, 1938) összhangban. Több kutató fogadta el azt a nézetet, hogy a *Balaton-vonal különböző fácieseket elkülönítő nagyszerkezeti határ és a Periadriai-lineamens folytatása*. WEIN (1969) a Dunántúli-középhegység és az Igal–bükki-eugeoszinklinális határát; DANK, BODZAY (1971) osztrák-alpi és belső-dinári övek, vagy a bakonyi és bükki takarós egységek határát, BREZSNYÁNSZKY et al. (1986) a Bakonyi- és a Közép-dunántúli egység határát látták benne. KÁZMÉR, KOVÁCS (1985) kitolódási modelljében a Balaton-vonal a Bakonyi egység jobbos eltolódásos határa.

A Balaton-vonaltól D-re megfűrt dunántúli-középhegységi képződmények (CSÁSZÁR et al. 1978b), továbbá MAJOROS (1980) perm fáciesekre vonatkozó megállapításai nyomán a nagyszerkezeti határt a seregélyesi körzettől D-re helyezték át, és a Bugyi-szerkezettől D-re vezették (DANK, FÜLÖP 1990, HAAS 1996).

BALLA et al. (1987) és BALLA (1988) szerint a Dunántúli-középhegységi egység déli határa a Balaton-vonal helyett az attól délre levő Buzsáki-vonal (28. ábra).

A terület mai képe kialakulásában fontos szerep jut a miocén kori mozgásoknak. A Balatonfő–Velencei-hegység peremi miocén medencéinek kialakulását a környezetben lejátszódó lemeztektonikai folyamatok eredményeképpen a medencealjzat egységeinek É vagy ÉK felé irányuló mozgásával kapcsolták össze (BALLA, DUDKO 1989, KÓKAY 1990).

KÓKAY (1956, 1976, 1996) véleményétől (kompressziós medenceképződés) eltérően BALLA, DUDKO (1989) a medencealakulást tágulós eredetűnek vélték, a kétségtelenül megfigyelhető feltolódásokat pedig későbbinek, késő-badeni korúnak tartották.

BALLA, DUDKO (1989) a Balatonfői-rögöktől ÉNy-ra elhelyezkedő Berhidai- és DK-re eső Polgárdi-medence kialakulását a Vértesnek a Bakonyhoz viszonyított elfordulásával és az ezzel összefüggő jelenségekkel — az Iszkahegyi-blokk kihúzásával és elfordulásával, valamint a Balatonfői-blokk forgásával — magyarázták.

KÓKAY (1990) szerint a K–Ny-i aktív erő hatására Balatonfői-blokk jobbos csúszása következtében „előárok” jellegű süllyedés jött létre több száz méter vastag neogén üledéksorral (Várpalotai-medence). A mozgó balatonfői tömeg forgásával alakult ki a Berhidai- és a Polgárdi-medence.

Az említett miocén medencékben a badeni végén – szarmata elején fellépő összenyomódás Magyarország D-i tömbjének (Mecsek–Apuseni egység) ÉK felé irányuló mozgásával és ütközésével kapcsolatos (BALLA 1984), amely az egész Közép-Dunántúlon a Balaton-vonalat követő kompressziós övben jelentkezik (BALLA et al. 1987). Ez az öv azonban K-en nem fordul be a Velencei-hegység felé, hanem a Bugyi-szerkezet irányában folytatódik. Az említett medencékben fellépő összenyomódás az öv hátterébe esik, így csak a korábbi lisztikus övek mentén, korlátozott mértékben jelentkezik. A Velencei-hegységtől K-re eső, nagy gravitációs minimummal jelzett Adonyi-medencének a kialakulási mechanizmusa nem tisztázódott.

A terület szerkezetalakulását főleg hat jelentős esemény befolyásolta: a variszkuszi orogenezis, az ausztróalpi gyűrődés, az eocén mészkáli vulkanizmus, az eocén–kora-miocén korú kitolódás, a kora-miocén medencesüllyedés és a késő-badeni kompresszió.

A szarmata–panóniai időszakban is történtek tektonikai mozgások a területen, azonban ezek az idősebb tektonikai vonalak felújulásában nyilvánultak meg (DUDKO 1988).

Szerkezetalakulás

A regionális környezet szerkezetföldtani ismerete alapján a terület szerkezeti képe főleg a harmadidőszakban alakult ki (DUDKO 1988, BALLA, DUDKO 1989), az utolsó, legerősebb mozgások a badeni végén zajlottak le (BALLA et al. 1987). A badeni utáni időszakban csak az idősebb vonalak újultak fel, ezért választottuk a preszarmata felszínt a szerkezet ábrázolásához (DUDKO 2000).

A terület szerkezeti felosztásának áttekintése után térünk át a képződményekben megfigyelt konkrét szerkezeti elemekre és egységekre, továbbá a fúrási és geofizikai adatokból levont szerkezeti következtetésekre.

Szerkezeti felosztás

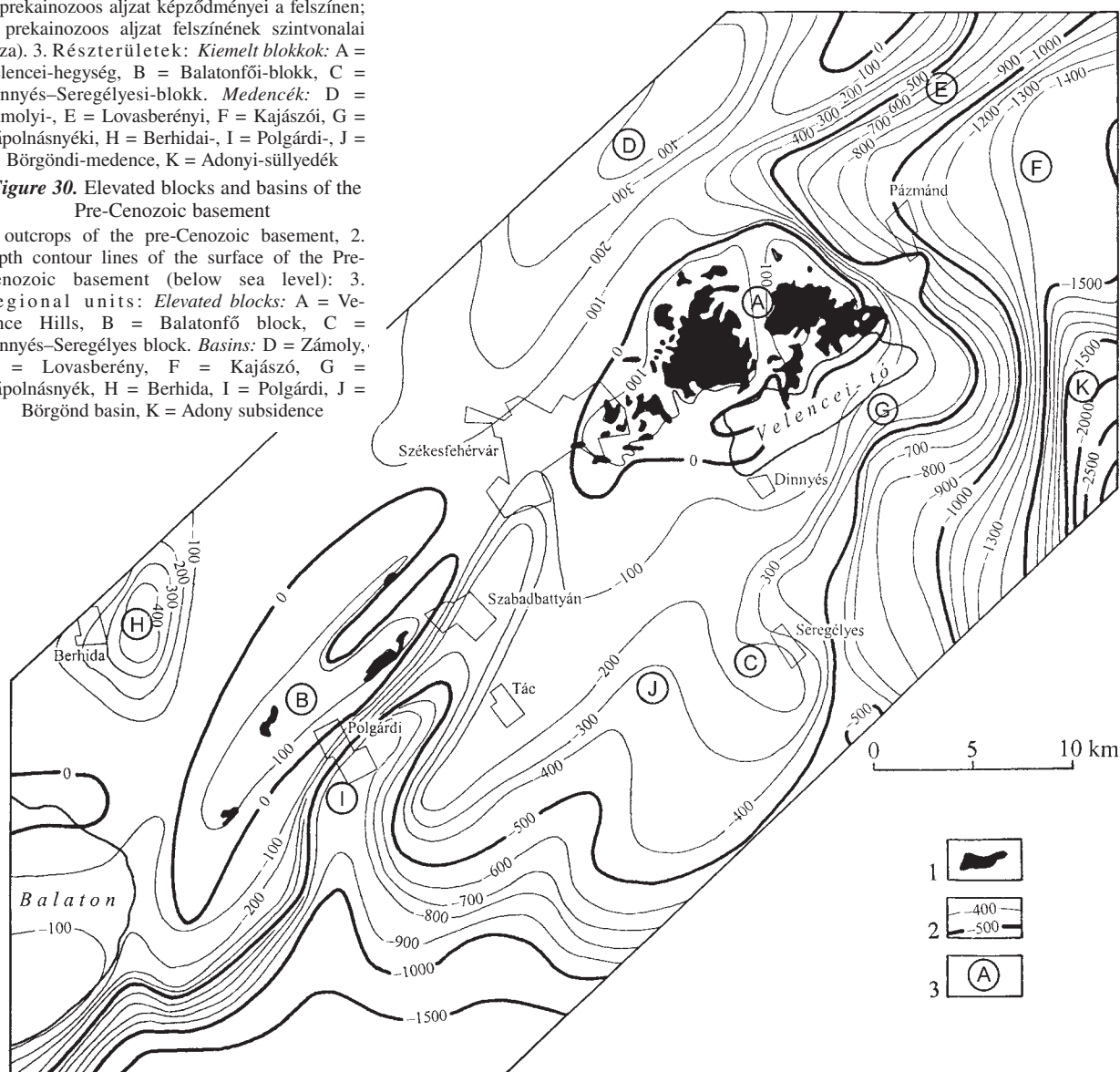
A tárgyalt terület a prekainozoos aljzatnak a mélységtérképen (30. ábra) jól tükröződő helyzete alapján három részből áll: a Velencei-hegységből (A), a Balatonfői-blokból (B) és a Dinnyés–Seregélyesi-blokból (C), amelyeket fiatalabb üledékekkel kitöltött medencék vesznek körül: a Velencei-hegységtől É-ra a Zámolyi- (D), ÉK-re a Lovasberényi- (E),

30. ábra. A prekainozoos aljzat kiemelt blokkjai és medencéi

1. prekainozoos aljzat képződményei a felszínen;
2. prekainozoos aljzat felszínének szintvonalai (tsza). 3. Részterületek: *Kiemelt blokkok:* A = Velencei-hegység, B = Balatonfői-blokk, C = Dinnyés-Seregélyesi-blokk. *Medencék:* D = Zámolyi-, E = Lovasberényi, F = Kajászói, G = Kápolnásnyéki, H = Berhidai-, I = Polgárdi-, J = Börögndi-medence, K = Adonyi-süllyedék

Figure 30. Elevated blocks and basins of the Pre-Cenozoic basement

1. outcrops of the pre-Cenozoic basement, 2. depth contour lines of the surface of the Pre-Cenozoic basement (below sea level): 3. Regional units: *Elevated blocks:* A = Velence Hills, B = Balatonfő block, C = Dinnyés-Seregélyes block. *Basins:* D = Zámoly, E = Lovasberény, F = Kajászó, G = Kápolnásnyék, H = Berhida, I = Polgárdi, J = Börögnd basin, K = Adony subsidence



K-re a Kajászói- (F), DK-re a Kápolnásnyéki-medence (G) húzódik, a Balatonfői-bloktól Ny-ra a Berhidai- (H), K-re és DK-re a Polgárdi-medence (I), a Seregélyesi-bloktól Ny-ra a Börögndi-medence (J), K-re pedig az Adonyi-süllyedék (K) helyezkedik el.

A Gárdonyi-Kápolnásnyéki-medence főleg pannóniai, a Berhidai- és Zámolyi-medence főleg pannóniai és idősebb miocén üledékekkel van kitöltve, a Polgárdi- és Lovasberényi-medencében, továbbá a Váli-árokban és az Adonyi-süllyedékben a fentiekén kívül paleogén üledékek is megtalálhatók. A badeni üledékek térképi kontaktusai részben normális, településszerű (eróziós) eredetűek, több helyütt tektonikusak (DUDKO 2000, mélyföldtani térkép).

Szerkezeti elemek és egységek

A mélyföldtani térképen (DUDKO 2000) a szerkezeti elemek négy kategóriáját különböztettük meg. Az újpaleozoos (variszkuszi) takaróhatárokat és a középső-kréta (eoalpi) pikkelyhatárokat fúrási adatokból szerkesztettük, a paleogén-kora-miocén és a középső-miocén (késő-badeni) tektonikai vonalakat földtani és geofizikai adatok alapján jelöltük ki, és a térkép, valamint a földtani szelvények elemzésével minősítettük. A szerkezeti elemek a következők:

- újpaleozoos takaróhatár;
- középső-kréta pikkelyhatár;
- paleogén-kora-miocén szerkezeti elemek: jelentős szerkezeti vonal, pl. Balaton-vonal, eltolódás, minősítés nélküli törés (az elmozdulás jellegét nem tudtuk megállapítani);

— középső-miocén (késő-badeni) szerkezeti elemek: feltolódás, eltolódás, vetődés, minősítés nélküli törés (az elmozdulás jellegét nem tudtuk megállapítani).

A térképen a jelentős szerkezeti vonalakat vonalként neveztük el (pl. Kajászói-vonal), de a szövegben törésként, illetve törésvonalként is tárgyaljuk ezeket (pl. Kajászói-törésvonal).

Az alábbiakban a vizsgált képződményeknek megfelelő szerkezeti elemeket ismertetjük, a következő rendben: ópaleozoos, újpaleozoos és mezozoos képződmények szerkezete, eocén vulkáni és eocén-kora-miocén szerkezet, preszarmata miocén képződmények szerkezete.

ÓPALEOZOOS KÉPZŐDMÉNYEK SZERKEZETE

A területen a metamorf képződmények felszíni előfordulásain a szerkezeti kép tisztázására mikrotektonikai méréseket alkalmaztunk. A balatonfői területen a Balatonfőlkajári Kvarcfillitet, a Polgárdi Mészövet és a Fülel Konglomerátumot

tanulmányoztuk, a Velencei-hegységben pedig a Lovasi Agyagpalát és a Velencei Gránitot. Az Úrhida falnál felszínre kibukkanó szericitpala (Lovasi Formáció) olyan mállott állapotban van, hogy mikrotektonikai vizsgálatra alkalmatlan.

A balatonfői szelvényben a képződmények variszkuszi (újpaleozoos) takarós szerkezete tapasztalható (DUDKO 2000, mélyföldtani térkép, A–B szelvény, valamint DUDKO 1988, FÜLÖP 1990, DUDKO, LELKESNÉ FELVÁRI 1992). Mivel az alsó-karbon képződmények részt vesznek a takarós szerkezetben, a takaróképződés a kora-karbonnál fiatalabb, vagyis újpaleozoos korú.

A variszkuszi redők tengelyiránya a Balatonfőlkajári Kvarcfillitben és a Polgárdi Mészövetben, továbbá a velencei palákban közel K–Ny-i (DUDKO 1988, 31. ábra). Ugyanakkor a képződmények elterjedése dunántúli-középhegységi — ÉK–DNy-i — irányítotttságot mutat, ami biztosan variszkuszi utáni mozgások következménye.

FÜLÖP (1990) a Lovasi Agyagpala Formációt a Balatonfőlkajári Kvarcfillit Formációtól, ugyanakkor a fűrási rétegsorban a kvarcfillit az agyagpala felett és alatt egyaránt megtalálható, biztos rátolódással, mivel a kvarcfillit magasabb metamorfózis fokú képződmény, mint a többi.

Az alábbiakban szerkezeti szempontból külön-külön jellemezzük a Balatonfőlkajári Kvarcfillitet, a Polgárdi Mészövet és a Lovasi Agyagpalát.

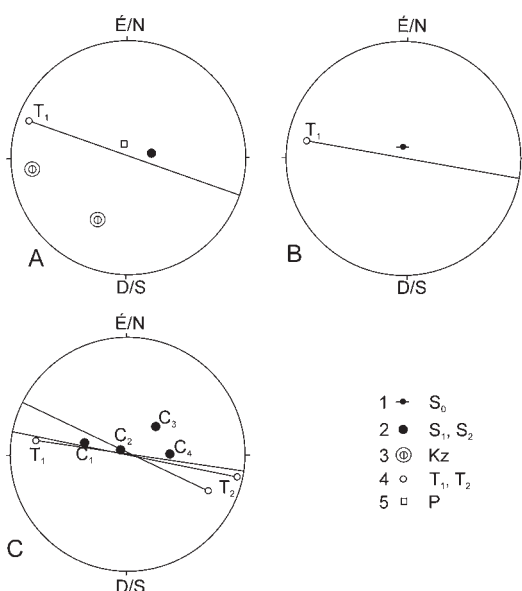
Balatonfőlkajári Kvarcfillit

A balatonfőlkajári Somlyó-hegyen lévő kőfejtőben bonyolult szerkezetű kvarcfillit (DUDKO 2000) van feltárva, amelyben a magasabb fokú metamorfózis miatt nem eredeti rétegzettség (S₀), hanem gyűrődéses eredetű palásságot (S₁) észlelünk. E palásság továbbgyűrődése következtében a nem kompetens fillitben laposdőlésű fodrozódási klivázs (*crenulation cleavage*) képződött, néhol csúszással (C), csúszásos klivázs (*slaty cleavage*) kialakulásával, aminek következtében az S₁ palásság S alakba gyűrődik. A kompetens kvarcban ugyanakkor izoklinális fekvőredők keletkeztek tengelysík menti S₂ palássággal. A mikroméreteken is különböző összetételű (kompetenciájú) sávok tektonikai viselkedése eltérő. A különböző vastagságú kvarc különbözőképpen gyűrődik (XXI. tábla, 1–3. fénykép).

A gyűrődés kompresszió hatására fellépő plasztikus folyással jött létre. A maximális kompresszió S₁ tengelye közel párhuzamos volt az S₂ palássággal, amelynek továbbgyűrődésével jöttek létre — folytatódó deformáció során — a fodrok és a kinkzónák. Ezen utóbbiak alakja, valamint az S₂ palássághoz való viszonyuk rátolódásos eredetre mutat (DUDKO 1986a).

Polgárdi Mésző

Ezen a területen a kutatási objektum a működő kőszár-hegyi kőfejtő volt, amely a régivel együtt majdnem 3 km hosszban tárja fel a mészövet (DUDKO 2000, 2. kivágat). A kőzetben nehezen észlelhető redőzöttségi elemek között különböző méretű, közel izoklinális fekvő redők és flexuraszerű redőpárok voltak megkülönböztethetők; tengelyirányaik közel azonosak és hasonlóak a Balatonfőlkajári Kvarcfillitéhez (31. ábra). Az izoklinális redők jelenléte kétségtelenné teszi, hogy az összlet egésze gyűrt és nem monoklinális településű, mivel ez a redőtípus nem lehet lokális. A redők mérete azonban széles határok közt változhat (XXI. tábla, 4. fénykép).



31. ábra. Ópaleozoos (variszkuszi) képződmények redőinek tengelyiránya (DUDKO 1986 nyomán)

A) Balatonfőlkajári Kvarcfillit Formáció, B) Polgárdi Mésző Formáció, C) Lovasi Agyagpala Formáció, C₁ = Kőrákás-hegy, Felsőmalom kőfejtő, C₂ = Pátka, Dúsítómű feletti kőfejtő, C₃ = Antónia-hegyi védett feltárás, C₄ = Bence-hegy, községi kőfejtő; 1. rétegdőlés, 2. palásság, 3. kink-zóna, 4. redőtengely, 5. redőtengelysík

Figure 31. The orientation of the axis of folds in the Lower Palaeozoic (Variscan) formations (after DUDKO 1986)

A) Balatonfőlkajári Quartz Phyllite Formation, B) Polgárdi Limestone Formation, C) Lovasi Slate Formation, C₁ = Kőrákás-hegy, Felsőmalom quarry, C₂ = Pátka, quarry above the Ore Separator, C₃ = protected quarry, Antónia Hill, C₄ = Bence Hill, municipal quarry, 1. dip, 2. schistosity, 3. kink-zone, 4. fold axis, 5. fold axial plane

Az alsó bányában nagyon markáns flexura látszik, tengelysíkja kb. 45° alatt dől ÉÉK felé, ebből következően a kinematikai „c” tengely kb. 45° alatt dől DDNy felé, vagyis DNy-i vergencia állapítható meg.

A kőszár-hegyi mészkő szerkezeti elemeinek sorrendjében a legidősebb a néhol biztosan felismerhető rétegződés (S_0). Későbbi az erőteljes izoklinális redőződés, amely együtt járt a metamorfózissal és az ezt kísérő redőtengelysíkpalásodással (S_1). A metamorfózis sokhelyütt annyira átkristályosította a mészkövet, hogy csak a palásság látszik, a rétegződés már nem. Még későbbiek a D-i vergenciájú flexúrák. A fodrok-hajlatok valószínűleg, a kőzetrések biztosan fiatalabbak a fekvőredőknél és a flexúráknál.

Lovasi Agyagpala

A Velencei-hegységben palák a hegység peremén fordulnak elő: Nadapon a Bence-hegyi és Antónia-hegyi feltárásban, Pátkán pedig a Felső Malom és a Pátkai Ércdúsítómű melletti feltárásban (GYALOG, HORVÁTH I. 2000).

A palaburok a gránit déli részéről a Bence-hegy kivételével lepusztult, a terület É-i részén pedig kivastagszik. Az Antónia-hegyen a pala vastagsága 100–150 m, a Bence-hegyen max. 70 m, az itteni Retezi-bányában a pala — a mikrogabbroval együtt — tektonikusan érintkezik a gránittal (JANTSKY 1957). A paláknak a gránittól kifelé irányuló dőlése (VENDL A. 1914, TELEKI 1942) közvetlen mérésekkel nem igazolható. A pala töredezettsége és a gránit hatására bekövetkezett átalakultsága miatt rétegződése rosszul látható.

Kétségtelen, hogy a pala megjelenése és vastagságának kifelé növekedése keleten a gránittal minden oldalán tapasztalható (DUDKO 2000, mélyföldtani térkép), ugyanakkor a pala belső szerkezete — a többszörös deformáció következtében — igen bonyolult.

A feltárásokban csak kevés redőt sikerült bemérnünk (16. táblázat). A redők egy része izoklinális, a palásság ezek tengelysíkjaival esik egybe. Más részük flexuraszerű, a palásság hajlásával jött létre. Tengelysíkjuk az uralkodó palás-

16. táblázat. A velencei palák gyűrt formaelemei

Vizsgált feltárások	Redőalak	Redőtengely	Vonalasság	Fodrok	Palásság
Csala, Felsőmalom Ny	izoklinális fekvő	280/1 (n=1)	–	–	276–310/10–46 (n=2)
Csala, Felsőmalom K	–	–	–	330/15 (n=1)	298–50/5–80 (n=8)
Pátkai dúsítómű	izoklinális dőlt flexúra	302/18 (n=5) 300/22 (n=4)	120–300, 123/14 (n=3)	165–345/Ny (n=4)	30–42/40–70, 70/13 225–286/2–70 (n=16)
Antónia-hegy	–	–	100/15, 230/20 42/44, 98/0 (n=4)	355/18Ny (n=1)	335–38/30–54 (n=32)
Bence-hegy	izoklinális fekvő	116/4 90/18 (n=2)	–	–	30–112/16–72 (n=20)

Az értékek fokban vannak megadva

sággal jelentős szöget zár be, észak felé dőlve. Egy-egy kőbányán belül a két redőtípus tengelyiránya azonos. Az egyes bányákban tapasztalható redőtengelyirány-eltérések a gránitbenyomulás által kiváltott utólagos elmozdulásokkal magyarázhatók. Ez a hatás a palásság gyakori szögváltozásában is tükröződik, amire korábban JANTSKY (1957) is utalt.

A palák kőzetéseinek végzett mérések a feltárások kis méretei miatt statisztikus kiértékeléshez nem voltak elegendőek, kivéve a Pátkai Ércdúsítómű melletti feltárást. A palában mért kőzetrések eloszlása itt megegyezik a gránitban észlelhetőkével. GOKHALE (1964, 1965) megállapítása a pala és a gránit kőzetrendszerének eltéréséről a nem teljesen megfelelő feldolgozásból fakad.

Általában leggyakoribbak a Velencei Gránit teléreivel megegyező irányú ÉK–DNy-i csapású repedések, ezek a feltárások kis méretei ellenére is mindenütt jelentkeznek (DUDKO 1986a). Mozgásnyomos síkokat csak elvétve, pl. a pátkai palabányában észleltünk. Itt balos nyírásos repedés jelentkezett egy 120/75° sík mentén, ami É–D-i irányú kompresszióra mutat.

A Lovasi Agyagpala Velencei-hegységben mért szerkezeti jellegei megegyeznek a balatonfői képződmények (Balatonfőkajári Kvarcfillit, Polgárdi Mészkő) szerkezeti elemeivel (DUDKO 1986a), deformációtörténetük is közös, bennük a következő sorrendiség állítható fel: rétegzettség (S_0), izoklinális redőzöttség + palásság (S_1), a palásság meggyűrődése (flexurák stb.), végül kőzetrések képződése.

A redők és flexurák orogén nyomás hatására képződtek, amely takaróképződésre vezetett. A pátkai flexurák tengelysíkjaival dőlése ÉNy-i (31. ábra), egybeesik a Polgárdi Mészkőben észlelt flexuráival, és a takarók DNy-i vergenciájára mutat.

ÚJPALÉOZOOS KÉPZŐDMÉNYEK SZERKEZETE

Az újpaleozoos képződmények két élesen különböző csoportját — a Fülei Konglomerátumot és a Velencei Gránitot — külön jellemezzük szerkezeti szempontból.

Fülei Konglomerátum

A konglomerátum jól rétegzett, dőlése uralkodóan ÉK-i, csapása tehát megegyezik a variszkuszi redők irányával.

A képződmény szerkezeti vizsgálatát a fülei Kő-hegy feltárásaiban végeztük (DUDKO 2000, 3. kivágat). A kőzet erősen cementált, kavicsa polimikt, főleg kvarcból, balatonfőkajári kvarcfillitből, kloritpalából és liditből áll (MAJOROS 1971).

A kavicsok vízszintesbe vetített hossztengeleyirányának átlagértéke 114° -nak adódik (DUDKO 1986a), ami szintén összhangban van a metamorf képződmények variszkuszi redőtetengelycsapásával. Ebből az következik, hogy a Fülei Konglomerátumra — a variszkuszi deformáció záróképződményére — ugyanolyan irányú erőter hatott, mint a redők képződése során.

Velencei Gránit

A gránit gyűrt, takaróképződést szenvedett palaösszletbe nyomult. A palaburok, ahogy azt feljebb említettük, csak az É-i és K-i területre maradt meg. A fúrások szerint a gránittesttől kifelé kb. 1–2 km-re a palában már nem érződik kontakt-metamorfózis, tehát a gránittest jelenlegi határa meredek, és amint az a térképen (DUDKO 2000) látható, többnyire tektonikus.

DNy és ÉK felé a gránit egyre nagyobb mélységben települ, lehatárolása azonban a fúrások és geofizikai adatok alapján mindkét irányban megfelelő.

K-en a harántirányú Nadapi-vonal mentén a gránit nagyobb mélységbe kerül, a velencei Ve–2 fúrás az andezit alatt palát, a Ve–1 pedig töréses zónát harántolt (FÖLDVÁRI A. 1948a).

A gránit É-i határa élesen kiugrik a gravitációs maradékanomália-térképen (PINTÉR 1983), jelenlétét a székesfehérvári Szftv–5 fúrás igazolta, a töréses zónát a kőrákás-hegyi bányák is feltárták (JANTSKY 1957). A Pátkánál a gránitot lehatároló É-i törés amplitúdója azonban még jelentéktelen, mivel a gránit itt kontaktmetamorf palákkal érintkezik.

JANTSKY (1957) feltételezte, hogy a Velencei Gránit DK-i irányban pikkelyként van rátolva a mezozoos összletre, s az eredeti helyzetéhez képest D felé lebillent helyzetben van. Egyik megállapítását sem látjuk igazolhatónak. A nyugat-velencei gránitterületen mért frekvenciaszondázási (FSZ) szelvényeken (MV–4, –5) 400–1000 m-es mélységben kis ellenállású réteg jelentkezett (CSÖRGEI et al. 1982). Ezt a réteget észlelték a magnetotellurikus szondázási görbén is (VARGA 1980). A területen mélyült pákozdi Pá–4 fúrás 550 m mélységig a grániton kívül nem harántolt más képződményt.

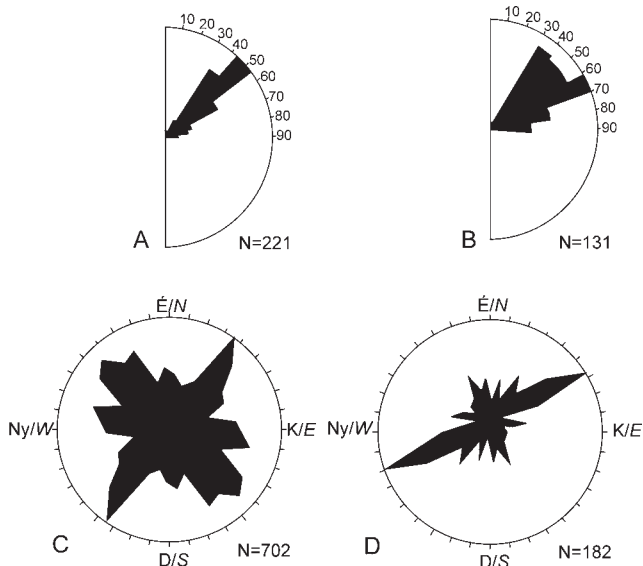
A gránitban levő telérek csapásiránya eléggé kitartó. A telérek dőlésiránya változó, az ÉNy–NyÉNy-i irány van túlsúlyban. A kelet-velencei telérek átlagos csapása (átlaguk 131 mérésből 65°), 20° -kal tér el a nyugat-velenceitől (átlaguk 221 mérésből 45° , 32. ábra), ami a két blokk utólagos mozgásával állhat kapcsolatban (XXII. tábla, 1–2. fénykép).

A gránittest és a gránitporfirtelérek „középhegységi” csapása JANTSKY (1957) szerint arra mutat, hogy a variszkuszi deformáció irányát tekintve megegyezett az alpival. A gránittest mai alakja részben utólagos eredetű, későbbi tektonikus mozgások következménye, a közzetelének képződése pedig húzást jelez abban az ÉNy–DK-i irányban, amelyen a fő alpi nyomóerő hatott, amint erre TELEKI (1942) is utalt. Ez az ÉNy–DK-i húzás összhangban van a variszkuszi redőtetengelyek csapásával — az egyetlen olyan szerkezeti elemmel, amelyből a deformációs erőter megbízhatóan rekonstruálható. Ugyanakkor azt is jelenti, hogy a telérek benyomulása során még mindig ugyanolyan irányú erőter uralkodott, mint a redők képződése során, vagyis a gránit valóban a variszkuszi deformáció záróképződménye.

A gránitban levő kvarctelérek csapása részben megegyezik a gránitporfirtelérekével (a Tompos-hegy alatt, az Ördög-hegyen), részben közel É–D-i irányúvá válik (a nyugat-velencei területen a Sárhegytől Ny-ra, az Ősi-hegyen), a moncsikittelérek irányához hasonlóan. Elrendezésükből ítélve megjelenésük ebben a körzetben közel K–Ny-i irányú dilatációval kapcsolatos.

A kőzetrések többnyire térben kissé változó eloszlást mutatnak, csapásuk főleg két — egy ÉK–DNy-i (a telérek csapásával megegyező) és egy arra közel merőleges, ÉNy–DK-i — iránytartományban csoportosul (32. ábra, XXII. tábla 3. fénykép). Alárendelten jelentkezik egy harmadik, közel É–D-i és egy negyedik, K–Ny-i irány is, amint azt már korábban is megállapították (MÉSZÁROS M. in JANTSKY 1957). A mért repedések dőlésszöge általában meredek, az adatok 66%-a 70° és 90° közé esik. Az összes adatra szerkesztett rózsadiagram főleg a meredek dőlésű síkok csapásirányát tükrözi. A helyi eltérések az adatok számától, a gránit heterogenitásától és valószínűleg konkrét helyi, egyenetlen blokkmozgásoktól függenek.

A nyugat- és kelet-velencei terület repedéseloszlása a telérirányokkal összhangban különbözik egymástól (32. ábra), a kelet-velencei kőzetréseleszlási maximum 20° -kal az óramutató járásával megegyező irányú elfordulást mutat, ami arra utal, hogy a két blokk utólagos mozgása nem változtatta meg a kialakult repedésrendszert (legalábbis statisztikailag). A gránitban néhány helyen mozgásnyomos síkokat észleltünk (17. táblázat), az adatok többirányú deformációs térre utalnak. A gránitban észlelt vetők dőlése többnyire meredek. A pákozdi, ún. „moncsikites” gránitkőfejtőben az É–D-i repedésrendszer valószínűleg a moncsikit-



32. ábra. A Velencei Gránit Formáció teléreinek csapásiránya (A, B) és kőzetréseinek rózsadiagramja (C, D)

A, C = telérek a kelet-velencei egységben; B, D = telérek a nyugat-velencei területen

Figure 32. Strike distribution for dykes (A, B) and rose diagram for joints (C, D) of the Velence Granite Formation

A and C = dykes in the East Velence area; B and D = dykes in the West Velence area

17. táblázat. A Velencei Gránit kőzetrendszerai

Sor-szám	Kőbánya	A dat szám (n)	Kőzettrések rendszerei						Mérést véggezte*	Megjegyzés
			M ₁	M ₂	D	F	m	S		
Nyugat-velencei terület										
1	Rácz-bánya	46	—	—	132/89	217/80	—	—	Dudko	
2	Aranybulla	105	—	0/72	300/81	227/76	274/60	—	Dudko	
		138	—	168/86	308/84	227/71	264/63?	—	Gyalog, Horváth	
		?	—	10/88	315/89	245/89	—	—	Gokhale	
3	Csúcs-hegy	103	276/82	—	320/80	205/89 218/68	—	—	Dudko	
4	Szabadélet Tsz.	?	—	—	312/88	230/80	—	—	Gokhale	
5	Királyi kerekdűlő	220	—	20/89	315/88 127/76	225/83	—	35/40	Gokhale	
6	Pátka, „Düsitómű”	145	266/76	10/88	328/89	248/60	—	—	Gokhale	
7	Sár-hegytől É-ra	125	—	12/87	306/83	214/79	—	—	Dudko	
8	Sár-hegy ingőkővci	217	—	12/83	313/81	56/83	—	300/62	Dudko	
9	Pákozdi, moncsikibánya	192	265/83	177/89	300/64	217/68 49/81	—	273/53	Dudko	
10	Pákozdi, torony alatti bánya	74	—	—	300/81 323/81	59/77	—	250/31	Dudko	
Kelet-velencei terület										
11	Kövecses-hegy	66	258/66	—	—	217/80	—	—	Horváth	vető: 222/76
12	Rigó-hegyi kőfejtő	195	253/72	350/66	300/50	226/70	—	—	Horváth	
		175	245/70	348/67	300/48	—	—	Horváth	gránitporfir	
13	Mészeg, M-7 autópálya	318	95/84	351/80	323/72	237/89	—	—	Dudko	vető: 108/51, 282/40
14	Mészeg, aplitbánya	?	260/78	0/65	—	25/78	—	—	Gokhale	
15	Olasz-kőfejtő	?	260/72	—	320/75	30/70	—	—	Gokhale	
		30	—	—	334/67	228/57	—	—	Horváth	vető: 253/64, 174/68
16	Sukorótól D-re, Ördög-hegy környéke	75	252/80	8/63	—	216/71	—	—	Horváth	
17	Bence-hegy, Retezi-bánya	67	287/67	—	(355) 155/89	240/72	—	—	Dudko	
18	Bence-hegy, Enyedi-bánya	30	278/81	—	—	24/72 230/61	—	—	Dudko	
19	Nadap, andezitbánya	53	262/72	—	142/82	—	—	—	Dudko	
20	K-Velence, bányákon kívüli mérések	285	252/86	176/87	310/72	232/58	—	—	Gyalog	

*A méréseket végezték: Gokhale, N. W. 1964, Dudko A., Horváth I. és Gyalog L. 1980–82. Az értékek °-ban vannak megadva. M₁ és M₂ = metasztatitokban lévővel megegyező, D = a gránitporfirtelerek irányával megegyező, F = ópaleozoos képződményekben lévő redők irányával megegyező, m = moncsikittelérekkel kapcsolatos, S = padosság.

telér benyomulásával kapcsolatos, és esetleg későbbben újult fel, pl. a nyugat- és kelet-velencei területet elválasztó, hasonló irányú törés kialakulása során.

MEZOZOOS KÉPZŐDMÉNYEK SZERKEZETE

Területünkön a középső-kréta szerkezetalakulás nyoma a képződménypáasztáknak a szinklinálistengellyel párhuzamos lefutásában és talán az alsó-triász képződményeknek gránitba pikkelyeződésében (Pákozdnál) feltételezhető (DUDKO 2000, mélyföldtani térkép és C–D földtani szelvény).

Az óalpi mozgások a barremi emelet végével kezdődtek, de fő jelentkezésük a szubhercini fázisra tehető. ÉNy–DK-i kompresszió hatására ekkor alakult ki a Dunántúli-középhegységi szinklinálist D-ről kitérő Kelet-velencei antiklinális. Ugyanakkor képződtek a Dunántúli-középhegységre jellemző hosszanti rátolódások (mint pl. a Litéri-rátolódás), amelyek megszabják a tágabb körzet szerkezeti képét.

Az óalpi szerkezetalakulásnak területünkön egyetlen biztos nyoma jelölhető ki, s ez a késő-kréta korú alkáli ultrabázisos magmatizmus. Az ennek termékeit képező telérek közel É–D-i irányúak (GYALOG, HORVÁTH I. 2000), vagyis Ny–K-i irányú táglulást jeleznek, amelynek azonban egyéb szerkezeti megnyilvánulását nem ismerjük.

EOCÉN VULKÁNI SZERKEZET

A Velencei-hegységtől K-re és D-re eső fúrások tanúsága szerint ott több helyen fordulnak elő eocén vulkáni képződmények. Elterjedésük első megközelítésben a földmágneses (33. ábra) és a gravitációs (34. ábra) anomáliák alapján tanulmányozható.



33. ábra. A Balatonfő–Velencei-hegység terület földmágneses ΔZ -térképe

1. nT-izovonalak; 2. geofizikai szelvények nyomvonalai

Figure 33. Geomagnetic ΔZ anomaly map of the Balatonfő — Velence Hills area

1. nT isolines (each 50 nT), 2. lines of the geophysical profiles

Ezen térképek regionális és szűrt változatainak (PINTÉR 1983) vizsgálata alapján három terület jelölhető ki: a dinyés–seregélyesi, a kápolnásnyéki és a nadap–pázmándi, ez utóbbit a továbbiakban Kelet-velencei paleovulkánnak nevezzük (35. ábra). Mindhárom terület a gravitációs és földmágneses adatok szerint akár egy-egy önálló vulkáni centrum is lehet (PINTÉR 1983). Felmerül azonban annak a lehetősége is, hogy ezek a területek egyetlen nagy méretű paleovulkán maradványai, amelyek későbbi tektonikai mozgások következtében átrendeződtek, és különböző lepusztulást szenvedtek.

Az elkülöníthető három vulkáni részterület viszonya nem világos, helyzetük alapján feltételezhető, hogy jobbos eltolódásokkal egymáshoz képest széthúzódtak. A három egységet — a Kelet-velencei paleovulkánt, valamint a kápolnásnyéki és dinyés–seregélyesi paleovulkán-maradványokat — az alábbiakban külön-külön jellemezzük.

A Kelet-velencei paleovulkán

A nyolcvanas évek kutatása során beigazolódott, hogy a Nadap–Pázmánd közötti dombvonulatot alkotó elváltozott képződmények alatt — FÖLDVÁRI A. (1947a) feltételezésével összhangban és a VASADY-KOVÁCS (1962) által becsült mélységben — egy dioritintrúzió helyezkedik el. A felette lévő — metasomatitnak nevezett — képződményeknek több típusát és elváltozási fázisát sikerült kimutatni (DARIDÁNÉ TICHY et al. 1984). Ez az intrúzió a középső–késő-eocén (–kora-oligocén) korú mészkálai andezitmigmatizmus terméke, amely az újabb anyagvizsgálatok tanúsága szerint szubdukciós eredetű (DARIDÁNÉ TICHY 1987).



34. ábra. Gravitációs Bouguer-anomália térkép a geofizikai szelvények nyomvonalával és jelével

1. mGal-izovonalak, 2. komplex reflexiós szelvény, 3. komplex refrakciós szelvény, 4. geoelektromos szondázás szelvénye, 5. G–H földtani szelvény (43. ábra) nyomvonala

Figure 34. Bouguer gravity anomaly map showing the geophysical profiles

1. mGal isolines, 2. integrated reflection profile, 3. integrated refraction profile, 4. geoelectric sounding (VES) profile, 5. G–H geological profile (see Figure 43)

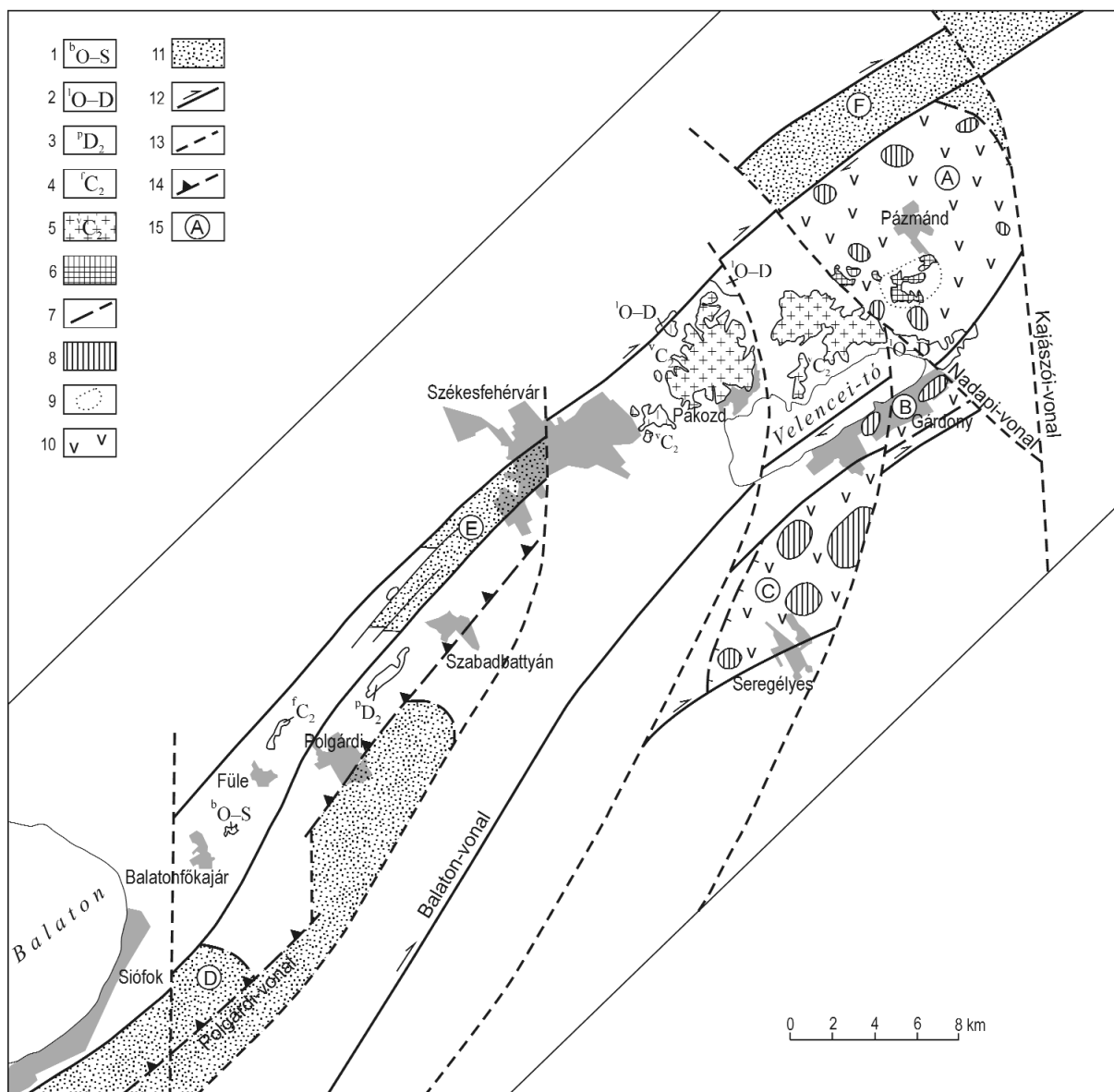
A Kelet-velencei paleovulkán területén a geofizikai és mélyfúrási adatok széles körzetben rétegvulkáni összlet jelenlétére utalnak, amelynek eredeti mérete — a szubvulkáni intrúziók elterjedéséből ítélve — a mainál jóval nagyobb volt. Az így körvonalazható terület középe táján, 600–650 m mélységben nagyobb méretű dioritintrúzió van, amelyben és környezetében hidrotermális kőzetbontás lép fel. Ezen összkép alapján a kelet-velencei terület magmatitjait egyetlen paleovulkán különböző részeibe tartozónak tekintjük és Kelet-velencei paleovulkán néven vonjuk össze (DUDKO et al. 1982, 1989a).

A szerkezeti jellemzést az alábbi rendben adjuk: a Kelet-velencei paleovulkán határai, felépítése, majd a vulkanizmus alatti erőter.

A Kelet-velencei paleovulkán határai. A Kelet-velencei paleovulkán határát ott vonjuk meg, ahol eltűnnek a felépítménybe tartozó vulkáni és/vagy a felszín alá benyomult szubvulkáni képződmények. Ez a határ a paleovulkán majdnem minden oldalán tektonikus (DUDKO 2000).

A földmágneses és gravitációs képből ítélve a keleti határ részben íves lefutású, s másodlagos anomáliák elemzése nyomán helyzete pontosítható (PINTÉR 1983). A környékbeli fúrások (pl. Csákvár Csv–18, Alcsútdoboz Ad–3) azt mutatják, hogy a vulkáni képződmények kis vastagságban a maradékanomáliák alapján bejelölt területen túl is előfordulhatnak.

Az É-i határ Lovasberénynél a szubvulkáni testeket jelző mágneses anomáliákat követi. Ezek egy hosszanti árkos süllyedék DK-i pereme mentén helyezkednek el (35. ábra). A süllyedékben a lovasberényi Lb–II fúrás szerint itt 340 m vastagságú középső–felső-eocén tufás-üledékes összlet települ, amelyet az Lb–I (B–6) és Lb–III (Ta–411) fúrás is harántolt (DUDKO



35. ábra. Az eocén vulkáni és üledékes képződmények tektonikai helyzete

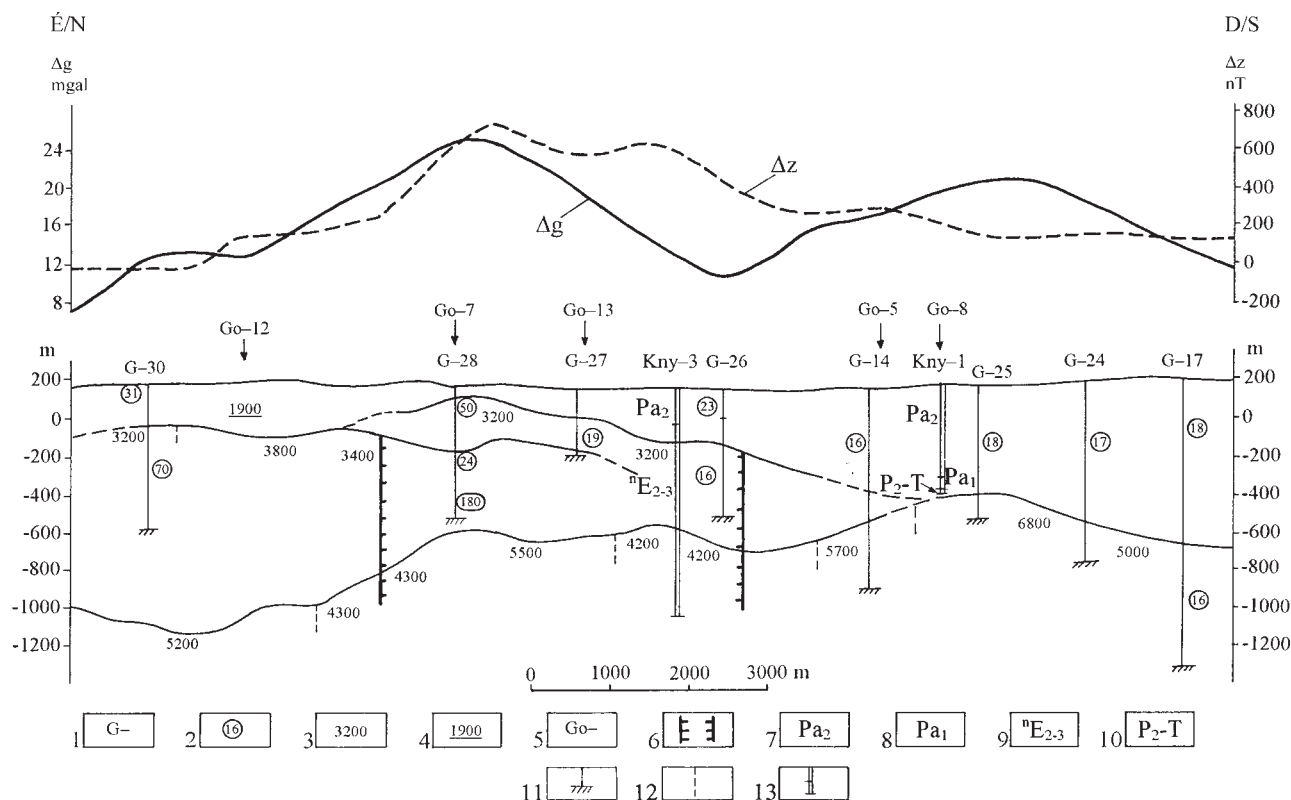
Prekainozoos aljatzképződmények a felszínen: 1. Balatonfőkajári Kvarcfillit, 2. Lovasi Agyagpala, 3. Polgárdi Mész, 4. Fülei Konglomerátum, 5. Velencei Gránit, *Eocén képződmények:* 6. eocén képződmények kibúvási, 7. eocén képződmények elterjedési határa. *Eocén képződmények határai fúrési és geofizikai adatok alapján:* 8. szubvulkáni andezit (Sorompövölgyi Andezit Tagozat) mágneses mérések alapján, 9. dioritintruzió (Cseplekhegyi Diorit Tagozat) határa, 10. rétegvulkáni képződmények (Kápolnásnyéki Andezit Tagozat); 11. üledékes képződmények (Szépvölgyi Mész Formáció). *Tektonikai elemek:* 12. jobbos eltolódás, 13. törés, vető, 14. feltolódás. 15. *Részterületek:* Magmás: A = Kelet-velencei, B = Kápolnásnyéki, C = Dinnyési-Seregélyesi. *Üledékes:* D = Balatonbzsoki, E = Úrhidai, F = Lovasberényi

Figure 35. Structural position of the volcanic and sedimentary Eocene Formations

Outcrops of the pre-Cenozoic basement: 1. Balatonfőkajár Quartz Phyllite Formation, 2. Lovas Slate Formation, 3. Polgárdi Limestone Formation, 4. Füle Conglomerate Formation, 5. Velence Granite Formation. *Eocene formations:* 6. outcrops of Eocene rocks, 7. boundaries of Eocene formations. *Eocene formations identified on the basis of drilling and geophysical data:* 8. boundary of the subvolcanic andesite (Sorompövölgy Andesite Member), based on magnetic survey, 9. contour of the diorite intrusion (Cseplekhegy Diorite Member), 10. strato-volcanic sequence (Kápolnásnyék Andesite Member); 11. sedimentary sequence (Szépvölgy Limestone Formation). *Tectonic elements:* 12. dextral strike slip; 13. faults in general, 14. reverse fault. 15. *Units:* Magmatic: A = East Velence, B = Kápolnásnyék, C = Dinnyés-Seregélyes. Sedimentary: D = Balatonbzsok, E = Úrhida, F = Lovasberény

2000). Ezt a képződménycsoportot a paleovulkán lábátán túlra tekintjük. A paleovulkán határa itt valószínűleg tektonikus. E határ tektonikus eredetét a földmágneses ΔZ -anomáliák ÉK–DNy-i sávja (PINTÉR 1983) is megerősíti. A szüldék gravitációs lépcsőn helyezkedik el, amelynek minimumzónája kb. a lovasberényi miocén pásztára esik.

A vulkáni terület D-i határa a földmágneses térképen (33. ábra) kevésbé észlelhető, azonban világosan jelentkezik mind a gravitációs (34. ábra), mind a földmágneses maradékanomália-térképen (PINTÉR 1983). A sáv Ny-i részén ez a határ egybeesik a gránit D-i határával, amely a korábbi kutatók (JANTSKY 1957) véleményével összhangban tektonikus, és a térképen a Velencei-tó mentén húzódik. A határ K-i folytatása a kápolnásnyéki gravitációs maximumtól É-ra levő minimum mentén sejthető. Az itt átfutó GoR–6 refrakciós szeizmikus szelvényen (36. ábra) a határ mentén végződik el a feltételezett rétegvulkáni összlet, és emelkedik magasabbra az aljzat.



36. ábra. A GoR-6/79 szeizmikus refrakciós szelvény a gravitációs (Δg) és a mágneses (ΔZ) anomália görbéjével (DUDKO et al. 1989b, a szelvény nyomvonala a 2. és 34. ábrán)

1. VESZ mérési pont jele, 2. ellenállásérték (ohmm), 3. határsebesség (m/sec), 4. átlagsebesség (m/sec), 5. komplex geofizikai szelvény jele, 6. dioritintrúzió határa, 7. felső-pannóniai képződmények általában, 8. alsó-pannóniai képződmények általában, 9. Nadapi Andezit Formáció, 10. felső-perm-triász általában, 11. VESz szondázás talpa, 12. refrakciós sebességhatár, 13. fúrás jele és réteghatárai

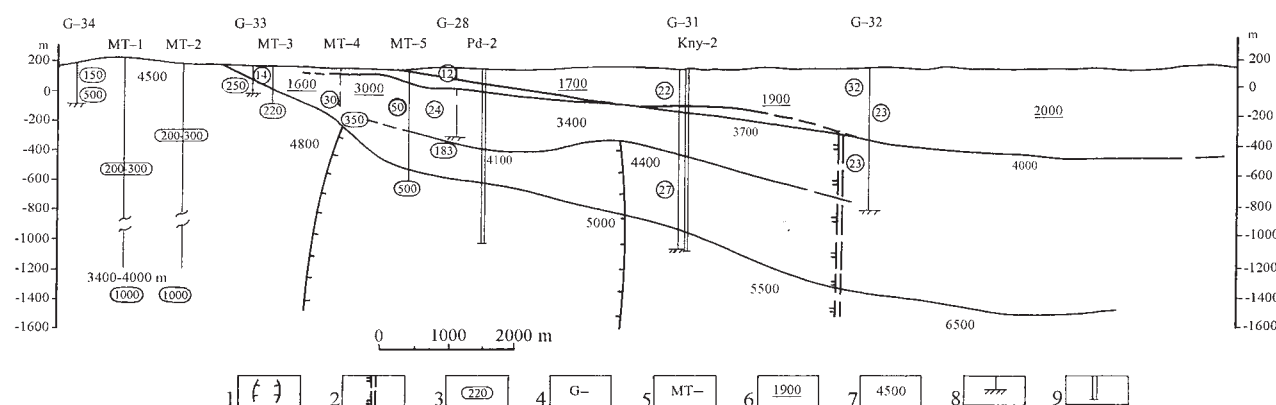
Figure 36. The GoR-6/79 seismic refraction profile with gravity (Δg) and geomagnetic (ΔZ) anomaly curves (after DUDKO et al. 1989b, for location of the profile see Figs 2 and 34)

1. mark of the geoelectric sounding (VES), 2. resistivity (ohmm), 3. surface velocity (m/s), 4. average velocity (m/s), 5. mark of integrated geophysical profile, 6. contour of the diorite intrusion, 7. Upper Pannonian formations in general, 8. Lower Pannonian formations in general, 9. Nadap Andesite Formation, 10. Upper Permian to Triassic in general, 11. bottom of the geoelectric sounding, 12. refraction velocity, 13. number of borehole and boundaries of formations

A vulkáni terület Ny-i határa a velencei gránitterületen belül húzódik. Itt Nadaptól Ny-ra a vulkáni felépítmény gyökeréig lepusztult, s a gyökerővezet határát a gránitban települő andezittelérek, kisebb andezittestek, intruzív breccsák burkolóvonala táján tételezhetjük fel. A gránit felett valószínűleg megvolt a rétegvulkáni összetettség, mivel az Antónia-hegytől K-re több mint 200 m vastagságú metaszomatit van a pala mellett, így a keleti blokk a Nadapi-vonal mentén

NyDny / WSW

KÉK / ENE



37. ábra. A GoR-7/79 szeizmikus refrakciós szelvény (DUDKO et al. 1989b, a szelvény nyomvonala a 2. és 34. ábrán)

1. dioritintrúzió határa, 2. a Kelet-velencei paleovulkán K-i határa, 3. ellenállásérték (ohmm), 4. VESZ-pont jele, 5. magnetotellurikus szondázás jele, 6. átlagsebesség (m/sec), 7. határsebesség (m/sec), 8. VESz szondázás talpa, 9. mélyfúrás jele

Figure 37. GoR-7/79 seismic refraction profile (after DUDKO et al. 1989b, for location of the profile, see Figs 2 and 34)

1. contour of the diorite-intrusion, 2. eastern boundary of the East-Velence Palaeovolcano, 3. resistivity (ohmm), 4. mark of geoelectric sounding (VES), 5. code of magnetotelluric sounding, 6. average velocity (m/s), 7. refraction velocity (m/s), 8. bottom of VES sounding, 9. borehole

(DUDKO 2000) a gránithoz képest mélybe süllyedt. A szeizmikus szelvényekből és földtani adatokból kirajzolódó kép (37. ábra) is süllyedést mutat keleti irányban.

A szerkezeti kép alapján úgy tűnik, hogy a paleovulkán É-i és D-i határa eltolódásos jellegű (35. ábra), bár közvetlen adatokkal ez nem bizonyítható, inkább a képződmények határának jellegéből és a regionális rekonstrukcióból (BALLA, DUDKO 1989) következik.

A vulkáni képződmények széthúzásának konkrét jele a terület É-i részén levő mágneses anomáliák elnyúltsága (PINTÉR 1983).

A Kelet-velencei paleovulkán felépítése. A paleovulkán felépítményébe a rétegvulkáni összletet és a szubvulkáni andezitintrúziókat, centrumába a dioritintrúziót és a felette levő metasomatitot soroljuk. A tisztán piroklasztikumból álló rétegsorokat, amelyek vastagsága az 50 m-t sem haladja meg, s amelyek általában üledékes rétegcsoportokkal váltakoznak, a paleovulkán lábatán túli képződményeknek gondoljuk. A terület felépítését két, egymásra merőleges geofizikai szelvényrel (36. és 37. ábra), valamint a fúrási és geofizikai adatok (18. táblázat) alapján kialakított vázlatos modellel (38. ábra) illusztráljuk.

A fúrómagokon mért és a lyukgeofizikai mérések alapján kapott mágneses szuszceptibilitás értékek alapján újrászámítottuk a földmágneses ható mélységét, s az 400 m-esnek adódott (CSÖRGEI et al. 1982), szemben a korábban VASADY-KOVÁCS (1962) által megadott 620 m-essel. A földmágneses kép alapján feltételezhető, hogy a diorittest központja a Zsidó-hegy É-i lejtőjén mélyített pázmándi Pd-2

fúrástól délre esik, s maga a Pd-2 fúrás az intrúzió lejtőjén, annak északi határa közelében helyezkedik el. A geofizikai adatokból következően az intrúzió nyugati határa a Csúcsos-hegyre esik, a Templom-hegy és a Nyír-hegy alatt diorit már nem várható (DUDKO et al. 1989a).

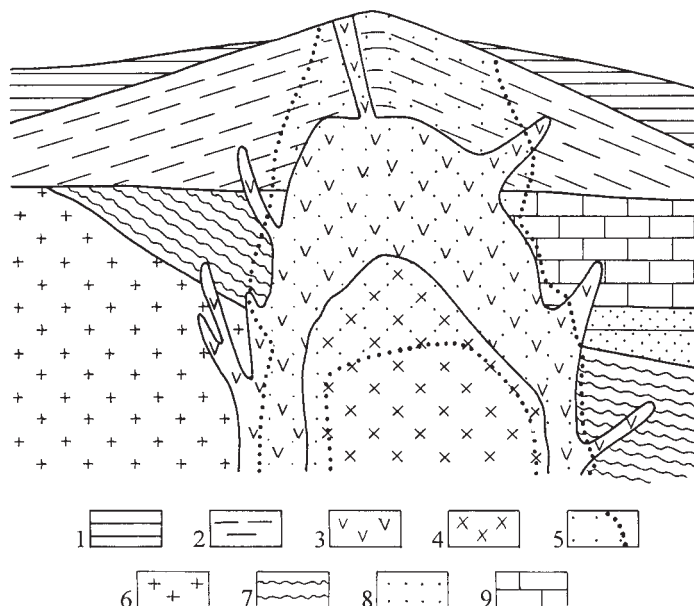
A Pd-2 fúrással harántolt, másodlagos magnetitesedést szenvedett diorit a szeizmikus, mágneses és mélyfúrási geoelektromos mérések szerint élesen különbözik a felette települő metasomatittól (39. ábra). A diorit mágneses szuszceptibilitása kb. két-háromszorta nagyobb, mint a többi fúrásban (Pt-5, Pt-1, Kny-3 stb.)

38. ábra. A Kelet-velencei paleovulkán modellje

1. felső-eocénál fiatalabb képződmények, 2. középső-felső-eocén üledékes és rétegvulkáni összlet (Kápolnásnyéki Andezit Tagozat), 3. szubvulkáni andezit (Sorompóvölgyi Andezit Tagozat), 4. magnetitesedett diorit (Cseplekhegyi Diorit Tagozat), 5. a Kápolnásnyéki Andezit, a Sorompóvölgyi Andezit és a Cseplekhegyi Diorit Tagozat hidrotermálisan erősen elváltozott vulkáni képződményei (Pázmándi Metaszomatit Tagozat), 6. Velencei Gránit Formáció, 7. Lovasi Agyagpala Formáció, 8. felosztatlan felső-perm (törmelékes) képződmények, 9. felosztatlan triász (karbonátos) képződmények

Figure 38. Model for the East Velence Palaeovolcano

1. formations younger than Upper Eocene, 2. Middle-Upper Eocene sedimentary and stratovolcanic series (Kápolnásnyék Andesite Member), 3. sub-volcanic andesite (Sorompóvölgy Andesite Member), 4. magnetitized diorite (Cseplekhegy Diorite Member), 5. volcanic rocks of the Kápolnásnyék Andesite Member, Sorompóvölgy Andesite Member and Cseplekhegy Diorite Member with strong hydrothermal alteration (Pázmándi Metasomatite Member), 6. Velence Granite Formation, 7. Lovas Slate Formation, 8. undivided Permian formations (clastic rocks), 9. undivided Triassic formations (carbonate rocks)



észlelt és a felszínről is ismert szubvulkáni andeziteké. Sűrűsége szintén 0,2 g/cm³-rel magasabb, mint az andezité, tehát a gravitációs és mágneses maximum a dioritintrúzióhoz kötődik. Ezt a megállapítást jól illusztrálja a gravitációs Bouguer Δg- és a mágneses ΔZ-görbével együtt ábrázolt GoR-6 szelvény (36. ábra). Világosan megállapítható, hogy a magasabb szintben lévő andezit (Kny-3) a gravitációs görbén nem különül el a metasomatittól. A kisebb gravitációs maximumok így az intrúzió nyúlványainak tekinthetők.

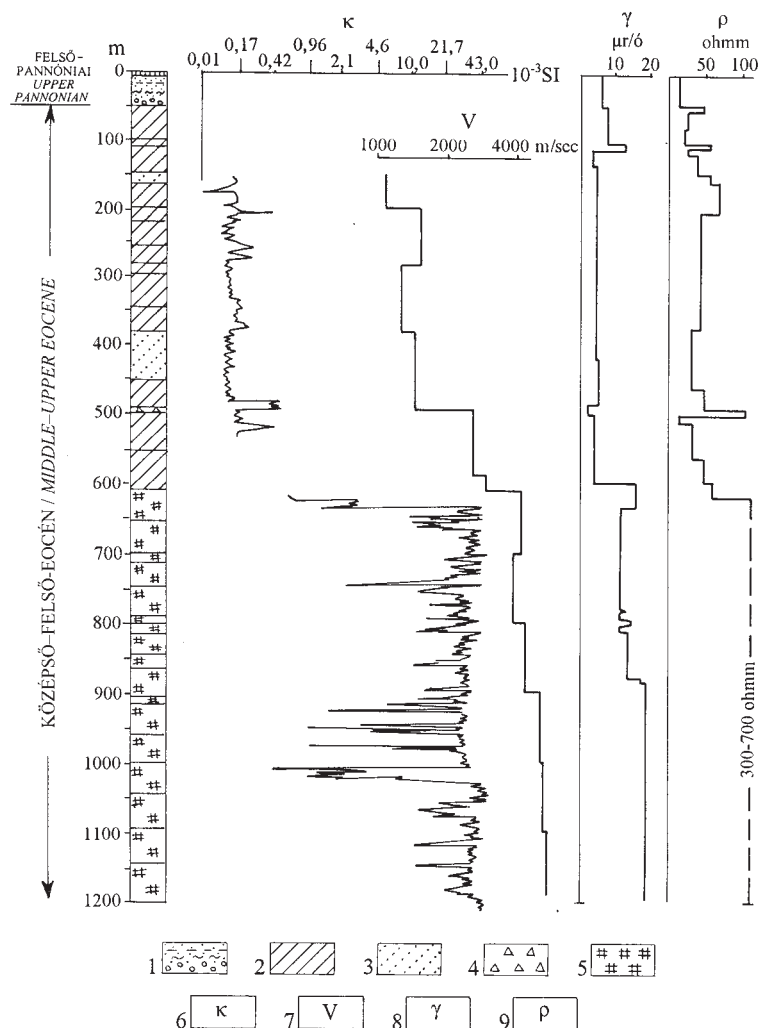
A metasomatitnak a térképen (DUDKO 2000) ábrázolt határától északra a pázmándi Pt-5 és délre a kápolnásnyéki Kny-3 fúrás szubvulkáni testet tárt fel. Az utóbbi fúrásban a szubvulkáni andezit alatt metasomatit jelent meg, vagyis a határ minden bizonnyal kifelé dől. A szubvulkáni testek helyzete a metasomatitokhoz képest nem tisztázódott teljes mértékben (tömörebb szigeteket képeztek a hidrotermális tevékenység során, vagy a benyomulásuk a metasomatizáció után történt). A dioritintrúzióval kapcsolatos metasomatitok valószínűleg körülveszik az intrúziót.

A GP-maximumok a pala és a metasomatitok kontaktusára, illetve a metasomatitok kibúvási területére esnek, ahol a metallometriai felvétel során anomális réz-, molibdén- és ónkonzentrációk jelentkeztek (ÓDOR et al. 1982). A nagy törések mentén a gerjeszthetőség csökkenése figyelhető meg. Ez arra enged következtetni, hogy a törések mentén későbbi oldatmozgás történt, amely a szulfidtartalom csökkenésére vezetett.

A paleovulkáni felépítmény a reflexiós szeizmikus szelvényeken lapos dőlésű, nagy energiájú reflexiós sorokkal jelentkezik (MADARASI et al. 1981). A kápolnásnyéki Kny-2 fúrás 980 m vastagságban rétegvulkáni összletet tárt fel. Felső részén láva, lávabreccsa, agglomerátum és tufa van túlsúlyban. Az alsó 300 m-ben egyre gyakoribbá válik a tufakonglomerátum, tufagravelit és tufahomokkő, amelyeket agglomerátum és lávapedok, valamint aleurolit-közbetelepülések tagolnak (15. ábra). A fúrással feltárt képződmények mágneses szuszeptibilitásának ingadozása jól illusztrálja a vulkáni és üledékes anyagból álló kőzetek váltakozását. A többi paraméterben ez a különbség nem látszik (DUDKO et al. 1989a).

A rétegvulkáni összlet nyúlványát a kápolnásnyéki Kny-3 fúrással feltárt szubvulkáni andezit felett is harántoltuk 15 m vastagságban. A fúrástól K-re levő K-15 vízkutató fúrásból előkerült anyag szintén rétegvulkáni (tufa, agglomerátum) összletre utal. A geofizikai adatok szerint a fúrástól D-re és K-re a rétegvulkáni összlet vastagsága megnő. A refrakciós szelvények szerint a rétegvulkáni összlet vastagsága Pázmándtól É-ra is legalább 900 m (DUDKO et al. 1989a), akárcsak a kápolnásnyéki Kny-2 fúrában. A déli terület kiemelkedett, és jelentős részén a rétegvulkáni összlet lepusztult (DUDKO 2000 mélyföldtani térkép, E-F földtani szelvény). Egészében véve a rétegvulkáni összlet körülveszi a centrumterületet.

A vulkanizmus alatti erőter. A vulkáni területen főleg dilatációs mozgások lehettek, amelyeket azonban nem tudunk elkülöníteni a fiatalabbaktól vagy az öröklődött idősebbektől (a sukorói andezittelér csapása pl. megegyezik a gránitporfir csapásával).



39. ábra. A Pázmánd Pd-2 számú fúrás vázlatos rétegsora és geofizikai paraméter-szelvényei (DUDKO et al. 1989b)

1. felső-pannoniai üledékek. Középső-felső-eocén képződmények: 2. kovás, agyagásványos metasomatit, 3. agyagásványos, kovás metasomatit, 4. dioritporfir-telér, 5. diorit. Geofizikai paraméterek: 6. mágneses szuszeptibilitás, 7. szeizmikus sebesség, 8. természetes gamma-aktivitás, 9. látszólagos geoelektromos ellenállás (mikrolog)

Figure 39. Schematic geological column and geophysical parameters of the Pázmánd Pd-2 borehole (DUDKO et al. 1989b)

1. Upper Pannonian sediments. Middle to Upper Eocene formations: 2. siliceous, clayey metasomatites, 3. clayey, siliceous metasomatites, 4. Diorite porphyry dyke, 5. Diorite. Geophysical parameters: 6. magnetic susceptibility, 7. seismic velocity, 8. natural gamma activity, 9. apparent geoelectric resistivity

A paleovulkán területén mágneses anomáliákkal jelentkező szubvulkáni testek ÉÉNy–DDK-i irányítottságot mutatnak, akárcsak az Antónia-hegyi andezittelér (GYALOG, HORVÁTH I. 2000). A metasomatitok közetérései Daridáné Tichy M. vizsgálatai alapján É–D-i, K–Ny-i, ÉNy-i–DK-i és ÉK–DNy-i irányúak, az elmozdulási irányokról azonban nincs információ. Ezek a közetérések munkahipotézisként levezethetők az alpi deformációs erőterből (ÉNy–DK-i irányú kompresszióval és ÉK–DNy-i irányú nyúlással). A szubvulkáni testek iránya merőleges a húzó erőkre, a szakításos rendszernek megfelelően.

Kápolnásnyéki paleovulkán-maradványok

Kápolnásnyéktől D-re és Gárdony térségében a paleozoos–mezozoos medencealjzat felett nagyobb vastagságú rétegvulkáni összletet nem tételezünk fel. A területen levő mágneses anomáliák feltehetően a szubvulkáni testekkel kapcsolatosak (DUDKO 2000, mélyföldtani térkép és E–F földtani szelvény).

A MÉV által a két mágneses anomália között mélyített kápolnásnyéki Kny–1 fúrás az aljzat felett összesen 5 m vastagságban harántolt andezitet, ez alatt 2,3 m vastagságú, feltételezett triász korú aljzatképződmények vannak, melyek nagy sebességgel ($V_h = 6,8$ km/s) és alacsony ellenállással (12–18 ohmm) rendelkeznek, tapasztalatunk szerint akár idősebb paleozoos korúak is lehetnek.

Dinnyés–seregélyesi paleovulkán-maradványok

Dinnyés–Seregélyes körzetében a MÉV által két mágneses maximum közé telepített Dinnyés Di–2 fúrás dacitot, andezittufát és -agglomerátumot tárt fel, ennek alapján feltételezhető itt is a rétegvulkáni összlet jelenléte.

A mágneses anomáliára a MÁFI által telepített Gárdony Gá–2 és Seregélyes Sg–2 fúrás szubvulkáni andezitet, illetve intruzív breccsát tárt fel. A Gárdonyi Gá–2 fúrás 14,5 m hosszban fúrt intruzív breccsát dolomitdarabokkal, amelyek valószínűleg a kb. 600–700 m mélységben lévő aljzataból származnak (a feltételezett aljzatot ebben a körzetben a szeizmikus szelvényekben déli dőlésű, dőlt reflexiósorok jellemzik — MAJKUTH 1982).

A területen a legnagyobb méretű és legnagyobb értékű mágneses anomália és a regionális gravitációs anomália egy nagy méretű és nagy szuszceptibilitású hatóra esik, amely esetleg centrumterületet jelez (PINTÉR 1983). Az érckutatási perspektívák felmérésére a két legnagyobb mágneses anomálián és a seregélyesi területen GP-szondázás történt. A GP-értékek mindhárom ponton legfeljebb 1%-ot értek el, a görbe alakja pedig arra utalt, hogy ezen a területen nem várható ércesedés (KIRÁLY ERVIN 1983), illetve valószínűleg metasomatit sem. A nagy mágneses anomáliák feltehetően szubvulkáni testekkel, a gravitációs anomália pedig az aljzat közelségével magyarázhatóak (DUDKO 2000, mélyföldtani térkép, C–D földtani szelvény).

EOCÉN–KORA-MIOCÉN SZERKEZET

Jobbos eltolódásokkal nemcsak a vulkáni terület széthúzódása, de egyéb képződmények elrendeződése is magyarázható. Ezek a jelenségek, ahogy a regionális részben vázoltuk, a Dunántúli-középhegység kitolódása során jöttek létre, az eocén–kora-miocén korban.

Elsőként a Velencei Gránit DNy-i folytatását, ezután a Balaton-vonalat, végül az üledékes felső-eocén képződményeket lehatároló vonalakat ismertetjük.

A Velencei Gránit DNy-i folytatása

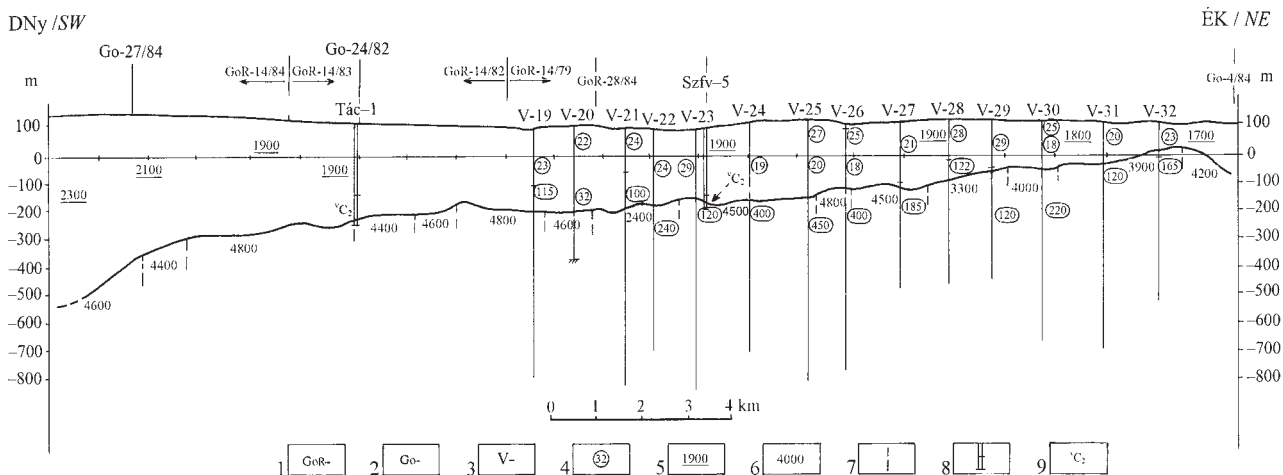
A Velencei Gránit DNy-i folytatása korábban bizonytalan volt. Magyarország első részletes mélyföldtani térképén (CSALAGOVICS et al. 1968) a Balatontól délre levő gránitvonulatot a velenceivel egységesnek tekintették. Ugyanakkor a Balatonfő–Velencei-hegység területét részletesen tanulmányozó geológusok (JANTSKY 1957, MAJOROS 1980) a gránit Ny-i elvágódását Székesfehérvár környékére tették. JANTSKY (1957) szerint a Velencei Gránitot Ny-ról a Móri-árok folytatásába eső törés határolja. Felmerült annak lehetősége is, hogy a gránitot esetleg az eltolódás jellegű, ún. Telegdi-Roth-vonal vágja szét (CSÁSZÁR et al. 1978b, KÓKAY 1996).

A gránitvonulat DNy felőli lehatárolása céljából mérte az ELGI a VESZ-ekkel kombinált GoR–14 refrakciós szeizmikus szelvényt (MAJKUTH 1985) a tács–börgöndi gravitációs minimum (PINTÉR 1983) mentén (34. ábra). A szelvényen a nagyobb határsebességű felület a gravitációs anomáliaképből várhatóánál kisebb mélységben van, és csak lassan, fokozatosan süllyed DNy felé (40. ábra).

Ugyanez a felület a VESZ-szondázások eredményeiben nagyobb ellenállással jelentkezik, mint a metamorf palák ellenállása. Mélysége kb. 300 m, jelentősebb süllyedése csak Táctól 2 km-rel DNy-ra kezdődik. A GoR–14 szelvény tehát egy gravitációs minimum tengelyében húzódó hosszanti kiemelkedésre került. Ezen aljzatkiemelkedés létezését e szelvény mentén végzett magnetotellurikus szondázások (VARGA 1980, 1985) is megerősítették.

A hosszanti, másodrendű aljzatkiemelkedésen a GoR–14 szelvény mentén két fúrás mélyült. A pannóniai üledékek alatt mindkettő gránitba jutott: a Székesfehérvár SzfV–5 250, a Tács–1 pedig 270 m-ben. Ezek a mélységek 30–40 m-rel voltak kisebbek annál, mint ami a szeizmikus szelvényből adódott (40. ábra), s ez természetes is, mivel a gránit felső része mállott, a sebességhatár pedig az üde kőzetek felszínét követi.

A hosszanti aljzatkiemelkedés léte arra enged következtetni, hogy a Velencei Gránit Székesfehérváron túl DNy-i irányban egészen Tácsig folytatódik. A gránit közettani jellege változatlan marad, s így valószínűleg egységes vonulatot képez



40. ábra. A GoR-14 szeizmikus refrakciós szelvény (DUDKO et al. 1989a után, a szelvény nyomvonala a 34. ábrán)

1. refrakciós szelvény jele, 2. reflexiós szelvény jele, 3. VESz szondázás jele, 4. ellenállásérték (ohmm), 5. átlagsebesség (m/sec), 6. határsebesség (m/sec), 7. határsebesség-intervallum határa, 8. fúrás jele és réteghatára, 9. Velencei Gránit Formáció fúrásban

Figure 40. GoR-14 seismic refraction profile (after DUDKO et al. 1989b, for location of the profile, see Figure 34)

1. code of refraction profile, 2. code of reflection profile, 3. code of geoelectric sounding (VES), 4. resistivity value (ohmm), 5. average velocity (m/sec), 6. border velocity (m/sec), 7. boundary of border velocity interval, 8. borehole and formation boundary, 9. Velencei Gránit Formáció in the borehole

a Balatontól D-re Ságvárnál és Buzsáknál (28. ábra) megfúrttal, amelynek összetétele ugyancsak hasonló a Velencei Gránitéhoz (BUDA 1972).

A Táci-gránitvonulattól ÉNy-ra, tektonikus határral helyezkedik el Polgárdi-medence, amelynek aljzata valószínűleg Velencei Gránit. A medence ÉNy-i határa szintén tektonikus (Polgárdi-vonal, DUDKO 2000), és ebben az esetben a Polgárdi-vonal a Velencei Gránit és a metamorf képződmények tektonikus határa.

A Táci-vonulat ÉNy-i szerkezeti határa ÉK-en É-D-i irányt vesz fel, egyéb fúrások mellett az 1992-ben mélyült székesfehérvári B-239 fúrással pontosítható a gránit Ny-i határa. DK-ről a Velencei Gránitot a Balaton-vonal határolja.

Balaton-vonal

DUDKO (1988) szerint a Balaton-vonal — a Velencei Gránit D-i hataraként — a Velencei-hegységtől K-re kiékelődik. A gránit-pala határ a Velencei-hegységtől K-re szelvényben lapos, majd meredekebbé válik, úgyhogy megállapíthatóvá válik a gránittest mélybeli elvégződése. A gránittest K-i záródási vonalát többé-kevésbé koncentrikusan követik az összlehatárok, így a középhegységi perm–mezozoos képződmények folyamatosan követhetők Dinnyés–Seregélyes körzete irányában.

A Balaton-vonal a Velencei Gránit K-i részén markánsabb, Ny-on kevésbé határozott gravitációs maradékminimummal jelentkezik. A vonal környékén a Go-6 szeizmikus reflexiós szelvényen töréses öv mutatható ki (MAJKUTH 1982). JANTSKY (1957) szerint a gránit töredezettsége déli irányban a Balaton-vonalhoz közeledve nő. A Velencei-tótól K-re a törés valószínűleg elnyírja a gránit még meglevő palaburkát, és a gránit itt közvetlenül perm–triász képződményekkel érintkezik.

WEIN (1974, 1977) szerint a Velencei-hegységen túl a Balaton-vonal a Váli-árok mentén D-re tolódott, és a Budai-takaró alatt húzódik, majd a Darnó-vonalban folytatódik. Ez a nagyméretű (30-40 km-es) vízszintes előretolódás azonban nem jelentkezik a perm–mezozoos képződmények elterjedésében (a periklinális rajzolatában: DUDKO 1987).

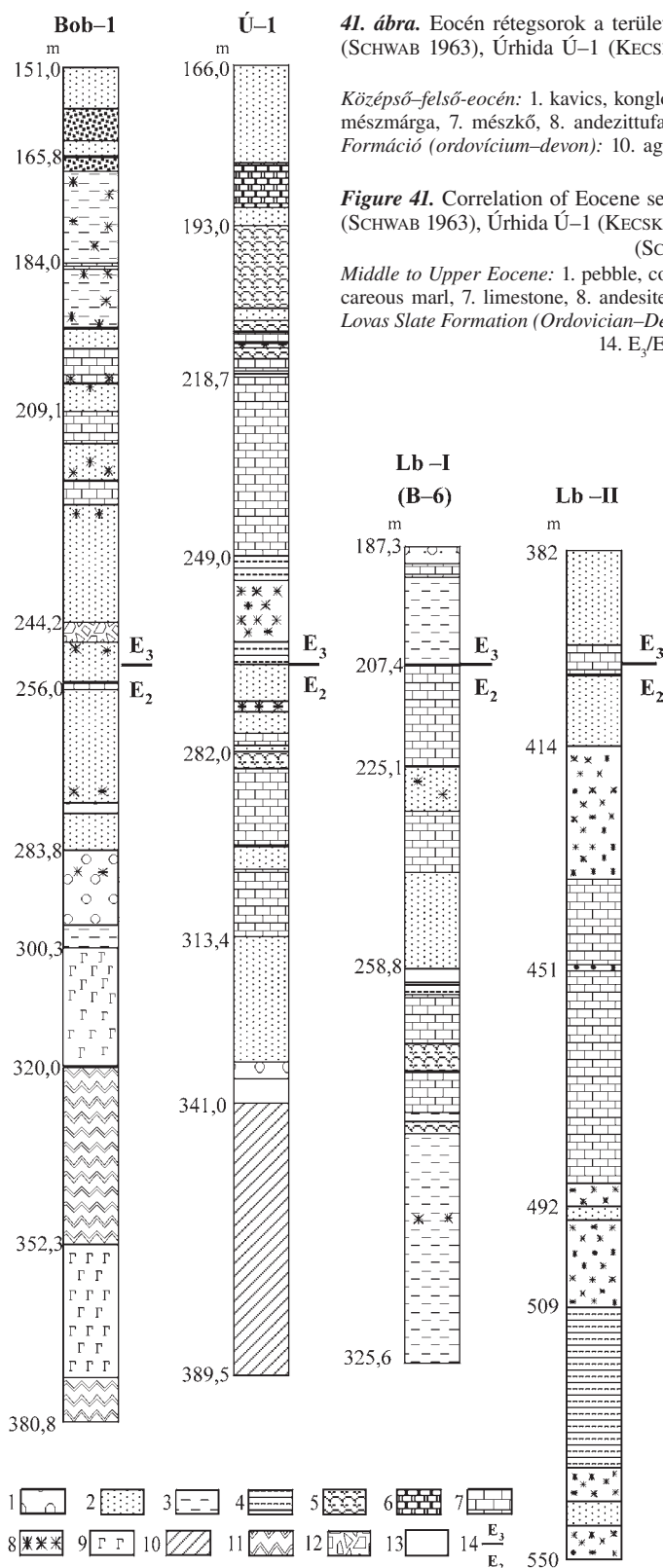
A Kelet-velencei paleovulkán maradványai a Velencei-hegység körzetében a Balaton-vonaltól mind É-ra, mind D-re jelen vannak, ami jelentős szerkezeti változást jelent a nyugatabbi területekhez viszonyítva, ahol az eocén vulkanitok a Balaton-vonaltól D-re helyezkednek el. Ez talán szintén fiatalabb mozgások rovására írható, akárcsak az egész vulkáni öv mai széthúzottsága.

Üledékes középső–felső-eocén képződményeket lehatároló vonalak

A fúrási adatok és a geofizikai ismeretek alapján a területen húzódik a középső–felső-eocén üledékekkel kitöltött balatonbo-zsok–úrhida–lovasberényi árokvonulat. A középső–felső-eocén fúrási rétegsorok korrelálhatók egymással (41. ábra), feltehetően korábban összetartoztak.

A középső–felső-eocén képződményeket csak Úrhida falunál lehet a felszínen tanulmányozni. A környékén fellelhető mészkő és mészmárga monoklinálisan dől DK felé, csapása ezen a területen közel esik a Dunántúli-középhegység irányához. A mészkő átlagos dőlése 138/33°, vagyis az eredeti településhez képest kibillent helyzetben van. Az erősen mállott mészkő kis számú kőzetresének csapáseloszlása általában É-D-i és K-Ny-i uralkodó irányt mutat, amely sokféle erőterrel magyarázható.

A gravitációs térképen az Úrhidánál levő eocén és a Fülei Konglomerátum a kiemelt Balatonfői-blokk és a táci-börgöndi minimum közötti gravitációs lépcsőre esik (30. és 34. ábra).



41. ábra. Eocén rétegsorok a terület néhány fúrásában (Dudko 1988 nyomán). Balatonbozsok Bob-1 (SCHWAB 1963), Úrhida Ú-1 (KECSKEMÉTI, VÖRÖS 1983), Lovasberény Lb-I (VENDL A. 1914), Lb-II (SCHRÉTER, MAURITZ 1952)

Középső-felső-eocén: 1. kavics, konglomerátum, 2. homok, homokkő, 3. agyag, 4. agyagmárga, 5. márga, 6. mészmárga, 7. mészkő, 8. andezittufa, -tuffit. *Bencehegyi Formáció (szilur-devon):* 9. metagabbro. *Lovasi Formáció (ordovicium-devon):* 10. agyagpala, 11. fillit. *Egyéb:* 12. vetőbreccsa, 13. maghiány, 14. E₃/E₂ — felső- és középső-eocén határa

Figure 41. Correlation of Eocene sequences (after Dudko 1988) on the basis of Balatonbozsok Bob-1 (SCHWAB 1963), Úrhida Ú-1 (KECSKEMÉTI, VÖRÖS 1983), Lovasberény Lb-I (VENDL A. 1914) and Lb-II (SCHRÉTER, MAURITZ 1952) boreholes

Middle to Upper Eocene: 1. pebble, conglomerate, 2. sand, sandstone, 3. clay, 4. clayey marl, 5. marl, 6. calcareous marl, 7. limestone, 8. andesite tuff and tuffite. *Bencehegy Microgabbro Formation:* 9. metagabbro. *Lovas Slate Formation (Ordovician-Devonian):* 10. slate, 11. phyllite. *Other:* 12. fault breccia, 13. lack of core, 14. E₃/E₂ — boundary of Upper/Middle Eocene

A késő-eocén és idősebb képződmények kibúvási vonulatát ÉNy-ról a Balatonfői-vonal (MAJOROS 1980, FÜLÖP 1990) határolja le (DUDKO 2000, mélyföldtani térkép és A-B földtani szelvény). A Balatonfői-vonal MAJOROS (1980) szerint jobbos eltolódás, amely különböző ópaleozoos fácieseket határol el egymástól — az idősebb és nagyobb metamorf fokozatú Balatonfő-kajári Kvarcfillitet a Lovasi Aggagpaltól. Az ópaleozoos képződmények szerkezeti jellegeinek ismeretében említettük, hogy a Balatonfő-kajári Kvarcfillit részt vesz a terület variszkuszi takarós felépítésében, vagyis a Balatonfői-vonal nem használható a fáciesek elkülönítésére, viszont különböző blokkokat elhatároló fiatalabb eltolódásként fogható fel. A vonal ÉK-i folytatásának a Lovasberényi-vonalat tekintjük, amely a lovasberényi eocén árok D-i határát képezi.

A Balatonfői-vonaltól D-re a fúrások alapján még egy vonal rajzolódik ki, amely a Szépvölgyi Mészkő és a Fülei Konglomerátum elterjedésének a déli és a Balatonbozsoki-árokhoz az É-i határa (DUDKO 2000 és 35. ábra).

Az árkok és a paleovulkán széthúzását jobbos eltolódásokkal, KÁZMÉR, KOVÁCS (1985) kitolódási modelljével magyarázzuk. Az eltolódások amplitúdója ezen a területen néhány km-es nagyságrendű lehet.

PRESZARMATA MIOCÉN KÉPZŐDMÉNYEK SZERKEZETE

A preszarmata miocén képződmények legnagyobb megfúrt vastagsága a területünkön a Berhidai-medencében (kb. 300 m) és a Balatonszabadi K-49 fúrásban (320 m) van. A Go-27 reflexiós szeizmikus szelvényből ítélve a Polgárdi-medencében ennél nagyobb (> 600 m) vastagság várható.

A Berhidai-medencében a miocén alatt perm üledékek és metamorf palák vannak, a Polgárdi-medence aljzata ismeretlen, a Velencei-hegységtől É-ra a miocén alatt vagy paleogén (Csv-18, lovasberényi fúrások), vagy prekainozoos képződmények települ-

nek. A preszarmata miocén üledékek többnyire igen lapos, 2–10°-os dőlésűek, a Lovasberény Lb-II fúrásban azonban meredek dőlést írtak le (SCHRÉTER, MAURITZ 1952), zavart településről nem téve említést. Ugyanakkor 45–80°-os dőlésű fényes csúszási lapokat észleltek több fúrásban is.

Az alábbiakban a Polgárdi-, a Börgöndi- és a Berhidai-medence szerkezetét tárgyaljuk.

Polgárdi-medence

A Tác-1 fúrással feltárt gránit és a Balatonfői-blokk közé eső területen a geofizikai mérések és a polgárdi fúrások nyomán egy miocén üledékekkel kitöltött süllyedék rajzolódik ki, a Polgárdi-medence (30. ábra). A polgárdi Po-2,

Po-3 és K-21 fúráson keresztül futó Go-27 szeizmikus reflexiós szelvényben (34. ábra) MAJKUTH (1985) alapján egy aszimmetrikus süllyedék rajzolódik ki. Ez valószínűleg egy liztrikus törés mentén nyílt fel, amely később feltolódássá alakult át (Polgárdi-törés-vonal: DUDKO 1988, BALLA, DUDKO 1989). A medencét kitöltő üledékek vastagsága az ÉNy-i határtöréshez közeledve nő (42. ábra). A süllyedést feltolódásban megnyilvánuló összenyomódás zárja le, amelynél a szarmata üledékek már fiatalabbak.

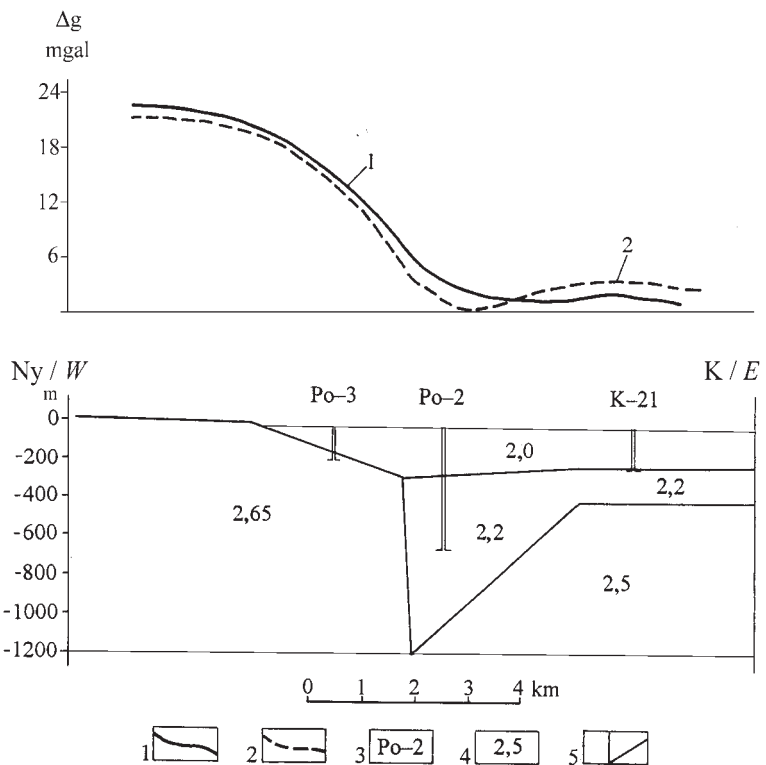
A gravitációs Bouguer-anomália értékére támaszkodó közelítő számítások szerint, ha a minimumnak megfelelő süllyedéket pannóniai üledékek töltene ki, az aljzat ($\Delta s = 0,7 \text{ g/cm}^3$) várhatóan 500–600 m mélységben lenne, viszont ha a pannóniainál nagyobb sűrűségű képződmények is jelen volnának, a süllyedék mélysége akár az 1,5 km-t is elérhetné (PINTÉR 1978).

A Balatonfői-bloktól DK-re legújabbán Balatonszabadinál, a Polgárdi-medence DNy-i folytatásában a K-49 fúrás >615 m vastagságú eocén üledéket tárt fel. Nincs kizárva, tehát, hogy a Polgárdi-medencében is eocén üledékek vannak.

A Polgárdi-süllyedék a Go-27 szelvénytől ÉK-re eső SzG-1 geoelektromos szelvényben követhető, amelynek iránya az ipari létesítmények miatt sajnos nem a legkedvezőbb (34. ábra). A gránithoz képest kisebb ellenállással jelentkező Lovasi Agyagpala Formáció határa a gránitvonulattal tektonikusnak látszik, a süllyedék jól lehatárolható (DUDKO et al. 1989b).

A Polgárdi-medencét a terület határain kívül eső Várpalotai-medence (KÓKAY 1976) analógjának tekintjük. KÓKAY J. véleményétől eltérően azonban a medenceképződést ott is tágulási eredetűnek véljük, a kétségtelenül megfigyelhető feltolódást pedig szintén későbbinek, késő-badeni korúnak tartjuk.

A kompresszió következtében a Polgárdi-vonal ÉK felé megváltoztatja az irányát, és íves, majd É-D-i irányt vesz fel. Az irányváltás blokkok forgására utal.



42. ábra. A Go-27 reflexiós szelvény sűrűségmodellje (DUDKO et al. 1989a, a szelvény nyomvonala a 34. ábrán)

1. mért Δg görbe, 2. számított Δg görbe, 3. fúrás jele, 4. sűrűség (g/cm^3), 5. eltérő sűrűségű blokkok határa

Figure 42. Density model of the Go-27 reflection profile (DUDKO et al. 1989a, for the line of the profile see Figure 34)

1. measured Δg curve, 2. calculated Δg curve, 3. borehole, 4. density (g/cm^3), 5. boundaries of blocks with different densities

Börgöndi-medence

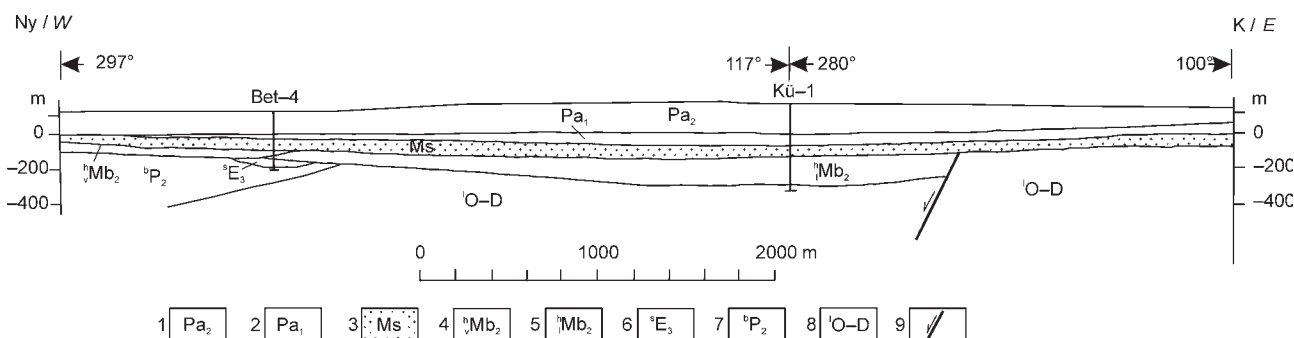
A gránitvonulat másik, DK-i oldalán is egy másodrendű süllyedék körvonalazódik, a Börgöndi-medence. Ez a gravitációs képben egy minimumlejtőre esik, amely a magnetotellurikus mérések tanúsága szerint a Polgárdi-süllyedéknél sekélyebb.

Mivel ezen a területen fúrás nem mélyült, a medencéről nincs földtani ismeretünk. Körülbelül a Go-27 szeizmikus szelvény vonalán egy szénhidrogénkutató reflexiós szelvényt (LA-27 — DÁVID 1993) is mértek, ebben a Börgöndi-medence üledékeit jellemző reflexiók ÉNy-ra dőlnek (DUDKO 1997).

Berhidai-medence

A Berhidai-medencében az azt keresztező szeizmikus szelvény (NYITRAI 1987) szerint az üledékek vízszintesen települnek, s a medence K-i oldalán vető figyelhető meg (43. ábra). KÓKAY (1987) véleménye szerint ez a törés is kompressziós feltolódásként fogható fel. A Berhidai-medencében a földtani szelvény szerint a legnagyobb süllyedés a kárpáti-badeni korszakra tehető (KÓKAY et al. 1991), a szarmatában a medence kiegyenlítődt (43. ábra).

A Várpalotai- és a Polgárdi-medencében a badeni végén fellépő összenyomódás Magyarország D-i egységének ÉK felé irányuló mozgásával (BALLA 1984) kapcsolatos, amely az egész Közép-Dunántúlon a Balaton-vonalat követő kompressziós övben jelentkezik (BALLA et al. 1987). Ez az öv azonban K-en nem fordul be a Velencei-hegység felé, hanem a Bugyi-szerkezet irányában folytatódik. Az említett medencékben fellépő összenyomódás az öv hátterébe esik, s csak a korábbi liztrikus övek mentén, korlátozott mértékben jelentkezik.



43. ábra. A Berhidai-medence szelvénye (BUBITS 1987 nyomán), a szelvény nyomvonala (G–H) a 34. ábrán

1. felső-pannóniai képződmények, 2. alsó-pannóniai képződmények, 3. szarmata képződmények, 4. Hidas Formáció, Loncsosi Alginít Tagozat, 5. Hidas Formáció, Várpalotai Széntelepes Tagozat, 6. Szépvölgyi Mészke Formáció, 7. Balatonfelvidéki Homokkő Formáció, 8. Lovasi Agyagpala Formáció, 9. vető

Figure 43. Geological cross section of the Berhida basin (after BUBITS 1987), see (G–H) for the line of the profile on Figure 34

1. Upper Pannonian formations, 2. Lower Pannonian formations, 3. Sarmatian formations, 4. Hidas Formation, Loncsos Alginite Member, 5. Hidas Formation, Várpalota Coal-bearing Member, 6. Szépvölgy Limestone Formation, 7. Balatonfelvidék Sandstone Formation, 8. Lovas Slate Formation, 9. fault

Az Adonyi-medence Ny-i peremvidéke

A Velencei-hegységtől K-re és DK-re a nagy gravitációs minimummal jelzett Adonyi-medence található. A medence kitöltése csak a peremeken mélyített fúrási rétegsorokból következtethető, kialakulási mechanizmusa nem ismeretes. A medence nyugati lehatárolásával kapcsolatban vetődik fel a Váli- és a Kajászói-törés problémája. A Váli-völgy mentén feltételezett ÉNy-DK-i irányú Váli-töréssel WEIN (1977) a Gerecse–Budai-hegység mezozoos képződményeinek csapásváltását magyarázta (vízszintes előretolódásuk feltételezésével), és a törés DK-i folytatását a területünkre vezette. Véleményünk szerint itt egy másik törésvonal, az ún. Kajászói-törésvonal húzódik (35. ábra).

Kajászói-törésvonal. A terület K-i részéről a kápolnásnyéki Kny–2 fúrás vonalától egészen a terület keleti határáig nincs adatunk. A gravitációs térkép szerint itt inkább egy É–D irányú mélytörés tételezhető fel (PINTÉR 1983), amelynek É-i vége esetleg befordul a Váli-törés irányába. A paleovulkántól K-re lévő törés az Adonyi-medence Ny-i határára esik, ezt nevezzük Kajászói-törésvonalnak. A Go–7 szeizmikus reflexiós szelvényen e törés helyén mind a perm–triász aljzatban, mind a rátelepülő üledékösszetben zavarzóna látszik. A refrakciós szeizmikus szelvény szerint az aljzat fokozatosan süllyed K felé, a tárgyalat törésnél kb. 1600 m-es mélységbe kerülve (MAJKUTH 1981). A környező fúrások adataiból kiindulva az aljzat felett itt nagy vastagságú miocén és oligocén, valamint kisebb vastagságú üledékes eocén képződményeket várhatunk (30. ábra).

A gravitációs hatószámítás eredményei alapján a Kny–2 fúrástól K-re az aljzat 1800 m mélységbe süllyed. A refrakciós szeizmikus szelvényhez viszonyított mélységtérítés valószínűleg a kisebb sűrűségű, de nagyobb sebességű eocén mészkő jelenlétével magyarázható. A Kajászói-törést korábban a területünk legfiatalabb nagyméretű vetőjének tartottuk, amely a pannon képződmények vastagságeloszlásában is tükröződik (DUDKO 1988). Az Adonyi-medence kialakulásának kora azonban ismeretlen. A gravitációs anomália méretéből (34. ábra) ítélve ez nagy és mély medence lehetett, és analógia alapján kialakulása a terület többi medencéjével egyazon időben (kora-miocén) történhetett. A medencét Ny-ról lehatároló Kajászói-törésvonal valószínűleg felújult a pannóniai korban.

A Dinnyés–Seregélyesi-blokk K-i határa. A gravitációs Bouguer-anomália térkép szerint a kiemelt Dinnyés–Seregélyesi-bloktól K-re gravitációs minimum van. A területen összesen egy fúrásból nyerhetünk információt a földtani felépítéséről, ez a gárdonyi K–149 fúrás, amely 773 m pannóniai üledék alatt 129 m eocén andezitet és 6 m triász dolomitot harántolt. A fúrás alapján a fő süllyedés a területen a pannóniai időszakra tehető. A regionális képből és a távolabb eső fúrások adataiból feltételezzük a preszarmata miocén jelenlétét a fúrástól D-re ezen a területen is, és a Dinnyés–Seregélyesi-blokkot K-ról lehatároló törést — a Kajászói-töréshez hasonlóan — a szarmata–pannóniai felújult preszarmata miocén törésnek tekintjük.

A terület szerkezetének összefoglalása

A terület szerkezeti képében hat jelentős esemény nyomait észlelhetjük: ópaleozoos metamorf képződményekből álló takarókat, középső–kréta kompresszió eredményeképpen létrejött alsó-triász pikkelyt Pákozdtól D-re, eocén paleovulkán maradványait, eocén–kora-miocén korú eltolódásokat, kora-miocén medencesüllyedést és késő-badeni kompressziót.

A középső–késő-eocén korú paleovulkán maradványait — a körzetre jellemző üledékes középső–felső-eocén képződményekkel együtt — jobbos eltolódások húzzák szét. Ezek az eltolódások a Dunántúli-középhegységi egységnek az Alpokból való kinyomódását kísérték.

A Velencei-hegységtől DNy-ra a gránit keskeny pásztában települ tektonikai határokkal. A pászta két oldalán miocén üledékösszettel kitöltött pull-apart jellegű medencék helyezkednek el, amelyek a badeni végén kompressziót szenvedtek.

A területen a szarmata–pannóniai időszakban is történtek tektonikai mozgások, ezek azonban már az idősebb tektonikai vonalak felújulásában nyilvánultak meg (DUDKO 1988).

Fejlődéstörténet

A fejlődéstörténetet az alábbi 5 földtörténeti korszakaszban tárgyaljuk:

- ópaleozoikum (ordovícium–kora-karbon),
- újpaleozoikum (késő-karbon–perm),
- mezozoikum,
- preszarmata kainozoikum,
- szarmata-negyedidőszak (a Velencei-hegység és a Balatonfői-rögök területén).

Az egységeken belül először az üledékképződést, majd a magmatizmust, végül a metamorfózist tárgyaljuk.

Ópaleozoikum

Az ópaleozoos (a kora-karbonig terjedő) szakaszba sorolt képződmények metamorfózist szenvedtek. A Velencei-hegység területéről ebbe a szakaszba tartoznak a Lovasi Agyagpala (¹O–D), az ebbe települt Székesfehérvári Tagozat (¹D₃), valamint az Alsóörsi Porfiroid (^aO₃) és a Bencehegyi Mikrogabbro (^{bc}S–D) Formáció képződményei.

A Velencei-hegység–Balatonfő terület többi részéről ezeken kívül a Balatonfőkajári Kvarcfillit (^bO–S), az Úrhidai Mészke (^dD₁₋₂), a Polgárdi Mészke (^pD₂) és a Szabadbattyáni Formáció (^cC₁) képződményei ismertek. Mivel e nagy vastagságú sorozatoknak csak néhány szintjéből rendelkezünk biosztratigráfiai adatokkal, valamint az egyes képződmények tektonikusan érintkeznek, fejlődéstörténetük nagyrészt a Déli-Alpokkal és a Keleti-Alpokkal fennálló kőzettani analógiák alapján feltételezhető.

Üledékképződés

Az ópaleozoos üledékképződés (a Lovasi Agyagpala és a Balatonfőkajári Kvarcfillit kiindulási kőzeteinek képződése) az ordovíciumban kezdődött, pelágikus kifejlődésű, pelites finomtörmelékes kőzetek (agyag, aleurit) lera-kódásával. Ez a Balatonfőkajári Kvarcfillit esetében a szilur végéig, a Lovasi Agyagpala esetében a késő-devonig tarthatott, a késő-devonban pelágikus mészkövek képződésével (Lovasi Formáció Székesfehérvári Tagozata). Ezekben a kifejlődésekben ordovíciumi Acritarcha-, szilur Graptolita- és devon Conodonta-maradványok mutatják az üledékképződés nyílttengeri környezetét.

A devonban további mészköves kifejlődések jelennek meg, ezek Úrhida, illetve Polgárdi térségéből ismertek (az Úrhidai Mészke és a Polgárdi Mészke Formáció). Az Úrhidai Mészke pelágikus kifejlődésű, amit Conodonta-faunája jelez; lejtő fáciesét mutatják az Úrhida Ú–4 fúrásban két szintben betelepülő zagyarak. A Polgárdi Mészke sekélyvízi, zátony fáciesű, amit Bryozoa-faunája és lofer-ciklusok megjelenése mutat. A mai elrendeződés szerint a karbonátos kifejlődések közül a sekélyebb vízi Polgárdi Mészke fáciese keletebbre jelenik meg.

A törmelékes-karbonátos alsó-karbon képződményeket (Szabadbattyáni Formáció) csak egy kis területről, Szabadbattyán környékéről ismerjük. A rétegsor (agyagpala, metamorfizált homokkő, bitumenes mészkő, aleurolit, lidit) korall- és Brachiopoda-faunája sekélytengeri keletkezési körülményeket mutat.

Magmatizmus

Az ópaleozoikum folyamán többször mutatkozott magmás tevékenység. A két időszakot az Alsóörsi Porfiroid (felső-ordovícium), illetve a Bencehegyi Mikrogabbro (szilur–devon) jelzi.

A Lovasi Agyagpala betelepülő metatufa és tufit (Nadap, Antónia-hegy) alapvetően dácitos összetételű, mészkáli jellegű vulkanizmust jelez. Alpi analógiák alapján feltételezünk késő-ordovíciumi vulkáni tevékenységet a térségben, mert ebben a korban a Keleti- és Déli-Alpokból egyaránt igen nagy elterjedésű savanyú magmás tevékenységet ismerünk.

A pátkai Varga-hegyről ismert intermedier, andezites típusú kis vastagságú tufa-tufit betelepülések keletkezése a révfülöpi metaandezitekkel (LELKES-FELVÁRI 1998) kapcsolható össze.

A szilur végén, esetleg a devon elején (alpi analógiák inkább a szilur kort valószínűsítik) kisebb szubvulkáni testek (Bencehegyi Mikrogabbró) nyomultak a Lovasi Agyagpalába. Ezek kémiai összetétele tholeiites típusú, alacsony káliumtartalmú, hasonló a Litéri Metabazalthoz, attól csak fáciesben különbözik: míg a Bencehegyi Mikrogabbró nagyobb mélységben keletkezett teletelér, a Litéri Metabazalt láva- és vulkáni törmelékes kőzetekből áll.

Metamorfózis

Az ópaleozoos képződmények mindegyikét érte metamorf hatás. Mivel a rájuk települő perm sorozat nem metamorf, ez a metamorfózis variszkuszi korát bizonyítja. Mértéke alapján két sorozat különíthető el, egy zöldpala fáciesű (gyenge metamorf fokú) és egy anchimetamorf (igen gyenge fokozatú). A zöldpala fáciesű sorozatba a Balatonfőkajári Kvarcfillit, az anchimetamorf sorozatba a Lovasi Agyagpala, a benne települő magmatitok, valamint a devon–alsó-karbon, pelágikus–sekélytengeri (főként karbonátos) képződmények tartoznak. A két sorozat tektonikus határ mentén érintkezik.

A zöldpala fáciesű sorozatban a kőzetek teljesen átkristályosodtak, az ásványegyüttes (kvarc + albit + muszkovit + klorit ± biotit ± kalcit ± grafit) alacsony nyomású, magas hőmérsékletű (kb. 70 °C/km) feltételek melletti keletkezést mutat (LELKES-FELVÁRI 1998).

Az anchimetamorf sorozatban gyakoriak a relikv üledékes és magmás szerkezetek. A Lovasi Agyagpalában az átalakulás erőteljesebbnek látszik, a Bencehegyi Mikrogabbróban és a devon mészkövekben gyengén, az alsó-karbon sorozatban még gyengébben észlelhető. A Lovasi Agyagpalában települő két bazaltoid formáció (Bencehegyi és Litéri) közötti metamorfózis fokában jelentkező különbség a metamorfizmust megelőző automagmás hatások eltérő mértékének tudható be.

E területek paleoszerkezeti szempontból ugyanahhoz a zónához tartoznak, mely a Keleti-Alpok gyenge metamorf fokozatú metamorf komplexumait és a Déli-Alpok aljzatát foglalja magába. Ezen belül bármi volt a Dunántúli-középhegység eredeti elrendeződése, a késő-ordóvíciumentől kezdődően olyan paleozoos fejlődést mutat, mely hasonló az Ausztrálai és Dél-alpi fillites sorozatokéhoz. Az analógiák a litosztratigráfiai felépítésre és modellre, a jellegzetes üledékfáciesekre, a meghatározott palynomorphákra és különféle faunaelemekre, valamint a variszkuszi metamorfózis jellegeire vonatkoznak (LELKES-FELVÁRI et al. 1994). Ennek ellenére, míg az anchimetamorf Lovasi Agyagpala a Bakony–Vértes (esetleg a Dunántúli-középhegység egészének) autochton aljzata, a Balatonfőkajári Kvarcfillit csak a kréta–paleogén időkben kapcsolódhatott a Dunántúli-középhegységi szerkezeti zónához.

Újpaleozoikum

Az újpaleozoos (késő-karbon–perm) szakaszban metamorf hatás már nem mutatható ki. Ekkor a felső-karbon Fülei Konglomerátum (ⁱC₂), valamint a felső-perm Balatonfelvidéki Homokkő (^pP₂), Tabajdi Anhidrit (^pP₂) és Dinnyési Dolomit Formáció (^dP₂) képződött (az utóbbi 3 fordul elő a Velencei-hegység területén). A magmás képződmények közül a Velencei Gránit (^cC₂), a Gárdonyi Kvarcdiorit (^sC₂) és a Felsősomlyói Kvarcporfir Formáció (^fC₂) ismert.

Üledékképződés

A késő-karbonban rakódott le a Fülei Konglomerátum Formáció szárazföldi molassz eredetű ciklikus hordalékkúp-rétegsora, mely a fülei Kő-hegy és Belátó-hegy térségéből ismert. Az összletben előforduló növénymaradványok alapján a lerakódás körülményeit trópusi éghajlat jellemezhetette. A benne található metamorf anyagú kavicsok és magának a konglomerátumnak a képződése posztorogén lepusztulásra utal. A konglomerátum képződése előtt és utána is üledékképződési szünet lehetett, ezekből az időszakokból nem ismerünk üledékeket. A kőzetek szerves anyagának alacsony szénültési foka jelzi, hogy felette nem, vagy csak igen csökkent vastagságú perm-mezozoos rétegsor települhetett.

A következő üledékképződési időszak a késő-permben kezdődött. A Dunántúli-középhegység területén jellegzetes fácies-polaritás figyelhető meg a felső-perm képződményekben (MAJOROS 1980, 1983, 1998), a Bakonytól ÉK felé vékonyodó szárazföldi vörös üledékek (Balatonfelvidéki Homokkő) felett az euszatikus tengerszint-emelkedés következtében sekélytengeri rétegsorok jelennek meg (Tabajdi Evaporit, Dinnyési Dolomit), a Vértes és a Bakony közötti és a Velencei-tótól keletre eső terület árapályövi síksággal szegélyezett sekélytengeri rámpává alakult a késő-perm végén (HAAS et al. 1988, BROGLIO LORIGA et al. 1990, HAAS, BUDAI 1995).

A Balatonfelvidéki Homokkő üledékei szárazföldi–folyóvízi fáciesűek, szemiarid éghajlatot jeleznek. A fokozatos átmenet a szárazföldről a tengeri kifejlődésű perm rétegek felé területünkön a rétegek egymásutániságában jelentkezik a dinnyési Di–3 és a gárdonyi Gá–1 fúrásban, ahol a Balatonfelvidéki Homokkőre transzgradál a tengeri sorozat. A lagúna fáciesű, hipersalin, szabkha fáciesű Tabajdi Anhidrit, amely nagyrészt faunamentes gipsz-anhidrit-aleurolit rétegekből áll, szemiarid éghajlatot mutat. Az erre települő, de részben heteropikus kifejlődésű Dinnyési Dolomit már normál sótartalmú sekélytengeri üledékképződést jelez.

Magmatizmus

Az újpaleozoos magmatizmus savanyú mélységi magmás kőzetei a késő-karbonban (a kora-permbe áthúzódóan) keletkeztek. A legfontosabb a Velencei-hegység fő tömegét adó Velencei Gránit keletkezése, de ehhez kapcsolódhat a hegységtől délre fúrásokkal feltárt Gárdonyi Kvarcdiorit, illetve a Szabadbattyán környékéről ismert Felsősomlyói Gránitporfir képződése is.

A Velencei Gránit hipabisszikus (3–7 km) mélységben megszilárdult, mészkalkáli jellegű, S-be hajló típusú kőzet. A Déli-Alpokban ismertek ilyen korú és összetételű gránitintrúziók. A gránit ásványainak keletkezési sorrendje: biotit, plagioklász, káliföldpát, kvarc. Helyenként a káliföldpát és a kvarc kiválása egyidejű, ilyen írásgránitos szövetű kőzettípusok is előfordulnak. A gránitmagma eredeti összetételét illetően közel áll az eutektikushoz. Ezért három kőzettípus fordul elő. Ha az eredeti magmaösszetétel az egyensúlyihoz közel volt, ekvigranuláris szövetű lesz a gránit, a biotit után a többi ásvány kiválása normál sorrendben történik. Ha a másik három fő ásvány közül valamelyik mennyisége nagyobb ennél, az porfíros elegyrészként is kiválik. (44. ábra). Az eutektikus magmakiválás hőmérséklete 670°C, kb. 2 kilobar vízgőznyomás mellett, ettől a valódi keletkezési hőmérséklet sem térhet el lényegesen.

A gránit geodinamikai helyzete szerint kollíziós, keletkezését a késő-karbonban feltételezzük. Radiometrikus koradatainak többsége 271–291 millió éves kort ad, noha vannak ennél idősebb (330–360 millió éves) koradatok is. A gránit sok helyen mikropórusos (kb. 100 µm-nyi üregekkel). Ezekben az üregekben epidot, nátrólit vált ki, vagy üresek. Ez arra utal, hogy a gránit külső része gyorsan hűlt le, a magma belsejébe szorultak az illó anyagok (a fluidum fázis). A gránit szegélyfáciése csak néhány helyen, pl. a Bence-hegyen látható, itt becsülhető vastagsága kb. 100 m körüli lehet. Ez is gyors hűlésre, hipabisszikus keletkezésre utal. Az exokontakt zónában andaluzitos palák keletkeztek (Antónia-hegy).

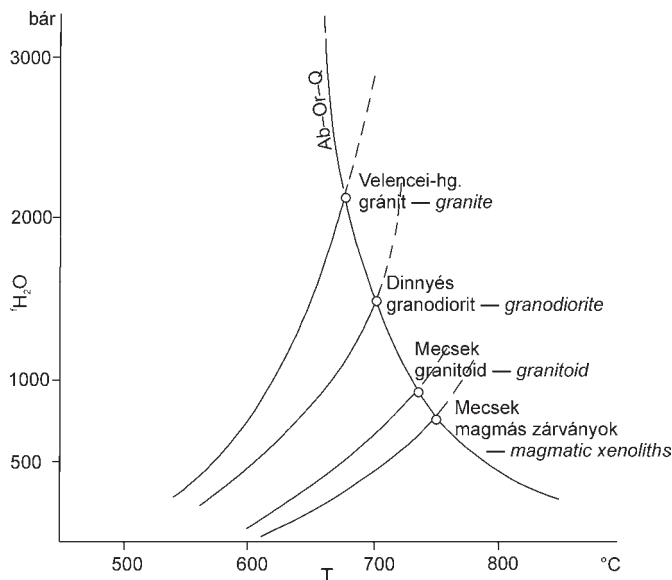
A hegység ÉK-i és ÉNy-i részén a palaköpeny mutatja a gránit eredeti kiterjedését, viszont DK felé a batolit további része tektonikusan el van vágva. A gránitbatolit eredeti mérete a ma felszínen levő gránitterületnek két-háromszorosa (vagyis kb. 200–250 km²-nyi) lehetett.

A gránitösszetételben bázisosabb, mikrodiorit összetételű zárványok fordulnak elő.

A gránitmagmatizmus két fő intrúziós fázisra osztható (mint azt a formáció leírásánál ismertettük). Az első intrúziós fázisban keletkezett az alapgránit, az aplit és a mikrogránit, mint magmadifferenciációs egység.

Egy elkülönült és eltérő kemizmusú olvadékból a második intrúziós fázisban a gránitporfir telérek keletkeztek, időben az alapgránit és az aplitképződés után, de a mikrogránit intrúzió képződése előtt, amit bázisosabb összetételű igazol. Nem illeszthetők ugyanis bele az alapgránit differenciációs sorozatába, külön magmafejlődési ágat jelezhetnek, feltételezhető, hogy egy mélyebben lévő, a gránitnál bázisosabb olvadékból származhatnak. A második intrúziós fázisban képződött gránitporfirtelérek közül az idősebb (a sukorói típus) a még ki nem hűlt gránit repedéseibe nyomulhatott be, amit a gránittal való vékony kontaktus-zónája igazol. A fiatalabb (pátkai típusú) gránitporfirtelérek már a jóval hidegebb gránitba nyomulhattak, mert a gránittal való érintkezésük mentén rendszeresen üveges szövetű, kvarcporfir jellegű, néha az 1–2 m-t is meghaladó szélességű kontakt zónájuk van. Ez utóbbi telérek benyomulnak a gránit mellékkőzetébe, a palába is. Mindkét típus tartalmaz metamorf zárványokat.

A Szabadbattyán környéki gránitporfir–kvarcporfirtelérek (Felsősomlyói Formáció) a pátkai telértípushoz állnak közelebb, és a magmás fázis kései szakaszának termékei lehetnek. A Gárdony környéki, a Gá-1 és Di-3 fúrások által feltárt kvarcdiorit, illetve granodiorit test (Gárdonyi Kvarcdiorit Formáció) bázisosabb, illetve kissé bázisosabb, mint a Velencei Gránit, ezért került attól elkülönítésre, de viszonya a Velencei Gránit keletkezéséhez nem tisztázott.



44. ábra. A gránit (Ab–Or–Q) minimum olvadásgörbéje és a magyarországi biotitok stabilitási görbéje a nyomás (H_2O) és a hőmérséklet (T) függvényében (BUDA 1985)

Figure 44. Minimum melting curve of granite (Ab–Or–Q) and the stability curve of biotites from Hungary plotted against pressure (H_2O) and temperature (T), (BUDA 1985)

Mezozoikum

A mezozoikumban a triászban zajlott üledékképződés (Alcsútdoboz Mésző — ^{al}T₁, Arácsi Marga — ^aT₁, Hidegkúti Formáció — ^hT₁, Budaörsi Dolomit — ^{bo}T_{2–3}), kisebb magmás tevékenységgel (Buchensteini Formáció — ^bT₂, Tilospusztai Andezit — ^{tp}T_{2–3}), az ezt követő szünet után a krétában még további vulkáni tevékenység zajlott (Budakeszi Pikrit — ^{bk}K₃).

Üledékképződés

A perm/triász határon bekövetkezett újabb eusztatikus tengerszint-emelkedés eredményeként a késő-permi alluviális síkság és az ahhoz kapcsolódó árapályövi síkság területén széles, enyhe lejtésű, sekélytengeri rámpa jött létre a kora-triász elején (Alcsútdobozai Mészkő). Az indusi–olenyoki határ környékén a sziliciklaszt beáramlás felerősödése (Zánkai Homokkő) újabb transzgresszióval társult (BUDAI, HAAS 1997), amelyet az üledékgyűjtő átmeneti sekélyülése és a klíma szárazabbá válása követett (Hidegkúti Dolomit). A következő tengerszint-emelkedés eredményeként közvetlen kapcsolat jött létre a nyílt tengerrel az olenyoki második szakaszában (Csopaki Márga), a rétegsorban megjelenő pelágikus fauna jelzi a kora-triász üledékgyűjtő legnagyobb kimélyülését.

Az üledékgyűjtő feltöltődésével, kiegyenlített térszínen sekélytengeri karbonátrámpa jött létre a középső-triász elejére, amely Dunántúli-középhegységből ismert, és annak analógiájára területünkön is feltételezhető. A sekély-szubtidális lagúnát a tengerszint csökkenésével árapályövi szabkha váltotta fel az anisusi kezdeti szakaszára jellemző arid klímán (Aszófői Dolomit). A rámpa következő fejlődési szakaszában a karbonátüledékek lerakódása félig elzárt, kezdetben rosszul szellőző lagúnában folytatódott (Iszkahegyi Mészkő). A középső-anisusiban ezt követően jelentős fácies-differenciálódás mutatható ki a Déli-Bakony területén, a platformok és az egyidős medencék kialakulása az üledékgyűjtő tektonikus széttagolódására utal (BUDAI, VÖRÖS 1992, 1993). A Velencei-hegység DK-i előtere nagy valószínűséggel a Vértes anisusi platform-területéhez tartozott (Megyehegyi Dolomit), erre azonban nem rendelkezünk közvetlen adatokkal. Az extenziós szerkezeti mozgásokhoz kapcsolódó vulkanizmus szórt anyaga a ladinban átmenetileg megszakította a karbonátképződést, de utána még a ladinban zavartalanul folytatódott a platform képződése (Budaörsi Dolomit).

Magmatizmus

A középső-triász közepén intenzív vulkáni tevékenység zajlott a Dunántúli-középhegység területén, melynek tufás termékei a Dunántúli-középhegységben ismertek (Buchensteini Formáció), de vannak nyomai a Velencei-hegység térségében is (seregélyesi Sg–2 fúrás). Kőzettani összetételük az andezitobazalttól az andezitodácitig terjed, mészkáli jelegű.

Részben ehhez a tevékenységhez kapcsolhatóak a Szabadbattyán környékén is ismert, középső–felső-triász andezittelérek (Tilospusztai Andezit). A telérek gyökérszónáját nem ismerjük. Intenzív a szkarnosodás a telérek mentén (az endoszkarnban wollastonit-diopszid-vezuvián-gránát ásványtársaság ismert, az exoszkarn a mészkőben széles sávban követhető). Az andezittelérek kizárólag a Polgárdi Formációban települnek. A mészkő nagy területen észlelhető átkristályosodása, valamint az ebben megjelenő serpentin, brucit zónák nagyobb szubvulkáni test metasztatikus hatására utalnak, amely azonban a pikkelyes-takarós felépítésű szabadbattyáni–polgárdi szerkezetben nem mutatható ki (HORVÁTH I., ÓDOR 1989).

A következő magmás tevékenység a késő-krétában zajlott a Velencei-hegység térségében (Budakeszi Pikrit Formáció). A kelet-velencei területen Sukoró környékén beforszít, a nyugat-velencei területen Pákozd környékén moncsikit, Kisfalud környékén spesszartit teléreket ismerünk. Jellemző a telérek közel É–D-i csapása. Ezek a lamprofíres típusú, alkáli bázisos összetételű telérek É felé Vál (Vál–3), Mátyás, Csabdi, Budapest, Budakeszi térségében, majd tovább É felé Szlovákiában is nyomozhatók. Ezek az alkáli-ultrabázisos, karbonatit asszociációhoz tartozó, változatos összetételű kőzetek nagyszerkezeti keletkezésük alapján a kontinentális mélytörésekhez vagy a kontinentális riftesedési övek korai kinyílási fázisaihoz kapcsolhatók.

Ehhez a magmatizmushoz kapcsoljuk a Velencei-hegységi kvarc- és fluorittelérek azon részének keletkezését, amelyekben magas a ritkaföldfém-tartalom, mivel hasonlóan magas a késő-kréta kőzetekkel ritkaföldfém-tartalma is.

Preszarmata kainozoikum

A szarmata előtti kainozoos szakaszban középső- és felső-eocén karbonátos üledékek keletkeztek, oligocén üledékeket nem ismerünk, majd a miocénben indult egy újabb transzgresszió, részben szárazföldi, részben tengeri formációk képződésével.

A középső- és késő-eocénben jelentős vulkanizmus zajlott, távoli vulkáni működés nyoma a kora-miocénből ismert.

Üledékképződés

A szarmata előtti kainozoos szakaszban a középső–késő-eocénben a Szőci Mészkő (^sE₂) és Szépvölgyi Mészkő (^sE₃), a kora–középső-miocénben a Somlóvásárhelyi (^{sv}Me–k), Perbáli (^{pe}Mk–b), Garábi Slír (^gMk), Főti (^fMk), Bádeni (^bMb₁), Hidasi (^hMb) és Rákosi Mészkő (^rMb₂) Formációk üledékei képződtek.

Az eocénben a középső-eocén Szőci Mészkő és a felső-eocén Szépvölgyi Mészkő a Velencei-hegység ÉNy-i részén (Lovasberény térségében), Úrhida, valamint Balatonbozsok környékéről ismert. A középső-eocén transzgresszió alapkonglomerátum képződésével indult. Ezt sekélytengeri mészkőképződés követte, mely közben gyakoriak voltak a vulkáni

tufaszórások is. A középső-eocénben az üledékképződési környezet néhány 10 m-es vízmélységgel borított, fokozatosan süllyedő karbonátos rámpa lehetett (ezt az Orthophragminák növekvő mennyisége sejteti). A folyamatos tufaszórás, az andezitbombák jelenléte az egyidejű vulkáni működést igazolják.

A késő-eocénben az üledékképződési környezet a fokozatosan süllyedő karbonátos rámpa mélyebb szublitorális, a fotikus övnél mélyebb, 100 m körüli vízmélységű része volt. Ezt az Orthophragminák dominanciája és a fényt már nem igénylő Bryozoák fokozatosan növekvő mennyisége igazolja. A késő-eocén végén már bryozoás márga képződött, itt az üledékképződési környezet már fokozatosan a süllyedő karbonátos rámpa sekélybatiális részére helyeződött át (itt a Bryozoák túlsúlya arra utal, hogy a tengerfenékre már nem jutott le fény). Összességében ez a litofácies már átmenet a Budai Márga Formáció felé.

Az oligocénből nem ismerünk üledékeket, az oligocén végén mindenképpen kiemelkedés, szárazulattá válás történt.

A miocénben az eggenburgitól a kárpátiig szárazföldi-édesvízi, részben mocsári rétegek keletkeztek a Velencei-hegységtől DNy-ra (Somlóvásárhelyi Formáció). A kárpáti-badeniben tovább folytatódott a szárazföldi-édesvízi üledékképződés (Perbáli Formáció). A Berhidai-medencében ezalatt a kárpátiban már sekélytengeri üledékképződés zajlott, amit a Garábi Slír parttól távolabb lerakódott finomtörmelékes képződményei, illetve az ebből kifejlődött Fóti Formáció zátonyos szigettengerben képződött kalkarenit, meszes kavicsos homokkő rétegei jeleznek. A kora-badeniben a sekélytengeri üledékképződés nagyobb területre kiterjedt, a Bádeni Formáció a Velencei-hegységtől É-ra, Lovasberény–Gyúró–Vál térségéből ismert. A Berhidai-medencében a Hidasai Formáció széntelepesei képződtek a badeni során. A lignit-, illetve szenesagyag-rétegek, valamint a széntelep közvetlen fedőjében lerakódott congeriás-theodoxusos, bithyniás kifejlődések után (Várpalotai Barnaköszén Tagozat) a pelites, tufabetelepülésekkel tagolt édesvízi üledékegyüttes (Loncsosi Alginit Tagozat) a medence kisebb kimélyülése során rakódott le.

A késő-badeniben a Velencei-hegységtől DK-re és K-re, a peremektől távolodva, Soponya–Sárkeresztúr–Baracska térségében kisebb tengerelöntés jeleként a Szilágyi Agyagmárga mélyebb vízi üledékei rakódtak le, ÉK-en, Gyúró térségében viszont sekélytengeri mészkő (Rákosi Mészkő Formáció, illetve új nevén Lajtai Mészkő Formáció) képződött.

Magmatizmus

A kainozoikumban a középső-késő-eocénben, az oligocénbe is áthúzódóan ismerjük vulkáni működés nyomait a térségben (Nadapi Andezit — ${}^nE_{2-3}$). Vulkáni tufák a miocén rétegsorból is ismertek (Tari Dácittufa — ${}^tMk$).

Az eocén vulkanizmus (Nadapi Andezit) viszonylag nagyobb területre terjedt ki. A vulkáni felépítmény részei a Velencei-hegység K-i részén a felszínen vannak (Kelet-velencei paleovulkán), de fúrási és geofizikai adatok alapján a hegységtől DK-re (kápolnásnéki és dinnyés-seregélyesi paleovulkán-maradványok) is ismertek. Tufáik nagyobb területen fordulnak elő, mind a középső-, mind a felső-eocén üledékekben.

A vulkanizmus közzetani összetétele intermedier, a vulkáni felépítményben a savanyú-intermediertől a bázisos-intermedierig változik, a fiatalodással párhuzamosan (antidrom irány).

A Velencei Gránittól ÉK-re, a Nadap–pázmándi hegység alatt és attól ÉK-re, 600–650 m mélységben elhelyezkedő dioritintrúzió (Cseplekhegyi Diorit Tagozat), valamint a fölötte levő rétegvulkáni összlet (Kápolnásnéki Andezit Tagozat) a középső-késő-eocén (–kora-oligocén) korú mészkáliai andezitmagmatizmus terméke, amely az újabb anyagvizsgálatok tanúsága szerint szubdukciós eredetű. A kelet-velencei terület magmás képződményeit egyetlen paleovulkán különböző részeinek tekintjük, Kelet-velencei paleovulkán néven. A paleovulkán eredeti mérete — a szubvulkáni intrúziók elterjedéséből ítélve — a mainál jóval nagyobb volt.

Az andezitvulkán a kelet-velencei egység területén, a gránit fölött is megvolt, de innen szinte teljesen lepusztult, csak telérek, kisebb andezittestek, intruzív breccsák maradványai jelzik az andezitvulkán egykori méretét. A rétegvulkáni összlet vastagsága a kápolnásnéki Kny-2 fúrás alapján több mint 1000 m, a vulkán, feltételezett kiterjedését (kb. 80–100 km²) figyelembe véve, akár 3–4000 m magas lehetett.

A gránitterületen látható telérfáciesekben (Sorompóvölgyi Andezit Tagozat) két típus ismert, az amfibolos (piroxén-amfibolos és amfibol-biotitos) és a kétpiroxénes (hipersztén-diopszidos). A gránitot áttörő telérek eredetileg üveges (részben átkristályosodott) szövete azt mutatja, hogy nem volt nagy a betelepülés mélysége.

Az andezitképződés során a tufák már a középső-eocén Szőci Mészkőben megjelennek, a felső-eocén Szépvölgyi Mészkőben gyakoriak, de távolabbi (É-i) területeken még az alsó-oligocén Kiscelli Agyagban is megtalálhatók.

Az andezitképződés kora a radiometrikus adatok alapján 44–31 millió év közötti. A Velencei-hegységtől DK-re levő, eltemetett paleovulkán-maradványok (Dinnyés–Seregélyesi) kora idősebb (38–41 millió év), ez késő-eocénnek, a rétegvulkáni sorozat (Kny-2 fúrás) és a kelet-velencei gránitterület teléreinek adatai fiatalabbak (átlag 33–36 millió év), ez már részben kora-oligocénnek felel meg.

A térkép jelkulcsában feltételeken kréta (karbon–kréta-eocénbe) sorolt telérek közül a nagy vastagságú, Pb–Zn-tartalmú, illetve üres kvarctelérek inkább az eocén vulkanizmushoz kapcsolhatók. Ezeknek a teléreknek a keletkezését korábban a gránithoz (JANTSKY 1957), triászhoz (KUBOVICS 1958) és eocénhez (KASZANITZKY 1959) is kötötték. A gránit eredeti teléirányaira ezek a telérek nagyrészt közel merőlegesek, nem illeszkednek a gránitszerkezet fejlődéséhez. A kréta lamprofir közzetelének iránya É–D-i, míg ezeké a teléreké egy Ny-i középpontú félkörívet ír le, így kizárásos alapon

leginkább az eocén andezitvulkanizmushoz kapcsolhatók. Igaz, az eocén paleovulkán telérei csak a kelet-velencei egység területén, a kvarctelések pedig túlnyomórészt a nyugat-velencei egység területén fordulnak elő.

A miocénben a távoli területekről származó kárpáti horzsaköves dácittufa és tufitrétegek (Tari Dácittufa) települtek be a Berhida-medencében a Garábi Slír és a Fóti Formáció rétegeibe.

Szarmata–negyedidőszak

Mivel a Balatonfő–Velencei-hegység preszarmata térképe (DUDKO 2000) csak a preszarmatáig ábrázolta a képződményeket, mi is csak eddig kísértük figyelemmel az egész terület földtani fejlődéstörténetét. Innen kezdve a Velencei-hegység területének fejlődéstörténetével folytatjuk ismertetésünket.

Ebben az időszakban a területen pannóniai szárazföldi (pannóniai lejtőtörmelék — Pa^v), alsó-pannóniai szárazföldi és tavi (Ősi Tarkaagyag — $^6Pa_1$, Csákvári Agyagmárga — $^6Pa_1$ és Csóri Aleurit Formáció — $^{cr}Pa_{1-2}$), felső-pannóniai tavi és szárazföldi (Kállai Kavics — $^{kl}Pa_2$, Somlói — $^{so}Pa_2$, Tihanyi — $^tPa_2$, Nagyalföldi — $^nPa_2$), majd negyedidőszaki folyóvízi, eolikus, lejtő-, proluviális, eluviális, tavi és mocsári üledékek keletkeztek.

Üledékképződés

A szarmatától a negyedidőszakig terjedő időszakban a Velencei-hegység területén a szarmatából nem ismerünk üledékeket.

A hegységtől DK-re (a kápolnásnyéki Kny–1 fúrás alapján) a kora-pannóniaiban indult meg a tavi üledékképződés, szárazföldi tarkaagyag (Ősi Tarkaagyag) bázisképződmények után a mélyülést jelző pelites üledékek képződésével (Csákvári Agyagmárga és Csóri Aleurit). Ez, illetve az ezt megelőző szárazföldi időszak alatt a hegységben a gránit mállása és aprózódása révén gránitmurva anyagú lejtőtörmelék képződött.

A késő-pannon üledékképződés túlterjedt az alsó-pannon üledékeken, üledékei beborították a Velencei-hegység területét is. A kavicsos–homokos bázisrétegek eróziós roncsokként az egész hegységben mindenütt megtalálhatók. Az abráziós bázisrétegek keletkezésekor a hullámverés övét csiszolt kovás metasomatit sziklák sora mutatja a pázmándi Zsidó-hegyen. Ezután sekélyvízi üledékképződés következett (Tihanyi Formáció), a kelet- és nyugat-velencei egység közötti öbölben mocsári szenes agyag – lignit képződésével. A hegység többi részén a szenes rétegek nem ismertek, itt a homokos–pelites üledékek a jellemzőek, ezek kis vízmélységet jeleznek. DK felé a Tihanyi Formáció alatt elkülöníthetők a Somlói Formáció agyagos–homokos rétegei (Kny–1 fúrás), ezeket a Tihanyi Formáció helyettesíti a hegység közvetlen peremén. A késő-pannóniai üledékképződést egy szárazföldi rétegsor (Nagyalföldi Formáció, Vértesacsai Tagozat) zárja, ami a Magyaralmás környéki fúrások alapján feltételezhető a terület ÉNy-i sarkában.

Ezután egy üledékképződési szünetet követően a pleisztocén szárazföldi üledékek képződtek. Egy, csak fúrásból ismert, kora–középső-pleisztocénbe sorolható folyóvízi rétegsor (aprókavics, kavicsos homok, homok, agyag) lokális elterjedésű a Császár-víz mentén. Az egész hegységet a jégkorszak során a würm szakaszhoz kapcsolható felső-pleisztocén lösz borította be, amely kisebb lejtőmozgások során lejtőtörmelékkel keveredett. Lapos domboldalakon gyakran homokos lösz, löszös homok váltja fel.

A pleisztocénben és a holocénben folyamatosan pusztult a hegység, amely során lejtő- és proluviális üledékek keletkeztek.

A holocén elején alakult ki a hegységtől délre egy süllyedék, majd ebben a Velencei-tó. A vízfolyások a pleisztocén végén ÉNy-ról DK felé, a hegységből a Dunáig folytak. A süllyedék keletkezésével ezek a patakok ketté, illetve három felé szakadtak, a vízfolyások tótól DK-re eső szakaszainak folyásiránya megfordult, és azóta azok is a tóba ömlenek.

Óholocén tavi üledékeket is a tó mentén az újholocén tavi üledékeknél magasabb szintben ismerünk, mivel a tó területe időszakosan jóval meghaladta a maét.

Az egyetlen nagyobb vízfolyás, a Császár-víz mentén idősebb teraszok is képződtek, a kisebb patakok mentén újholocén folyóvízi üledékek rakódtak le. Kisebb lefolyástalan mélyedésekben mocsári üledékek keletkeztek. A tó mentén és belsejében mesterséges feltöltések zárják az üledékképződést.

Geokémiai vizsgálatok a Velencei-hegységben

A Velencei-hegységben az előkutatási programot megelőzően is számos geokémiai vizsgálat történt. Ezek egy része a közettípusok és az ércesedés geokémiai jellemzésére, a monomineralikus frakciók színképelemzésére irányult (FÖLDVÁRINÉ VOGL 1947, FÖLDVÁRINÉ VOGL et al. 1970, FÖLDVÁRI A. 1947a, b, JANTSKY 1957, KUBOVICS 1956, 1958, 1960, FÖLDVÁRINÉ VOGL 1966a, 1967, 1968), BÖJTÖSNÉ VARRÓK 1966, 1967, NAGY B. 1967a–c, 1969, 1970, 1974). Közös jellemzőjük, hogy a vizsgálati adatok a színképelemzési módszer meghonosításának kezdetén, illetve félkvantitatív időszakában készültek, így azokat csupán tájékoztató értékűnek tekinthetjük. A vizsgálatok másik része egyes területrészek metallometriai felvételét, felszíni geokémiai anomáliák kijelölését célozta. Ezeket az alábbiakban ismertetjük, továbbá vázoljuk tematikus vizsgálataink eredményeit.

Metallometriai felvételek

A metallometriai felvételek közül külön ismertetjük az előkutatási programot megelőző vizsgálatokat, és külön az új felvétel eredményeit.

Az előkutatási programot megelőző vizsgálatok

KUBOVICS (1956) végzett először talajmetallometriai felvételt a Meleg-hegy, Templom-hegy, Cseplek-hegy területén. A Meleg-hegyen Ag- és Sb-dúsulást jelzett, úgy találta, hogy a Zn az andezit eredetű kőzetek területén dúsul, a Mo és az Sn legnagyobb értékeit a Templom-hegyen találta. LENGYEL (1960) a meleg-hegyi részletes, 1:2000-es felvételen jelezte, hogy a Cu, Co és Ni a hegy csúcsától DNy-ra dúsul, az Ag maximuma pedig az Antónia-hegy környékén található. LENGYEL et al. (1960) a pázmándi Zsidó-hegyről Mo-t (Sn-t és W-ot) mutattak ki az egész hegységre kiterjedő patakhordalék-vizsgálatok révén. FÉLEGYHÁZI (1966) adatokat közölt az OÉÁ velencei-hegységi geokémiai munkáiról.

GASZTONYI és SZABÓ (1978) nem hálózatos felvételt végzett. A meleg-hegyi kovásodott övben szerintük elhanyagolható a Pb-Zn dúsulása, de a kovásodott övet és a Meleg-hegytől D-re eső területet nyomelemekben (Ag, Mo, Cu) gazdagnak tartják. A Zsidó-hegyen jelentős Mo-koncentrációt találtak. A Nadap–Pázmánd közötti metasomatitok Pb-, Zn-dúsulását is jelentéktelennek tartották.

Az előkutatási program eredményei

Az 1979-ben megkezdett földtani kutatás új adatokkal járult hozzá a hegység ércperspektíváinak megítéléséhez. A részletes metallometriai felvétel területét előzetes gerjesztett polarizációs (GP) felvétel nyomán jelöltük ki. A GP-mérések a hegység jelentős részén nem jeleztek piritesedéssel együtt járó, ércesedésre utaló anomáliákat, csupán a kelet-velencei egység gránitterülete és a Nadap–pázmándi hegység területét tűnt reményteljesnek, ezért itt folytattunk le 50×100 m-es hálózatban talaj- és kőzetmetallometriai felvételt.

A korábbi metallometriai felvételekkel jelzett anomáliákat részben igazolta az új felvétel is (45. ábra). Eredményei (ÓDOR et al. 1982) közül ki kell emelni két sokelemes — GP-anomáliákkal jó egybeesést mutató — anomális körzet kimutatását, Nadaptól ÉNy-ra a Meleg-hegy–Antónia-hegy területén, valamint Pázmándtól DNy-ra a Zsidó-hegy–Cseplek-hegy környékén. Az előbbi területen két anomális területrész is kijelölhető volt: az egyik az Antónia-hegyen, illetve annak ÉNy-i nyúlványán (Pb, Zn, Cu, Ag), a másik a Meleg-hegytől D-re a sukorói legelőn (Pb, Ag, Sb). A Zsidó-hegy–Cseplek-hegy környéke szintén kitűnt anomális nyomelemegyüttesével, itt a legfontosabb eredménynek a Mo-anomáliák területi lehatárolását, a rézporfíros ércesedés lehetőségének felvetését tekinthetjük.



45. ábra. A Velencei-hegység ÉK-i részének gerjesztett potenciál (GP) és geokémiai anomáliái (ÓDOR et al. 1982, a GP-anomáliák DIENES E. térképe alapján, in MAJKUTH 1980)

1. GP-érték (%), 2. geokémiai anomáliák az elemek megjelölésével, 3. hegycsúcs jele és neve

Figure 45. Induced polarization (IP) and geochemical anomalies of the NE Velence Hills (ÓDOR et al. 1982, IP map plotted by E. DIENES, in MAJKUTH 1980)

1. IP value (%), 2. geochemical anomalies with the anomalous elements, 3. name and top of the hill

Tematikus vizsgálatok

A kutatások során az egyes képződmények jellemzésére és megismerésére számos speciális anyagvizsgálati módszert alkalmaztunk (pl. ritkaföldfém-vizsgálatok, a C- és az O-izotóp összetételének vizsgálata, termikus analízis). Az alábbiakban csak a legfontosabb, legérdekesebb eredményeket foglaljuk össze a granitoidok és az alkáli ultrabázisos képződmények vizsgálata, az andezitek, metaszomatitok és az intruzív breccsák sajátosságai, végül a metallogéniai jellegek témakörében.

A granitoidok vizsgálata

Fontosnak tartottuk a gránitmagmatizmus fázisainak elkülönítését és geokémiai jellemzését.

A gránitmagmatizmus a hegység granitoid kőzeteinek részletes vizsgálata alapján két fő intrúziós fázisra osztható (HORVÁTH I. et al. 1989):

- Az első intrúziós fázis képződési sora:
 - biotitos és porfíros gránit (alapgránit),
 - aplit,
 - mikrogránit intrúzió.
- A második intrúziós fázisban képződtek az idősebb és fiatalabb gránitporfirtelések.

Az alapgránit magmás és üledékes (metamorf) eredetű kőzetzárványokat egyaránt tartalmaz. A differenciációs termékének tekinthető aplitban és mikrogránitban nincsenek zárványok. A gránitporfír szintén tartalmaz magmás és metamorf kőzetzárványokat, önálló olvadékképző folyamat terméke lehet. 31 nagy tömegű, üde, speciális mintával igyekeztünk a hegységben a gránitterületet egyenletesen lefedni. A kémiai elemzési adatok alapján látható, hogy a gránitporfírok bázisosabbak, mint a biotitos és porfíros gránit, s az idősebb gránitporfír-típus bázisosabb a fiatalabb-

nál. A gránitmagmatizmus fázisait jól jellemzi a ritkaföldfémek (RFF) eloszlása is (19. táblázat). E speciális mutatók alapján is állíthatjuk, hogy egy differenciációs (magmafejlődési) sorozatba tartozik a biotitos porfíros gránit, az aplit és az intruzív megjelenésű mikrogránit. A gránitporfír ezekről jelentősen különbözik, bázisosabb.

Ugyanilyen összefüggéseket adnak a neutronaktivációs elemzéssel (BÉRCZI 1982) készült vizsgálatok is (19. táblázat).

19. táblázat. A Velencei-hegységi granitoidok ritkaföldfém- és egyéb nyomelemátlagai (g/t)

Kőzettípus	RFF	La/Lu	Eu/Sm	Sc	Rb	Zr	Ba	Hf	Ta	Th	U
Biotitos és porfíros gránit	153,7	6,7	0,07	6,5	211,8	490	1037	4,0	1,7	12,7	4,1
Aplit	131,9	3,6	0,07	3,4	313,6	—	—	3,6	—	48,2	9,9
Mikrogránit (intrúzió)	184,3	9,2	0,04	5,5	257,0	340	140	4,1	1,8	24,1	2,9
Gránitporfír	263,1	7,4	0,08	12,6	191,4	470	650	6,7	1,9	25,6	4,3
Klark (VINOGRADOV 1962)	—	—	—	3	170	200	830	1	3,5	18	3,5

A biotitos-porfíros gránit–aplit–mikrogránit differenciációs sorban szabályszerű változásokat találunk az egyes elemek (pl. Sc, Rb, Th és U) koncentráció-értékeiben. Ezek az adatok is azt igazolják, hogy a gránitporfír nem tartozik a biotitos-porfíros gránitból levezethető differenciációs sorba.

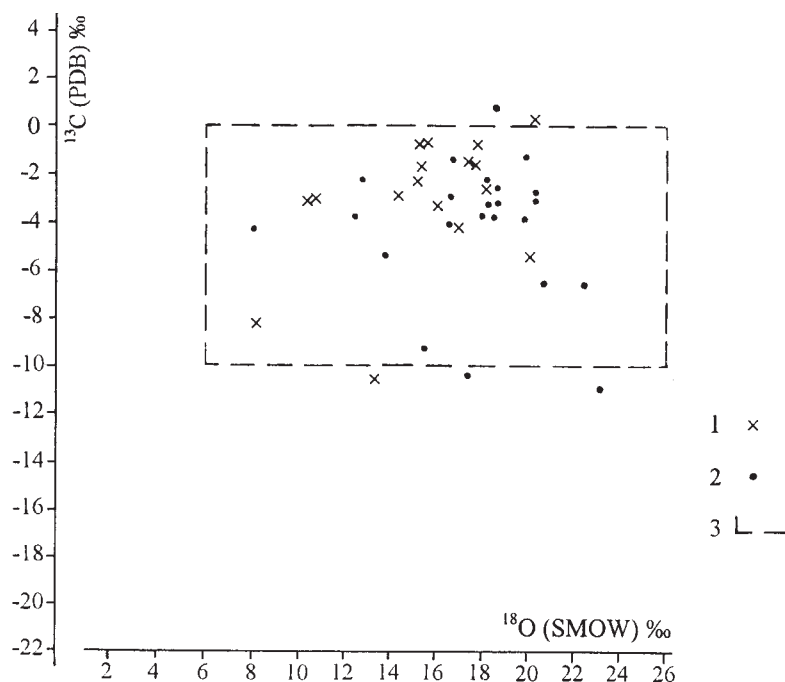
Az alkáli ultrabázisos képződmények vizsgálata

A Velencei-hegységi kutatások során Sukorótól K-re az St-1 térképező fúrás a felső-karbon gránitban és gránitporfírban addig nem ismert, figyelemre méltó új képződményeket, karbonatitos telérközeteket harántolt (HORVÁTH I. et al. 1983b, HORVÁTH I., ÓDOR 1984). A dolomitból, vastartalmú magnezitből, flogopitból, savanyú plagioklászából, káliföldpátból és kvarcból álló üde telérközetben a karbonátásványok össz mennyisége 47–51% között változik. A kőzet tehát magnezittartalmú dolomitos karbonatit (beforszit). Kémiai összetétele, nyomelemképe, ^{13}C - és ^{18}O -izotópösszetétele (46. ábra) hasonló az alkáli-ultrabázisos-karbonatitos magmás asszociációkból megismert kőzettípusokéhoz. A flogopitból készített K/Ar kor-meghatározás $77,6 \pm 3$ millió éves kort adott (BALOGH KADOSA et al. 1983).

A fúrás környezetében a felszínen az agyagos, limonitos kőzetben a színképelemzés 1390 ppm Nb-t mutatott ki. A ritkaföldfém (RFF)-koncentráció maximuma 714 ppm, átlaga 436 ppm az elváltozott telérközetekben, az üde dolomitos karbonatit RFF átlaga 530 ppm.

Az alkáli ultrabázisos magma fejlődési sajátosságait a zónás klinopiroxének tanulmányozásával (DOBOSI, HORVÁTH I. 1988) sikerült nyomon követni. A Velencei-hegység és a Budai-hegység közötti területen megjelenő kőzetasszociációra általánosan jellemző a hasonló zónasság és kémiai összetétel, amely közös eredetükre és hasonló kristályosodási történetükre utal.

A Dunántúlon e kőzettípus magmás kapcsolatait az alsútdobozi Ad-2, a diósdői Di-1 és a váli Vál-3 fúrásokban harántolt és a Budai-hegységből (Nagykopasz, Budaliget) felszínről ismert alkáli bázisos-ultrabázisos kőzetváltozatokban látjuk (DOBOSI, HORVÁTH I. 1988). E magmás kőzetasszociáció hordozója lehet bizonyos (pl. foszfor, fluorit, RFF, Nb-Ta, Pb-Zn) nyersanyag-előfordulásoknak is.



46. ábra. A gránitban települő karbonátos erek, szilikokarbonatitok és lamprofirok karbonátásványainak ^{13}C - és ^{18}O -izotópösszetétele (HORVÁTH I. et al. 1989)

1. karbonát önálló erekből (Sukoró St-2, -3, -6 fúrás, Pákozd Pá-4 fúrás és fluoritbánya, Pátka: Szűzvár fluoritbánya), 2. karbonát szilikokarbonatitokból és lamprofirokból (Sukoró St-1 fúrás, Pákozd nagy kőfejtő, Vál-3, Máty Ny-1, Budakeszi Bkt-1, Budaörs Bö-1 fúrás), 3. karbonatitok izotópösszetételének mezője (DEINES, GOLD 1973); PDB = Belemnites rostrum standard, SMOW = Standard mean ocean water (standard óceáni vízátlag)

Figure 46. ^{13}C and ^{18}O isotope composition for carbonate minerals of the carbonate veins, silicocarbonatites and lamprophyres cutting the granite (HORVÁTH, I. et al. 1989)

1. carbonate veins (Localities: Sukoró boreholes St-2, -3, -6. Pákozd Pá-4 borehole and fluorite mine, Pátka-Szűzvár fluorite mine), 2. carbonate minerals from silicocarbonatites and lamprophyres (Localities: Sukoró St-1 borehole, Pákozd granite quarry and Vál-3, Máty Ny-1, Budakeszi Bkt-1, Budaörs Bö-1 boreholes), 3. carbon and oxygen isotope composition ranges of carbonatites (DEINES, GOLD 1973); PDB = Belemnites rostrum standard, SMOW = Standard mean ocean water

Az andezitek, metasomatitok és az intruzív breccsák sajátosságai

A velencei-hegységi andezitek kőzetkémiái sajátosságait DARIDÁNE TICHY, ÓDOR (1987b) kéziratosa tanulmánya alapján foglaljuk össze. A hegység paleogén magmatitjai orogén magmatizmus termékei, a kőzetek zömmel mészkáliai jellegűek. A vulkanitok túlnyomórészt andezitek, bazaltos andezitek, de alárendelten megjelenik a bazalt, dácit és trach-andezit is. A főelemek eloszlása alapján a vulkanitok a két fő tektonikai típus — az aktív kontinensszegély és az óceáni kérgű sziget — között helyezkednek el.

A genetikai kérdéseket a nyomelemek, illetve a különböző diszkriminációs (diszkriminációs diagramok) segítségével is próbáltuk megközelíteni. Az immobilis elemtartalom (Ti, P, Zr és Y) alapján a vizsgált kőzetek a sziget és a kontinensperemi típus között helyezkednek el. A BAILEY (1981) által javasolt elemek (Cr, Ni, Sc, Yb, Y, La, Th, K és P) alapján szerkesztett diagramok szerint a velencei-hegységi paleogén vulkanitok leginkább a vékony kérgű kontinensperemre, illetve a kontinentális kérgű szigetre jellemző átmeneti típusba tartoznak.

Érdekes eredményre vezetett az andezitek és a metasomatitok RFF adatainak, valamint néhány neutronaktivációs és röntgenemissziós módszerrel nyert elemzési adatának az összehasonlítása (20. és 21. táblázat).

A fenti adatok meggyőzően bizonyítják, hogy a metasomatitok a nagyfokú elváltozás ellenére fő RFF mutatóikban nem különböznek jelentősen az andezitektől, azaz a kilúgozási folyamatok nem érintették a RFF eloszlást.

20. táblázat. A Velencei-hegységi paleogén vulkanitok RFF-tartalma

Kőzet	Paraméter	Σ RFF* (g/t)	La/Lu	Eu/Sm	N
Andezit	átlag	130,16	9,91	0,14	42
	szórás	42,78	3,46	0,04	
Metasomatit	átlag	121,37	11,56	0,14	6
	szórás	59,38	7,22	0,04	
Andezit**	óceáni	25–178	1,0–8,60	0,19–0,51	
	kontinentális	67–341	1,5–21,50	0,15–0,35	

* = interpolált érték, ** = irodalmi adat, N = mintaszám.

A metasomatitok összetételéről, az egyes zónák övességéről a következő összefüggéseket emelhetjük ki (UTADA 1980, DARIDÁNE TICHY et al. 1984). A két legfontosabb kőzetváltozási típus az intermedier (propilites zóna, másodlagos biotit, kevert szerkezetű agyagásványok, montmorillonit zóna) és a savanyú metasomatizáció

(pirofillit zóna, dickit zóna, nakrit zóna, kaolinit zóna). A felszínen elsősorban a kovás zónák tanulmányozhatók. A magasabb hőmérsékleten képződő pirofillites (topázos) zóna a Cseplek-hegy, Zsidó-hegy térségében, a kvarcos-alunitos zóna a terület többi részén jelenik meg. A Nyír-hegyen a diaszpor szintén magasabb keletkezési hőmérsékletre utal. Az egyes elváltozások a korábban már elváltozott testeket is érintették. Ezeknek az elváltozásoknak a részletes vizsgálata alapján megállapítható, hogy az ismertetett típusok megfelelnek a rézporfíros ércesedési modellben (LOWELL, GUILBERT 1970) megjelenő kőzetváltozási típusoknak.

21. táblázat. Az andezitek és metasomatitok neutronaktivációs elemzési eredményei (g/t)
(Bérczi J., Budapest Műszaki Egyetem, Tanreaktor)

Kőzet		Sc	Cr	Fe%	Co	Rb	Zr	Cs	Ba	Hf	Ta	Th	U	N
Andezit	átlag	14,6	51,4	3,97	11,9	56,0	398	3,87	356	2,65	0,75	9,72	2,24	42
	szórás	8,3	36,7	0,95	4,25	38,3	223	3,56	198	0,83	0,38	3,15	1,48	
Metasomatit	átlag	14,3	62,5	4,97	16,9	57,7	355	2,92	88	3,02	0,95	11,4	2,23	6
	szórás	6,4	30,2	1,27	8,2	21,5	120	1,46	60	0,62	0,30	5,37	1,05	

N = mintaszám.

A földtani térképezés során számos fúrás harántolt szokatlan összetételű, szerkezetű és szövetű — a hazai szakirodalomban korábban nem ismertetett — képződményeket, amelyeket intruzív breccsának minősítettünk (ÓDOR et al. 1983). A korábbi hazai kutatások tektonikus breccsaként, kontakt breccsaként, tufatelérként, tufitos kavicsként, polimikt breccsaként említenek olyan képződményeket, amelyek egy része intruzív breccsa lehet. Az intruzív breccsák (explóziós breccsák, hidrotermális breccsák) durvatörmelék, magmás eredetű polimikt képződmények, amelyek az adott terület felépítésében résztvevő kőzettípusokból állnak (BRYANT 1968, GILMOUR 1977, GOODE, TAYLOR 1980). Alapanyaguk felőrölt kőzettörmelék, amely gyakran áramlási szalagosságot mutat. A kőzetek térbeli elrendeződése változatos. Ereket, teléreket képezhetnek, amelyek meredek és hosszan követhetők. Keletkezésüket hipabisszikus, szubvulkáni környezethez köthetjük. A magmás kőzettömegben és környezetében a hűlő intrúzió hatására képződő repedésrendszerhez kapcsolódnak. A nagynyomású könnyenillók robbanásszerű eltávozása szakítja le a repedések faláról a kőzettörmelék, a fluidizáció (a törmelékanyag folyadékszerűvé válása — REYNOLDS 1954) révén mozognak és nyomulnak be a meglévő hasadékokba.

Az intruzív breccsák anyaga utólagosan különböző mértékben elváltozott. A legkisebb változást a Sukoró környéki breccsák mutatják, ezek gyengén agyagosak-piritesek. A Meleg-hegy környezetében és a metamorf palaterületen számos esetben jelentős agyagosodással találkozunk. A Nadap–Pázmánd közötti metasomatitok területén az elváltozás mértéke nehezen ítélni meg. Gyakori jelenség, hogy az intruzív breccsák szegélye kovás, belseje pedig agyagos.

A Velencei-hegységben az intruzív breccsák kürtők, telérek és erek formájában járják át a gránitot, a metamorf palát és a metasomatitokat. Két típusukat különítettük el: a laza, agyagos, pirites kötőanyagú intruzív breccsákat (a leginkább elterjedtek), és a kovásodott (pirites) intruzív breccsákat (ritkák). Az első típust az eocén andezitvulkanizmushoz, a

másodikat feltételelesen a gránitmagmatizmushoz tartozónak tekintjük. A második változat csak a gránitba települten található, s az eddigi adatok alapján nem tartalmaz andezittörmelékét.

Az intruzív breccsák, mint porózus, jó áteresztőképességű breccsatestek a későbbi érces oldatok vezető csatornáivá válhattak. A hegységben az intruzív breccsák Ag, Sb, Cu, Mo, Pb és Zn koncentrációja többszörösen meghaladja ugyanezen elemeknek a mellékkőzetben kimutatott átlagát. Az összetételben látható különbség a Meleg-hegy környezetében a legnagyobb.

Az Antónia-hegy térségében mélyített térképező fúrások egy részében (Nt-1, Nt-2, Nt-4, Lbt-1) a törmelékes polimikt anyagú telérszerű (0,2–2 m vastag) intruzív breccsákban Cu, Ag, Au, Pb, Zn, Mo ércindikációk találhatók (ÓDOR et al. 1983, HORVÁTH I. et al. 1983a). A Cu-tartalom >0,6%, a Zn 0,43%, a Pb 0,2%, az Ag max. 142 ppm, az Au meghaladja az 1 ppm értéket.

Metallogéniai jellegek

VENDL A. (1914) és JANTSKY (1957) a velencei-hegységi kutatások korábbi eredményeit, a polimetallikus-fluoritos érctelepeket és egyéb ércindikációkat ércföldtanilag, genetikailag a következőképpen értelmezték. A gránitos területen lezajlott ércesedést térben és időben két részre osztották. A késő-karbon gránitmagmatizmushoz kötötték és pneumatolitos hatással magyarázták a Retezi-táróban megismert kvarc-molibdenites, és utómagmás-hidrotermális (mezotermális) eredetűnek vélték a gránitban kifejlődött kvarc-polimetallikus-fluoritos-baritos teléres ércesedést.

Az eocén andezitvulkanizmussal társították a Nadaptól Pázmándig terjedő terület ércindikációit, amelyeknek az andezithez való kapcsolata nyilvánvaló, valamint a meleg-hegyi enargitos utóvulkáni ércesedést. Többen azon a véleményen voltak, hogy a gránitos terület szulfidos ércesedése nem a gránitintrúzió terméke, hanem az eocén andezittel áll genetikai kapcsolatban (FÖLDVÁRI A. 1947a, b, KISS 1954a–d, 1982, KASZANITZKY 1959).

A gránitmagmatizmust követő egyéb magmás hatások értékelése az újabb kutatási eredmények alapján újabb genetikai elképzelésekhez vezetett (HORVÁTH I. et al. 1989). A Velencei-hegységben a triász magmatizmus jelenléte, illetve hatása feltételezhető, de nem bizonyított. A hegységben és környezetében kimutatott szilikokarbonatitok és alkáli ultrabázisos kőzetek (HORVÁTH I. et al. 1983b, HORVÁTH I., ÓDOR 1984) jelenléte a genetikai interpretációs lehetőségeket a késő-kréta kor bevezetésével bővítette.

Az alábbiakban külön tárgyaljuk a kutatás során az egyes fúrásokban megismert ércindikációkat, majd összefoglaljuk a granitoidokban és kontakt zónájukban megjelenő érctelepek és indikációk legfontosabb jellegét.

ÉRCINDIKÁCIÓK A KUTATÓFÚRÁSOKBAN

A Meleg-hegy gerincén húzódó K–Ny-i csapású, 15–30 m széles, kvarcosodott zónához összetett Pb–Ag–As–Sb (Cu–Mo–Sn) geokémiai anomália és változatos (pirit, molibdenit, galenit, fakóérc, malachit, krizokolla, antimonit, enargit, cinnabarit) ásványosodás tartozik. Az Antónia-hegy körzetében az érintkezési átalakulást (kontakt metamorfózist)

22. táblázat. A Velencei-hegységi kutatófúrások ércindikációinak áttekintése

Az indikáció típusai és fő elemei	Fúrás jele	Földtani helyzete	Koncentrációértékek (g/t)					
			Cu	Pb	Zn	Ag	Au	Mo
Intruzív breccsa — Cu, Ag, Au, (Pb, Zn) *	Nt-1, Nt-2, Nt-4, Lbt-1	telérek és testek palában és gránitban	2800–10 000	260–2300	600–4300	1,6–142	0,4–2,2	25–250
Metaszomatitok								
cementációs — Cu	Pt-1, Pt-2 Pd-2	változó	550–3800	70–600	100–1600	0,6–8,4	–	–
rezes — Cu (Ag, Au)	Pt-1, Pt-2, Pt-3	illit, kaolinit zóna	450–2500	–	–	2–12	0,04–0,1	–
molibdénés — Mo (Cu)	Pd-1, –2	kvarc, topáz zóna	160–1400	–	–	–	–	16–2800
rezes — Cu	Pt-4	montmorillonit zóna	400–1000	–	–	–	–	–
hidrotermális erek	Pd-2	érceres bontott diorit	250	2800	3600	3	–	–
Molibdenites kontaktus **	Nt-2, Lbt-1	hintés palában, gránitban; erek aplitban, mikrogránitban	szabad szemmel látható molibdenit					
Gránitban települő molibdenites ***	St-3, –6	kvarcos, karbonátos erek gránitban	szabad szemmel látható molibdenit					
Bizonytalan (Pb, Au, Ag, Mo)	St-4	kovás-agyagásványos gránit	700	500–4800	500	8–12	0,03–0,73	40–250
Bizonytalan (Au)	Pákt-2	bontott gránit	400	–	1300	6–8	0,06–0,4	–
Karbonatit — (Nb, RFF) ****	St-1	karbonatittelérek gránitban	Nb 250–2500, RFF 300–714					

Lásd: * = 23. táblázat, 2. típus; ** = 23. táblázat, 9. típus; *** = 23. táblázat, 4. típus; **** = 23. táblázat, 5. típus.

szenvedett palában geokémiai W-anomáliát, a sukorói S–3 jelű fúrásban a palát és a gránitot átjáró kvarcos erekhez kapcsolódva szfalerit–galenit–fakóérc–kalkopirit ásványtársulást sikerült kimutatni. A Nadap–Pázmánd közé eső metasomatit vonulat területén (a nadapi N–IV, N–VI, N–VIII, N–XI, a pázmándi P–II és a velencei V–II fúrásokból) szfalerit–fakóérc–galenites ércesedés és ehhez kapcsolódó Cu, Pb, As (Ag, Sb, Mo, Sn) geokémiai anomália volt ismert. A pázmándi Pd–1 jelű fúrásból andezithez kötött molibdenit–kalkopirit–kovellin indikációkat írtak le (VARJÚ 1974, 22. táblázat).

AZ ÉRCTELEPEK ÉS INDIKÁCIÓK JELLEGEI A GRANITOIDOKBAN ÉS KONTAKT ZÓNÁJUKBAN

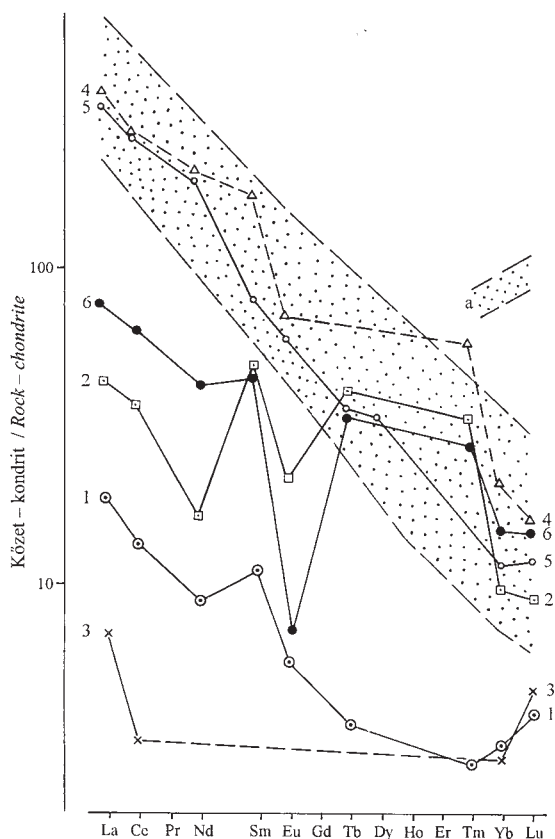
A 23. táblázatban összefoglaltuk a granitoidokhoz kapcsolódó érctelepek és ércindikációk legfontosabb jellegeit.

Az 1. és 2. ércesedési típusú képződményeknek az eocén andezittel való kapcsolatára bizonyíték az, hogy az intruzívbreccsa-telérek és -testek a pala- és gránittörmelék mellett gyakran tartalmaznak andezit-közzettörmeléket is, ami közvetlenül igazolja földtani korukat (tehát a 2. típusát is). További bizonyíték, hogy a palában és a gránitban megismert

23. táblázat. A velencei-hegységi granitoidokban és kontakt zónájukban megjelenő érctelepek és indikációk jellegei

Az ércesedés típusa	Geokémiai anomália	Ércnyomok	Érc-telepck	Megjelenés (gránitban települve)	Magmás kapcsolat	Földtani kor
1. Polimetallikus*	+	+		zsinór	andezit	E ₃
2. Au, Ag, Cu (Mo)*	+	+		intruzívbreccsa-telér, -test	andezit	E ₃
3. Fluoritos**		+		zsinór	alkáli lamprofir	K ₃
4. Molibdenites***	+	+		zsinór, ér	alkáli lamprofir	K ₃
5. Nb, RFF-es	+			közzettelér	szilikokarbonatit	K ₃
6. Fluoritos-baritos (Pákozdi, Nadap)			+	telér	alkáli ultrabázisos asszociáció?	K ₃ ?
7. Polimetallikus (Pátka)			+	telér	alkáli ultrabázisos asszociáció?	K ₃ ?
8. Polimetallikus-fluoritos (Szűzvár)			+	telér	alkáli ultrabázisos asszociáció?	K ₃ ?
9. Molibdenites	+	+		pegmatit ér gránitban, palában	gránit	C ₂

* = agyagos elváltozás; ** = karbonátos-fluoritos erek, *** = a gránit karbonátmetasomatizálásához (BURNOL et al. 1980) kötött kvarcos, karbonátos, molibdenites erek



polimetallikus ércerek és zsinórok (1. típus) hasonló agyagos elváltozásúak, mint a metasomatitok.

Az újabb adatok igazolták a 3. típus (vékony, karbonátos-fluoritos erek) és a 4. típus (kvarcos, karbonátos, molibdenites erek), genetikai hovatartozását, a gránit karbonát-metasomatizálásához való kötődését (BURNOL et al. 1980, 23. táblázat). A velencei-hegységi fluoritok RFF-eloszlási jellegei és frakcionációs sajátosságai igazolhatják az alkáli ultrabázisos-karbonatitos asszociációval való genetikai kapcsolatot (HORVÁTH I. et al. 1989, 47. ábra). A kápolnásnyéki (Kny-1) és az úrhidai (Ú-4) fluoritok ettől teljesen eltérő RFF-összetételűek és más genezisék. A gránitban települő, s a karbonátos-fluoritos erekből gyűjtött karbonátos anyag, valamint a szilikokarbonatitok és lamprofirok karbonátásványainak C- és O-izotópadatai szintén igazolták ezt a rokonságot az alkáli közzettársasággal (HORVÁTH I. et al. 1989). A

47. ábra. Fluoritok kondritra normált ritkaföldfém-eloszlása (HORVÁTH I. et al. 1989)

1. fluorit dolomitban (Kápolnásnyék Kny-1 fúrás, 478,0 m), 2. fluorittelér gránitban (Nadap N-12/1 fúrás), 3. fluoritos ér Úrhidai Mészköben (Úrhida Ú-4 fúrás, 77,9 m), 4. fluoritos ér gránitban (Pákozdi Pá-4 fúrás, 373,0 m), 5. szilikokarbonatit (Sukoró St-1 fúrás), 6. gránitátlag (Velencei-hegység, n = 36), a = alkáli ultrabázisos kőzetek, lamprophyrok és karbonatitok

Figure 47. Chondrite normalized REE distribution pattern for fluorites (HORVÁTH, I. et al. 1989)

1. fluorite in dolomite (borehole Kny-1, 478.0 m), 2. fluorite vein in granite (Nadap N-12/1 borehole), 3. fluorite veinlet in Palaeozoic limestone (borehole Ú-4, 77.9 m), 4. fluorite vein in granite (borehole Pá-4, 373.0 m), 5. silicocarbonatite (borehole Sukoró St-1), 6. average granite, Velence Hills (n = 36), a = range for alkaline ultrabasic rocks, lamprophyres and carbonatites

6., 7. és 8. típusba a hegység több éven át művelt érctelepei tartoznak. Az andezitekhez való tartozásuknak semmilyen közvetlen bizonyítéka nincs, e mellett csak az andezit regionális ércgenetikai jelentőségével lehet érvelni. Ezek a kvarc-fluoritos-polimetallikus telérek és telepek a gránitmagmatizmushoz sem köthetők, mivel ezek a kishőmérsékletű teléres képződmények a gránittesten belül helyezkednek el, ahol nem várható gránit eredetű polimetallikus ércesedés. Irodalmi adatok (BAUCHAU 1971, SAWKINS 1966) alapján ismeretes, hogy a velencei-hegységekhez hasonló ultrabázisos kőzetekhez genetikailag teléres, túlnyomórészt fluoritos Pb–Zn-telepek kapcsolódnak. A velencei-hegységi telepeket ezért a késő-kréta alkáli-ultrabázisos magmatizmushoz tartozónak véljük.

A 23. táblázatban a 9. típusba sorolt molibdenites ércedés minden kétséget kizáróan a gránitmagmatizmushoz köthető. Mikrogránit- és aplittelérekben, -erekben, mindig a gránit és a pala kontaktusának közelében (a palában max. 50 m-re a határtól) találjuk. Újabb speciális ásványtani és folyadékzárvány-vizsgálatok (MOLNÁR 1997) is megerősítik ezt a következtetést: a Retezi-tároló molibdenites ércásványosodása a gránit posztmagmás folyamataihoz kapcsolódik, és nem az andezites benyomulás által indukált hidrotermális tevékenységhez.

Hasznosítható nyersanyagok

A Velencei-hegység területén sokféle ásványi nyersanyag fordul elő. Ezek egy részét termelték is az idők folyamán, más esetben csak a kutatásig jutottak. Alábbiakban ezeket a következő sorrendben ismertetjük: színesérc, arany, fluorit, barit, kerámiai nyersanyag, építő- és díszítőköiipari nyersanyagok, egyéb nem érces ásványi nyersanyagok, hasadóanyag, fás barnaköszén, végül víz. Kiegészítésképpen említjük meg a balatonfői rögök területéről a szabadbattyáni galenitet és mészkövet.

Színesérc

Két pátkai lelőhelyen, a Kőrakás-hegy és a Szűzvári-hegy körzetében folyt ólom- és cinkércet ipari termelése.

A *kőrakás-hegyi* fluoritkutatás (FÖLDVÁRI A. 1948d) a mélyebb szinteken szulfidos ércesedést tárt fel. Az 1951-ben telepített 200 m hosszú lejtakna és a hozzá kapcsolódó kutatólétesítmények 3 nagyobb és néhány kisebb teléres ércetest harántoltak. A 150 m hosszú, igen változékony vastagságú és lefutású ÉÉK–DDNy-i csapású fő ércetest a +71 m-es szinttől a felszínig ismert. A két másik, esetleg az előbbi leágazásainak tekinthető képződmény (egy 80 m hosszú, 0,8–4 m vastagságú, ÉNy–DK-i csapású, és egy 120 m hosszú, változó, max. 7 m széles, ÉK–DNY-i csapású telér) csak a mélyebb szinteken található meg. Az aknától 600 m-re D-re vágattal tárták fel a kiváló minőségű, de csak rövid szakaszokon követhető ún. „milonitos telért” (egy milonitos tektonikai övtől D-re elhelyezkedő ércesedést). Apróbb ércteléreket sikerült feltárni a gránit–pala határ közelében a palában is.

Az ércesítés a felsőbb szinteken galenit, szfalerit, néhol antimonit. Lefelé haladva a szfalerit válik uralkodóvá, megjelenik a mikroszkopikus fakóérc és kalkopirit. Még lejjebb a fakóérc kevesebb, a kalkopirit mennyisége nő, a legalsó szinteken csak szfalerit és kevés pirit fordul elő, Cu, Pb, Cd, Au, Ag nyomelemekkel. Kevés fluorit is megfigyelhető, metamorf kiválások vagy erek formájában. Az ércesedés alapvetően breccsás. A lelőhely gyakorlatilag monomineralikus és tektonikailag igénybevett zónákban elhelyezkedő, szfalerit tartalmú kvarcos tömzsökből áll. A tömzsök alakja szabálytalan, de hosszúságuk általában többszöröse a szélességnek. Keletkezésük tektonikailag preformált, több irányú hasadékrendszerhez kötött. A törések mentén kialakult és a későbbi mozgások által többszörösen összetört kvarc, valamint szfalerit csak kevés helyen vastagodik ki ércetömzsé. Így általában vékony, hosszan követhető kvarcos, ércnyomos repedéskitöltést kellett követnie a bányászati kutatásnak, amely a kivastagodó tömzsös részekhez vezetett el. Ez a kép korábban erről az előfordulásról teléres benyomást keltett.

A bányászat az 1950-es évektől folyt (MIKÓ, GERGÁCNÉ 1964), 1968-ban érte el maximumát és 1973-ban be is fejeződött. Ezalatt az idő alatt 146 335 nedves tonna — 0,68% Pb-t és 4,06% Zn-t tartalmazó — ércet termeltek. Ez képezte gyakorlatilag a teljes ismert készletet (KREISCHER et al. 1973).

A *szűzvári bányában* is termeltek színesércet, de ott a fluorit volt a fő termék, ezért ennek kutatását a fluorit fejezetben ismertetjük.

A *hegység egyéb területein* az 1979 előtti kutatások számos ércindikációt tártak fel és vizsgáltak meg, közülük az alábbiakban a leglényegesebbekről teszünk említést. A felső-karbon gránitban települő, főleg kovás anyagú telérek, erek ércesedés utáni kilúgzás okozta üregeket, ércnyomokat, sokszor figyelemre méltó érces kitöltésű szakaszokat tartalmaznak (JANTSKY 1951, 1952c). Ilyen teléreket, kovásodott zónákat ismerünk a sukorói Ördög-hegyen (galenit, szfalerit kalkopirittal), a Bence-hegyen (az ún. felső Retezi kőfejtőben molibdenittel — JANTSKY 1952d), a nadapi szintezési alapponthoz közelében (aranynyomos piritesséssel), a Székesfehérvár–Pákozd közötti területen számos ponton (galenit, szfalerit malachittal), a Tompos-hegy ÉNy-i részén (polimetallikus érccel), a Sár-hegytől DNY-ra eső területen (pákozdai fluoritbánya: galenit, szfalerit, kalkopirit megjelenésével).

A megismert ércelőfordulások közül néhányat fúrásokkal, árkokkal, vágatokkal, geofizikai és geokémiai módszerekkel kutattak meg. Ezek közül legfontosabbak az alábbiak: retezi molibdenitkutató lejtakna, nadapi táró a meleg-hegyi ércesedés kutatására, ördög-hegyi lejtakna, suhogói lejtakna Pákozdtól ÉNy-ra, ősi-hegyi ferde fúrások (MIKÓ 1962), a Pátka és Pákozd közötti területen végzett árklások, fúrások, geofizikai és geokémiai kutatások (PANTÓ GY. et al. 1978).

Ipari értékű érctelepet nem sikerült feltárni. E vizsgálatok egyik érdekes megállapítása volt, hogy számos kvarctelér (ősi-hegyi, ördög-hegyi telérek) kilúgzottsága a mélység felé növekszik, ami valószínűvé tesz egy aszcendens hidrotermákhoz kapcsolódó kilúgzási folyamatot, elsősorban a hegység Ny-i részén.

A szabadbattyáni Szár-hegyen a 1920-as évek végén kezdődött a Polgárdi Mészakőben előforduló ólomérc kutatása (VITÁLIS 1929, CSAJÁGHY 1935, SCHMIDT 1938, BASSÓ, JENEY 1939, FÖLDVÁRI A. 1948c, RENNER 1949, 1950). A galenit a mészakőben kisméretű tömzsekben fordul elő. A kutatás kis mennyiségű termeléssel az 1950-es évek első felében is folyt (KISS 1950a, b, 1951, HALÁSZ L. 1952), ezután a művealó nyersanyag gyakorlatilag elfogyott, és a termelés befejeződött (JANTSKY 1956a, POLLNER et al. 1960).

A Velencei-hegység és Szabadbattyán színesérckutatói lehetőségeiről több összefoglaló is megemlékezik (PANTÓ G. 1952, 1954, PANTÓ G. et al. 1953).

Arany, ezüst

A hegységbeli kőzetek aranytartalmát először KUBOVICS (1958) vizsgálta, és talált is aranyat a meleg-hegyi kovás breccsás zóna vasas, limonitos részeiben. Térképezésünk során mi is vizsgáltuk a hegységbeli kőzetek aranytartalmát a kvarctelésekben és a vulkáni képződményekben is. A nagy kvarctelések (elsősorban a nyugat-velencei területen) aranytartalma a 0,2 g/t-t nem haladta meg. Az eocén vulkáni területen a magasabb aranytartalmak a gránitot és a palát áttörő kovás és laza intruzív breccsa telérekhez kapcsolódnak. Az Antónia-hegyi fúrásokban (Nadap Nt-2, Nt-4, Lovasberény Lbt-1) max. 2,2 g/t aranytartalom volt kimutatható 100 g/t ezüst mellett (22. táblázat).

Az Enargit Kft. a kelet-velencei területen 1996–99 között mederüledék-geokémiai mintázást végzett. A mintákon kizárólag Au-tartalomra készült geokémiai szintű (0,1 ppb mérőhatárú) atomabszorpciós spektrometriai (AAS) elemzés. A kapott anomáliák az aranyanomáliák és az andezit kapcsolatát igazolják.

Fluorit

A hegység fluorittartalmú kvarcteléreiről már VENDL A. (1914) is említést tett. A területen 1948-ban megkezdett, és néhány év alatt céljait és eszközeit tekintve jelentősen kiszélesedett nyersanyagkutatás a kőrákás-hegyi fluoritnyomos kvarctelér megkutatásával indult Földvári A. útmutatásai alapján (a későbbiekben ez az előfordulás szulfidércesnek bizonyult). Jantsky B. és munkatársai 1951-ben Pákozdtól közvetlenül É-ra a felszínen megtalálták az ún. „pákozdi fluorit-telért”. Ugyanebben az évben kezdték meg a pátkai Sági-hegy ÉNy-i részén a Vendl A. kutatásai óta ismert érchintékes kvarctelérnek a feltárását, amelyre — a pákozdi mellett — a hegység másik („szűzvári”) fluoritbányája települt (JANTSKY 1955b).

A pákozdi bányában 1952–56 között folyt külszíni fejtés. 1953-tól 1961-ig termelték le a mélyebb szinteken feltárt készleteket (48. ábra). A bánya összesen 18 682 t 46%-os (8 621,7 t fluorit) nyersanyagot adott, ennek nagyobb része (14 095 t 46%-os nyersanyag, 6009 t fluorit) a mélyszintről került ki. A gránitban települő és a felszínen 160 m hosszon követhető, 30–100 cm vastag, 7–9°-os csapású, 80°-os dőlésű telér egy 4–10 m széles, kvarc és fluorittelérekkel sűrűn átjárt öv közepén húzódik. Kaolinosodással kísért, helyenként egészen lapos dőlésű vetők bonyolult szerkezetűvé teszik. Kitöltése fluorit, kvarc, néhol kalkopirit, galenit és szfalerit nyomokkal. Lefelé — 60 m-en belül — fokozatosan meddővé válik, 100 m mélységben már teljesen eltűnik a fluorit (MIKÓ, POLLNER 1962, FÉLEGYHÁZI 1967b).

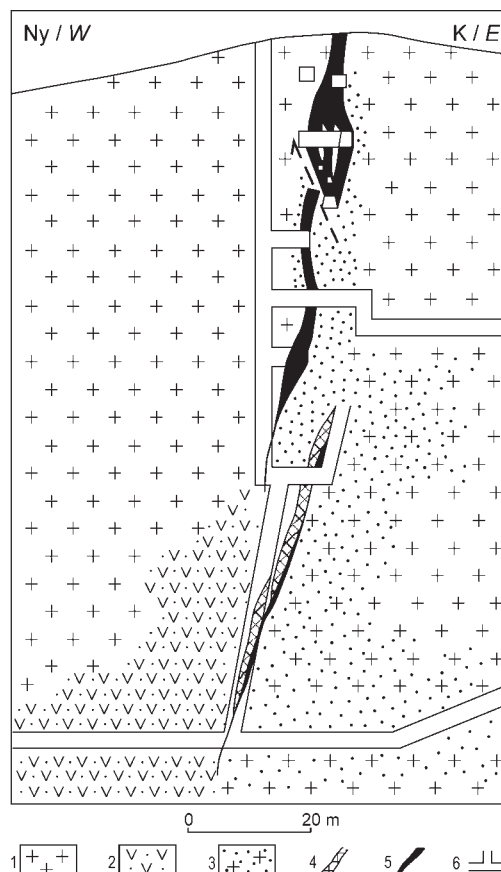
A szűzvári fluoritbányában 1967-es bezárásáig 58 188 t fluoritot és 11 294 t színesércet (Pb 2,21%, Zn 1,62%) termeltek. Az 500 m hosszan követett, közel 200 m dőlésminti feltártsággal megismert telér É-D-i csapású, 70–80°-os Ny-i dőlésű, 40–60 cm vastag, lencsés kifejlődésű, elsősorban fluoritos (a D-i szárny), 10–30 m-es szakaszokon galenites, szfalerites, kalkopiritos kitöltésű. A telér max. 15 m

48. ábra. A pákozdi fluoritbánya metszete

1. gránit; 2. kvarcosodott gránitporfír; 3. kvarc- és fluoritterekkel átjárt gránit; 4. kvarctelér; 5. fluorittelér; 6. vágat

Figure 48. Geologic section of the Pákozdi fluorite mine

1. granite, 2. silicified granite porphyry, 3. quartz and fluorite veins cross-cutting granite, 4. quartz vein, 5. fluorite vein, 6. gallery



szélességben limonitos, kaolinos bontást, illetve a telér közelében átkovásozást szenvedett gránitban települ. É felé szaporodó és növekvő amplitúdójú vetődések szelik át. D-i szakasza fluoritban dúsabb és a megismert mélységig (–12 m-es szint) dőlésmenti minőségcsökkenést nem mutat. A termelést a bányabeli szállítási rendszer bonyolultságából eredő gazdaságtalanság miatt állították le. Nyilvántartott földtani készlete 5000 t fluorit (FÉLEGYHÁZI 1968).

Az ágas-bogas hajszálekekben kalcitot és mangán-oxidokat tartalmazó fekete fluoritban In, a halványzöld változatban Y és Be, a galenites fluoritban Sn, valamint fakőérctartalomhoz köthető Sb és Ag mutatható ki. Helyenként a galenit elbomlásából cerusszit és piromorfit, fakőérből cinnabarit, kalkopiritből pedig malachit és azurit képződött.

A két fluoritbánya környékén 1967 előtt végzett geofizikai, geokémiai, bányászati és fúrásos, kimondottan telérkereső kutatás során új, ipari értékű telepet lelni nem sikerült.

A hegységben a fluorit alapvetően háromféle kifejlődésben jelenik meg.

Sukoró környékén és a Bence-hegyen több helyen pneumatolitos eredetűnek tartott apró fészkekben, gyakran molibdenitrel társulva, a grániton belül, különösebb ipari érték nélkül.

Önállóan, hidrotermális érckitöltésként — pl. a szűzvári, pákozdi telér — kíséző szulfidércekkel, kvarccal. Ilyen, ám nem kielégítő minőségű telérek vannak még a Sár-hegytől ÉNy-ra (Lászlótanyai telérek), és hasonlóan tekinthetjük a kőrakás-hegyi telér felszínközeli részét.

Genetikailag az előbbivel rokon, de eltérő ásványos összetételű az a telértípus, amelyben a fluorit kis mennyiségben, kvarc, barit vagy szulfidércek mellett járulékos kitöltésként jelenik meg. A hegység hidrotermális teléreinek többségére ez jellemző. Ilyen esetben a fluoritnak ipari értéket csak a teléryanag komplex hasznosítása biztosíthat (ilyenek a szűzvári telér szulfidérces szakaszai).

A pátkai lejtakna gránitját övező pala kutatása alapján RADOVITS (1971) megállapította, hogy a hegység ÉNy-i peremén — bár a gránit-pala határ tektonikus — a teléres–eres színesérc-fluoritos ásványosodás a palában is megjelenik, és itt a fluorit figyelemre méltó dúsulást mutat.

Megemlíthetjük még a Kny–1 jelű fúrásban észlelt indikációkat, amelyeket litoklázisok melletti üregekben fennőtt, illetve a perm–triász dolomitban lévő tömeges, mikrokristályos fluorit alkot.

Barit

Barittelérek, illetve barittartalmú kvarctelérek, -erek a Meleg-hegy D-i lejtői és Sukoró közötti területen ismertek (ERDÉLYI 1939). 1949 előtt magánvállalkozók folytattak kutatást és kis volumenű külszíni termelést. Majd az állam (az Iparügyi Minisztérium) átvette e tevékenységeket, a hegységben indult nyersanyagkutatást pedig kiterjesztette a baritra is. A legfontosabbnak vélt telérszakaszokat aknákkal és 50 m mélységben 2 db táróval kutatták meg, valamint árkokkal további teléreket kerestek (JANTSKY 1952b). Mindez nem tekinthető átfogó, rendszeres baritkutatásnak. A kutatás új, ipari értékű testeket nem adott. Időközben a felszínközeli készleteket leművelték, így az ötvenes évek közepétől az utóbbi évekig barittal, mint nyersanyaggal nem foglalkoztak.

Az említett területen gyakori 1–10 cm vastag erek és a ritkábban előforduló, max. 1 m vastag barittartalmú telérek általában nagyjából É–D-i csapásúak, felülnézetben kissé hullámos lefutásúak, lencsés-szakaszos kifejlődésűek, helyenként töredezettséggel zavart szerkezetűek. A legnagyobb testek hossza sem haladja meg az 50 m-t, meredek, Ny-i dőlésűek. A megismert telérek kitöltése a mélység felé gyorsan változik: 20 m-ig baritos, majd baritos kvarc, végül szfalerites kvarc. A galenit a vastagabb baritos lencsékből is megjelenik. A baritkristályok ásványtani vizsgálata alapján ERDÉLYI (1952) azok viszonylag magas keletkezési hőmérsékletét állapította meg.

A kitermelt nyersanyag minőségéről pontosabb adatok nem állnak rendelkezésre. Az egykori kutatás és bányászkodás emlékét néhány megmaradt hányó őrzi. Ezek egyikéről 1984-ben a Központi Bányászati Fejlesztési Intézet (KBFI) kézi válogatással gyűjtött kb. 150 kg-os mintán dúsíthatósági vizsgálatot végzett.

A röntgenvizsgálatok eredménye: kvarc 39%, káliföldpát 4%, muszkovit (illit) 5%, barit 52%, a kémiai elemzések eredménye szerint: BaSO₄ 53%, SiO₂ 41,4%, Al₂O₃ 2,8%.

A minta magas barittartalmú, szilikátos meddőjű kőzetanyag, viszonylag igen kevés fémes szennyezővel. A tájékoztató jellegű dúsítási kísérletek eredményeképpen megállapították, hogy a megvizsgált baritos anyagból az ipar számára elfogadható minőségű terméket lehet előállítani.

Kerámiai nyersanyag (mikrogránit, aplít)

A biotitszegény mikrogránit, aplitos telérgránit, aplitos mikrogránit stb. névvel illetett, általában telérszerű testek formájában megjelenő aplitoid kőzetváltozatok a hegységben nagyon sokfelé fellelhetők. Ipari célra rövid ideig, kis mennyiségben a Mészegen, jelentős volumenben a székesfehérvári aplitbányában fejtették (JANTSKY 1952a).

Utóbbiban egy 1969-ben zárult kutatás eredményeképpen 972 400 t földtani készletet tártak fel. A termelés a hetvenes évek közepére gazdaságtalanná vált, ezért a bányát bezárták (RADNÓTY 1969), a bányaudvart nagyrészt szeméttel töltötték fel. A nyersanyag egy kb. 200 m széles, ÉNy–DK-i irányban megnyúlt — ÉNy-ról még lehatárolatlan — mikro-

gránit testen belül biotitmentes (aplitserű) mikrogránit zónák, testek formájában jelenik meg. Az innen származó nyersanyag a vizsgálatok szerint általában közel felerészben nyers állapotban is művealó, többi része dúsítással jó minőségűvé tehető.

A hegységben aplittelérek az Ördög-hegyen, Sukoró és Nadap között, az Ősi-hegyen és egységes telérvonulatként a Zsellér-legelő és a Sár-hegy közötti területen fordulnak elő legsűrűbben. A sukorói ún. alsó Retezi-kőfejtőben ismert kb. 10 m széles turmalinos aplittelér — kémiai analízis alapján — nagyon jó nyersanyag lehetne.

Építő- és díszítőkö-ipari nyersanyagok

A Velencei-hegység kőzeteinek csekély mértékű építőipari felhasználásáról már a század elejéről ismerünk adatokat. Az 1908–1912 között épült budapest–fiumei vasútvonal átereszeinek kváderköveihez a gránitot a Sukorótól É-ra található Olasz-bányából fejtették. A számos kisebb-nagyobb kőfejtőben termelt „fillites, szericites palát” (Velencétől ÉNy-ra), „kaolinosodott és kvarceres gránitot” (nadapi „Zsellérek kőbányája”), piroxénandezitet (Nadap, községi bánya), „biotit–amfiboldácitot” (gróf Cziráky-féle bánya Nadaptól 1 km-re ÉNy-ra), andezitet (Sukorón, az országút mellett) útkavicsolásra használták. A néhány nagyobb kőfejtőben bányászott gránitporfír helyi építkezési célokra volt alkalmas (Székesfehérvár Öreg-hegy, illetve Rác-hegy, Pákozdtól közvetlenül Ny-ra Karácsony-hegy, Pátka Királyberekdűlő környéke), a gránitmurvával (nagy kőfejtő Pákozdtól K-i részén), a murvásodott gránittal, néhol a gránitporfírral is utakat javítottak. A hegységben sokfelé találhatjuk meg apróbb fejtőgödrök nyomait. Ezekből a környező falvak lakosai helyi építkezésekhez homokos lösz, homokot, karbonátos kötőanyagú homokkővet, gránitmurvát vagy gránitot termeltek régen, és termelnek néhol még ma is.

Az alábbiakban a homokot és kavicsot, a gránitmurvát, végül a gránitot, gránitporfírt és andezitet írjuk le.

Homok, kavics

A pázmándi Zsidó-hegyen időszakosan fejtett felső-pannóniai abrúziós kavicsot útvávitásra használják.

Homokot a hegységben időszakosan több helyen fejtenek. A Pákozdtól közvetlenül Ny-ra elhelyezkedő, kb. 150×100 m-es külszíni bányában egy, helyenként 10–15 m-t is elérő vastagságú felső-pannóniai homokrétet fejtenek, melynek feküje áthalmazott gránitmurva, illetve murvásodott gránit. Pátkától DK-re több mint 150 m hosszú, 4–6 m falmagasságú bányában felső-pannóniai összletben agyagos rétegek fölött települ a fejtett homok. Időszakosan fejtenek homokot a Nadaptól É-ra található, mintegy 80 m hosszú, 8–10 m falmagasságú bányában és a Bence-hegyi, kb. 100 m átmérőjű homokfejtőben is. Az utóbbiból kikerülő anyagot tóparti feltöltésekhez is használják.

Gránitmurva

Az áthalmazott, pannóniai korú gránitmurva kismértékű, időszakos termelése folyt az 1970–80-as években a pákozdi homokbánya egyik Ny-i oldalsó udvarában és a Bence-hegyi homokbányában.

A mállott gránit legfelső, murvásodott részét jelentős mennyiségben a Kisfalud környéki nagy bányákban termelték. Az egykori fejtések falmagassága helyenként a 10–15 m-t is eléri. A legfelső méterekben az anyag mesterséges fellazítás nélkül, földmunka gépekkel kiemelhető.

A hegységben a gránit legtöbb kibúvásában többé-kevésbé murvásodott, így szinte mindenfelé találhatunk akár jelentősebb vastagságú murvárétegeket.

Gránit, gránitporfír, andezit

A hegység felszínen ismert gránitos kőzetei általában erősen repedezettek, a felső méterekben murvásodtak. Ezért csak néhány lelőhelyen folyt építőipari nyersanyagok termelése, de ma már ezek is ritkán működnek. Ezek az alábbiak:

- Nadap, Bence-hegy K-i oldala (gránit, andezit),
- Sukoró, Rigó-hegy (gránitporfír — helyi építkezésekhez lábazatkőnek),
- Pátka, Berekdűlő (gránitporfír, gránit).

A gránitot mint nyersanyagot többször is megkutatták (FALU, SZABÓ 1966, NÉMEDI VARGA 1967, TIMA 1967). A hegység területét is lefedő, 1983-ban lezárt, a korábbi kutatások eredményeire támaszkodó építőanyag-prognózis megállapította, hogy elsősorban Pákozdtól, illetve Sukoró környékére (5 különálló területen) 457,5 millió m³ gránit építőkö prognozálható. A készletek falazó, víz- és útépitő, valamint díszítőköként jöhetnek számításba.

A Sukoró környéki gránitok szálban álló nagyobb tömbjei csiszolt kőnek, burkolókőnek alkalmasak (VARGÁNÉ MÁTHÉ 1970). A porfíros szövetű gránit és a slíres szövetű, biotitfészkes változatok belső díszítésre, a normál gránit pedig külső burkolásra használható. A díszítőkönek alkalmatlan darabok kielégítik a C kategóriájú zúzottkö követelményeit. A felszínen, de különösen a vetőzónák mentén található bontott, murvásodó gránit jó beton-

adalékanyag. A pátkai Berekdűlő gránitjának jó mechanikai tulajdonságai korlátozás nélkül minden építőipari felhasználást megengednek.

Az 1982-ben elvégzett díszítőkő-vizsgálat tanúsága szerint (KONDA, HORVÁTH I. 1982) a Sukorótól ÉNy-ra eső terület, a Rigó-hegy és a Sár-hegy nagyszemű gránitja, a hurka-völgyi és mészei porfíros szövetű gránit, valamint a vörös (idősebb) gránitporfír (Rigó-hegy) többtermékes termelése és értékesítése gazdaságos lehet díszítőkőként. A kőzetek elsősorban külső és belső terek burkolására alkalmasak.

Az andezitet csak kis kőfejtőkben bányászták (pl. a Nyír-hegy Ny-i oldalán).

Mészkő

A polgárdi Somlyó-hegyen a Polgárdi Mészkő Formációba sorolt devon mészkövet nagyméretű (kb. 1000–1200 m hosszúságú) kőfejtősorban bányászták, illetve ma is bányásszák (XVI. tábla, 3. fénykép). A bánya ipari kutatása az elmúlt 50 évben folyamatos volt (JUGOVICS 1951, 1967a–c, VARGÁNÉ MÁTHÉ 1971, REINER 1980). A ma is működő bánya anyagát útalapozáshoz és vasérckohászati adalékanyagként használják fel.

Egyéb nem érces ásványi nyersanyagok

A Velencei-hegység K-i részén, a Nadap–Pázmándi hegység területén megjelenő ásványok jelentős része nyersanyagként is említésre méltó. Elsősorban a savanyú metaszomatitokat felépítő kvarcit, kaolinit, (dickit, nakrit), alunit, pirofillit, topáz, diaszpor, illit, pirit érdemel figyelmet.

E képződményeket viszonylag nagy területen ismerjük. A Nadap–Pázmánd közötti dombokon a felszínen, illetve azok közelében, vékony felső-pannóniai törmelékes üledékekkel lefedetten találjuk. Ezt tárták fel a régi, Jantsky-féle fúrások (Nadap N–római számos fúrások), valamint a pázmándi Pt–1, Pt–2, Pt–3, Pd–1, Pd–2 jelű fúrások (24. táblázat).

24. táblázat. A pázmándi Pd–2 jelű fúrásban harántolt savanyú metaszomatitok, mint nemérces ásványi nyersanyagok átlagos ásványi összetétele (%-ban)

Méterköz (m)	Vastagság (m)	Típus	Hasznos ásvány	Szennyező ásvány	Járulékos ásvány
50–114	64	Pyf	Pyf=33	Q=39, A=19, Py=1	Zu=1, Ka=1, Ru=1, Szi=1
118–166	48	T	T=27	Q=63, Py=6, Lim=1	Ka=3
166–204	38	Pyf–Ka	Pyf=18, Ka=21	Q=36, A=8, Py=8	Zu=1, Ru=1
206–216	10	T	T=30	Q=51, Py=3, Ka=12	Pyf=2, Ru=1
216–285	69	Pyf–Ka	Pyf=24, Ka=11, Di=2	Q=42, A=6, Py=9	T=4, Ru=1
285–325	40	Pyf–Di	Pyf=21, Di=15, Ka=2	Q=44, A=4, Py=9	T=4, Ru=1
325–390	65	Pyf–I (Di+Ka)	Pyf=22, I=9, Di=8, Ka=7	Q=38, A=5, Py=7	T=2, Ru=1

Pyf = pirofillit, T = topáz, Ka = kaolinit + dickit, Di = diaszpor, I = illit, Q = kvarc, A = alunit, Py = pirit, Lim = limonit, Zu = zunit, Ru = rutil, Szi = sziderit.

A pneumatolitos-hidrotermális hatásra létrejött ásványosodás bonyolult felépítésű. Az ásvány-paragenezisek felépítése és azokon belül az egyes ásványok mennyisége szeszélyesen változó.

Indikációként említésre méltó még a területen megjelenő montmorillonit (Pt–2, Pt–4, Pd–2 jelű fúrások), vermikulit (Pt–4, Pd–2), halloysit (a Templom-hegyen mélyült mesterséges feltárásokból említi JANTSKY 1957), allevaridit, más néven rectorit (a régi V–I jelű fúrás 34,2–46,2 m közötti mintáiból írta le FÖLDVÁRI M., FARKAS 1983), terméskén (Pd–2 jelű fúrás 367,2–377,2 m között, 1%), nagyobb mértékű zeolitosodás (Kny–2 jelű fúrás 760–810 m) is. Ezek azonban a nagy mélység, a szűk területi elterjedés vagy a kis mennyiség miatt nem számottevők, csak ásványtani érdekességgé említhetők.

A jelen ismertetésnél csak a legfontosabb nyersanyagokat — a kvarcitot, a kaolint, az alunitot, a pirofillitet és a topázt — emeljük ki, összefoglalva az eddigi ismereteket.

Kvarcit

A kvarcitot a Meleg-hegytől a Zsidó-hegyig terjedő vonulatban találjuk a felszínen néhány m vastag zónák, illetve nagyobb tömzsek formájában. Többnyire erősen vasas (limonitos, hematitos). Kísérő ásványként alunit és néhol kaolinit (a Templom-hegytől a Cseplek-hegyig), illetve topáz (Zsidó-hegy) is megjelenik.

A század elején a Meleg-hegy gerincén lévő kőzetet a sukorói malomkőgyár számára művelték. A Cseplek-hegy, a Csekés-hegy és a Csúcsos-hegy vasas–alunitos kvarcitját építő- és útburkolókőnek fejtették (LÓCZY, IFJ. 1941).

A Zsidó-hegy kvarcitját a 1940–60-as években termelték (HEGEDŰS 1949, JASKÓ 1949, PAÁL 1953, JANTSKY, VARJÚ 1955, FÉLEGYHÁZI 1967a). Mivel a kőzet minősége egyenetlen, ezért a termelt mennyiség 60%-át az alunitos, kaolinites, piritos, limonitos szennyezés miatt útkavicsolásra, falburkoló kőnek használták. A kőzet 40%-a alkalmas volt szilikátgla gyártására.

Kémiai összetétele:

SiO ₂	96,14–97,62%
Al ₂ O ₃	1,17–3,15%
Fe ₂ O ₃	0,32–0,34%
izzítási veszteség	0,1–0,53%
tűzállóság	33–34 SK°

Készlete nem jelentős. A kvarcittömzs Ny felé elseprűződik, a termelés oldalirányú kiterjesztésének az Al₂O₃-tartalom növekedése, lefelé pedig a minőségromlás és a talajvíz szabott határt. A kvarcitot az OÉÁ készletként is nyilván tartotta (FÉLEGYHÁZI 1967c).

Kaolin

Kisebb-nagyobb mennyiségben a metasomatit területen mélyült fúrásokban mindenütt megjelenik. Jantsky B. az 1950-es évek elején folytatott kutatást a pirités kaolin feltárására (fúrásokkal, a Templom-hegy DNY-i részén 200 m-es táróval). A mesterséges feltárások a kevésbé bontott andezit és az erősen átalakult, kaolinos kőzet váltakozását mutatták ki. A legmagasabb kaolintartalom a Templom-hegy körzetében jelentkezett, ahol a Nadap N–VI, N–VII, N–VIII, N–IX jelű fúrások átlag kaolintartalma 20–39% között váltakozott kb. 10%-os átlagos pirittartalom mellett (JANTSKY 1954c, 1955a, 1956b). A nadapi kaolintáró meddőhányóján átlag 23% kaolintartalom mellett 5,5% pirittartalom mutatkozott.

A kaolinit kísérő ásványai: kvarc, illit, dickit, nakrit, pirit, limonit, néha halloysit, pirofillit (N–VII), diaszpor (N–VI, N–VII), illetve montmorillonit (a nadapi kaolintáró néhány mintájában).

A Bányászati Kutató Intézet (BÁKI) 1954–55-ben végzett dúsíthatósági vizsgálatokat (HALÁSZ A. et al. 1955a, b), s megállapította, hogy hidrociklonos eljárással a kaolinitet a pirittől el lehet választani. 61,6% kaolin-kihozatal mellett 50–70% kaolintartalmú terméket állítottak elő. A meddőhányóról származó mintát vizsgált újra 1981-ben a KBFI (KÁDÁRNÉ 1981), és megállapította, hogy a vastartalom egy része együtt iszapolódik a kaolinnal, de lehetőség van a csökkentésére. A BÁKI (HALÁSZ A. et al. 1954), majd a KBFI (KÁDÁRNÉ 1981) által elvégzett fizikai-kémiai vizsgálatok alapján a tűzállóság 34–35 SK°, nagy száradási zsugorodás, nagy nedvesedő képesség ($1/n = 0,86$), kiváló plaszticitás, és mivel az anyag igen finom eloszlású, ezért nagy fajlagos felület ($160 \text{ m}^2/\text{g}$) jellemzi. Az ötvenes években elvégezték a dúsított termék technológiai vizsgálatát (GYÖRGY 1955), és megállapították, hogy a nemesített termék:

- kaolintartalma viszonylag kicsi, 55–65%, de más nyersanyagokhoz keverve jó;
- a pirit kevés, de az Fe₂O₃ 0,94–1,71% és a TiO₂ 0,31–0,49% közötti értéke miatt a termék piszkos kékes-szürke színűre ég ki;
- a termékbe kerülő kvarc rontja a minőséget;
- fehérsége (barittal összehasonlítva) zöld szűrővel 73–81%.

Alunit

A Nadap–Pázmánd közötti területen a felszínen a kovás zónákban, illetve a kaolinit mellett jelenik meg. JANTSKY (1957) az alunitot felszíni oxidációból származtatta. Az 1978-ban lemélyült Pd–1 jelű fúrás anyagából Nemezc E. az oxidációs zóna alatti részen kb. 5–20%-os mennyiségben mutatott ki alunitot. Az 1979–84. évi térképezés során mélyített fúrások (Pd–2, Pt–3) bebizonyították, hogy az alunit hidrotermális eredetű, kis mennyiségben a kaolinit és a pirofillit mellett is megjelenik, nagyobb alunittartalmú szakaszok (kvarc–alunit zóna) azonban a savanyú metasomatitokon belül néhány m-es zónákban jelentkeznek, 20–60% közötti alunittartalommal, kvarc, pirit, hematit kísérő ásványokkal (HORVÁTH I. 1982b). Ilyen szakaszokat a Pd–2 jelű fúrásban 50–400 m között, a Pt–3-ban 105–200 m között találunk.

A KBFI (KÁDÁRNÉ 1982) a Pd–2 jelű fúrás felső részéből származó mintából végzett dúsítási kísérletet. A kőzet összetétele: 20–26% alunit, 60–66% kvarc, 6% pirofillit, 2% kaolinit, 4% pirit, valamint nyomokban goethit, földpát és gipsz. Megállapította, hogy:

- a piritszenyezés egyenletes eloszlású, csak az 5 μ -os frakció (pirofillitben és kaolinitben dús iszap) piritmentes;
- hidrociklonos eljárással a kísérő pirofillit 62%-a kinyerhető;
- az alunit dúsítására savas flotálással értek el jó eredményt (max. 61% koncentrációt);
- a pirit széreléssel és savas flotálással eltávolítható a kőzetből.

Pirofillit

A Velencei-hegységben elsőként GYÖRGY (1955) a nadapi N–VII jelű fúrásból említ pirofillitet. 1972-ben Varjú Gy. és Nemezc E. a Zsidó-hegyről, felszíni feltárásból határozta meg (in VARJÚ 1974). A mintából a KBFI előzetes dúsítási kísérletet végzett. Ezt követően 1974-ben Varjú Gy. kutatási javaslatot adott be az előfordulás vizsgálatára. Az 1978-ban

lemélyült 310 m-es pázmándi Pd-1 jelű fúrásból NEMECZ (1977, 1979, 1984) kvarc, pirofillit, pirit, topáz, alunit, zunyit, kaolinit, diaszpor, rutil ásványegyüttest határozott meg.

Felszínen a Cseplek-hegyen és a Zsidó-hegy É-i részén lévő kis kőfejtőben néhány m-es fehér, viszonylag homogén (max. 80% pirofillit-tartalmú) foltokban, sávokban jelenik meg. Kísérő ásványai: kvarc, pirit, rutil, igen kevés (1–2%) alunit. A Zsidó-hegy és a Cseplek-hegy közötti terület feltárásaiban a teljesen átalakult, metasztatizálódott andezit alapanyagában 20–40%-os mennyiségben van jelen, mellette kvarc, alunit, diaszpor, kaolinit, pirit, limonit és rutil található.

Megjelenik a Csekés-hegy és a Zsidó-hegy között lemélyített fúrásokban is (Pt-1, Pt-2, Pt-3, Pd-1, Pd-2), legnagyobb mennyiségben és vastagságban a Zsidó-hegy É-i részén a Pd-1-ből (0–310 m között egyes szakaszokon max. 40–60%-os mennyiségben), illetve a Pd-2-ből (50–400 m között, szakaszokban 20–40%-os mennyiségben) ismerjük.

A pirofillit igen értékes nyersanyag, felhasználható a talk helyettesítésére, speciális tűzállóanyag-ipari nyersanyagként, kerámiai célokra (csempemassza, mázkészítés), ásványi töltőanyagként (pl. a papíriparban).

A kőzetben jelenlevő illit-, kaolinit- és diaszportartalom a tűzállóanyag-ipari felhasználás számára kedvező. Káros a pirit, a vasoxid és a kvarc. A szennyező anyagok eltávolítására a KBFI dúsítási kísérletet végzett 4 felszíni mintából (KADÁRNÉ 1981). Megállapították, hogy a Zsidó-hegyről származó 2 mintából a pirofillit lépcsőzetes hidrociklonozással jól dúsítható, max. 94%-os koncentráció érhető el 60%-os pirofillit kihozatal mellett. A termék Al_2O_3 -tartalma 27% fölötti, Fe_2O_3 -tartalma kb. 2%. A maradék anyagból esetleg további pirofillit-mennyiség nyerhető ki.

A Zsidó-hegy és a Cseplek-hegy közötti területről származó 2 minta kedvezőtlen dúsíthatósági tulajdonságú. A kőzetben jelenlevő alunit (6–14%) káros, bár a pirofillittől eltérő szemcsenagyság-tartományban dúsul. Az alunit miatt a termékben található SO_3 csak költséges kémiai eljárással távolítható el.

A Magnezitipari Művek Kutató Laboratóriumának véleménye szerint a nyersanyag félsavanyú termékek előállítására alkalmas, és kb. a bányapetényi agyaggal azonos tűzállósági tulajdonságú (28–30 SK°).

Topáz

Varjú Gy. és Nemezc E. 1973-ban a pázmándi Pd-1 jelű fúrásból határozta meg a topázt (piknitet). A 4–6 μ -os szemcsék a 120–310 m közötti szakaszban találhatók 5–35%-os mennyiségben. A nagyobb topáztartalom 120–200 m között található (20–30%). Kísérő ásványok: kvarc, pirofillit, pirit, alunit, diaszpor, zunyit, kaolinit, rutil és limonit.

A Zsidó-hegytől É-ra mélyült pázmándi Pd-2 jelű fúrás 120–400 m között szakaszosan megjelenő topázásványosodást tárt fel 10–40%-os topáztartalommal, kvarc, pirit, pirofillit és alunit kíséretében. A fúrás anyagán a KBFI topázdúsítási kísérletet végzett (KADÁRNÉ 1979a, b). A vizsgálat célja az agyagásvány- és pirittartalom eltávolítása és a Veszprémi Vegyipari Egyetem részére kvarc + topáz összetételű termék előállítása volt (topázüveg-előállítási kísérlet). A kísérletet a fúrási anyag 3 nagyobb mintáján (10%, 20%, 30% topáztartalmú szakasz) végezték. A KBFI a 10% topáztartalmú mintára kidolgozott egy dúsítási technológiát, melynek segítségével a kiindulási topáztartalom — kb. 25%-os topázkihozatal mellett — négyszeresére dúsítható. A nagyobb (20 és 30%) topáztartalmú minták a kidolgozott eljárással nem dúsíthatók, mivel ezekben kevés a pirit, több a limonit (önálló szemcsék, illetve kolloid formában), a vasoxid pedig hasonló reagenssel gyűjthető, mint a topáz. Így ezeknek a mintáknak a vasoxid-mentesítése új technológia kidolgozását igényelné.

Hasadóanyag

Radioaktív anyagokat már az 1940-es és 50-es években is kutattak a hegységben (FÖLDVÁRI A. 1948b, JANTSKY 1952e, SÖVÉNYI 1952, NÉMETH, RÓNAKI 1959, NÉMETH 1962). Az 1957–59-ben a MÉV által végzett hasadóanyag-kutatás megállapította, hogy a magmás fázisokkal kapcsolatban felszínközeli, valamint a bányavágatokkal feltárt pegmatitos, pneumatolitos, hidrotermális folyamatok termékeihez köthető ipari jelentőségű hasadóanyag-feldúsulás nincs (LENGYEL 1960, TATÁR 1960, SÖVÉNYI 1960).

A területen a természetes háttér kb. 15 gamma, egyes képződmények átlagos aktivitása max. 2–4, a biotitos gránit 5 gammával haladja meg ezt az értéket. Az észlelt nagyszámú, de kis kiterjedésű anomália legmagasabb értékei sem haladják meg a 27 gammát (gránitporfir, aplit, kaolinosodott-piritesedett gránit).

A felső-pannóniai rétegekben előforduló hasadóanyagokkal foglalkozó kutatások (SZILÁGYI Á., GLÖCKNERNÉ 1971) megállapították, hogy a dúsulások többségükben szingenetikusak, de az üledékekben mozgó vizek hatására helyenként kioldási, másutt újralerakódási folyamatok játszódtak le. A szingenetikus hasadóanyag-feldúsulások egyenetlen eloszlása, csekély koncentrációja, valamint az anyakőzetek nem nagy vastagságú, lencsés kifejlődése miatt nem perspektivikusak, s a másodlagos felhalmozódások is csak kis anomáliákat eredményeztek. A különböző felső-pannóniai képződmények átlagos uránium-tartalma $2,9\text{--}12,4 \times 10^{-4}$ g/t közötti (a legnagyobb értékek $5\text{--}250 \times 10^{-4}$ g/t közöttiek). A magasabb U-koncentrációk a szenes-agyagos rétegekhez, illetve a karbonátos kötőanyagú homokkövekhez tartoznak.

Fás barnakőszén

Számos fúrásból írtak le általában szemcsés, ritkábban pelites szerves anyagot tartalmazó, különböző minőségű felső-pannóniai szenes-agyagos üledékeket: huminites agyagot, lignitet, agyagos szenet stb. Legjellemzőbb előfordulásuk a hegység K-i és Ny-i részét elválasztó széles völgyben található (amely a felső-pannóniai korban öböl lehetett). A szenes rétegek vastagsága csak ritkán éri el az 1 m-t (Velencei-tó Vt–11/68 és Pákozdi Pá–2 jelű fúrások).

Megemlítjük, hogy az 1920-as években még kőszenes eocén képződményeket is kutattak a hegység ÉK-i részén (VITÁLIS 1927).

Víz

A területen az évi csapadékmennyiség 550–600 mm. Vízigyűjtő körzetnek a kiemelkedettebb hegyvidéki terület tekinthető. A hegység középső, legmagasabb részei egy ÉK–DNy-i — a hegység csapásával megegyező — irányítottágú, nem összefüggő vízválasztó vonulatot képeznek. A hegységben, de az egész területen is jellemzőek az ÉNy–DK-i csapású haránttörésekhez kapcsolódó völgyek, amelyekben legtöbbször csak igen kis hozamú, időszakos vízfolyásokat találunk.

A terület valamennyi nagyobb patakja többé-kevésbé szabályozott. A tó DNy-i végéből D felé folyó Dinnyés–Kajtori-csatorna kivételével, amely a tó vizét a Sárvízen keresztül a Sióba vezeti le, a vízfolyások erózióbázisa a Velencei-tó. A Kápolnásnyéknél ÉK felől beömlő Bágyom-patak, a tó Ny-i végénél ÉÉNy felől betorkolló Császár-víz és a Pákozdnál ÉNy felől beérkező Bella-patak vize mezőgazdasági célokra és helyi — nem ivóvíz — igények kielégítésére alkalmas.

A terület ÉNy-i részén, Pátka környékén mesterséges duzzasztással, mederalakítással létrehozott víztározó tavakat (a legnagyobb a Pátkai-tároló) haltenyésztésre, illetve a Velencei-tó vízszintjének szabályozására használják.

A 24 km² területű, 10,65 km hosszú, 2,5 km legnagyobb szélességű, 1,5 m átlagos mélységű Velencei-tó nagy gazdasági jelentőségű természeti érték. Közismert üdülőkörzet, horgászvíz, haltenyésztéssel és nádtermesztéssel (felületének közel fele nádas). A patakok és mederforrások táplálta tó medencéje a Balaton árkanak ÉK-i folytatása, előrehaladott feltöltődésű süllyedék.

A tó keletkezését SÜMEGHY (1952) geológiai és sztratigráfiai vizsgálatok alapján, ÁDÁM (1955) teraszmorfológiai megfigyelésekre támaszkodva az óholocén elejére teszi.

A hidrogeológiai viszonyok alakításában a talajvizek, a rétegvizek és a velük keveredő, a paleozoos képződményeket sűrűn átjáró repedések, tektonizált zónák mentén mozgó hasadékvizek játszanak szerepet (LÁNG, OZORAI 1959). Az alaphegységi képződmények — gránit, palák — tömegén belül vízzel telt és a vízmozgást is lehetővé tevő csatornáknak gyakorlatilag csak a törések, telérek hasadécai számítanak. Jelentősebb a vízmozgás a gránittömeg felső fellazult, murvá-

25. táblázat. A székesfehérvári Aszal-völgyi és a kápolnásnyéki Velencei Vízmű néhány kútjának vízkémiai elemzési eredményei

	Mértékegység	Székesfehérvár, Aszal-völgyi Vízmű, Déli Kútcsoport		Kápolnásnyék, Velencei Vízmű		
		Vízmű 6. kút K–210	Vízmű 7. kút K–211	Vízmű I. kút B–39	Vízmű II. kút	Vízmű III. kút B–40
Na ⁺ , K ⁺	mg/l	46,9	24,0	40,7	85,8	28,5
Ca ²⁺		47,0	49,0	73,3	82,4	61,3
Mg ²⁺		42,6	54,0	40,1	0,9	52,2
NH ₄ ⁺		0,5	–	0,2	0,3	0,4
Fe ³⁺		0,5	1,1	1,06	1,18	1,2
Mn ²⁺		0,1	0,06	–	–	–
NO ₃	mg/l	1,0	6,5	0,2	0,55	0,5
NO ₂		–	0,0	0,0	0,1	0,02
Cl [–]		17,2	18,0	14,5	48,2	12,0
SO ₄ ^{2–}		22,0	18,3	17,0	13,5	10,0
HCO ₃ [–]		427,0	427,0	494,1	427,0	494,1
Anion+kation	mg/l	604,8	598,02	683,2	659,9	660,2
pH	–	7,2	7,4	7,3	7,4	7,3
Lúgosság	mval	7,0	7,0	8,1	7,0	8,1
Összes keménység	Nk°	16,4	19,3	19,8	11,7	20,7
Karbonátkeménység		16,4	19,3	19,8	11,7	20,7
Nem karb. keménység		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Szabad CO ₂	mg/l	56,3	33,7	49,8	35,9	51,5
O ₂ fogyasztás	O ₂ mg/l	1,5	1,9	1,3	1,5	1,3
Korróziós index	–	–0,3	–0,1	–	+0,2	±0,0
Hőmérséklet	°C	–	–	16,8	18,2	15,0

sodott rétegeiben, illetve a hegyoldalakon ezekhez simuló lejtőtörmelékben. Az itt szivárgó vizeket a gránit felszíne a hegység peremén települő felső-pannóniai rétegekbe vezeti. A homokos rétegek jó vízvezető, a szivárgási irányokat elsősorban a vízzáró (agyagos, szenes-agyagos, márgás) lencsés közbetelepülések határozzák meg. A hegység kiemelkedéseitől távolodva a leszivárgó talajvíz nyomás alatti rétegvizekké alakul át. A lejtőtörmelékben mozgó talajvíz másik része a negyedidőszaki löszös és alluviális üledékek talajvízszintjét növeli.

Ennek megfelelően a terület kevés, kis hozamú forrása vagy időszakos törmelékforrás, vagy a gránit és az agyagos-homokos képződmények határán fakadó rétegforrás. A hegység D-i oldalán a lejtőtörmelékben mozgó vizek mederforrások alakjában juthatnak a tóba.

A területen minden település környékén számos vízkutató fúrás mélyült. Ivásra alkalmas vizet — megfelelő hozammal — gyakorlatilag egyedül a felső-pannóniai homokrétegek adnak. Ezekből nyerik vizüket a vízművek és a legtöbb működő kút (FERENCZ 1951, TANAY et al. 1955, OZORAI 1962, FARKAS et al. 1968, LÉCFALVI, GÖBEL 1972a, b). A nagyobb kutak mélyítését geofizikai munkák is megelőzték (NYITRAI 1976). Két nagyobb vízmű, a székesfehérvári Aszal-völgyi és a kápolnásnyéki (bika-völgyi) Velencei Vízmű néhány kútjából származó víz legfontosabb elemzési eredményeit a 25. táblázatban közöljük.

A Velencei-hegység geomorfológiája

A Velencei-hegység Magyarország tájbeosztása szerint a Vértessel együtt a Dunántúli-középhegység középtája, ezen belül környezetével együtt, mint kistájegység szerepel.

A hegység térképe (GYALOG, HORVÁTH I. 2000) magán a Velencei-hegységen kívül a körülvevő dombságok egy részére is kiterjed. A litológiai változatosság és a gránit sajátos lepusztulásformái következtében a hegység jellegzetes formakincssel rendelkezik.

A terület geomorfológiájával néhány, a hegységet érintő tanulmány mellett (TÓTH A. 1932, LÁNG 1963, SZÉKELY 1973) részletesebben ÁDÁM (in ÁDÁM, SOMOGYI 1972) és ÁDÁM, PÉCSI (in ÁDÁM et al. 1988) foglalkozott.

A felszíni formák kialakulása

ÁDÁM, PÉCSI (in ÁDÁM et al. 1988) szerint a hegység a permtől a pannóniai emeletig folyamatosan lepusztulási térszín volt, többszörös tönkösödésen ment át. Elsődleges tönkfelület keletkezett a mezozoikumban, melynek lepusztulásterméke a lovasberényi fúrásokban leírt felső-eocén rétegek alatti korrelatív üledék. Fenti szerzők szerint a mai tönkfelület kialakulása a badeniben történt trópusi tönkösödés eredménye. Ekkor pusztultak le a gránitra települt andezitvulkánok is, mára csak a csatornakitöltések maradtak vissza.

A hegység geomorfológiai fejlődéstörténetének, formakincsének vizsgálata során nem hagyható figyelmen kívül a terület szerkezeti helyzete. A Velencei-hegység gránitkibúvása nem értelmezhető önmagában a felszínalakulás szempontjából sem. DUDKO (1987) szerint a buzsák–ságvár–velencei gránitrögök sora egy egységnek tekinthető, amely a mezoalpi szerkezetalakulás során került mai helyzetébe. Ehhez a szerkezeti fázishoz kapcsolódik a késő-eocén vulkanizmus is, aminek nyomai a Kelet-velencei paleovulkán maradványai a vizsgált területen. ÁDÁM, PÉCSI (in ÁDÁM et al. 1988) véleményével szemben valószínűtlen, hogy ilyen kis kiterjedésű területet ilyen hosszú időn keresztül semmilyen elborítás nem ért. Tény azonban, ha volt is fedőképződmény, az nyomtalanul lepusztult. DUDKO (1988) szerint a középső-kréta szerkezetalakulással kezdődően több ezer méter vastag perm–mezozoos rétegsor pusztult le. A középső-kréta óta a késő-kréta santoni–campani korszak alatt és a paleocén végétől a középső-eocén lutetiai korszakáig volt intenzív trópusi tönkösödés (KAISER 1997), etchplain képződéssel (az etchplain trópusi meleg, nedves éghajlaton, elsősorban laterites mállás során lepusztított, tönkösödött felszín). Amennyiben a középső-krétáig vastag üledék borította a területet, akkor a gránitfelszín jelenlegi tönkfelszíneinek kialakulásában először a késő-paleocén–kora-eocén planációnak volt meghatározó szerepe. A kora-eocén etchplain kialakulása után a középső- és késő-eocénben a hegység keleti részén több kitörési centrumból származó andezitvulkánosság képződményei települtek a gránit felszínére.

A tönkösödés korrelatív lepusztulástermékeit tartalmazó lovasberényi fúrásokban (Lb–I, Lb–II és Lb–III) középső–felső-eocén üledékek (mészkő, márga, agyag) váltakoznak andezittufa rétegekkel, helyenként kvarckavics és gránittörmelék is megfigyelhető. Ez a szakasz a hegységből származó középső–felső-eocén lepusztulástermékeket tartalmaz. Alatta az Lb–III fúrásban az 549–738 m közötti szakaszon kvarchomokkő, színes elegyrészeket tartalmazó homok, agyagos homok, agyagpala, helyenként durva kavics települ. Ez az üledék valószínűleg a trópusi, kora-eocén tönkösödés lepusztulásterméke, bár agyagásvány-vizsgálatok hiányában nem lehet megállapítani, hogy a felhalmozódás idején milyen mállási és lepusztulási folyamatok működtek.

A késő-eocénben uralkodóan szubtrópusi éghajlat volt (15–20° C évi középhőmérséklet, amely mellett nincsenek meg a laterites mállás feltételei), elsősorban völgyképződéssel, viszonylag rövid szakaszokban kaolinites mállással járó felmelegedéssel váltakozva. Az oligocénből területünkön lepusztulástermék nem ismeretes, a Dunántúli-középhegységben ebben az időszakban, az infraoligocén denudáció idején pediplanáció, később folyóvízi erózió és akkumuláció volt jellemző (KAISER 1997). KÖRPÁS (1981) szerint a Velencei-hegység és környékének jelentős része a „Balaton–velencei tavi paleogén hátság” részeként a paleogénben végig szárazulat volt. Nem zárható ki azonban, hogy a késő-eocén és a

kora-oligocén folyamán a hegység területének legalább egy részén üledékes képződmények is települhettek (Budai Már-ga, Tardi Agyag, Kiscelli Agyag, Hárshegyi Homokkő Formáció), melyek később lepusztultak.

A miocénben — a domináns szubtrópusi éghajlatú időszakok között — több hullámban kaolinites mállással jelle-mezhető meleg-nedves klímaszakasz mutatható ki. Ilyen periódus volt a kora-miocén, majd újabb kutatások szerint a késő-kárpáti–kora-badeni. Mivel ez az időszak a planációs felszín kialakulásához túl rövid volt és a szerkezeti mozgások túl inten-zívek voltak, s. str. etchplainról nem lehet szó, de a Velencei-hegység mai, trópusi eredetű formakincsének kialakulása erre az időszakra tehető. A trópusi mállási folyamatok kora-badeni korára több paleontológiai, földtani adat is utal. Területünk miocén éghajlatára vonatkoztatható adatokkal csak a hegység tágabb környezetéből rendelkezünk. SCHOLZ (1970) a visegrá-di középső-miocén korallak vizsgálata alapján szubtrópusi, a mai Bermuda-szigetek környéki éghajlatra következtet. NAGYMAROSI (1980) a miocénen belüli hőmérsékleti maximumot a badeni első felére (NN5 nannoplankton zóna) teszi. Ezekben a meleg-nedves szakaszokban kaolinites mállás folyt. A Velencei-hegység tágabb környezetében ennek számos nyoma igazolható. Nagy kaolinittartalmú képződmények ismertek a Káli-medencében, valamint a Keszthelyi-hegységben és környékén (Cserszegtomaji Kaolin Formáció, CSILLAG G. in BUDAI et al. 1999, CSILLAG G., NÁDOR 1997). MINDSZENTY A. szerint (BENCE et al. in BUDAI et al. 1999) a Vöröstói Formációba sorolt vörösberényi festékföld rétegsorában laterit-bauxit-maradványok ismerhetők fel. A távolabbi környezetben SCHWARTZ (1997) a közép-németországi bazaltokon települt laterites mállástermékeket — radiometrikus koruk alapján — szintén a badeni emeletbe helyezte.

A középső- és késő-badeni, továbbá a szarmata során szárazabbá vált az éghajlat (ANDREÁNSZKY 1955, NAGY ESZTER 1992). Az agyagásványok összetétele főleg illit és montmorillonit, területünkől északra, Budajenő környékén (RAVASZ 1978) gipsz- és kénkiválások figyelhetők meg. A szemiárid klíma denudációs folyamatainak eredményeként alakultak ki a Velencei-hegység északi oldalának pedimentfelszínei. (A pediment- vagy hegyláb felszín a hegységtől kifelé lejtő lenye-sett felszín, melyet elsősorban szemiárid klíma torrensei és areális eróziója alakít ki. A hegyláb felszínen belül általában megkülönböztetik a laza üledékeken kialakuló glacist — ejtsd glaszi — a szilárd kőzeteken kialakuló sziklapedimenttől. Mindkettő lehet eróziós vagy akkumulációs felszín.) A lovasberényi fúrások alsó–középső-miocén márga- és agyag-rétegek, valamint a lovasberényi Lb–III-ban helyenként kvarckavicsrétegek nem utalnak egyértelműen a gránittérszínen végbement pedimentációs folyamatokra. Valószínűleg a hegység déli peremén felhalmozott, feltételelesen pannóniaiba sorolt gránitmurva tartalmazza a prepannóniai pedimentáció lepusztulási termékeit is.

A felső-pannóniai üledékek ÁDÁM, PÉCSI (in ÁDÁM et al. 1988) szerint 320 méter magasságig elborították a hegységet, ebben az esetben csak a Meleg-hegy állhatott ki a tóból. A pliocénben és a kora-pleisztocénben a hegység te-rületéről a pannóniai üledék nagy része lepusztult. A pleisztocén folyamán a hegység kiemelkedése következtében a környező dombvidéken hegyláb felszínek (glacis) alakultak ki. A hegység körüli hegyláb felszíneknek ma már nincs összefüggő felszínük, a domságok eróziós és deráziós völgyekkel felszabdaldódtak, majd a pleisztocén végén a felszín nagy részét lösztakaró borította be. A Velencei-tó kialakulása SÜMEGHY (1952), ÁDÁM (1955) és JÁRAINÉ (1972) véleménye szerint az óholocénben történt.

A Velencei-hegység felszíni formái

A Velencei-hegység viszonylag gyengén tagolt alacsony középhegység, átlagos magassága 200 m körül van, legma-gasabb csúcsa a Meleg-hegy (351 m). A domborzat legjellemzőbb formái különböző magasságra kiemelt tönkmarad-ványok és hegyláb felszínek, továbbá a telérekkel átjárt gránitfelszín sajátos formakincse.

A tönkmaradványok felszíne elsősorban az alsó-eocén etchplain képződésekor alakult ki, ezután trópusi mállás már csak a miocénben lépett fel. A miocén meleg-nedves periódus túl rövid ideig tartott tönkfelület kialakításához, de ele-gendő volt a gránittérszín trópusi málladéktakarójának létrejöttéhez. Így ez az időszak nem képviselt egy denudációs cik-lust, viszont az eleve lepusztított alacsony felszín tovább formálódott ekkor is. Az ÁDÁM, PÉCSI (in ÁDÁM et al. 1988) által leírt, a szerzők szerint helyenként 20–30 m vastagságot is elérő málladéktakaró az egykori trópusi talajból, mállott kőzetből és ép kőzetből álló szelvény maradványának, szaprolitnak tekinthető. A „gyapjúsákot”, „ingőköveket”, ame-lyeket az angol nyelvű szakirodalom „tor” néven ír le, a málladéktakarónak az egykori egyenetlen, alsó mállási határáig ható lepusztulása tárja fel és preparálja ki. A legszebb ilyen sziklaformák Pákozdtól északra (Kocka — VIII. tábla, 2. fénykép, Oroszlán-szikla — VIII. tábla, 3. fénykép, Pogány-kő, Gomba-kő), továbbá Sukorótól keletre (Gyapjaszsák) és északnyugatra (Gyapjúsák — IX. tábla, 1. fénykép) fordulnak elő.

További vizsgálatokat igényelne annak eldöntése, mennyiben tekinthető a teljes málladékösszlet és a gránit sajátos formakincse a badeni trópusi mállás rezidumának, és mennyiben játszanak ebben szerepet fiatalabb, nem trópusi klímához kötődő folyamatok. PIGOŇ (1997) felhívta a figyelmet az észak- és közép-európai gránitoknak a trópusi körülményektől eltérő feltételek között kialakult hasonló formakincsére.

A trópusi mállási térszín kialakulását követő lepusztulási folyamat során a kőzetminőségtől függő szelektív denudá-ciónak meghatározó szerep jutott a mai morfológia kialakításában (ÁDÁM, PÉCSI in ÁDÁM et al. 1988). Ennek során alakult ki a hidrotermálisan bontott és az ép gránittérszínek eltérő morfológiája. A szerzők által említett, gyakori „kőtálak”, „teknők” feltehetően ugyancsak a szelektív lepusztuláshoz kapcsolódó formák. Az anyakőzetnél keményebb telérek valószínűleg jelentős szerepet játszhattak ezek kialakulásában, esetleg a defláció hatásának jobban ellenállva

határozták meg a kis depressziók helyét. Ugyancsak a defláció nyomai a Cseplek-hegy környékén (VENDL A. 1914) és a pázmándi Zsidó-hegyen (HOLÉNYI 1981) kvarciton kialakult szélfújta felszínek. A kemény kvarctelések szelektív kipreparálódásának legjobb példája a meleg-hegyi Likas-kő. VENDL A. (1914) a Meleg-hegy környékén a gránitporfírtelések kipreparálódását ugyancsak a holocén deflációval magyarázta.

A szelektív denudáció további részletes vizsgálata, értelmezése adhat csak lehetőséget annak eldöntésére, mekkora volt ennek a folyamatnak a szerepe a trópusi tönkösödés során, és mekkora a későbbi időszakokban. Az ÁDÁM, PÉCSI (in ÁDÁM et al. 1988) által említett, a hidrotermális bontott területeken megjelenő „dómos gránithátak”, „gránit tanúhegyek” lehetnek a trópusi tönkösödéshez kapcsolódó elsődleges formák, dóm alakú gránit szigethegyek (BUTZER 1986) maradványai, roncsai, de keletkezésük magyarázható az exhumálódás utáni folyamatokkal is.

Később a tönkfelület neogén és kvarter szerkezeti mozgások következtében széttöredezett részei különböző magasságba kerültek, és elsősorban a negyedidőszak alatt eróziós és deráziós völgyekkel kismértékben felszabdaldódtak. A nagyobb völgyek kimélyülése — a bennük ma is megtalálható pannóniai üledékek alapján — már a késő-pannóniai előtt elkezdődhetett.

A legnagyobb tönkfelület-maradványok a Sukorótól ÉK-re és ÉNy-ra, a Pákozdtól É-ra és ÉNy-ra fekvő tetőkön, 220–240 m magasságban találhatók. A Sukoró környéki tetőktől délre a Velencei-tó felé alacsonyodva lesüllyedt helyzetben is előfordulnak kisebb tönkmaradványok, átlagosan 150 m magasságban (49. ábra). A tönkfelszínek a pliocén óta exhumálódtak a hegységet fedő pannóniai üledék alól.



49. ábra. A Velencei-hegység geomorfológiai térképe, ÁDÁM L. után (in ÁDÁM et al. 1988)

1. törés, 2. árkos süllyedék, medence, 3. másodlagos vulkáni kúp, 4. deráziós völgyközi hát, 5. deráziós (száraz) völgy, 6. eróziós völgy, 7. eróziós szakadékvölgy, 8. II.a és II.b terasz, 9. lejtőleomlás törmelékkipja, 10. a tó legmagasabb vízállásának partvonala, 11. abrasió színő, 12. állandó vízfolyás, 13. időszakos vízfolyás, 14. tönkröghegység, 15. kiemelt tönkmaradvány, 16. lesüllyedt, exhumált tönkmaradvány, 17. exhumált hegyláb felszín, 18. fedett hegyláb felszín, 19. eróziós-deráziós völgyközi hát, 20. tanúhegy, 21. telérek mentén kialakult lépcső és borda, 22. lösztábla, 23. gyapjúsák, ingókő, 24. pusztuló tönkmaradvány lefolyástalan mélyedésekkel, kipreparálódott telérekkel, tanúhegyekkel

Figure 49. The geomorphologic map of the Velence Hills after, ÁDÁM, L. (in ÁDÁM et al. 1988)

1. fault, 2. depression, basin, 3. secondary volcanic cone, 4. derasional range between valleys, 5. derasional (dry) valley, 6. erosional valley, 7. erosional gorge valley, 8. II.a and II.b terrace, 9. fan of slope drainage, 10. the coast line of the lake at highest water level, 11. abrasion platform, 12. stationary streamlet, 13. periodic streamlet, 14. peneplaned, faulted mountains, 15. elevated stump remnant, 16. sunk, exhumed stump remnant, 17. exhumed glacial surface, 18. covered glacial surface, 19. erosional-derasional range between valleys, 20. butte, 21. steps and ribs formed along dykes, 22. loess plate, 23. tor, wool sack, 24. eroding stump remnant with arheic depressions; with dykes, weathered out; with buttes

A hegység ÉNy-i részén megfigyelhető sziklapediment részben grániton, részben a Lovasi Agyagpala Formáción alakult ki. Nyugati fele exhumált felszín, itt a pannóniai üledékek lepusztulása következtében a fedetlen gránit van a felszínen (exhumált pediment). A hegylábfelszín keleti részét a felső-pannóniai Kállai és Tihanyi Formációk üledékei, továbbá vékony lösztakaró fedi (fedett pediment).

A hegység keleti részén erősen lepusztult, másodlagos vulkáni kúpok sorozata húzódik (Templom-hegy, Csúcsos-hegy, Csekés- vagy Cseket-hegy, Cseplek-hegy, Zsidó-hegy). A kúpok nem kitörési centrumok, hanem réteg vulkánok maradványai, anyaguk metasomatit. A kiemelkedések főleg kvarcitból állnak, a jobban lepusztult, mélyebb fekvésű nyergek, völgyek főleg agyagásványosodott andeziten alakultak ki. A Templom-hegyen kevesebb a kvarcit, ezért lejtői enyhébbek, formája lekerekítettebb a többi kúpnál. Kialakulásuk a Zsidó-hegyi abrázios nyomok (GYALOG, ÓDOR 1983, XV. tábla, 1–2. fénykép) alapján a felső-pannóniai képződmények lerakódását megelőzően történt. A fő vulkáni kitörési centrum lepusztult, maradványai jelenleg felső-pannóniai üledékekkel fedettek. A kúpok sorozatától DNy-ra, a gránitos térszínen elszórtan található csatornakitöltések inkább egykori parazitakráterek maradványai.

A gránittérszint változó, néhány m vastagságú, főleg gránitmurvából álló málladéktakaró borítja. A hegység nyugati felén vékonyabb, keleti részén — ahol a felszín tagoltabb, több a lepusztulást akadályozó telér — vastagabb a málladék. A málladék kialakulása elsősorban a miocénben, majd a felső-pannóniai üledékek lepusztulása után a pleisztocénben (főleg aprózódással) folyt. A felső-pannóniai bázisüledék (Kállai Formáció) alatt gránitmurva települt, melyet feltételelesen a pannóniai emeletbe soroltunk. A murva felhalmozódása alsó-pannóniai mellett minden valószínűség szerint a pannóniaiánál idősebb miocénben is folyhatott.

A gránit nagy része telérekkel átvált. A köztelének nagyrészt a batolit képződésének telérfázisában keletkeztek. A lepusztulás következtében kipreparálódott, a lepusztulásnak jobban ellenálló telérek hosszanti bordákat és domború felszíni kiemelkedéseket („tanúhegyeket”) formálnak, sokszor nyergekkel összekötött kiemelkedések sorozata jelzi a telért. A telérek mentén helyenként kisebb lépcsők is kialakultak. A telérek közt lapos, lefolyástalan mélyedések, tálak figyelhetők meg. Legjellegzetesebb formáik a Pákozdtól északra fekvő és a Sukoró környéki tönkfelszín-maradványokon láthatók. A telérek főleg DNy–ÉK irányítottságúak, míg a hegységet átszelő vízfolyások, nagyobb völgyek erre merőlegesen, ÉNy–DK irányú törések mentén jöttek létre.

A hegységben a legmagasabb Meleg-hegy átková sodott gránit, illetve kovás zóna kipreparálódásával alakult ki.

A hegység területén a jelenkori, antropogén formákat elsősorban kőfejtők és ezeknek, valamint a felhagyott ércbányáknak a meddőhányói képviselik. Nagyobb kőfejtők a Zsidó-hegyen, a Bence-hegyen, meddőhányók Pátkán a kőrakás-hegyi és a szűzvári színesércbányák, valamint a Pákozdtól északra fekvő fluoritbányák környékén találhatók.

A dombosági területek felszíni formái

A hegység körül pannóniai üledéken kialakult és vékony negyedidőszaki üledékekkel borított dombvidék terül el. A felszín legnagyobb része a pliocén végén és a pleisztocénben hegylábfelszín (glacis) volt.

A Császár-víztől nyugatra a Fehérvári-hegylábfelszín húzódik, melynek keleti pereme esik a térképlapra. A délkelet felé enyhén lejtő felszínt a Vértes felől érkező záporpatakok a glacis kialakulásakor legyalulták. A székesfehérvári Szőlő-hegy és a Császár-víz völgybeágódása környékén a gránit, fillit és a pannóniai üledékek egy szintre vannak lenyesve (ÁDÁM, PÉCSI in ÁDÁM et al. 1988). Az enyhén hullámos felszínt vékony lösz és homokos lösztakaró fedi be.

A Császár-víz és a Váli-völgy közt a Lovasberényi-hát déli peremét ábrázolja a földtani térkép. A hát területén a késő-pliocénben és a kora-pleisztocénben hegylábfelszín képződött. A pleisztocén későbbi szakaszában bevágódó eróziós és deráziós völgyek az egykori felszínt lapos hátakra, keskeny gerincekre és tanúhegyekre szabdalják. A löszös hátak kialakulása ÁDÁM, PÉCSI (in ÁDÁM et al. 1988) szerint fiatal szerkezeti mozgások, a folyóvízi erózió, a deráziós folyamatok és a löszképződés eredménye.

A Császár-víz völgyében ÁDÁM (1955) az allúvium felett óholocén magas árteret (nála óholocén terasz) és két würm teraszt mutatott ki. Területünkön a pátkai völgymedence környékén a magas ártér és a jobboldali IIa terasz belesimul az allúviumba, a baloldali IIa terasz viszont 4–5 méter magasan húzódik a völgy keleti peremén. A IIb terasznak itt csak foszlányai maradtak fenn, amelyek dél felé eltűnnek a lösztakaró alatt.

A pátkai völgymedencétől délre (Kőrakás-hegy) a Császár-víz antecedens völgyként töri át (ÁDÁM 1955) a gránitból álló felszínt. Ezen a szakaszon a magas ártér a völgy jobboldalát kíséri 2–3 méter magasságban. A szurdokvölgytől délre a IIa terasz a balparton 2,5 km hosszan húzódik, itt a IIb terasz is megfigyelhető 11–13 méter magasságban. Csala-pusztától délre a teraszok hiányoznak. Ezek a teraszok elsősorban mint morfológiai szintek kísérik a völgyet, teraszüledéket a térképezés során nem észleltünk. ÁDÁM (1955) szerint az 50-es években folyóvízi kavics (kvarc, dolomit helyenként gránit) és homok helyenként nyomozható volt néhány, jelenleg nem azonosítható feltárásban.

A Velencei-hegységtől északkeletre a Váli-völgyig a pázmánd–verebi dombvidék húzódik. Felszíne a negyedidőszak elejéig összefüggött a lovasberényi és a fehérvári hegylábfelszínnel. Felszínén megtalálható a Vértesből és a Gerecséből származó mészkő- és dolomittörmelék. A hegylábfelszín völgyek szabdalják fel, a felső-pleisztocénben lösz fedte be.

A Velencei-tótól délre a pannóniai üledékre lösz és homok települ, a Velencei-tó K-i végénél kisebb, a Velencei-hegységből származó, gránitmurva anyagú hordalékkúp rakódott le. A törmelék ÁDÁM (1955) szerint ettől Ny-ra is meg-

található, keletkezésének korát a würmbe helyezi. A terület kialakulása hasonló a hegységtől északra elterülő dombvidékhez, a pleisztocén folyamán heglábfelszín (glacis) alakult ki, majd völgyekkel felszabdaldódott. A hegységtől DK-re lefutó völgyek folytatása megtalálható a tótól délre is. A tó kialakulása után ezeknek a völgyszakaszoknak lejtése észak felé fordult. A Velencei-tó legmagasabb óholocén vízállása a mai felett 5,5 m-rel volt. A magas vízállás színűi és a színűlőkön kialakult turzások ma már csak foszlányokban találhatók (ÁDÁM 1955).

A Velencei-tó esetében jelentős volt az emberi beavatkozás mértéke. A tó partvonalának keleti fele feltöltéssel kialakított, mesterséges part. A tóban történt kotrások során két mesterséges szigetet, a Cserepes- és a Velence (Úttörő)-szigetet hozták létre.

A Velencei-tó limnogeológiája

A tavak mindegyikének kialakulása, fejlődéstörténete, vízének és a benne felhalmozott üledékeknek a jellege sajátos és egyedi. A tavi szukcesszió (az ökoszisztéma szerkezetében és funkciójában időben egymás után bekövetkező változások sora) olyan jelenség, mely a környező szárazulat domborzatától, földtani felépítésétől, valamint a régió klímájától erősen függ, és a tavi üledékképződés sajátosságaiban tükröződik. Ahhoz, tehát hogy egy tó kialakulását és fejlődéstörténetét felvázoljuk, szükségesnek tartjuk domborzati, vízrajzi, földtani háttérének és üledékeinek rövid ismertetését.

Az alábbiakban a domborzatot és vízrajzot, továbbá a Velencei-tó negyedkori üledékeit, valamint kialakulását és fejlődéstörténetét vázoljuk.

Domborzat és vízrajz

A Velencei-tó 602 km²-nyi vízgyűjtőjéből 446 km² az Észak-Mezőföldre, 155 km² a Velencei-hegységhez, míg 97 km² a Vértes hegység déli lejtőjéhez tartozik. A vízgyűjtő földtani és geomorfológiai szempontból rendkívül heterogén terület. Különböző földtani korú, felépítésű és genetikájú hegységi (Velencei-hegység és Vértes hegység), dombsági (pázmánd–verebi dombvidék, lovasberényi lösztábla, zámolyi lösztábla) és síksági (gárdony–agárdi hordalékkúp-síkság) területekből áll. A legmagasabbra kiemelt tájrésze a Vértes hegység gerince és platója (átlagmagassága 350 m), a terület erózióbázisa a Velencei-tó (103,3 m, ekkor a vízmércé Agárdnál „0”, ami 160 cm-es vízállásnak felel meg).

A vízgyűjtő földtani felépítésében a Velencei-hegységben gránit, pala, metasomatit, andezit, a Vértesben mezozoos tengeri üledékek (triász földolomit és dachsteini mészkő), valamint paleogén üledékes (eocén szárazföldi és tengeri) kőzetek, a medencékben pannóniai üledékek, valamint pleisztocén (folyóvízi, proluviális, deluviális, eolikus) és holocén (folyóvízi és tavi) képződmények vesznek részt. A terület mintegy 2/3-át, elsősorban a dombsági és a síksági területek felszínét neogén és negyedkori üledékek építik fel.

A Velencei-tó vízgyűjtőjének délkeleti részén mintegy 24 km²-nyi területet foglal el maga a tó. A jelenleg vízzel borított területnél nagyobb kiterjedésű tómedence a Velencei-hegység feldarabolt tönkmaradványának déli előterében húzódó, hosszú és keskeny árkos süllyedék. A tómedencét meghatározó szerkezeti vonalak a Dunántúli-középhegység csapásirányában húzódó ÉK–DNy-i, és az erre merőleges ÉNy–DK-irányt követik. A mai tónak DNy-i végéből DK felé is kiágazik egy medencerész, amely a mai vízzel borított résszel kb. azonos nagyságú volt, és egészen Seregélyesig húzódott. Ez a mai Nádas-tó, amelyet részben a Császár-víz töltött fel, majd a XVIII. század végén végleg lecsapoltak. A jelenlegi Velencei-tavat SÉDI (1944) saját mélységmérései alapján három medencére osztotta: az agárdi, a gárdonyi és a velencei részekre, melyek a tómedence izobát görbéi alapján jól felismerhetők (ezek méretei és jelentősége nem mérhető össze a balatoni részmedencékkel). BENDEFY (1972) a tómedence izobát görbéi alapján bizonyítottan vélte, hogy a tavat két ÉNy–DK irányú törésvonal közé foglalt lapos hát két részmedencére osztja, bár ezeknek a töréseknek különösebb tektonikai szerepet nem tulajdonított a tó kialakulását és fejlődéstörténetét illetően.

A vízgyűjtőt két nagyobb vízfolyás kapcsolja a tóhoz, nyugati oldalról a Császár-víz, mely a teljes vízgyűjtő 67%-áról gyűjti össze a felszíni vizeket, keleti oldalról a Bágyom-ér, más néven a Vereb–Pázmándi-vízfolyás (a terület 21%-áról), míg a vízgyűjtő 12%-áról nincs lefolyás. A tó felesleges vizét a délnyugaton kifolyó, mesterségesen megépített Dinnyés–Kajtori-csatornán keresztül a Sárvíz vezeti el. A Velencei-tó viszonylag nagy vízgyűjtő területtel rendelkezik (kb. 25-ször nagyobb, mint a tó felszíne), ennek ellenére vízutánpótlása kifejezetten kiegyensúlyozatlan. A vízszint szélsőséges változásainak megszüntetése érdekében a Császár-vízen két tároló épült, az 1970-től üzemelő Zámolyi- és az 1974-től üzemelő Pátkai-tároló. A két tározó, melynek kapacitása a Velencei-tó vízkészletének 30%-a, lehetővé teszi a tó vízszintjének 130–170 cm közötti szabályozását. Az említett vízállások mellett a tó fontosabb geometriai adatait a 26. táblázat mutatja (SZABÓ M. 1997).

26. táblázat. A Velencei-tó geometriai adatai

Vízállás (cm)	Átlagos mélység (m)	Tó területe	Nyílt víz területe	Nádasok területe	Vízterfogat (10 ⁶ m ³)
		(km ²)			
130	1,61	23,91	13,95	9,96	38,54
170	1.99	24.23	14.05	10.18	48.18

A tó vízháztartását a felszíni vizek mellett a csapadékutánpótlás befolyásolja, míg a talajvíznek és a rétegvizeknek nincs nagy jelentőségük. Az éghajlatnak rendkívül nagy hatása van a tó vízállására. Száraz, meleg periódusban a csapadék csökkenése több mint két és félszeres mértékben kihat a hozzáfolyások vízmennyiségére, miközben a párolgás mértéke is nő. A vízgyűjtőre jellemző, hogy 25–30 évente néhány szárazabb év, míg kb. százévenként erőteljes száraz periódus jelentkezik. A történeti időkből származó térképek és irodalmi feljegyzések alapján (SÉDI in BENEDEK 1972, BARANYI S. 1973, SZABÓ M. 1997) igazolható, hogy a Velencei-tó többször kiszáradt, illetve hűvös és csapadékos éghajlatnál igen magas vízállások voltak. A feltételezett kiszáradások évei: 375, 484, 593–594, 678–681, 761–764, 988, 1156, 1277, 1363, 1479, 1585, (1616), 1745, 1866. Magas vízállásokat az 1792, 1802–1804, 1838, 1846 évekből ismerünk.

A tó az elmúlt évtizedekben, az emberi beavatkozásoktól függetlenül természetes úton eutrofizálódott (a víz tápanyagokban, főleg nitrogén- és foszforvegyületekben gazdagodott). Az 1960-as évekre a tavi szukcesszió elérte a tavi aggkört: a tó felületének kb. 60%-át nádas borította, a tómederben közel 11 millió m³ laza, magas szervesanyag-tartalmú iszap halmozódott fel (SZABÓ SZ., FEJÉR 1988). A tó „rövidre zárt” lefolyása miatt (közvetlenül a befolyó Császár-víz mellett van a levezető csatorna) a Na (Mg)-HCO₃-os víznek — mely magas SO₄ és szervesanyag-tartalommal is rendelkezett — az összes sótartalma mozaikos elterjedésben 1000–2000 mg/l között változott. Az 1970-es évek elejétől 1987-ig tartó iszapkotrást során a tó jelenlegi medrének nagyobb részéből mintegy 9 millió m³ iszapot távolítottak el. A partszabályozást és mederkotrást követően a víz trofitása csökkent (most mezotrof, mezo-eutrof), a biológiailag mozaikos jellegű tó vízminősége homogenizálódott és három vízminőségi táj alakult ki (az agárdi részmedence barna vizei, a kotort területek szürke vizei és a kotort, keleti terület zöld vizei). A kialakult vízminőségi tájak vízállásának trofitása, halobitása (a víz biológiai és ökológiai szempontból fontos szervesanyag-tartalmának összessége, szalinitása), oldottfoszfor-tartalma, pH-ja, továbbá az üledékek minősége különbözik egymástól.

A Velencei-tó negyedkori üledékei

Az elvégzett mederkotrások miatt, melyek gyakorlatilag a tó nyugati részén lévő összefüggő nádassal borított területen és néhány úszóláp védett zugán kívül a Velencei-tó egészét érintették, ma már nehéz zavartalan, teljes rétegszelvények fúrása a mederben. Ezért különösen értékesek a korábban lemélyült fúrások feldolgozásából eredő publikált és kéziratot eredmények (BARANYI S. 1973, JÁRAINÉ 1972, SZABÓ SZ., FEJÉR 1988), illetve a MÁFI által 1999-ben lefűrt két rétegsor (Vető-1 és Vető-2) mintáin elvégzett vizsgálatok.

A Velencei-tó üledékei nagyon sekélyvizű tóban halmozódtak fel, melynek mértéke és minősége térben, illetve időben is változó volt. Az 1866–1870 között regisztrált teljes kiszáradás (mely a tó életében korábban többször is megismétlődhetett) vezérszintként jelentkezik (akárcsak a Fertő-tónál). A nagyobb kiterjedésű szabad vízfelületeknél a biokémiai eredetű mésziszapok képződése dominál, de az évente leülepedő iszap mértéke a hullámzások miatti üledékátrendeződés miatt csekély. Utóbbiak elsősorban a nádasoknak a nyíltvízzel szomszédos sávjában rakódnak le. A felszíni vízfolyások betorkollásánál nagyobb mennyiségű hordalék keveredhet a tavi iszaphoz és szerves anyaghoz. A tekintélyes területet elfoglaló nádasokban a vízbehulló szárrészek felhalmozódása és elbomlásuk közötti arány szabja meg az üledékmennyiséget. A mocsarasodó területeken az elhalt növényi részek (azaz a szerves anyag) felhalmozódása dominál.

A mederszabályozási munkákkal összefüggésben a Velencei-tó természetes állapotában jelentős változások mentek végbe (SZABÓ SZ., FEJÉR 1988), ma a tó 24 km²-es területéből 15 km² a vízfelület és 9 km² a nádas. Két mesterséges szigetet (a Cserepes- és a Velence-sziget), valamint Sukoró előtt egy túlmélyített evezős pályát is kialakítottak. A mederkotrások során a déli fővenyek és a nagyobb nyíltvizek területéről 1–5 cm, az úszólápos, nádas területeken, kisebb felületű nyíltvizek és az utóbbiak határán 30–60 cm, egyes part menti mocsaras, nádas területről 90–140 cm vastag puha,

27. táblázat. A tavi üledékek fizikai paraméterei

A réteg megnevezése	Vastagság (cm)	Víztartalom (%)	Izzítási veszteség* (%)	Térfogatsúly (g/cm ³)
Laza, fekete iszap, növényi maradvánnyal	10–20	60–90	30–40	1,1–1,2
Világosbarna iszap, rothadó szerves anyaggal	20–40	50–70	30–40	1,4–1,6
Szürke homokos iszap, tömör	>20	20–30	20–25	1,7–2,0

* a szárazanyag izzítási vesztesége

szerves anyagban gazdag iszapréteget távolítottak el, az ún. „kemény mederfenékgig”. A Vituki 1969-es mederfelmérését (BARANYI S. 1972) figyelembe véve a felső laza iszapréteg átlagvastagsága 30 cm, térfogata 8 millió m³ volt.

BARANYI S. (in SZILÁGYI J., BARANYI S. 1972) a tóban általuk mélyített 14 fúrás mintái alapján meghatározta a tavi üledékek fizikai paramétereit, amelyeket a 27. táblázatban foglaltunk össze.

JÁRAINÉ (1972) a fent említett 14 fúrás közül hat rétegsorának pollenjeit vizsgálta meg, a rétegeket palinológiai szempontból három csoportba osztotta:

— *Pollengazdag, recens fekete iszap, humuszban gazdag, több-kevesebb növényi maradvánnyal.* Vastagsága 0–120 cm (megfelel az 50. ábra I. és II. rétegének). A pollenasszociáció tölgyesek és bükkösök fajaival képviselt gazdag szárazföldi vegetációra utal. A lágyszárú fajok közül a természetett kultúr- és gyomnövények dominálnak, míg a tó lokális flóráját az alacsonyabb és magasabb rendű vízinövények spórái és pollenszemei képviselik. A búza, a rozs, sőt a kukorica pollenjei a rétegben végig megtalálhatók, ami alapján a feliszapolódás sebessége az utóbbi kb. 350 évre vonatkozóan 0,7–3,4 mm/év volt.

— *Pollen-steril réteg, szürke agyag, iszap, fekete homokos iszap, márványos erezzel, esetenként szerves anyaggal vagy okkerfoltokkal.* Tömött réteg, vastagsága 70–180 cm (megfelel az 50. ábra III. rétegének). E réteg képződésekor, mely felöleli a holocén nagy részét (boreális, atlantikus, szubboreális, szubatlantikus), a tóban nem volt víz, vagy ha volt is, a többszöri és hosszantartó kiszáradások következtében a pollen-spóra elpusztult.

— *Pinust és algákat tartalmazó pollengazdag réteg, világos-szürke agyag, homok.* Esetenként okker foltos, feketesávós. Vastagsága: >125 cm. A réteg a holocén legelején, a preboreálisban ülepedett le, egy algákban gazdag tóban.

A Velencei-tó mederkotrásoktól védett két zugában az 1999-ben mélyült két mederfúrás (Vető-1, Vető-2) négy üledéktípust harántolt (CSERNY 2001, NAGYNÉ BODOR, SZUROMINÉ KORECZ 2001). A tó mélységviszonyait és a fúrások helyszínét a 51. ábra mutatja be. A fúrások ásványtani vizsgálatának eredményei (50. ábra) alapján a négy üledéktípus az alábbi:

— *Tőzeges kőzetliszt, barnásszürke, mely fokozatosan sötétszürke tőzegbe megy át.* Igen lágy konzisztenciájú képződmény, vastagsága 5–30 cm között változik, az alsó réteghatár jól kifejezett.

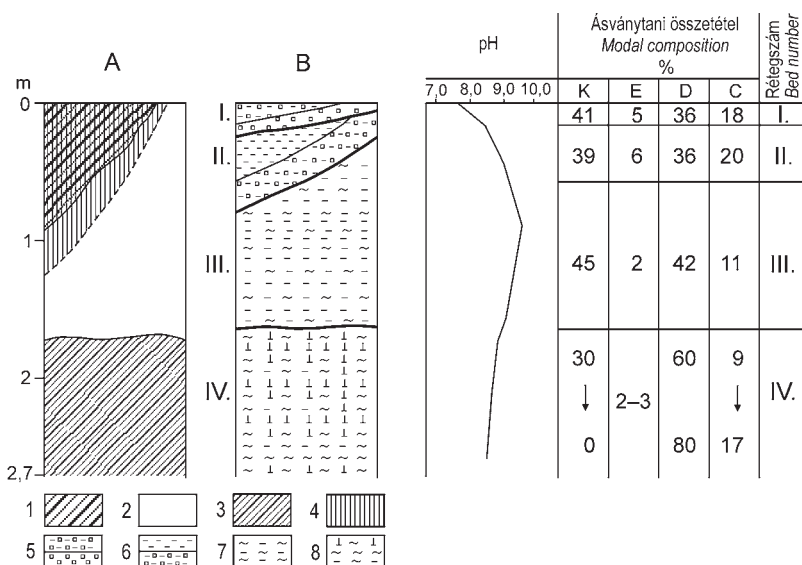
— *Agyagos kőzetliszt, szürke, szórt foltokban tőzegrostokat és vékony tőzegcsíkokat tartalmaz.* A mélység felé nagy szervesanyag-tartalmú sötétszürke, lilás árnyalatú agyagos kőzetlisztbe megy át. A réteg tömör konzisztenciájú, vastagsága 25–75 cm közötti, az alsó réteghatár szín alapján kijelölhető.

— *Erősen meszes agyagos kőzetliszt és kőzetliszt* (alárendelten kőzetliszt és finomhomokos kőzetliszt) mikrorétegzett

váltakozása. A jellemzett rétegen belül (a két fúrás alapján) három kisebb üledék-ciklus választható szét, melyek vastagsága 30–50 cm, a szemcsenagyság szerint lefelé finomodik, és általában piszkosfehér mészszipban végződik. A réteg színe tarka, a mésztartalom függvényében világosszürke és sötétszürke közötti átmenetekkel, kékes és lilás árnyalattal, okker foltokkal. A réteg igen tömött, kemény konzisztenciájú, vastagsága 175 cm körüli. Az alsó réteghatár éles.

— *Meszes, kőzetlisztes agyag, mely a mélység felé fokozatosan agyagos kőzetlisztbe megy át.* Kékesszürke, okker foltokkal, igen kemény. A Vető-2 fúrásban két kisebb, 30 cm vastag ciklus választható szét.

A rétegek ásványtani összetételében jelentős szerepet játszik az autochton és allochton ásványok aránya. Megfigyelhető, hogy a karbonátok és egyéb helyben képződött ásványok mennyisége a rétegsor aljától felfelé egyre nagyobb, azaz jelentőségük nő. A rétegsor alsó részén karbonátmentes üledék található, mely valószínűleg a tó partjáról bekerülő mállási termék, hulló por, vagy időszaki vízzel bemosott anyag. A karbonát-ásványok közül a nagy Mg-tartalmú kalcitok és protodolomitok szárazabbá

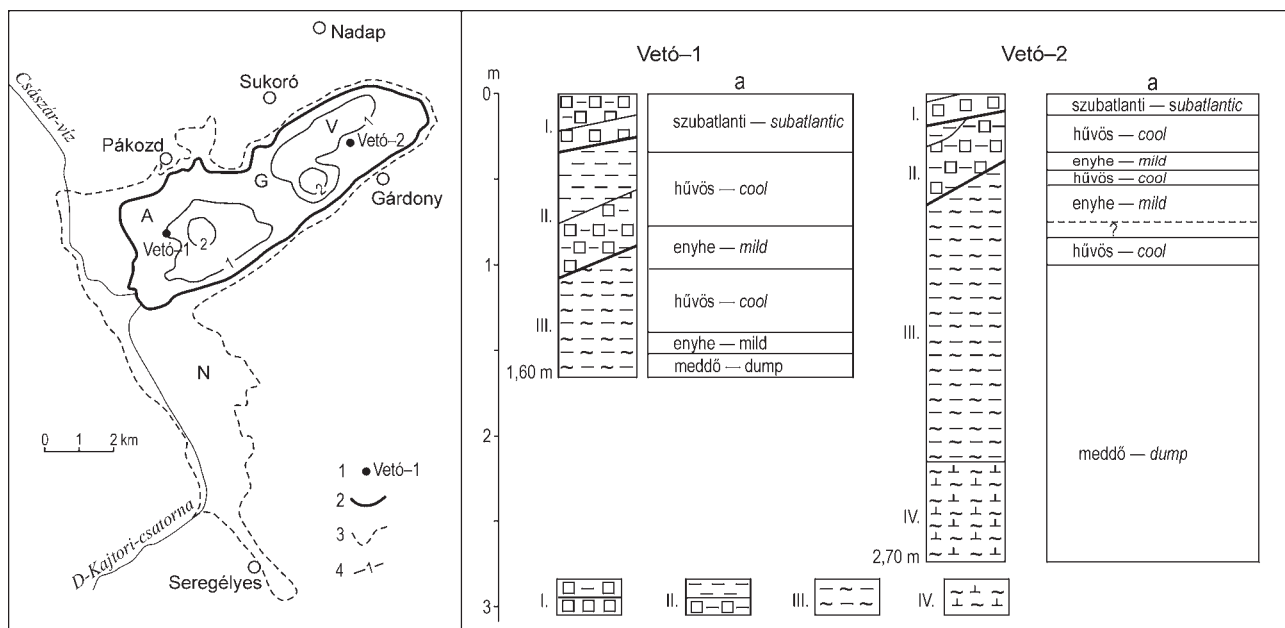


50. ábra. A Velencei-tó negyedidőszaki üledékei (CSERNY 2001)

A) Rétegszlop palinológiai vizsgálatok alapján (JÁRAINÉ 1970): 1. pollengazdag iszap, 2. pollen-steril réteg, 3. Pinus- és algagazdag réteg, 4. humusz szennyezés. B) Összevont földtani szelvény (CSERNY 2001): 5. tőzeges iszap, tőzeg, 6. kőzetliszt, tőzeges kőzetliszt, 7. kőzetliszt és agyagos kőzetliszt váltakozása, 8. márga, kőzetlisztes agyag, agyagos kőzetliszt. K = karbonátásványok, E = egyéb, autochton ásványok, D = detritál ásványok, C = agyagásványok (pH elemzés: Partényi Z.-né, ásványtani elemzés: Kovács-Pálffy P., Földvári M. — MÁFI laboratóriumai)

Figure 50. Quaternary sediments of Lake Velence (CSERNY 2001)

A) Geological column based on palinological investigations (JÁRAINÉ 1970): 1. pollen-rich mud, 2. pollen-free bed, 3. Pinus and algae rich bed, 4. humus contamination. B) Contracted geological section (CSERNY 2001): 5. peaty mud, peat, 6. silt, peaty silt, 7. alternation of silt and clayey silt, 8. marl, silty clay, clayey silt. Mineralogical composition: K = carbonate minerals, E = other autochthonous minerals, D = detrital minerals, C = clay minerals. (pH measured by M. Partényi. Mineralogical analysis made by P. Kovács-Pálffy and M. Földvári — MÁFI)



51. ábra. A Velencei-tó mélységi viszonyai a benne mélyült fúrásokkal és a fúrások szelvényei

A = Agárdi-részmedence, G = Gárdonyi-részmedence, V = Velencei-részmedence, N = Nádas-tó, 1. fúrás jele, 2. a tó jelenlegi határa, 3. a tó maximális elterjedése, 4. a tó mélységének szintvonalai, I = tözeges iszap, tözeg, II = kőzetliszt, tözeges kőzetliszt, III = kőzetliszt és agyagos kőzetliszt váltakozása, IV = márga, kőzetlisztes agyag, agyagos kőzetliszt, a = klímaváltozások pollenvizsgálatok alapján

Figure 51. Depths of the Lake Velence with the boreholes and stratigraphic column of the boreholes

A = Agárd unit, G = Gárdony unit, V = Velence unit, N = Lake Nádas, 1. borehole, 2. present-day boundary of the Lake Velence, 3. maximum extent of the lake, 4. isobath lines, I = peaty mud, peat, II = silt, peaty silt, III = alternation of silt and clayey silt, IV = marl, silty clay, clayey silt, a = climatic changes after palynological research

váló klíma következtében bepárlódó szikes tavat jeleznek. Ilyen ásványok fordulnak elő az első és második réteg-csoportban. A Fe-tartalmú dolomitok, a pirit és a nyomokban előforduló gipsz, valamint amorf kovásva a szerves anyag redukzív körülmények közötti felhalmozódására utalnak, mely szinte a teljes rétegsorra jellemző. A rétegsorok alsó szakaszában megjelenő talk pedig a háttérterületen lévő palák intenzív mállásának terméke, mely areális erózió, esetleg defláció útján került a tóba. Az agyagásványok közül az illit, a klorit és a montmorillonit dominál. Az ásványtanilag stabilabb klorit és illit összegének aránya a montmorillonithoz a meder felszínétől a mélység felé 2:1-ről 5:1-re emelkedik, ami a mélyebben fekvő üledékek konszolidáltabb állapotát és az ásványok magasabb mállottsági szintjét jelzi. A rétegsorban végig nyomon követhető a pirit, az annak a feloxidálódásából keletkező ankerit, valamint a vasokker foltok a redukzív körülmények között lerakódott, szerves anyagokban gazdag üledékek későbbi oxidációját jelzik. Ez a vízzelborított állapotának hosszabb időre történő megszűnését, azaz száraz és meleg klímát feltételez. Ennek következtében tűnhetek el az utolsó és hosszantartó vízborítás előtti rétegekből az egyébként ott felhalmozódott pollenszemcsék. A pollensteril képződmények nem üledéktípushoz, hanem mélységhez kötődnek, azaz a meder területén a hosszú és száraz időszakokban a felszíni víz eltűnését követően a talajvíz szintje is jelentősen lesüllyedhetett.

A fúrások rétegsorainak palinológiai és Ostracoda-vizsgálata (NAGYNÉ BODOR, SZUROMINÉ KORECZ 2001) pontosította ismereteinket a paleoklímát illetően. Bár a szubatlantikum meghatározására alkalmas maradványegyüttes csak az I. üledékcsoport képződményeiben fordult elő, az éghajlat hűvösebb és enyhébb jellegének változásait a fúrások II. rétegcsoportjában és a III. rétegcsoport felső szakaszában is ki lehetett mutatni (51. ábra).

A Velencei-tó kialakulása és fejlődéstörténete

A Velencei-tó kialakulásával elsőként SÉDI (1944) foglalkozott részletesen. A tó környékén talált kavicsturzásokat az egykori partvonalhoz kötötte, melynek rétegtani helyzetéből arra következtetett, hogy a Velencei-tó a kora-pleisztocénben keletkezett. A tó medencéjét tektonikus ároknak tartotta, melynek végső alakját a defláció alakította ki. A Velencei-tó kiterjedését a pleisztocénben vélte a legnagyobbknak, amikor a vízszint a mainál 5-6 m-rel magasabb volt, a tó kiterjedése akkor így elérhette volna a 61 km²-t is. Véleménye szerint a jóval magasabb vízszintnél a Nádas-tó területén is nyílt víztükrök alakultak ki, a holocénben a tóba torkolló patakok hordaléka folyamatosan csökkentette a vízmélységet és választotta el egymástól a két tavat.

SÜMEGHY (1952) később cáfolta SÉDI elméletét a tavi eredetű kavicsturzásokról, mivel az üledékekben talált faunával igazolta, hogy azok záporpatakok hordalékai. Ebből arra következtetett, hogy a pleisztocénben még patakok folytak keresztül a mai tó területén. A Seregélyesi-völgy részletes teraszvizsgálatai alapján SÜMEGHY szerint a Velencei-tó süllyedéke nem a kora-pleisztocénben, hanem az óholocénben alakult ki.

Később Sümeghy tézise helyett BULLA (1958) saját elképzelése, valamint KÉZ (1931) geomorfológiai kutatásain alapuló kialakulási elmélete vált általánosan elfogadottá. Véleményük szerint a Velencei-medence a Balaton árkával egy időben, az utolsó interglaciálisban (riss-würm) alakult ki, tektonikai besüllyedés következtében.

ÁDÁM (1955) később igazolta Sümeghy elképzelését, és megállapította, hogy a Velencei-tó közelében látható kavics-turzások felső-pleisztocén szárazföldi és folyóvízi faunát tartalmaznak, és azokat a Velencei-hegységből lezúduló zápor-patakok telepítették mai helyükre. A Császár-víz–Seregélyesi-völgy alluviális teraszainak vizsgálatából — Sümeghyhez hasonlóan — végül ő is arra a következtetésre jutott, hogy a tómedence csak a posztglaciálisban bevágódott teraszok után az óholocénben (a boreális végén, vagy az atlantikum elején) alakult ki. A tó legmagasabb vízszintjét, ami 5-6 m-rel lehetett magasabban a mainál, még az atlantikum előtt, vagy a szubboreális idejére vélte jellemzőnek. Utóbbit a szubboreális hűvös csapadékos éghajlatával magyarázta. A magas vízszint időben azonban nem lehetett tartós, mivel a Velencei-tónak lefolyása volt a Háromág-völgyön keresztül a Sárvíz völgyébe. ÁDÁM kutatási eredményei alapján arra a további megállapításra jutott, hogy a ma már feltöltődött korábbi tó-medencék, azaz a Zámolyi-medence és a Sárrét, továbbá a Császár-víz völgye és a Nádas-tó a Velencei-tóval egyidősek.

BENDEFY (1972) és JÁRAINÉ (1972) további értékes adatokkal igazolták és egészítették ki ÁDÁM és SÜMEGHY eredményeit. JÁRAINÉ palinológiai vizsgálataival megállapította, hogy tavi üledékképződés csak mintegy 10–15 000 éve, vagyis a würm vége és a holocén eleje között kezdődött meg (a pollenanalitikai vizsgálatokat nehezítette, hogy a meder-fúrások jelentős rétegszakasza pollenek szempontjából steril volt). A pollenek hiányát a tó életében bekövetkezett hosszú ideig tartó teljes, vagy részleges kiszáradással magyarázta. Megállapította, hogy a vízborítás sosem volt 1,2–1,5 méternél nagyobb. Az ÁDÁM vizsgálataiban rejlő ellentmondást, miszerint a vízszint 5-6 m-rel magasabb volt, de a vízmélység a mai medermorfológiával számolva nem érte el a 7-8 m-t, BENDEFY próbálta feloldani. Véleménye szerint az ÁDÁM által kimutatott egykori vízszintet jelző terasz jelenlegi magasabb helyzete a Velencei-hegység neotektonikai emelkedésének következménye. Később közösen kialakított véleményüket a Vízrajzi atlaszban publikálták (ÁDÁM, BENDEFY 1972).

CSENYI (2001) kutatási eredményei az utóbbi fejlődéstörténeti vázlatot annyiban módosították, hogy a pollensteril rétegekre települő, szerves anyagban gazdag, lágy, fekete iszap réteg csupán az 1867–1870-es kiszáradás után képződött. A pollensteril rétegek a holocén folyamán sekélyvízben lerakódott üledékek, melyekben a pollenek a tó kiszáradásai során, majd az ezt követő talajvízszint lesüllyedésekor feloxidálódtak. Valószínűleg a száraz és meleg klímaszakaszokban a korábban lerakódott üledékek egy részét a defláció lepusztította. Ennek megfelelően a Velencei-tó feliszapolódási sebessége a JÁRAINÉ (1972) által kimutatott, pollenben gazdag rétegek alapján 4-12 mm/év (ez vízzel túltelített, magas szervesanyag-tartalmú, konszolidálatlan laza üledékekre vonatkozik), ami a Balatonban mért értékekhez hasonló. Ezt az eredményt alátámasztja a Vető-1 fúrásban mért ¹³⁷Cs-izotóp szelvény (Tarján S. mérése), ahol az első radioaktív szennyezés (1945) a 20–25 cm közötti mélységben jelenik meg ez 1–6 mm/év konszolidálatlan üledékfelhalmozódási sebességet jelent.

A jelen felé haladva felszaporodnak a régészeti és az írásos emlékek, így a Velencei-tó fejlődéstörténetének rekonstruálása egyre megbízhatóbb. A Velencei-tó környékén az antropogén hatások a paleolitikumtól ismertek. A pattintott és csiszolt kőkori eszközök mellett a bronzkori tárgyi emlékek maradtak ránk nagy számban. A vaskultúra idején (i. e. V. sz.) is lakott volt a terület. Az itt tartózkodó rómaiak (i. sz. IV. sz.) határozták el a Velencei-tó szabályozását, ekkor épült a pátkai kőgát, amelyről SÉDI (1944) is beszámolt. A tó utolsó kétezer évének történetét többszöri kiszáradás és magas víz, illetve az 1970-es évektől a tó vízháztartásának mesterséges szabályozása, a jelenlegi mederüledékek jelentős részének eltávolítása jellemzi.

Földtani és egyéb érdekességek a Velencei-hegység és a Balatonfő területén

A Velencei-hegység jelentős részét turista-útvonalak járók át, s számos, földtanilag vagy geomorfológiai s egyéb szempontból érdekes pontja gépkocsival is könnyen megközelíthető, ezeket a környéket is tárgyaló földtani ismeretterjesztő kiadványok ismertették (SCHAFARZIK et al. 1964).

Fontosnak tartjuk, hogy a Velencei-tó környékének földtani térképe és a jelen magyarázó azok számára is hasznos legyen, akik nem kívánnak a földtani, rétegtani, szerkezeti stb. részletekben elmerülni, de szívesen megismerkednek a hegység néhány érdekességével. A hegység földtani térképén és a jelkulcsban is feltüntettük ezeket a helyeket. Az alábbiakban megadjuk rövid leírásukat ugyanazzal a folyamatos számozással, mint a földtani térképen, a következő csoportosításban:

- védett földtani feltárások a Velencei-hegységben,
- egyéb (geomorfológiai, geodéziai, régészeti) érdekességek a Velencei-hegységben,
- a Balatonfő területének néhány földtani érdekessége.

Védett földtani feltárások a Velencei-hegységben

A hegység földtani érdekességeinek többségét az 1970-es évektől védett természeti értékként tartják nyilván.

1. Székesfehérvár, „Aplítbánya” — mikrogránit-intrúzió

Helyszín: A ma már felhagyott (Aranybulla-) kőfejtő Székesfehérvár K-i végén található, a Csúcsos-hegyen felállított, új Aranybulla Emlékműtől DK-re kb. 400 m-re, a 7-es országút D-i oldalán.

Földtani értéke: Egy mikrogránit kisintrúzió, valamint kontaktusa a nagyszemű biotitos alapgránittal.

Az objektum leírása: A mikrogránit intrúzió (Velencei Gránit Formáció Kisfaludi Tagozata) kb. 200×300 m-es területen vált ismeretessé a kőfejtés során. Jelenleg csupán ennek kis részén, az ÉNy-i oldalon vizsgálhatók a kőzetek (7. ábra, VIII. tábla, 1. fénykép). Itt a mikrogránit intrúzióknak a nagyszemű, biotitos gránittal való érintkezése van feltárva. A mikrogránit az alapgránitnál kissé savanyúbb, jellemző összetétele térfogat%-ban: kvarc 35%, alkáliföldpát 39%, plagioklász 23%, biotit 3%. A kontaktussal párhuzamosan az alapgránitban erősen biotitos, aprószemcsés, kontaktmetaszomatikus kőzetváltozat alakult ki, a zsebszerű helyi kitüremkedésekben, a mikrogránit és gránit határon a gránitban néhány dm vastag, nagy alkáliföldpátból, kvarcból és hosszú tűs – léces kifejlődésű biotitból álló pegmatitlencsék képződtek. A mikrogránit tehát önálló pegmatitos fázist is létrehozott. A mikrogránit intrúzióhoz önálló telérkőzet asszociáció is tartozik. A kontaktussal párhuzamosan, vagy közel párhuzamosan 1–3 m vastagságú, néhány dm hosszúságú aplittelérek hatolnak az alapgránitba, s a vastagabb aplittelérekben kisebb miarolitos-pegmatoid fészkek is kifejlődtek.

A mikrogránit-testben autometamorf-autometaszomatikus hatásra biotitmentes, helyenként turmalinos, aplitoid mikrogránit keletkezett. A folyamat a kihűlési repedésekkel tömbökre tagolt mikrogránitban a tömbökben kívülről befelé halad. A mikrogránitot a gránit differenciációs termékének és a Velencei-hegységi gránit magmatizmus első intrúziós fázisához tartozónak tekinthetjük.

2. Pákozd, nagy gránitfejtő — moncsikkittelér

Helyszín: Pákozd falutól É-ra kb. 500 m-re az ún. Nagy kőfejtőben.

Földtani értéke: A felső-kréta alkáli bázisos lamprofirok egyetlen felszíni előfordulása.

Az objektum leírása: A kőfejtőben a gránitban települ egy É–D-i csapású, 60–75° dőlésű, 30–70 cm vastagságú, sötét-szürke-fekete, aprószemcsés, kissé porfíros kőzet. A telér belsejében (10–20 cm vastagságban) 0,5–1,0 cm átmérőjű flogopitkristályok ismerhetők fel. A kőzet kémiai összetétele és ásványos alkata alapján moncsiktit. A mállásra hajlamos kőzetet csak a kőfejtő tárta fel, már ma is csak törmeléke található a felszínen.

3. Pákozd (a mészezi Honvéd-emlékműnél) — mikrogránittalér

Helyszín: Pákozd és Sukoró között, az M7-es autópályától D-re, a Honvéd-emlékműnél.

Földtani értéke: tanulmányozhatjuk a gránit magmatizmusához kötődő telérek egyik jellegzetes kifejlődési típusát, a mikrogránitos telértípust.

Az objektum leírása: A K–Ny-i irányú gerincen kb. 450 m hosszúságban követhetünk egy, a gránitos környezetéből a mállás során kipreparálódott mikrogránittalért. A múzeumépület K-i falánál a telérnek kb. 5–6 m-es szakasza látható szálban állóan. Fehér színű, mikrokristályos, elszórta kevés kvarcsemcsével, s helyenként fluidális szerkezetet mutat.

A Velencei-hegységben az aplit három jellegzetes típusát ismerjük: a szemcsés, a porfíros és a fluidális aplitot. Az aplitok ásványtani összetételére jellemző a kvarc, a savanyú plagioklász, ritkán ortoklász, a változó mennyiségű biotit. A fluidális aplittelérek felzites alapanyagúak és gyakran szferolitos–porfíros szövetűek. A hegységben általában 1–5 m vastagságúak és hosszúságuk az 1000 m-t is elérheti. Ezek a fluidális struktúrájú aplittelérek nagyon hasonlítanak egyes gránitporfírtelének fluidális kihülési szegélyéhez. A feltárás környezetében több helyen láthatjuk a Mészezen jellegzetes apró, középszemű, porfíros, biotitban dús gránitot, amely az intrúzió szegélyéhez közeli helyzetre utal. Az aplitot a gránit differenciációs termékének, és a velencei-hegységi gránit magmatizmus első intrúziós fázisához tartozónak tekinthetjük.

Kiegészítés: A pákozd-sukorói országút elágazásától kb. 700 m-re, a Doni csata emlékműve mellett egy bekötőút vezet a Pákozd Arboretumhoz, ahol a tájmúzeum bemutatja a hegység jellegzetes kőzettípusait, valamint a hegység földtani felépítését.

4. Sukoró, rigó-hegyi kőfejtő — gránitporfírtelének kereszteződése

Helyszín: A Sukoró–Pákozd közötti műúttól ÉNy-i irányban kb. 1 km-re, földúton.

Földtani értéke: A kőfejtő feltárja az öregszemű, kissé porfíros, üde, biotitos gránitot és a hegységben elkülöníthető mindkét gránitporfírtípust.

Az objektum leírása: A helyi kőfejtés eredményeként a hegység egyik legszebb, legtanulságosabb feltárása jött létre, amely bemutatja a gránitba benyomuló gránitporfírtelének korviszonyait. A hegységben ez az egyetlen hely, ahol a gránitporfírtelének kereszteződése megfigyelhető (6. ábra, III. tábla, 1. fénykép). Az alapgránit ásványos összetétele: kvarc (32–40%), káliföldpát (30–35%), plagioklász (24–28%), biotit (3–8%). A gránitban gyakoriak a zárványok, melyeknek 3 fajtáját különböztethetjük meg:

- aplitoid mikrogránitok (max. 20–50 cm nagyságúak);
- mikrodiorit (2–10 cm);
- pelites eredetű metamorfitek (1–5 cm).

A mikrogránit zárványok egy korábbi intrúziós szakasz szegélyfáciesét képviselhetik. A mikrodioritos kőzetzárványok magmás eredetűek, kvarcból, intermedier–bázisos plagioklászból, zöldamfibolból és biotitból állnak. A pelites eredetű, kontakt szaruszirt kőzetzárványok a gránitmagma nagy hőmérsékletének a hatására átkristályosodtak (620–680° C közötti hőmérsékletet jelez az andaluzit–szillimanit–korund–spinell–biotit–káliföldpát–plagioklász–kordierit egyensúlyi ásványasszociáció). A gránitban megfigyelhető néhány cm-es pegmatitos lencsék némelyikében fayalit is megjelenik.

A kőfejtő É-i falában a fiatalabb, „pátkai típusú” gránitporfírtelér, a kőfejtő közepén és az alsó udvarban az idősebb, „sukorói típusú” gránitporfírtelér látható (III. tábla, 1. fénykép). A sukorói típusú telérben a porfíros kvarc viszonylag ritka, 2–5 mm átmérőjű, metszete gömbölyded, a kőzet apró karbonátfoltokat és kloritosodott amfibolokat tartalmaz. A pátkai típusú gránitporfírtelérben (III. tábla, 2–3. fénykép, IV. tábla, 1–3. fénykép) viszonylag gyakoriak a 3–10 mm átmérőjű kvarcok, ezek metszete a négyzeteshez közelálló, gyakran tartalmaznak alapanyag-zárványokat, színes ásványuk a biotit. A hegységben ez utóbbi gránitporfírtípus az uralkodó (6. ábra).

5. Sukoró — andezittelér gránitban

Helyszín: Sukoró falu közepén, a műút É-i oldalán, felhagyott kőfejtő.

Földtani értéke: A gránitba nyomult szubvulkáni fáciesű andezit kőzettelér maradványa.

Az objektum leírása: A felhagyott andezitkőfejtő ÉK-i fala a védett geológiai feltárás. Az eocén andezit a felső-karbon gránitot törli át. Az andezit kőzettelér 20–30 m széles, ÉNy felé kb. 200 m hosszban követhető. E kőfejtőben szinte teljesen lefejtették, csak a gránittal való kontaktusa látható, ez a fal síkjával közel párhuzamos. Vetősíkok mentén a kontaktus elmozdult. A vetők mellett az andezit és a gránit morzsolts, elbontott, agyagásványosodott. A gránit szürkésfehér, középszemű, kissé porfíros, bontott, murvásodó. Az andezit, amely ép változatában biotitos amfibolandezitnek tekinthető, többé-kevésbé szintén bontott, gömbhéjasan málló, kéesszürke, zöldesszürke, s porfíros elegyrészeket tartalmaz (IX. tábla, 3. fénykép).

6. Sukoró, Ördög-hegy — kvarctelér gránitban

Helyszín: Sukoró falu közepén, a műúttól D-re, az Ördög-hegy gerincének É-i oldalán egy kutatóárok tárja fel a gránitba települt kvarctelér kibúvását.

Földtani értéke: Az Ördög-hegy gerincén több méter széles kvarctelér húzódik, a feltárás szemlélteti ennek szerkezetét, felépítését.

Az objektum leírása: Az ördög-hegyi feltárás egy, a gránitban húzóódó ÉÉNy-DDK-i csapású, 3,5–4,0 m széles, kvarcerekkel, telérekkel átjárt zónát tár fel (13. ábra). E zónában a gránit agyagásványosodott, egyébként e terület üde gránitja húspiros színű, nagyszemű, ortoklász-oligoklász gránit. Az árok D-i falában néhány, 5–40 cm vastag kvarctelér és számos vékony ér látható. Többségük meredek dőlésű, kitöltésük zömében szalagos szövetű, vagy masszív, piszkos-fehér kvarc (IX. tábla, 2. fénykép). A teléreken belül, megnyúlt foltokban jelenik meg a feltárás egyik érdekessége, a sejtes kvarc. A sejtek alakja az egykori galenites, szfalerites érces kitöltésre utal. A kvarcteléreket befogadó gránitban gyakoriak a limonitos, néhol agyagásványos-limonitos bevonatú litoklázisok.

Az 1950-es években e területen lejtakna mélyült, amely 70 m mélységben kilúgzott teléreket harántolt, ezek szfaleritet, galenitet, kalkopiritet és fluoritot tartalmaztak. Az átlagos fémtartalom nem érte el az 1%-ot.

7. Sukoró, Meleg-hegy — Likas-kő

Helyszín: A Meleg-hegy gerincének Ny-i végén, turistajelzés mentén.

Földtani értéke: A Meleg-hegy gerincét felépítő kovásodott tektonikus és intruzív breccsa anyagából álló 4 m-es sziklabörc.

Az objektum leírása: A Meleg-hegyi természetvédelmi területen az egyik leglátványosabb szikla a Likas-kő. A Meleg-hegy gerincét a gránit és az idősebb metamorf pala közötti tektonikai érintkezési vonal mentén kialakult jelentős, tektonikus és intruzív breccsa anyagú kovásodott zóna alkotja. Ez a széles zóna — keménysége és a mállásnak ellenálló volta miatt — kiemelkedik a környezetéből. A kvarctelér anyagát régen malomkő gyártására használták. A kvarcit a vas-oxidtól többhelyütt vörös színű. A kvarctelér a töredezett, kevésbé átkovásodott vagy több földpátot tartalmazó részekén gyorsabban mállásnak indulhatott, mint az erőteljesen kovás szakaszokon, így alakulhattak ki üregek, jöhetett létre a lyuk a Likas-kő névadójaként a nagy kvarctelérben.

8. Lovasberény, Antónia-hegy — csomópala (kontaktmetamorf pala)

Helyszín: A Nadap–Lovasberény országút 7 km-es jelzése után balra földúton kb. 200 m-re, lapos fejtőgödör Ny-i végén.

Földtani értéke: Egy eredetileg agyagos, homokos összetételű üledékes kőzet anchimetamorf hatásra palásodott, majd meggyűrődött, s a gránitbenyomulás hatására kontakt csomóspalává alakult.

Az objektum leírása: A felhagyott kőfejtőben a kontaktizált pala búzapala, csomópala jellegű változatának ÉNy-i dőlésű rétegei láthatók. A kőzet elválási lapjain milliméteres nagyságú, szürke, sötétszürke pöttyök látszanak, amelyek a gránitnak az agyagos kőzetbe történő benyomulásakor, a hő hatására keletkeztek. Ez befolyásolja a palásság megjelenését. A kőfejtőben a gyűrt kvarcerek révén látható a pala redőzöttsége is. A kőzet ásványos összetétele: kvarc, szericit, klorit, magnetit, ritkán turmalin.

A kőfejtőben mélyült (nadapi Nt–2) fúrás (4. ábra) 85 m mélységben érte el a gránitot. A palát mikrogránit és aplitelérek, illetve erek járják át, ezekben (max 50 m-re terjedően a gránit-pala határtól) molibdenites ércnyomokat találunk. A gyengén gyüredezett, bontott palában a litoklázisok mentén turmalincsomók és a repedésfelszíneken foltos kiválások (pecsétek) helyezkednek el. A palaburok erőteljesen turmalinosodott az Antónia-hegyen és környezetében. A turmalin fekete, csillogó oszlopai (schörl) néhol az egész kőzetet átjárják.

Ezek a kontaktizált képződmények eredetileg törmelékes, egyes szintjeikben tufákat is tartalmazó, agyagos, aleurit, homokos kőzetek voltak.

9. Velence, Bence-hegy — andezittelér palában

Helyszín: Az M7-es autópályától É-ra, a Bence-hegy csúcsára felvezető ún. Panoráma út mellett, a Pannon GSM adótornyával szemben felhagyott kőfejtő tárja fel a metamorf palába nyomult andezittelért (az egykori, ún. Szöts-féle kőfejtő).

Földtani értéke: Feltárja az eocén korú vulkán metamorf palába nyomult és hidrotermális hatásra átalakult andezittelérét.

Az objektum leírása: A kőfejtőben a metamorf pala és a palába benyomult andezittelér feltárását láthatjuk. Érzékelhető, hogy a következő feltárásban leírt pegmatitlencse milyen közel található a gránit és a pala határához. A kb. 30×10 m-es fejtőgödör DK-i fala a szálban álló kőzet. A palába nyomult, kb. 10 m vastag andezittelér DNy-ra dől. Az andezit eredetileg amfibolos piroxénandezit lehetett. Litoklázisai jól láthatók, ezek mentén 1–3 mm vastag vasas kéreg fejlődött ki. A kőzettelér belső részében a litoklázisokhoz igazodó gömbhéjas szerkezet alakult ki. A hidrotermális elbontás hatására itt az andezit kaolinosodott, másutt kloritosodás figyelhető meg. A metamorf pala zöld színű, finomszemű törmelékes, üledékes kőzetből alakult ki (IX. tábla, 4. fénykép).

10. Velence, Bence-hegy — pegmatitlencse gránitban, mikrogabbró („diabáz”) metamorf palában

Helyszín: A Bence-hegy csúcsára felvezető Panoráma út mellett, a Pannon GSM adótornya mögött, attól É-ra kb. 20 m-re mintegy 2 m mély gödör tárja fel a gránitban települő pegmatitlencsét. Innen kis ösvény vezet az 50 m-re levő kutatóárokhoz, amely a mikrogabbrót (régiben diabázt) tárja fel.

Földtani értéke: A Ny-i gödör a karbon korú gránit szegélyfáciését, s ebben egy jellegzetes pegmatitos lencsét, a K-i kutatóárok a gránit-pala kontaktus közvetlen közelében a mikrogabbrót tárja fel.

Az objektumok leírása: A mintegy 2 m mély, gödörszerű feltárás K-i peremén láthatjuk a kissé bontott, biotitszegény mikrogránitot, amely a Bence-hegy környékén jellemző a gránit szegélyfáciesére. A mikrogránitban néhány m²-nyi felületű, 2-3 dm vastag, lapos, ÉK-i dőlésű aplitszegélyes gránitpegmatit-lencse települ. Ásványtani összetétele egyszerű, kvarc és káliföldpát mellett kevés biotitot és nem azonosított, teljesen elbontott színesásványt tartalmaz (I. tábla, 3. fénykép). A pegmatitok területi eloszlására jellemző, hogy többnyire a hegység D-i oldalán jelennek meg. Vastagságuk általában 0,2–0,4 m közötti, néhány m hosszúságú lencseszerű testeket alkotnak. Néhány pegmatitban kevés muszkovit, turmalin, gránát és ritkán molibdenit is megjelenik. A pegmatit a gránit felső szintjében, nagyjából 4–5 km mélységben, illó anyagokban dús környezetben, lassú lehűléssel és viszonylag alacsony hőmérsékleten képződött.

A mikrogabbrot egy 12 m hosszú, 0,5 m széles és mély árok tárja fel. Látható az árok DDNy-i részén kontaktusa a palával, sőt ettől DDNy-ra még a pala kontaktusát is láthatjuk a mikrogránittal. A mikrogabbrot (régi nevén diabáz) tömött, szívós, sötét szürkészöld, tömbös elválású kőzet (I. tábla, 1. fénykép). Főbb ásványai: bázisos plagioklász, monoklin piroxén, zöldamfibol és magnetit. (A felszínén látható fúrási nyomok paleomágneses mérések mintázási helyei.)

11. Pázmánd, Zsidó-hegy — másodlagos kvarcit, pirofillit, pannóniai abrázíós sziklafelszínek

Helyszín: Pázmádon, a 6-os km-jelnél balra (piros turistaút-jelzés) kb. 300 m-t megyünk, majd balra az akácerdőn át találjuk az alsó nagy, ún. pirofillites kőfejtőt, majd a piros jelzésen a kis alsó kőfejtőt. Innen balra a dombtetőn, a Vízmű mellett ÉK-i irányban kb. 200 m-re, a nagyobbik alsó kőfejtő legfelső részén abrázíós sziklafelszínek láthatók.

Földtani értéke: A eocén végi, nagy hőmérsékletű hidrotermális hatásokra átalakult, andezites eredetű metasomatitok (pl. a másodlagos kvarcitok, pirofillitek) megjelenése, a pannóniai tenger abrázíós hatását mutató, legömbölyített, kvarcitanyagú sziklák és a fölöttük elhelyezkedő durvatörmelékes, homokos kavicsösszlet (az ún. bázisrétegek) jelenléte.

Az objektum leírása: A Pannon-tó kiálló kis szigetei voltak a Nadap–Lovasberény közötti országúttól Pázmándig húzódó, ma is önálló kúppokként kiálló, metasomatit anyagú hegyek. Ez a kőzet eredetileg az eocén korban keletkezett andezit volt, amely még az eocén végén metasztatikus (hidrotermális és pneumatolitos) hatásokra erősen átalakult, nagyrészt kvarcittá, kisebbrészt agyagásványokká. A nagy alsó kőfejtőben látható a tömeges pirofillit (XIII. tábla, 2. fénykép) és a kvarcit (XIII. tábla, 3. fénykép), melyek a nagy hőmérsékletű, savanyú metasomatózis termékei. A kvarcitbányától 100 m-re DNy-ra Zsidó-hegyi kavicsfejtő még nagyobb vastagságban tárja fel a felső-pannóniai bázisrétegeket. A fejtő alján előbukkannak az agyagásványos (pirofillites) elbontású metasomatitok is, porfíros jellegük, andezites eredetük felismerhető. E fölött 6–7 m vastagságban görgeteg, homokos kavics és homokrétegek váltakoznak. Ezek három, felfelé finomodó anyagú félciklust alkotnak, a rétegek ÉNy felé kb. 15–20°-kal dőlnek. Jól látható, hogy a durvatörmelékes rétegek, közvetlenül az egykori meredek abrázíós part mellett nagyobb vastagságot érnek el.

A Zsidó-hegy tetején lévő kemény sziklafelszín az erős hullámozás, az abrázíó hatására legömbölyödtek, és az azóta történt lepusztulás hatására a felszínre kerültek. Ma a hegy Ny-i oldalán, a felhagyott kvarcitbánya felső részén láthatók, 2–4 m-es legömbölyített sziklák formájában (XV. tábla, 1–2. fénykép). A sziklafelszín fölött a tó legelső, ún. bázisrétege — durvatörmelékes homokos kavicsösszlet — települ, jól kerekített, 10–20 cm-es abrázíós kavics-görgetegekkel — ezeket a képződményeket láthatjuk az alsó kis kőfejtőben. A tó fokozatos előrenyomulása során rakódtak le ezek az üledékek.

Egyéb (geomorfológiai, geodéziai, régészeti) érdekességek a Velencei-hegységben

12. Pákozd — Pogány-kő (gránit sziklacsoport)

13. Pákozd — Oroszlán-szikla és „a Kocka” (gránit ingókövek)

14. Pákozd — Pandúr-kő (gránit sziklacsoport)

A gránitot törések, repedésrendszerek szabdalják tömbökre. A gránit erősen repedezett részei apró darabokra szétesnek, murvásodnak, és könnyen lepusztulnak. Az erózió a mállási termékeket főleg a hegyhátakon, lejtőkön távolítja el gyorsan. A gránitnak azok a részei, ahol nincs utólagos töredezettség, csak kihülési elválások vannak, a mállással szemben ellenállóak, és nagy tömbök, sziklák formájában a lepusztuló gránitfelszínből kiemelkednek. Az aprózódás (fizikai mállás) a csúcson, éleken erőteljesebb, mint a tömböket határoló elválási felületeken, hasadási síkokon. A repedések sűrűsége szerint változatos maradványformák alakulnak ki. Ezek 2-5 m-es sziklacsoportokként állnak ki a lapos térszínből (Pogány-kő, Pandúr-kő).

Ha az erodált tömbök csoportosan, egymáson helyezkednek el, előbb-utóbb formálódik, kialakul egy labilis egyensúlyú szikla is. Az ilyen, látszólag bizonytalan helyzetű sziklákat nevezi a népnyelv ingóköveknek. A Velencei-hegységben ilyen ingóköveket több helyütt is láthatunk (ilyen a „Kocka” — VIII. tábla, 2. fénykép és az Oroszlán-szikla — VIII. tábla, 3. fénykép).

15. Sukoró — a Sor-hegy vonulata (gránitporfirtelér anyagú dombsor)

A Sor-hegy vonulata Sukoró környékéről és a Velencei tó felől nézve szembetűnő felszíni dombsort formál. Létrejötté egyértelműen a mállásnak különböző mértékben ellenálló kőzetek jelenlétére utal. A Velencei-hegységben ez a két kőzet

a gránit és az annak hasadékaiba benyomuló gránitporfír. A Velencei-hegység felszínén lévő gránitos területére szinte mindenütt jellemző a gránitporfírtelések jelenléte is. A gránitporfír uralkodóan DNy–NyDNy – ÉK–KÉK csapású teléreket alkot, mint az a földtani térképen (GYALOG, HORVÁTH I. 2000) jól látható. Keménysége nagyobb, a mállásnak jobban ellenáll, szögletes darabokra esik szét, ellentétben a gránit lekerekített, murvásodó, széteső mállásával. Ezért az erózió szinte mindenütt ki is preparálja ezeket a kőzettelérek, azaz ezek a környezetükből kis halmok formájában mindig kiemelkednek. A Sor-hegy a leglátványosabb ezek közül.

A Sor-hegy a Meleg-hegy gerincétől NyDNy-i irányban kb. 2 km hosszan követhető a kelet-velencei egységet Ny-ról lezáró völgyig (a Hurka-völgyig). A gránitporfír DNy-on vastagabb, kb. 15–20 m szélességű, a Sor-hegy legmagasabb pontja (281 m) után szélessége 5–7 m-re csökken. A gránitporfír a felszínen szürkészöld, sötétrózsaszín, téglapiros alapanyagú, 1 mm-es biotitot, 2–4 mm-es földpátot, 3–6 mm-es szürke, dihexaéderes kvarcot tartalmaz. Helyenként kevés, 1–2 cm-es porfíros földpát is látható. A Sor-hegy vonulatának gerincén több méteres gránitporfír sziklát találunk. A kőzet felszínközeli részein sok helyen murvás, „ragyás” kinézetű, a mállás hatására sokszor vasdús kéreggel. ÉK-i vége felé a gránittal való érintkezésénél vékony porfíros kihűlési szegélye is látható. A gránitporfír telért utólagosan törések szabdalják fel. A törések átlagosan 30–40 m-enként valószínűsíthetők, ezért a telér csapásiránya kismértékben változó.

A Sor-hegy gránitporfírból álló kőzetét szívós, kemény, ellenálló volta miatt kis kőfejtőgödörökben bányászták. Ma sok helyen ezek a mélyedések és gödrök jelzik, hol húzódik a kőzettelér.

16. Sukoró — gyapjúzsák

A gyapjúzsákok kialakulási folyamata hasonlít az ingőkövekéhez. A gyapjúzsákok gömbölyded, zsák alakú képződmények a gránitos területeken. A mállás hatására a kőzet a repedések, elválási felületek mentén tömbökre válik szét. A tömbök élei, csúcsai a további fizikai mállás hatására legömbölyödnek. A tömbök gömbhéjas elválásúakká válnak. A Velencei-hegység tektonikai hatásokra feltöredezett gránitján is létrejött ez a folyamat, és kialakultak ezek a formák.

17. Nadap — szintezési ősjegy

Nadap község szélén van a település egyik nevezetes látnivalója, az országos szintezési alappont, a „szintezési ősjegy”. Az alappontok (geodéziai jelek) a topográfiai felmérések, geodéziai mérések kiindulási pontjai (lehetnek helyi vagy országos jellegűek). Vaszráccsal körülvett, feliratos obeliszket láthatunk itt, amely a magyarországi geodéziai magasságmérések főalappontja. Az obeliszk mögött gránitfalat találunk. A gránit elbontott, helyenként pirites erek járják át (1. tábla, 2. fénykép).

A nadapi szintezési jel 173,8385 m-re van az Adriai tenger és 173,1638 m-re a Balti tenger szintje felett. Korábban úgy gondolták, hogy Magyarországnak ez a területe csak minimális földkéregmozgásoknak van kitéve. Az alappont helyzete sem változatlan, a bemérés óta folyamatosan változik.

18. Nadap, homokbánya — ősembertanya (őskori telep)

Helyszín: A Velence–Nadap közötti országút Ny-i oldalán levő K–Ny-i irányú völgy felső szakaszán, ásatással feltárva.

Az objektum leírása: 1985-ben egy bányaműveléssel részben megbolygatott felső-paleolit vadásztanya hitelesítésére nyílt alkalom Nadapon, az andezit-gránit kőfejtő előterében nyitott homokbánya peremén. Ez a kis átmeneti vadásztanya egyike lehetett annak a települési láncolatnak, amely a Mezőföld peremén foglalta el a legmegfelelőbb pontokat. Az állatcsordák évszakonként váltakozó irányú, de hagyományosan állandó útvonalait, gázlóit, a hegysegeken átvetető, rendszeresen használt völgyek bejáratát kísérték ezekről figyelemmel, az eredményes vadászat reményében. A Mezőföld körül ma már három ilyen lelőhelyet ismerünk: Ságvárt, Nadapot és Dunaföldvárt. (Bár ezek a telepek nem azonos korúak, de a megfigyelhető régészeti jelenségek alapján joggal feltételezhetjük, hogy azonos életmódot jelölnek.)

Nadapon egy gránitmurvával, homokkal és lösszel fokozatosan feltöltődött völgy szájánál telepedett meg a kis létszámú vadászcsoporthoz a würm végének egyik nyugodt interstadiálisában. A tábor rövid ideig laktak, legfeljebb egy vadászati szezonban, vagy még inkább néhány állat elejtésének időtartamára. A lakófelszín kb. 8 m hosszú, közelítően ovális terület, amelyet 3–5 cm vastagságban, foltszerűen borít a humán eredetű hulladék: elejtett állatok összetört csontjai, kőeszközök, szilánkok, nyersanyag darabok, a tüzelés nyomai. A lelőhelyen annak a két állatfajnak a maradványait azonosíthattuk, amelyek a későőskori vadászok legkedveltebb zsákmányai: az Equus (ló) és kisebb arányban a Rangifer (taránszarvas) maradványait. A tágas, nyitott füves térség ezeknek a növényevőknek nagy csordáit tartotta el, s egyúttal meghatározta a rájuk vadászó emberek életritmusát, vadászati módszereit.

Az állatcsontok közül néhány megpörköltött vagy megégett, a löszös–agyagos felszín helyenként átégett: a rövid ideig és feltehetően nagy hőmérsékleten égő tűzből faszén nem maradt meg.

A régészeti anyag a korszakra általánosan jellemző eszközökből áll. A magkövekről lepattintott karcsú, 5–10 cm hosszú pengékből bőr- és csontmegmunkálásra alkalmas vakarókat, árvésőket készítettek nagy technikai biztonsággal. Az eszközök nyersanyaga részben a telep közvetlen közeléből származó, fehér, selymes fényű, finom szövetű kovaféleség, részben hidrotermális kovaváltozat, s legalább fele arányban az igen jellegzetes, sötét májszínű radiolarit, amely a Bakony hegység jurájából származik. A nyersanyag forrásától való távolság egyben meghatározza a kis közösség tevékenységi körének határait is: a nagy mennyiségű bakonyi radiolarit gyakori és eredményes nyersanyagbeszerzést feltételez.

A nadapi kőbányai lelőhely feltárásának eredményei kiemelkedő szenzációval nem szolgáltak, de újabb adatokkal járultak hozzá a terület jégkor végi emberi történetének megismeréséhez. Mint a Velencei-hegység első paleolit lelőhelye, annak is fontos bizonyítéka, hogy a jégkor végének (felső-paleolit) kedvező éghajlatú szakaszaiban a Dunántúl belső területeit is benépesítették a vadászó, gyűjtögető népcsoportok.

19. Pákozd — geológiai tanösvény

A velencei-hegységi gránit tanösvény Pákozd község K-i végétől indul, itt ezt tábla is jelzi. Bemutatja több helyen a gránitot és a gránitporfirteléreket, illetve ez utóbbiak kis bányáit. Felvezet a lapos fennsíkra, a korábban ismertetett ingókövekig.

A Balatonfő területének néhány földtani érdekessége

20. Balatonfőkajár, Somlyó-hegy — Balatonfőkajári Kvarcfillit

Helyszín: Balatonfőkajár, a Somlyó-hegy É-i oldalán levő felhagyott kőfejtő.

Földtani értéke: Itt bukkan egyedül nagyobb területen felszínre a paleozoos aljzatban nagy kiterjedésű kvarcfillit.

Az objektum leírása: Az 5-6 m magas falú kőfejtő tárja fel az erősen gyüredezett kvarcfillitet, az ún. Balatonfőkajári Kvarcfillit Formációt. Ennek pontosabb kőzettani megnevezése túlnyomórészt kvarcfillit, alárendelten szericit-kloritfillit (XVI. tábla, 1. fénykép). Egyéb kőzetek (albit-kloritfillit, kloritgneisz, csillámkvarcit, karbonátkvarcfillit) is részt vesznek a formáció felépítésében, ezeket a kőfejtő udvarán mélyült Bfj-1 fúrás tárta fel. A kőzetek fő ásványos alkotói a következők: kvarc, albit, muszkovit, klorit, biotit, karbonátásványok.

Az eredeti kőzetek (az ún. kiindulási kőzetek) főként homokos összetételűek voltak, alárendelten agyagos és karbonátos közberétegzésekkel, kisebb savanyú vulkáni törmelékes betelepülésekkel, ezek keletkezési idejét a földtörténeti ókorban, az ordovicium–szilur időszakokban valószínűsítjük. Ezek a kőzetek a variszkuszi metamorfózis során, a karbon időszakban alakultak át, alacsony nyomásviszonyok között.

A kőfejtőben számos szerkezeti elem ismerhető fel és tanulmányozható. Ilyen pl. a lapos és a változó dőlésű palásság, az ezek metszésvonalaiból adódó állandó vonalasság. Megtalálhatók az összenyomott fekvőredők, hajlatok és fodrok, a fodrokat metsző kvarcerek és számos kőzetrés is látható.

21. Füle, Kő-hegy — Fülei Konglomerátum

Helyszín: Füle községtől kb. 1 km-re É-ra, az ÉK-i irányban kb 1 km hosszan húzódó hegygerincen néhány kisebb kőfejtőben látható a konglomerátum-homokkő összlet. Ez főként a D-i hegytömb, a Kő-hegy É-i végén tanulmányozható szép feltárásokban.

Földtani értéke: A Dunántúl egyetlen, felszínen található felső-karbon üledékes képződménye.

Az objektum leírása: A kis feltárásokban 2-3 m-es falakban láthatók a Fülei Konglomerátum Formáció vörös-tarka, ritkán vörös konglomerátum, keresztarétegzett homokkő és aleurolit váltakozásából álló, ciklusos felépítésű sorozatának egyes részei. A feltárásokban keresztarétegzett, hullámfodros homokkővet, valamint konglomerátumot láthatunk (XIX. tábla, 1–3. fénykép), utóbbiban a kavicsok irányítottága is vizsgálható. Az összlet egy egykori folyóvízi, alluviális törmelékmaradványa. A felszíni feltárásokból gazdag makro- és mikroflóraegyüttest, Calamites (korpafű-féle) törzsek kitöltéseit, a Pecopteris és Cordaites (páfrányfélék) levélmaradványait ismerjük. Ezek (valamint a spóra-pollen együttes) alapján meghatározható volt a rétegek késő-karbon kora.

A Kő-hegy É-i oldalán, a nyeregben mélyült 300 m-es fúrás (Füle F-2) a képződmények részletes tanulmányozására adott lehetőséget. A fúrásban több mint húsz, felfelé finomodó szemcsenagyságú (átlagosan 7-8 m vastag) ciklust lehetett elkülöníteni. Gyakoriak a szenesedett növénymaradványok, több szintben vékony agyagos-homokos szenes rétegeket is találunk.

22. Szabadbattyán, Szár-hegy, nagy kőfejtő — Polgárdi Mészkö, kontaktmetamorf és kontakt-metaszomatikus hatások, paleokarszt jelenségek

Helyszín: A szabadbattyáni Szár-hegyet és a DNy felé hozzá csatlakozó polgárdi Somlyó-hegyet közel 3 km hosszúságban és 150-500 m szélességben egy jól kristályos mészkö, az ún. Polgárdi Mészkö építi fel, amit már a római idők óta bányásznak. A bánya már több szintet letermelt, a több tíz m magas kőfejtőfalakon érdekes jelenségek tanulmányozhatók (XVI. tábla, 3. fénykép).

Földtani értéke: A bánya nagy területen mutatja be a devon korú mészkövet. A bányafalakon paleokarszt jelenségek tanulmányozhatók. A mészkövet gránitporfír és andezit telérek törlik át, az utóbbiak kontaktmetamorf és kontakt-metaszomatikus hatásai is láthatók.

Az objektum leírása: A mészkö pados felépítésű, ősmaradványokban szegény. Sekély vízben, ún. karbonátplatformon keletkezett, amit az ún. lofer-ciklusok jellemeznek. A Szár-hegy délnyugati részén, az alsó kőfejtőben vizsgálható a mészkö jellegzetes lofer-ciklusa. Egy ciklus bázisán oldódásos-zsugorodásos szerkezetek és kissé törmelékes vöröses-vöröseslila, néhány cm-es mészkö található („A” szint), felette 20-30 cm vastag sárgásszínű, kis dolomittartalmú, finom-

réteges (algalamellás) mészkő van („B” szint), s erre települ az 50–100 cm vastagságú, szürke, tömött, rétegzetlen, nagy tisztaságú mészkő („C” szint). Az algalamellás kifejlődés a kőfejtőben sok helyen megfigyelhető, a későbbi metasomatikus hatások jól láthatóvá teszik ezt a szerkezetet.

A több évtizede folyó mészkőbányászat előrehaladó feltárásaiban számos jelenség vált megfigyelhetővé. Látható, hogy a másodlagos hatások következtében a mészkő nagymértékben átalakult. A kőfejtőben 3 fő területi egység különíthető el:

- a típusos, átkristályosodott mészkő dominanciája jellemző,
- megjelenik a márvány,
- megjelennek (szeszélyes területi elrendeződésben) a metasomatikusan elváltozott kőzettípusok.

Az átkristályosodott, tömött szövetű, pados, szürkésfehér-sárgásfehér mészkő szemcsenagysága 0,05–0,2 mm, a regionális metamorfózis hatására keletkezett (XVII. tábla, 1–2. fénykép). Ettől nagymértékben eltér a jól körülhatárolható területen megjelenő, közép–durvaszemcsés, fehér-világosszürke, 0,2–5 mm szemcsenagyságú márvány, amely feltételezhetően a mészkőösszlet alatti rejtett magmás intrúzió hőhatására bekövetkező kontaktmetamorfózis eredménye. (A kőszárhegyi Kh–11 fúrásban a márványban levő ásványok kontaktmetamorf hőhatást jeleznek.) Későbbi hatások a kontaktmetasomatikus jelenségek, amelyek érintették az átkristályosodott mészkövet és a márványt is. Ezek hatására brucitos, szerpentinés mészkövek keletkeztek (XVII. tábla, 3. fénykép). Szerkezeti vonalakhoz kötődően rozsdabarna limonitos mészkő jelenik meg (korábban egyes szerzők ankerites, ankerites-sziderites mészkőnek írták le), ez a kőbánya számos pontján látható.

A réteges, vastagpados mészkőben több redő elemeit sikerült kimutatni (izoklinális fekvőredők és flexuraszerű redőpárok). Az izoklinális redők jelenléte kétségtelenné teszi, hogy a mészkőösszlet egésze gyűrt településű. A mészkövet néhány karbon kvarcporfír–gránitporfír (XVIII. tábla, 1. fénykép) és triász andezittelér töri át (Felsősomlyói Kvarcporfír, illetve Tilospusztai Andezit Formáció), amelyek a kőfejtő területén jól láthatók. Az andezittelérek kontaktusát gyakran szkarn kíséri 2–3 mm-es gránát és vezuvián ásványokkal.

A Polgárdi Mészkőben a bányászat a legutóbbi években egy tektonikailag becsípett blokként a Balatonfőkajári Kvarcfillit Formációba sorolt szericit-kloritfillitet tárt fel (XVI. tábla, 2. fénykép).

A Polgárdi Mészkőben régóta ismeretesek a paleokarsztos formák és jelenségek (KORMOS 1911, BÁRDOSSY, KORDOS 1989). Innen írták le a híres Polgárdi faunát, a pannóniai szárazföldi üledékekkel kitöltött üregekben talált gazdag gerinces maradványokat. Legújabbán KÖRPÁS (1998) foglalkozott a paleokarszt képződés többfázisú jelenségeivel, amelyek a kőszár-hegyi kőfejtő számos pontján tanulmányozhatók (vasas paleoszolok, laminitek, vasas lateritek a paleokarszt kitöltésekben).

Geology of the Velence Hills and the Balatonfő

Explanatory Book
of the Geological Map of the Velence Hills (1:25 000)
and the Geological Map of
Pre-Sarmatian Surface of the Balatonfő–Velence Area (1:100 000)

Edited by:

László GYALOG and István HORVÁTH

Written by:

**István HORVÁTH, Mária DARIDA-TICHY(†), Antonyina DUDKO,
László GYALOG, László ÓDOR**

With contribution of:

**Tamás BUDAI, Géza CSÁSZÁR, Tibor CSERNY, Gábor CSILLAG,
Miklós KAISER, József KÓKAY, Gyöngyi LELKES-FELVÁRI, György LESS,
Lajos Ó. KOVÁCS, Ildikó SELMECZI, Viola T. DOBOSI**

Introduction

This work represents the collective explanation of two maps. One of those maps is "The Geological Map of the Velence Hills" (GYALOG, HORVÁTH, I. 2000) and the other is "The Subsurface Geological Map of Balatonfő–Velence Area (pre-Sarmatian surface)", along with accompanying map sheets (geological maps of the Balatonfő Hills) (DUDKO, 2000). The two maps are referred in the text by titles and/or authors.

In this explanatory book we present the most important results of an ore exploration programme. The completion of the maps was (mapping was carried out between 1979 and 1984) based on the results of this programme. Parallel with this, after the general characterization of the geology of the area, the exploration programme itself is described. Finally we deal with the issue of the maps and the structure of the explanatory book.

General review

In the Southeastern foreground of the Transdanubian Range one larger mountain range (Velence Hills) and some smaller hills (Somlyó Hill of Balatonfőkajár, Szár Hill of Szabadbattyán, Somlyó Hill of Polgárdi and Kő Hill of Füle) rise up. These hills are built up by Palaeozoic formations cropping out from a Pannonian–Quaternary ground surface. Quarries have exposed these formations for a long time. The area between the Velence Hills and Lake Balaton is called Balatonfő. The Balatonfő–Velence Area forms a range in which the crystalline formations are on or near the surface. Our maps represent this area: the subsurface geological map of the Balatonfő–Velence Area (DUDKO 2000) presents the whole area with its environment whereas the geological map of the Velence Hills to a scale of 1:25 000 (GYALOG, HORVÁTH, I. 2000), presents a part of it. The main part of the Transdanubian Range is separated from Balatonfő by the Berhida and Várpalota Basins, from the Velence Hills by the Zámoly Basin, respectively. The hilly country south of the mentioned regions is part of the Mezőföld. Directly in the southern foreground of the Velence Hills, Lake Velence can be found in an ENE–WSW depression.

The Palaeozoic formations of the Balatonfő–Velence Area are the oldest formations of the area. The metamorphism can be related to the Variscan orogeny. Probably the individual layers have formed nappes. Granite has broken through all of these formations so presumably they remained autochthonous during the Variscan. Late Palaeozoic covering formations are represented by the Upper Carboniferous conglomerate of Füle and the Permo-Mesozoic clastic and carbonate sediment series. The latter one is only known from the boreholes of the area. The autochthonous or allochthonous position of these sedimentary formations is controversial; however, it is sure that they underwent strong tectonism during the Middle Cretaceous. This tectonism could also have effected the Palaeozoic formations.

Most of the sediments and andesitic volcanites, which are Middle and Upper Eocene in age, are known from boreholes. The sediments can probably be found in the whole area whereas the volcanites can be connected to the palaeovolcano sketched eastwards from the Velence Hills (DUDKO et al. 1987a, b).

The Lower and Middle Miocene formations are known primarily from boreholes. The Pannonian formations are the most widespread; these ones cover the largest part of the area. The generalized sections of the Velence Hills are shown on Table XXIII, of the Balatonfő–Velence area on Table XXIV.

The most significant component of the tectonics of the area is the dextral shearing (BALLA, DUDKO 1989); this exhibits great amplitude and is also expressed in the relief. This shearing can be recognized from the distribution of the pre-Neogene formations of the basement. Considering the rags of the shaley mantle, the granitic body, which is almost rounded, widens towards the Southeast, ending with a sharp border. The subsurface continuation of the granite can be investigated towards the Southwest in a several kilometres wide zone, about 100 kilometres away. The same dextral shearing can be recognized in the arrangement of the Middle to Upper Eocene volcanites.

General works summarizing the geology of Hungary have also discussed the geological setting of the Balatonfő–Velence Area (VADÁSZ 1953, 1954, 1960, FÜLÖP 1990, BÉRCZI, JÁMBOR 1998).

The Velence Hills

The Velence Hills represent one of the two superficial granitic bodies of Hungary (The other is the Mórág Block, in Southern part of Hungary). Both of the granitic bodies were developed during the Variscan Orogeny. Granite occurs in many places in our basin ranges; however, it can only be studied in boreholes or sidewalls. This is why the Velence Hills are so important with respect to the study of granites.

Based on the relief the Hills can be divided into two major parts: the West and East Velence areas. Both areas can be divided into two further parts. In the West Velence area can be found the Székesfehérvár and West Velence units, whereas in the East Velence area the East Velence unit and the Nadap–Pázmánd Hill chain can be separated (Figure 1). The highest point in the East Velence unit is Meleg Hill (352 m). The height of the other hills in all the other units does not exceed 300 metres.

The Székesfehérvár unit and the Western as well as the Eastern units consist of granite. The original Lower Palaeozoic shaley mantle of the granite is present in sporadic outcrops and boreholes. This is an essential difference compared to the other superficial granite range, at Mórág, where the metamorphic country rock occurs as detached bodies on the surface. Thus the connections between them cannot be studied; furthermore, the relations between the granite and the metamorphites are disputable.

The granite of the Velence Hills is surrounded by shaley mantle in a semicircle (SW–NW–NE). Boreholes, one or two kilometres far from the superficial body and below the shaley mantle, did not expose granite. This means that the recent contour of the granite is conical in relation to the contour of the original granitic body. Dextral shearing of great amplitude (subsequent to Late Eocene) closes the granitic complex, in the SE.

It has been known for a long time that small acidic, intermediate and alkaline ultramafic (lamprophyric) intrusive bodies are present in the granite and in its shaley mantle. The acidic bodies (granite porphyry, aplite etc.) were associated with the granite itself from the beginning. The relationship between the intermediate rocks and the Cenozoic volcanites of Hungary was also early recognized, and it has been clear for a long time that their age is Middle and Upper Eocene. However, recent research has established that the alkaline ultramafic (lamprophyre type) rocks are the products of the Late Cretaceous magmatism.

Various hydrothermal (veinlets, veinfillings) but for the most part metasomatic formations are widespread in the Hills. These formations build up the fourth unit, the Nadap–Pázmánd Hill chain, but are also present in the area of the other three units. It has been shown that three volcanic events could have been outlined in the Velence Hills: the Upper Palaeozoic, Late Cretaceous and Late Eocene. Theoretically, hydrothermal activity would have been associated with all the three events but due to the lack of appropriate criteria there is agreement concerning only a few formations.

It is now accepted that the metasomatites of the Nadap–Pázmánd Hill chain (Figure 1) originate from pyroclastites of andesites (from Middle to Upper Eocene in age). South of the Velence Hills, beneath the surrounding plains, a continuous andesite range is present with a dioritic intrusion in its core. Silicified formations can be observed in many parts of the East Velence unit and they are assumed to be partly or completely the product of the Middle and Late Eocene andesite magmatism. The connection between the quartz-polymetallic and fluorite veins (as well as ore formation) and the three magmatic phases is still debated.

The Balatonfő

Balatonfő, unlike the Velence Hills, is not uniform with respect to either its relief or geology. Different formations are present in every single hill and the drilling sequences also show great variability. Besides the four mentioned hills the Úrhida Rise can be considered as an independent unit. Their contacts in the horizontal level can be established only by construction. In drilling sequences more formations occur in various succession above each other. This picture has been interpreted for a long time by the napped structure of the area.

Also in contrast to the Velence Hills, Middle and Upper Eocene sedimentary formations are widespread.

Raw materials

Raw materials are present in both areas. The Palaeozoic formations were extracted for building stone for a long time. In the 1950s the exploration of ore mineralization began and, based on these explorations, some ore and fluorite mines were opened (Szabadbattyán, Pátka, Szűzvár and Pákozds). These explorations were limited to the area of the Velence Hills from the 1960s. For almost two decades the industry went on with intensive ore exploration in the Velence Hills. Great momentum was given to this exploration by the recognition of the porphyry copper mineralization in Recsk, because the Velence andesite has the same age as the Recsk Andesite Formation. Further ore exploration was concentrated in the framework of the centrally financed exploration programme.

The exploration programme

It was decided that a complex ore-geological exploration of the Hills and its environment (BALLA et al., 1978, CSÁSZÁR et al. 1978a) should be carried out, based on a countrywide survey (BALLA, HORVÁTH, I. 1978). Following this, in 1979, geological mapping began in the Velence Hills. Then in 1980 the “Geological, Ore-geological Exploration Programme of the Velence Hills – Balatonfő” started (HORVÁTH, I. 1981). This also included mapping which had been started earlier. The most important tasks of the geological, ore-geological and geophysical exploration programme were to expose ore deposits with industrial value and to establish their possible occurrence.

The following questions (among other things) were expected to be answered by the exploration programme:

- the distribution, build-up and structure of the andesitic volcanic complex,
- the position of the granitic intrusion, the delineation and the character of the contact between the granite and its shaley mantle,
- the regional distribution of signatures and marks referring to ore formation,
- the types of ore mineralization and rock alterations connected to the granite magmatism and/or to the andesitic volcanism, as well as the character and composition of the alterations,
- the geological and geophysical character of Balatonfő.

The tasks determined in the exploration programme were carried out by the utilization of geological and geophysical methods which had been tried and tested during previous ore exploration projects in Hungary. The Geological Institute of Hungary (MÁFI) and the Loránd Eötvös Geophysical Institute (ELGI) carried out this exploration. Further porphyry ore deposits were not recognized by the large-scale exploration, but the geological knowledge about the area was significantly increased.

By 1981, four 1:10 000 scale geological maps (in stereo-segmented map sheets) had been made (survey by L. Gyalog with contributions from I. Horváth, L. Ódor, M. Darida-Tichy) of the Eastern part of the Hills in the framework of the programme. By 1982 a further 6 map sheets had been made of the Western part of the Hills (survey by I. Horváth, L. Ódor, M. Darida-Tichy, L. Ó. Kovács, A. Dudko). For the contouring of the andesites, intrusive breccia bodies and mafic dykes, an additional geophysical (magnetic) survey was preformed (A. Dudko) then covered and uncovered maps were compiled.

Connected to the mapping and ore exploration mapping boreholes with a total depth of 3090 metres and two 1200 metres-deep structure boreholes (Pd-2, Kny-2) were sunk between 1980–1984. Numerous laboratory measurements were carried out on the samples which were collected during the field work and from the boreholes. The Geochemical Research Laboratory of the Hungarian Academy of Sciences, the Central Mining and Developing Institute (KBFI), the Laboratories of the National Ore and Mineral Mining Company (OÉÁ) in Recsk and Eger, the Department of Mineralogy, Eötvös University, the Technical University of Budapest (BME) and the Institute of Nuclear Research (Atomki) of Debrecen joined in the research with special laboratory investigations.

Parallel to the geological research, a complex geophysical survey was started by ELGI in 1978. Within the scope of the geological survey supplementary gravitational, complex refraction, geoelectronic and reflection as well as experimental magnetotelluric surveys were performed. To answer the questions of the mapping and the ore exploration magnetic, electromagnetic, frequency logging and induced polarized profiling tests were carried out.

The 1:10 000-scale geological maps were compiled in reconnaissance, covered and Quaternary-free uncovered versions. The whole documentation of the geological mapping (reconnaissance, covered and uncovered geological map versions, description of the observation spots, data of previous opening projects, sequences of boreholes) and the 1:10 000-scale stereo maps were placed in the data collection of the National Geological and Geophysical Archives.

On the 1:10 000-scale reconnaissance maps only those formations were presented which were found on the surface. The boundaries of the bedrock and the debris were outlined.

On the 1:10 000-scale covered maps, besides the whole material of the reconnaissance map, the formations were also delineated. In those parts of the map where the formations were covered, the quality of the soil and also the formations were presented by assessments using drilling data, relief and air photos. In this version the major construction projects of previous explorations are also shown (e.g. drift galleries, shafts, quarries, boreholes, cuts) along with the observed structural elements, the occurrence of fossils, intensive rock alterations and the areas of the metallometric survey. The spots (joint of the bedrock, the debris and covered parts of the same rock) are numbered from W to E in strips from N to S. An independent description has been given for each number.

The uncovered geological sketch maps show the distribution of the formations which are older than Quaternary, as well as the contour lines and thickness of the Late Pannonian sequence and the depth of the pre-Pannonian formations below sea level. Based on the geophysical surveys the distribution of monchiquite, spessartite, andesite and intrusive breccia dykes as well as the main structural lines are also presented on the maps.

These maps serve as a basis of the 1:20 000-scale versions, which were compiled in covered (DARIDA-TICHY 1986) and uncovered (DUDKO 1986b) versions (in two complete and one half map sheets). The geological explanation of these maps was also completed in manuscript form. For this explanatory work the results of the subsequent fieldwork were also taken into consideration. Those drilling and geophysical data which were gathered during the mapping and the exploration programme, as well as the data from the assessment of air photos, were also included (DARIDA-TICHY et al. 1986).

Parallel to these, the geological mapping of the Balatonfő Hills was also carried out in 1983. A subcrop sketch map of the Balatonfő–Velence Hills Area was compiled on a 1:50 000-scale.

The maps and their explanatory book

The “Uniform National Geological Map System” project (EOFT) of the Hungarian Geological Institute established a uniform legend system for all of the geological formations of the country (GYALOG 1993). Based on this new legend system, in the framework of the Geological Institute of Hungary (MÁFI), the 1:25 000-scale, covered geological map of the Velence Hills area was compiled in one map sheet, between 1994 and 1995. Since the countryside around Lake Velence is a popular holiday area, it was thought that the map would be more uniform if it was presented for the whole region of the Lake. The map was completed in 1996 (L. Gyalog), by a survey using two 1:10 000-scale map sheets of the southern side of the Lake. Finally these maps were fitted together with the existing map (L. Gyalog) on the base of the new legend system (GYALOG 1996).

The 1:25 000-scale geological map of the Velence Hills was finally compiled and revised in 1998–1999. The pre-Sarmatian surface map of the Balatonfő–Velence Area was also produced on a 1:100 000-scale. Furthermore, the 1:10 000-scale, covered maps of the Balatonfő Hills were also compiled. 1000 copies of each of the respective maps were published in February 2000 (GYALOG, HORVÁTH, I. 2000, DUDKO 2000). The collective explanation book of the two maps is the subject of this work.

First, the research and exploration history of the area is outlined in this study. The geological formations of the two map sheets are described one by one. The reason for this is that in the region of the Balatonfő–Velence Area detailed geological mapping was carried out only in the area of the Balatonfő Hills and the Velence Hills. However, for the other localities this mapping was not performed, so the map was compiled using geophysical and drilling data as well as tectonic hypotheses.

The structure is presented for the whole region of the Balatonfő–Velence Area.

The geochemical studies performed in the Velence Hills, the usable raw materials of the Balatonfő–Velence Area, the geomorphology of the Velence Hills and the limnology of the Lake Velence are then reviewed. Finally, geological and other interesting features in the Velence Hills and Balatonfő are presented.

In the period which followed the publications of the maps the geology of the area was slightly modified by some new data. These changes are presented in the appropriate chapters.

The authors and contributors of this explanatory work had been working together with Mrs. Mária Darida-Tichy for years in the investigation of the Balatonfő–Velence Area. She had participated in the field work, in the compilation of certain varieties of geological maps and she had summerized her experiences gained during this work in papers and reports. It was too soon that at the age of 45 she departed life in November 1995.

The research and exploration history

Because of the characteristics and structure of the Velence Hills a geophysical survey of this area has particular significance. This why the history of these studies is included in a separate chapter.

History of the geological recognition

An effort was made to discuss first of all those works which contain the most important data on the geological relationships and petrologic character of the rocks found in the Velence Hills and its foreground area. This was completed by the data from the geological literature, referring to the structure and subsurface geology of Lake Velence, the Balatonfő Hills and the Balatonfő–Velence Area. Those publications and reports which have a special connection with the subject or refer to relevant details are also presented in the reference list.

Summary of the geological literature referring to the Velence Hills

The geological research of the Velence Hills began in the second half of the 19th century. KOVÁCS (in JOKÉLY 1860) worked on mostly quartz breccias and quartz conglomerates (Meleg Hill, Templom Hill, Csúcsos Hill, Csekés Hill and Cseplek Hill). He thought that both the above mentioned rock types and the contact rocks were Devonian. Five trachytic eruptions were also mentioned. The contact schists, the granites and the quartzites, which were previously thought to be Devonian, were thought to be Carboniferous by HAUER (1870) in the index map published at the time of the Monarchy. WINKLER (1871) thought that the Hills were built up by more types of granites (i.e. coarse grained feldspathic, fine-grained massive types). He observed 7 trachytic dykes, and the “labradorite-amphibole trachyte” was considered to be the most common. DELTER (1873) pointed out that the andesite situated between Pákozd and Sukoró is a quartz-amphibole andesite. INKEY (1875) studied the granite and the andesitic rocks in detail and thought that the granite was common orthoclase-oligoclase granite with a large amount of quartz. He also studied the “granitic dykes” cross-cutting the granite itself, and described the “dyke edge” (which consists of the mixture of felsite and quartz) which seemed to be quartz-porphyry. He gave an explanation of their formation and this has remained valid up to the present. He also delineated and described petrographically the 8 outcrops of the trachytic rocks, showing that they are different “mouths” of one volcanic center. SCHAFFARZIK (1908) found that the quartz dykes of the Meleg Hill are the products of post-volcanic events.

The first detailed geological map (on a scale of 1:40 000) was published by VENDL, A. (1914) and he produced a detailed geological and petrographical explanation to accompany this. He separated the hypidiomorphic-granular and porphyry-textured granites. The formation of the latter type of granite was explained by the nearness of the contact zone. He related the phyllites of the Balaton Highland to the contact zones and suggested that the granite intruded into the sequence between the Early Carboniferous and Permian. He described the dykes of the leucocratic granite porphyries and aplites. He ranked the dykes of the granite porphyry into two: one, a more mafic type and the other a more felsic-type. He thought that the dykes of the felsic granite porphyries and the aplites occurring at the edges of the dykes were the results of isolated intrusions (composite intrusions). He separated the porphyry and granular aplites, and described first the “diaschistic” lamprophyre dykes (quartz-bearing kersantite) in the Velence Hills. He recognized those rock alterations (kaolinization, silicification) which were related to the effects of volcanism. He considered the granites to be the original rocks of the alunite-bearing and alunite-free quartzites found between the Meleg Hill and Cseplek Hill. He also separated the amphibole (amphibole, biotite-amphibole and augite-amphibole) and pyroxene andesites according to their regional distribution. He gave a good description about the formations of the Pannonian stage, separated the typical mountain and valley loess and described the borehole samples of Lake Velence, indicating that Pannonian sediments could have been found at the base of the Lake. Describing the sequence of the Lovasberény bore hole he mentioned biotitic debris with eruptive origins, but he did not relate them to the andesites.

In the course of the investigations new occurrences of certain minerals (i.e. zeolite — MAURITZ 1908a, b, andaluzite — VENDL, A. 1912c, alunite — VENDL, A. 1913b, laumontite — REICHERT 1925, pyrite — TOKODY 1952, 1955, cerussite — ZSIVNY 1953, fluorite discoloration — PESTY 1957, hydrosilicate gels ERDÉLYI 1928, rare and rare earth minerals of granite — PANTÓ Gy. 1972, 1976) were found. ERDÉLYI (1940, 1955, ERDÉLYI, TOLNAI 1954) conducted mineralogical studies in the eastern Velence Hills area. Heavy mineral associations of the granite were presented by BOGNÁR (1969), VENDEL (1971) and BOLDIZSÁR (1971). In the 1920s new occurrences of magnetite known in the Hills (VENDL, A., LIFFA in PÁLFY 1923, PANTÓ, D. 1920, PÁLFY 1923).

Up-to-date tectonic analysis of the Hills was produced by TELEKI (1942). The studies of FÖLDVÁRI, A. (1947a, b, 1949) had great industrial significance. He studied the occurrence of the molybdenite and established its connection to the andesitic volcanism. Based on the superficial indications he carried out fluorite exploration. Considering their origin he thought that the altered rocks situated between Nadap and Pázmánd had been andesites, agglomerates and tuffs. He assumed the presence of a dioritic intrusion beneath the surface, south of the granitic area. Based on the andesite tuff deposits found among the Upper Eocene limestone–marl–sandstone sequence of the borehole at Lovasberény (Lb–II) SCHRÉTER, MAURITZ (1952) presumed that the amphibole- and pyroxene-bearing andesites of the Velence Hills could be related to the Middle and Late Eocene Volcanism. SZÉKY-FUX, BARABÁS (1953) though that the tuffs occurring in the Eocene sequence and found in the boreholes at Lovasberény, Iszkaszentgyörgy and Fehérvárcsurgó (Lb–I, Lb–II, Lb–III, Iszkaszentgyörgy–XXXVI, Fehérvárcsurgó–Rákhegy R–21) were originated from the Velence Hills.

The second geological mapping of the Hills was made by JANTSKY (1953). Compared to Vendl's geological map he presented some new data. These new data show the occurrence of porphyroid and diabase in the contact schist. Later this was thought to be Cambro-Silurian; and he also separated the fine-grained dyke granite and the pegmatitic bodies found in the Aranybulla quarry, Székesfehérvár. He referred to the more basic and more felsic granite porphyries which were previously separated by VENDL, A. (1914) — as Pátka and Sukoró dyke types. However, he did not present them in the map. He indicated the rock alterations (pneumatolysis, beresitization and silicification) and their territorial distribution. Furthermore, he noted the silicified tectonic breccia zone of the Meleg Hill. Based on the drilling explorations he recognized the hydrothermally altered (kaolinitic, pyritic) andesite tuff and agglomerate in the zone between the Templom Hill (North of Nadap) and the Zsidó Hill (at Pázmánd). He found that the quartzites present in this region are the results of hydrothermal post-volcanic events. He pointed out that those quartzites belonged to the so-called “secondary quartzite” type and they contain sporadic non-ferrous ore. In contrast to the latter the quartz dykes of the granitic area could have been related to post-magmatic hydrothermal events and the ore explorations exposed ore dykes in them (JANTSKY 1954a–h). The formations of the pneumatholitic, hydrothermal phases were detailed in the monograph as well as the genetic relationships between the molybdenitization and the hydrothermal dykes. He reviewed the mining explorations carried out in the Hills and presented the recently recognized dyke swarms. He thought that the Velence Granite was an orogenic mega-pluton, which was “the important structural element of the Balaton–Velence–Gemeride Palaeozoic chain”. He stressed the close relationships to the granites of the Gemerides. Based on his studies the mining of the fluorite and polymetallic ores gained great momentum in the Hills. The geological mapping of the lowland areas around the Hills was carried out by VARRÓK (1951) within the framework of a countrywide unified survey of 1:25 000 scale.

From the end of the 1950s complex geological–geophysical fissile material exploration combined with drilling was carried out by the Mecsek Ore Mining Company (MÉV). The results of this exploration (BARABÁS-STUHL 1971, MAJOROS 1969a, b, 1971, TÖRÖK 1973) also contributed considerably to the geological recognition of the Hills.

The OÉÁ performed a detailed geological mapping in the environment of their mines. These mines were active until the 1970s (MIKÓ 1964, FÉLEGYHÁZI 1967a). A 1:25 000-scale map about the Eastern part of the Hills was compiled (GASZTONYI, SZABÓ 1978). Those who mapped this latter part thought that the centre of the Middle–Late Eocene volcanism was around Pázmánd and Nadap. Furthermore, on the arrangements of the dykes it was assumed that small andesite intrusions were emplaced here. They thought that the post-volcanic activity was strong between Nadap and Pázmánd whereas in the granitic body it was less developed.

ORAVECZ (1964) identified Silurian Monograptids from the lydites of the Kányás Valley (about 2 kilometres NW from the Meleg Hill). (B. Jantsky was the first to indicate fossils from this locality.) From the limestones of the mapping borehole of Székesfehérvár (Szfv–5) KOZUR (1984) pointed to the existence of Late Devonian conodonts.

The results of geological investigations conducted before 1965–1970 for the wider surroundings of the Velence Hills were summarized by a 1:200 000 scale map (SZENTES, RÓNAI 1966) and its explanatory book (SZENTES, RÓNAI 1972).

In his manuscript, MAJOROS (1982) dealt with the Permian formations that were known from boreholes which had been sunk South of Lake Velence. In the Southern foreground he separated the Balaton Highland Sandstone, the Tabajd (dolomite–gypsum–anhydrite–marl–aleurolite) and the Dinnyés Dolomite Formations. He gave their petrographical, palaeontological, and stratigraphical characterization (he genetically related the Dinnyés Quartz Diorite to the granite magmatism because of the closeness of the Velence Granite).

In the last decade some research projects were also carried out and although these were not in direct connection with the geological mapping they contributed significantly to the recognition of the Hills. GOKHALE (1965) reported valuable data on the structure and feldspar distribution of the granite whereas BUDA (1969, 1972, 1980) gave details about its petrologic and genetic features. He suggested that the granite was a quickly-cooled batholite intruded in the hypabissic zone; this granite is a post-kinematic ortho-granite or monzogranite, which to a small degree is enriched by K-feldspars. He

also studied in detail the xenoliths of the granite and the contact metamorphic rocks. He determined the quartz diorite (tonalite) from the Dinnyés Di-3 borehole. In a later publication (BALOGH, Kadosa et al. 1983) this latter rock was regarded as granodiorite; this was thought to be a felsic derivative of the granite. This paper also gives radiometric age data for the granitoids along the Balaton Line.

EMBEY-ISZTIN (1973) revised the basic dyke rocks of the Hills (Sár Hill; Csala Forest; Aranybulla quarry, Székesfehérvár) based on the previous detailed works of VENDL, A. (1914) and VENDEL (1923). He described spessartite from the Sár Hill whereas from the other localities he identified "lamprophyric" rocks with more granitic composition. He ranked the granite porphyries into two main (Sukoró and Pátka) types and also separated two basic types of aplites (porphyric and granular aplites). VARJÚ and NEMECZ (ref. in VARJÚ 1974b) recognized pyrophyllite and topaz from the Zsidó Hill when they started examining the andesite alterations.

SZILÁGYI, Á., GLÖCKNER (1971) studied the Pannonian formations of the Hills. They distinguished a sequence with pebbles and coarse-grained sediments at the lower part and a muddy-coaly and sandy sequence at the upper part of the Upper Pannonian strata. JÁMBOR (1980) delineated the Lower and Upper Pannonian members of the Hills (i.e. petrographical features, thickness data, fossils, special features) creating the conditions for correlation with other Pannonian formations. VENDL, A. (1914) and SÜMEGHY (1952) produced data about the Pleistocene and Holocene formations.

In this review it is necessary to mention those works which dealt primarily with ore-geological — ore-genetic tasks (KISS 1954a–d, FÖLDVÁRI, A. 1947a, b, KASZANITZKY 1959, MIKÓ 1964) as well as those which contributed to the better recognition of the Hills using mainly geochemical data and explaining that data (FÖLDVÁRI-VOGL 1947, FÖLDVÁRI-VOGL et al. 1970, KUBOVICS 1956, 1958, RISCHÁK, 1960, 1961, 1962, 1964, 1965, 1966, BÖJTÖS-VARRÓK 1966, 1967, NAGY, B. 1967a–c, 1969, LENGYEL 1960, ÓDOR, SZEREDAI 1964, BUI 1975, PANTÓ, Gy. 1977, 1980, NYABA 1982).

During the performance of the exploration programme (HORVÁTH, I. 1981, 1983, 1985), right up until its official closure (HORVÁTH, I. et al. 1978a), numerous valuable results and new scientific details were produced. In agreement with the main aims of the programme the raw material forecast of the region was evaluated (DARIDA-TICHY et al. 1985). The results of the metallometric mapping and the ore indications from the Hills were presented (ÓDOR 1982, ÓDOR, DUDKO 1980, ÓDOR et al. 1982 and HORVÁTH, I. et al. 1983b). The developed picture about the genetic features and metallogeny of the Upper Carboniferous granite was outlined (HORVÁTH, I. 1982a, HORVÁTH, I. et al. 1987c, HORVÁTH, I. et al. 1989), as well as considerations about the Middle and Late Eocene volcanism. This was believed to be important with respect to the metallogeny. The alterations and zonations of alterations and ore mineralization connected to the andesitic volcanism were also described as well as the geological–geophysical picture of the Middle–Upper Eocene palaeovolcano (DARIDA-TICHY 1981, 1987, DARIDA-TICHY, ÓDOR, 1987a, b, DARIDA-TICHY et al. 1984, HORVÁTH, I. 1982b and DUDKO et al. 1982, 1987a). Some new formations i.e. the intrusive breccias related to the andesitic volcanism, were recognized in the boreholes and on the surface, and their importance was stressed from an ore-genetic point of view (ÓDOR et al. 1983). The real lamprophyres of the Hills were also recognized as well as the silico-carbonatites (beforsite) East of Sukoró and the monchiquite in the quarry of Pákozd. Both of them were related to the Late Cretaceous magmatism (HORVÁTH, I., ÓDOR 1983, 1984, HORVÁTH, I. et al. 1983a, 1985a, b, 1987b). Abrasion surfaces were shown beneath the basal strata of the Pannonian sequence (GYALOG, ÓDOR 1983). The regional tectonic picture was interpreted by new elements (DUDKO 1986, 1987, DUDKO et al. 1987b).

A more detailed picture was given about the Middle–Upper Eocene palaeovolcano (DUDKO et al. 1989b) and the regional tectonics (DUDKO 1989, DUDKO et al. 1989a) by the interpretation of the new data which were gathered in the framework of the exploration programme. Based on supplementary research the contact, the metamorphic and metasomatic features of the Polgárdi Limestone Formation, found in the Balatonfő area, were described (HORVÁTH, I., ÓDOR 1989). The clinopyroxenes of the alkaline ultramafics were also classified (DOBOSI, HORVÁTH, I., 1988). In his general work FÜLÖP (1990) summarized the results of the research which had been carried out up to that time. MAJOROS (in BÉRCZY, JÁMBOR 1998) also produced a similar study.

Some practical researches were carried out in the area after the completion of the exploration programme. An enterprise called Enargit Ltd. got exploration permission for the East Velence area and between 1996 and 1999 they carried out the geochemical sampling of the basement sediment of the Lake. Geochemical analysis, made by Atomic Absorption Spectrometry (AAS), (up to 0.1 ppb detection limit) was only carried out for the Au content of the sediment. The anomalies demonstrated unambiguously the connection of the gold anomaly and the andesites.

At the Northern part of the Western Velence Hills an area was assigned for drilling exploration in the framework of the "Storing of Fluid and Gas Materials in the Shallow Caverns of Hard Rocks in Hungary" project of the company Pébésztoring Ltd. This exploration was followed by geological, tectonical (KIRÁLY, Edit et al. 1998) and hydrogeological (TÓTH, HORVÁTH, I. 1998) mapping as well as refraction profiling (NEDUCZA et al. 1998); these activities were carried out and organized by the MÁFI. In the borehole Szűzvár Sz-1 (JÁMBOR 1998) a well test was performed following certain points and methods. The drilling of borehole Pákozd Pz-1 (Jámbor 1999) was stopped before reaching the planned depth because the results indicated that the area was unfavourable from a hydrogeologic point of view. Following this, another area was assigned in the Western part of the Velence Hills — based on new suggestion (GYALOG, HORVÁTH, I. 1998). Here magnetic, electromagnetic and refraction profiling as well as a geological survey were carried out (GULYÁS, KOVÁCSVÖLGYI 1989, HERMANN et al. 1999a, b). The drilling went to the given depth at which a well test was made. Though the results were favourable the customer wanted to finish the exploration. At the customer's request the exploration and geological experience were summarized in writing (BALLA, GYALOG 2000a, b).

Summary of the literature about Lake Velence

In connection with the literature dealing with Lake Velence, three general works can be mentioned. In his monograph SÉDI (1944) dealt with the evolution and organic and inorganic environment of the Lake. In the closing report of the Vituki (BARANYI 1973) partly the previous research works were synthesized, and partly new results were provided for the geological recognition of Lake Velence (prominent works in this report can be linked with the names of Wein, Benefy and Járai). The 12th volume of the Hydrographical Atlas reviews the geographical, geomorphologic and hydrographical characterization of the Lake and its geological and structural relationships. The formation of the Lake and the centuries-old variations of the water level as well as the hydrographical features are also described.

Besides the three mentioned works, geographical characterizations have been provided by BULLA (1964), ÁDÁM, MAROSI, SZILÁRD (1959), ÁDÁM, SOMOGYI (1972) and MAROSI, SOMOGYI (1990). About the formation and geological evolution of the Lake the works of ÁDÁM (1955), ÁDÁM, BENEFY (1972), BENEFY (1972), JÁRAI (1972), MIKE (1991) and SÜMEHY (1952, 1953) have to be mentioned. The works of BARANYI (1972), SZABÓ, FEJÉR (1988) and SZABÓ (1997) dealt with the hydrogeography and water balance of the Lake whereas CSAJÁGHY (1913) published a detailed study about the mud of the Lake. Hydrologic and geologic data for the deposits for the development and history of the lake were summarised by Cserny (2001), completed by the geological results of the boreholes sunk in the Lake in 1999. By palynological and Ostracoda research NAGY-BODOR, SZUROMI-KORECZ (2001) gave new data to the history of the Lake. Methods applied at the research of Lake Bakaton (CSERNY 2002, NAGY-BODOR, SZUROMI-KORECZ 2001) were also used here.

Summary of the literature of the Balatonfő Hills

The most complete published review dealing with the Balatonfő Hills can be found in the *Geology of Hungary, Palaeozoic I* (FÜLÖP 1990). In this book the Early Palaeozoic formations were ranked into two groups (i.e. Balaton phyllite and Devonian limestone). In the last summarizing work LELKES-FELVÁRI and MAJOROS outlined the Palaeozoic metamorphic, and the Upper Palaeozoic formations of the area (in BÉRCZI, JÁMBOR ed. 1998). CSÁSZÁR (2000) studied the faciological relations of Úrhida and Polgárdi Limestones.

The Somlyó Hill, which is one of the Balatonfő Hills, is built up by quartz-phyllite. This was first studied by LÓCZY sen. (1913). TELEKI (1941a, b) emphasized the difference between the formations of the Balatonfő Area and those which occur in the Balaton Highlands. FÖLDVÁRI, A. (1952a, b), SZÁDECZKY-KARDOS (1969), BALOGH, Kálmán, BARABÁS (1972), MAJOROS (1974), LELKES-FELVÁRI (1978), ÁRKAI (1987) and CSÁSZÁR, LELKES-FELVÁRI (in BUDAI et al. 1999) published studies about the quartz-phyllite. Some of these papers refer to the mentioned rocks by other names, but recent publications refer to them as the Balatonfőkajár Quartz Phyllite Formation.

WINKLER in 1870 (in LÓCZY sen. 1913) was the first to mention the limestone (Polgárdi Limestone Formation) known from the Szár Hill and the Szabadbattyán and Somlyó Hills at Polgárdi. It was regarded as the oldest formation of the Balaton area (LÓCZY sen. 1913). The metamorphism of the rock was explained by the contact effect of the eruptive rocks (VENDL, A. 1928). TELEKI (1941b) ranked this rock into the Devonian and he thought that it was older than the phyllite. According to FÖLDVÁRI, A. (1952a) the crystalline limestone was pushed over the Lower Carboniferous sequence by the oldest tectonic movement. More authors thought (and still think) that the limestone was younger than the Lower Carboniferous sediments found below (KISS 1951, MAJOROS 1971, LELKES-FELVÁRI 1978). The galenitic ores of the limestone were recognized by LÓCZY sen. (1913) and were also studied by KOCH (1943), KISS (1951, 1954), FÖLDVÁRI, A. (1952a) and NAGY, B. (1980).

The Ú-4 borehole of the Úrhida Block Devonian limestone became known by I. Horváth (unpublished report). Based on the determination of Kovács the conodonts found in the rock have been shown to be Middle–Upper Devonian (ALBANI et al. 1985). FÜLÖP (1990) placed the Polgárdi and Úrhida Limestones into the Devonian Limestone Group.

The conglomerates exposed on the Kő Hill of Füle were thought to be Permian, parallel with the sandstone of the Balaton Highlands (LÓCZY sen. 1913). ANDREÁNSZKY (1960) thought that the probable age of this rock was Upper Carboniferous (based on palaeobotanical data). MAJOROS (in BUDAI et al. 1999) mentioned this formation as being among the molasse formations (Füle Conglomerate Formation).

More formations were isolated from the boreholes of the area but our opinion is that these layers are parts of the Lovas Slate Formation. One such formation is the so-called aleurolite shale; with Acritarchs which was found in the boreholes of Szabadbattyán (Szb-9) (FÜLÖP 1990).

VOGL (1909) and LÓCZY sen. (1913) provided the first reports about the Eocene of the Úrhida Block. They thought that these formations were Late Eocene in age. SCHRÉTER (in SCHRÉTER, MAURITZ 1952) placed the material of the Lovasberény borehole in the Eocene. Based on mineralogical data, the andesite tuffs intercalated with limestone and marl were related to the Velence andesites (SZÉKY-FUX, BARABÁS 1953). Based on the study of KECSKEMÉTI, VÖRÖS (1983), KÓKAY (1990) was the first to report that the lowermost part of the Úrhida Eocene is surely Middle Eocene in age (with a fauna of *Nummulites millicaput*). The tuff dispersion and andesite bombs are most frequent in the Middle/Upper Eocene border; in the upper part of the Upper Eocene they do not occur. In this latter work the description of the bore-

hole of Úrhida (Ú-1), sunk in 1950, can be also found (the borehole was first described by SZÓTS (1956). By fine-scaled stratigraphical analysis (LESS et al. 2000) based on a study of large foraminifers the Úrhida Eocene was assigned to the Barthonian and the lower part of the Priabonian.

Review of the literature on the structure and sub-surface geology of the Balatonfő–Velence Area

The first structural data about the Velence Hills can be found mainly in VENDL, A. (1914). This dealt primarily with the position of the formations. TELEKI (1941a, 1941b, 1942) was the first to deal with the tectonic structure of the Hills and the surrounding country side.

TELEKI (1942) carried out a modern tectonic study of the Velence Hills. He published the 1:50 000-scale granite tectonic map of the Hills in which the contact of the granite and schist as well as the tectonic lines are presented. He also studied the primary structures (i.e. elongation, shistosity, fluidization). He thought that the granite of the Velence Hills is a late orogenic intrusion with an anticlinal position. He related the formation of the granite to the Sudetian–Austrian tectonic phase. He found that the original strike of the granite is NNW–SSE and thought that the granite ‘became solid due to the effect of the ENE–WSW pressure’.

Based on the comparison of the Velence Hills and the ‘Fazekasboda–Mórággy Hills’ TELEKI (1941a) thought that in spite of the similarities (i.e. similar strikes of the dykes and uniform forces during their formation) the two hilly ranges had been built up by different rocks, and they were formed by different forces which probably occurred at different times. Based on the stratigraphic parameters of the ‘phyllites of Balatonfőkajár, the limestone of Szár Hill and the conglomerate and sandstone of Füle’. TELEKI (1941b) thought that the Permian formations of Füle formed an anticline with a strike of N–S, whereas the strike of the anticline formed by the phyllite of Balatonfőkajár was NNE–SSW.

In JANTSKY’S (1957) monograph, numerous valuable data which were observed on the field and in mines can be found concerning the structure of the Velence Hills and in particular the presence of the tectonic zones. He supposed that the Velence Granite was pushed onto the Mesozoic sequence as scale and was in a tilted position towards the south, in contrast to its original setting. He thought that the directions of the Variscan and Alpine deformations were the same, based on the (NE–SW) strikes of the granitic body and the dykes of the ‘granite porphyry’. However, this is inconsistent with the findings of TELEKI (1942).

The microtectonic research of the granite and schist of the Velence Hills was carried out by GOKHALE (1964, 1965, 1970). He found that the distribution of the directions of the lithoclasts in the schist and in the granite are the same (albeit with limited differences). SZILÁGYI E. (1971) observed more lithoclast systems in the limestone of Szár Hill, Szabadbattyán.

As was previously mentioned, complex fissile material exploration was carried out by geological, geophysical and drilling methods by the MÉV from the end of the 1950s (BARANYI, I. 1969, 1972, BARANYI, I., SZARKA 1966, BARANYI, I., VÁRFALVI 1963 and SZARKA 1966, 1968). The maps of the basement and the thickness of the Pannonian sequence were compiled in the framework of this exploration and they contributed to the structural and sub-surface geological recognition of the area.

In the area of Ősi–Berhida and Küngös villages geophysical and drilling explorations were carried out in the framework of the coal exploration programme, in 1986–1987 (BUBITS 1987, KÓKAY 1987, NYITRAI 1987). With the interpretation of the data a new structural picture was developed about the formation and the regional tectonics of the basins (KÓKAY 1990, KÓKAY 1996).

For a better recognition of the sub-surface geology of the area the “Bauxite Geological Map of the Transdanubian Range” (CSÁSZÁR et al. 1978b) gave more information. Based on this map the block of the Balatonfő–Velence Hills is pushed over into the Mesozoic zone, which can be found southeast of the region. The fault worked along the supposed continuation of the Telegdi Roth Line, causing a 2 km long sinistral movement at the southern edge of Lake Velence.

Based on the further assessment of the drilling and geophysical data received during the exploration programme a more detailed picture was outlined about the structure and the regional tectonics of the area (DUDKO 1988, DUDKO et al. 1989a, BALLA, DUDKO 1989 and BALLA et al. 1987). Furthermore, new data were provided about the Middle–Upper Eocene palaeovolcano (DUDKO et al. 1989b), the Miocene basins, the Balaton Line and the structural evolution of the area. Microtectonic research cleared up the deformation history of the Lower Palaeozoic formations. This deformation was related to the Variscan Orogeny and was probably accompanied with nappe formation (DUDKO 1986, DUDKO, LELKES-FELVÁRI 1992). Based on the palaeomagnetic survey carried out during the exploration programme the African connection of the Hills, in time and space, was established (MÁRTON-SZALAY 1984, MÁRTON, E. 1986). On the basis of its magnetization, it can be shown that the Velence Hills essentially is in a sequence with the Transdanubian Range.

History of the geophysical survey

The first geophysical surveys in the Hills were performed in the countryside around Pátka in 1936 during explorations searching for iron ore (found by PÁLFY, M. in FEKETE 1936). The magnetic and variomagnetic surveys were completed with negative results.

New explorations with magnetic methods, with a 500 metres measurement scale, were carried out between 1941 and 1951 in the Hills and the surrounding countryside. The determination of the anomalies related to the Eastern Velence andesites also began (HAÁZ 1950, 1952). This was followed by surveys on a finer scale in — i.e. 1952 (KOMÁROMY 1952).

Then several new profiles were performed on a closer grid (VASADY-KOVÁCS 1955). The cause of the anomalies was supposed to be present at the Eastern part of the Hills, beneath the Nadap–Pázmánd Hill Chain, 640 metres below the surface and it was related to the andesite (VASADY-KOVÁCS 1962).

Between 1952 and 1955 the gravitational index map of the area was completed.

In order to explore the ore dykes Eötvös Loránd Geophysical Institute (ELGI) performed geoelectric profiling with Slingram (ZAKARIÁS 1952) and Turam (HONFY 1952, 1953a, b, SZALAI 1953) methods. Some of the known quartz dykes of the Tompos Hill were investigated and followed-up and in more localities some new anomalies were found.

The MÉV carried out a radiometric survey for fissile material exploration. In 1958 auto-gamma measurements were performed to a scale of 1:25 000 over a 110 km² area; in 1959 radiometric surveys were performed to a scale of 1:10 000 over a 30 km² area. It was pointed out that fissile material enrichment with industrial significance, near to the surface, could not have been found in the Velence Hills (LENGYEL 1960).

ELGI carried out seismic refraction profiling at the NW edge of the hills with the aim of establishing the character of the contact between the schist and granite and in order to determine the depth of the basement (SZÉNÁS 1962, SÉDY, SZÉNÁS 1962). At the same time MÉV also made seismic refraction explorations and a Vertical Electric Profiling (VESz) survey in the NW part of the hills (BARANYI, I., VÁRFALVI 1963). The character of the contact between the granite and the schist could not be determined. Based on the borehole data the mentioned measurements carried 20–30% of error. Gravimetric (NYITRAI 1952), earth-magnetic (KOMÁROMY 1952, ZSILLE 1957, geoelectric (HONFI et al. 1953, NYITRAI 1967) methods were carried out by ELGI for the study environments of the Hills.

On behalf of the OÉÁ, the MÉV tried to find quartz dykes with geoelectronic profiling in the West Velence Hills (BARANYI, SZARKA 1966, SZARKA 1965, 1968). Several new dykes and silicified zones were identified West of the Sár Hill.

The thickness of the Pannonian sequence was determined at the edges of the Hills and in the Pákozd Valley by VESz profiling; this was carried out in the framework of the “Fissile Material Exploration in the Pannonian Formations of the Velence Hills” project (BARANYI, I. 1969). At the Southern part of the area some layers with high resistivity were found in the Pannonian formations. These can be correlated with pebbly sand layers based on the borehole sequences of Vt6–30 (Vt–30) and Vt6–32 (Vt–32). Their regional distribution was also explored. The profiles West of Lake Velence demonstrated greater depth compared to the borehole data and this can be explained by the higher alteration-degree of the granite.

In 1969 MÉV carried out a complex airborne geophysical survey in the Hills on a scale of 1:25 000. Based on this mapping the respective K, Th, U and total-gamma distributions were determined and total magnetic (ΔT) contour maps were compiled on a scale of 1:50 000. Between 1971 and 1973 a new radiometric (total-gamma) survey was performed on a scale of 1:5000 over a 36 km² area. Based on the data, a 1:10 000-scale gamma-intensity map was completed (GERZSON 1983). Higher radioactivity was characteristic for the Eastern Velence area (Sukoró) compared to the Pákozd area and the gamma-intensity of the granite-porphry and microgranite dykes also demonstrated higher activity than the granite; however, the intensity depended highly on the exposure.

Besides the radiometric mapping MÉV carried out also a magnetic resistance survey in the Western Velence Hills. A high negative magnetic anomaly was shown in the area of Sukoró. This anomaly was related to a fault zone (BARANYI 1972). Nevertheless the quantity of measurements was not enough for the complete contouring of the anomaly. Magnetic measurements were also performed in the andesitic body of the Sorompó Valley and in the Sukoró dyke. Anomalies were not contoured.

Between 1976 and 1977 the ELGI completed the gravitational network to 6 stations/km. Based on detailed measurements Bouguer-anomaly and residual anomaly maps were compiled in several versions (PINTÉR 1976, 1983).

Between 1978 and 1985 the ELGI carried out surveys in the Hills and their surrounding area in the framework of the “Geological, Ore-geological Exploration Programme in the Velence Hills – Balatonfő” (Figure 2). Complex and detailed refraction-geoelectronic and reflection profiling and induced polarization (IP) surveys were performed in the Eastern Velence area. Deep structure researches were also carried out in the Western Velence area in order to acquire more information. During the treatment of the data gravitational and residual anomaly maps were compiled in more versions on a scale of 1:50 000. The received results were summarized in manuscript form or in annual reports (CSÖRGEI et al. 1982, DUDKO et al. 1982, MADARASI et al. 1981, MAJKUTH 1976, 1980, 1981a, b, 1982a, b, 1983a, b, 1985, MAJKUTH, HOFFER 1979 and PINTÉR 1978, 1983).

In 1981 the ELGI performed 2 seismic reflection profiles in the Berhida Basin as part of a bituminous coal exploration (NYITRAI 1987).

The Hungarian Oil and Gas Company (Mol) carried out reflection profiling (DÁVID 1993) in the Central Danubian Basin, in 1992–1993, and these surveys included the Southern part of the area. The reflection profiles (DÁVID, TURTEGIN 1997) had encircled the outcrops of the Hills. The new data confirmed the picture which had been formed previously and provided new details concerning the structure.

In the Western Velence–Pákozd Area shallow refraction profiles were carried out by the ELGI (HERMANN et al. 1999) in the framework of the gas-storing locality exploration. These measurements determined the depth of the surface nature of the unaltered granite. In the same area some additional shallow geophysical measurements (using magnetic and electromagnetic methods) were also made (GULYÁS, KOVÁCSVÖLGYI 1999). There were relatively few geophysical measurements carried out for the Balatonfő Area (VÁRFALVI, SZARKA 1963).

Geological formations of the Velence Hills

Palaeozoic

Among the Palaeozoic formations can be included: the Lower Palaeozoic schist complexes with magmatic intrusions (Balaton Formation Group) the Upper Palaeozoic plutonic rocks (Velence Granite and Gárdony Quartz Diorite), and the Upper Permian sedimentary formations (Balaton Highlands Sandstone, Tabajd Anhydrite and Dinnyés Dolomite Formations). The generalized sections of the Velence Hills are shown on Plate XXIII.

Lower Palaeozoic — Balaton Group (^bPz₁)

The granite which basically builds up the Velence Hills was intruded into Lower Palaeozoic, metamorphosed sedimentary complexes. This anchimetamorphic sequence was eroded in the central part of the batholite and only the remains of this can be found on the surface; in the north, north-east and east the series has remained above the granite (in the south-eastern part of the Hills the sequence is absent presumably due to tectonic reasons). The sequence is essentially built up by the *Lovas Slate Formation* (with intercalations of limestone — i.e. *Székesfehérvár Limestone Member*). In the shale complex interstratifications and intrusions of the *Alsóörs Porphyroid* and the *Bencehegy Microgabbro Formations* can be found as small isolated bodies. These formations are parts of the Balaton Phyllite Group identified in the Balaton Highlands (FÜLÖP 1990, CSÁSZÁR, LELKES-FELVÁRI in BUDAI et al. 1999). We suggest that these formations can be referred to as the *Balaton Group* because of their great petrographic variability. The problems associated with the further division of the formations are discussed in chapter “Pre-Sarmatian formations of the Balatonfő–Velence Hills”. The boreholes which reached the Group in the area of Map I are summarized on Figure 3. The chemical compositions of the Lower Palaeozoic rocks are shown in Table 1.

Table 1. The chemical composition of the Lower Palaeozoic rocks (wt%)

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO ₂	55.70	61.40	59.80	50.5	48.10
TiO ₂	1.10	0.91	1.03	1.46	1.38
Al ₂ O ₃	21.60	19.40	17.20	14.40	12.50
Fe ₂ O ₃	1.78	4.06	3.70	2.01	2.60
FeO	4.82	1.80	4.09	8.44	7.12
MnO	0.225	0.062	0.14	0.20	0.28
CaO	0.61	0.67	1.26	10.5	13.30
MgO	1.75	1.28	2.23	7.57	5.96
Na ₂ O	0.70	0.54	2.96	2.86	2.60
K ₂ O	6.71	3.93	3.20	0.62	0.13
H ₂ O	4.44	4.72	3.37	1.77	1.19
H ₂ O	0.43	0.34	0.08	0.08	0.03
CO ₂	0.04	<0.02	0.03	0.04	4.09
P ₂ O ₅	0.08	0.10	0.10	0.16	0.15
ΣS	0.69		0.21		0.09

1. 'O–D = andalusitic hornfels, Nt–2, 64.5 m (analysis: by Szirmai, Arató) — the contact form of the Lovas Slate Formation. 2. 'O–D = tuffaceous rocks (porphyroid?), Pátka, Varga Hill (analysis: by Soha, Arató) — Alsóörs Porphyroid Formation. 3. 'O₃ = Porphyroid, Antónia Hill (analysis was carried out by Petrás, Bertalan) — Alsóörs Porphyroid Formation. 4. ^bS–D = microgabbro, Bence Hill, trench (analysis was carried out by Petrás, Bertalan) — Bencehegy Microgabbro Formation. 5. ^bS–D — microgabbro, Pátka P–1 (M–9), 154.4–157.8 m (analysis: by Petrás, Bertalan) — Bencehegy Microgabbro Formation. The analyses mentioned above were carried out in the chemical laboratory of the MÁFI.

LOVAS SLATE FORMATION ('O–D)

The folded, anchimetamorphic Lower Palaeozoic formation occurs mainly as debris and only rarely as natural outcrops on the surface (i.e. Bence Hill, the western slope of the Templom Hill, the northern slope of the Meleg Hill, Antónia Hill, Vaskapu Hill, Szűzvár Mill, Varga Hill of Pátka and Kőrakás Hill). The sequence surrounds the central granite intermittently in the north and east. These formations can also be observed as isolated bodies inside the granitic area. For example in the Sorompó Valley of Sukoró a tectonic block of the formation occurs the size of which is about 100 metres in diameter. The Slate Formation can be followed below the surface until the border of the map sheet. Based on sporadic borehole data the Slate Formation is covered by Upper Pannonian formations northwest of the Velence Hills. Towards the east, the territorial distribution of the sequence can be followed below the Middle–Upper Eocene stratovolcano only to the Pázmánd–Kápolnásnyék line. Towards the west the B–19 borehole of Székesfehérvár (Székesfehérvár–I; JUGOVICS 1945, 1946) crossed the Early Palaeozoic sequence; this is 1000 metres thick and can be followed towards Balatonfő.

The internal stratigraphic structure of the formations has not been established yet because of the folded structures, the lack of well-defined lithologic surfaces, the altered petrographic features (due to the contact effect of the granite), and the rarity of the fossils. Furthermore, the artificial outcrops (mainly smaller quarries which were abandoned some decades ago) in which the sequence could be studied are far from each other.

Fossils, which are suitable for determining the age of the formation, are very rare in the shale sequence. So far only two fossil locations have been found:

— From the lydites of the Kányás Valley ORAVECZ (1964) identified the following Silurian fauna: *Hystricosphaeridium longispinoides* SANNEMANN, *Baltisphaeridium longispinosum* EISENACK and Monograptidas. From the same locality KOZUR (1984a, b) ranked the Hystricosphaeridia into a new order and identified the *Aldridgeisphaera conispinoza*, *A. goczani wenlocki* species and the following conodonts: *Dapsilodus obliquicostatus* (BRANSON–MEHL) and *Panderodus unicostatus* (BRANSON–MEHL).

— Kozur identified a rich Frasnian (Upper Devonian) conodont fauna from the grey limestone (Székesfehérvár Limestone Member) found in the Szvft–5 borehole of Székesfehérvár at a depth of 140.3 metres.

The presence of the Silurian–Devonian formations in the Lower Palaeozoic sequence is proved by the fossils which can be found in the shaley mantle of the granite. Based on the recognition of the fauna from the same formation in the Balaton Highlands the Ordovician age of the sequence can be also established (ALBANI et al. 1985).

The siliciclastic sequence of the Formation is built up mainly by clay, aleurolite and sandstone with tuffaceous layers occasionally occurring at certain levels. This siliciclastic sequence is rarely intercalated by limestone or dolomite. Following the folding and anchimetamorphism, the intrusion of the Upper Carboniferous granite took place. The contact effect of the granite altered the Lower Palaeozoic formations in a wide zone. The influence of the alterations can be observed on the rocks of all superficial outcrops. VENDL, A. (1914) carried out the detailed petrographic description of these rocks and their alterations and his conclusions are still valid today. He isolated higher temperature andalusitic-hornfels and lower temperature spotted-slate facies. In the andalusitic-hornfels the alteration degree of the andalusite–muscovite–biotite–quartz group was fixed in the amphibole–hornfels facies.

This grey, rifle-green and violet-blue rock (in borehole samples) — which in some cases protects its schistosity — is found on the surface at Bence Hill, Szűzvár Mill, Antónia Hill, and also at the Nt–2 borehole, which was sunk next to Nadap (Figure 4). The andalusite appears some hundreds of metres away from the contact zone in the quartz-poor sericitic rocks — e.g. Varga Hill.

The spotted slate is characterized by the quartz–chlorite–sericite assemblage and indicates the albite–epidote facies metamorphism. In the area of the spotted slate anchimetamorphic rocks can also be recognized as phyllites, violet sericite schist, light grey, yellowish-grey shaley sandstone and shale (Plate II: photo 1). The schistosity of the rocks usually coincide with their stratification. On the Antónia Hill, Varga Hill and Kőrakás Hill the debris of white lateral-secretionary quartz can be found. The 0.5–5.0 cm thick quartzite lenses — which were previously settled parallel with the stratification of the sediments — were folded together with the rocks, as can be observed in the Nt–2 borehole. Lydite, in association with silicified black sandstone (hornfels), can only be found in significant amounts in the Sorompó Valley of Sukoró and at the northern part of the Meleg Hill.

10–30 cm-wide intercalations of tuff with fine-grained lithoclasts can be observed in sericitic schist at the northern edge of the Varga Hill which is at the southern rim of a settlement for animal husbandry. Beside the flattened, weathered lithoclasts quartz, plagioclase and biotite also occur (the chemical composition is shown in Table 1).

Because of the lower number of the outcrops the stratigraphic conditions in the folded sequence can only be interpreted with difficulty. It can be established that the inclination of the schistosity varies mainly between NE–SE on the Bence Hill (Plate II: photo 2) In the northern range, from the Antónia Hill to the Kőrakás Hill, the NW–NE inclinations are dominant.

A contact-pneumatolitic phenomenon characterises the tourmaline formation, which is the first to occur in the spotted slate. The debris of schist which has been altered to tourmalinifels can be found on the northern slope of the Meleg Hill. The tourmaline formation in the schist can be observed as small, black knots and veins on the Bence Hill, in the Sorompó Valley north of Sukoró, on the Antónia Hill and in the Nt–2 borehole. The greyish, black tourmaline quartzite occurs on the Varga Hill of Pátka (as debris), and in the P–3 borehole and on the Kőrakás Hill.

Székesfehérvár Limestone Member (¹D₃)

The Szvft–5 mapping well, which was sunk in 1982, exposed the alternation of the Lovas Slate Formation and the Velence Granite near to the granite–schist contact beneath the Upper Pannonian formations, between 78.6 and 150.0 m. In the strongly shattered and hydrothermally altered, argillitized schist (which is intruded by microgranites in four levels) pelagic, dark grey, grey carbonate-veined, recrystallized limestone was found. Silt and metaaleurolite intercalations and sericitic lamellas were also apparent between 137.2 m and 140.4 m. Directly below this sequence a 30 cm wide microgranite dyke was found. The Lovas Slate Formation could have been formed beneath this. The covering formation of the limestone is represented by the shaley sequence until 134.3 m; above this level there is a fault zone after which shale can be found consequently, the stratigraphic connection of this rock and the limestone is uncertain.

FÜLÖP (1990) has already mentioned this 3 metres-thick bed as the Upper Devonian of Székesfehérvár; LELKES-FELVÁRI (in GYALOG 1996 and in BÉRCZI, JÁMBOR 1998) then described it as an independent formation with the name Székesfehérvár Limestone Formation. Our opinion is that the thickness of the limestone and its setting in the sequence does not give reason for this lithostratigraphic status. It is an intercalation in the upper part of the anchimetamorphic schist assemblage and thus it can only be discussed as a part of the schist sequence. This limestone was probably separated from the Lovas Slate Formation as is thus a Székesfehérvár Limestone Member. Based on the conodonts the age of this limestone is Upper Devonian.

The limestone, which contains identifiable conodonts, has unique stratigraphic value in the zone of the Transdanubian Range. KOZUR determined Upper Devonian (Frasnian) conodont fauna from the dark grey limestone, which was found at a depth of 140.3 m (personal communication, partly in FÜLÖP 1990):

Ancyrodella ? sp. ?
Icriodus alternatus (BRANSON-MEHL)
Icriodus sp.
Palmatolepsis hassi (MÜLLER-MÜLLER)
P. ex gr. hassi (MÜLLER-MÜLLER)
P. ex gr. punctata (HINDE)
P. ex gr. subrecta (MÜLLER-YONGQUIST)
P. sp. indet.
Polygnathus cf. pollocki (DRUCE)
Polygnathus sp. indet.

ALSÓÖRS PORPHYROID FORMATION (^aO₃)

The only occurrence of this formation in the Velence Hills can be found on the eastern side of the Antónia Hill. Based on the chemical (Table 1) and modal compositions (i.e. quartz, oligoclase, potassium feldspar, biotite) the shaley-structured, grey magmatic rock (with a northwestern slope) has a quartz-porphry origin (JANTSKY 1957). In the only 2 metres high outcrop — the direction of which is in line of strike — the position and connection with the country rock cannot be observed. It is obvious that the porphyroid is an intercalation among the beds of the Lovas Slate Formation; its classification was carried out by comparing it with the Balaton Highlands. Based on the classification of CSÁSZÁR, LELKES-FELVÁRI (in BUDAI 1998) the porphyroid also occurs as intercalations in the Lovas Slate Formation with the name Alsóörs Metarhyolite Formation. Concerning the age of this rock there is no data either from palaeontological studies or from radiometric measurements.

BENCEHEGY MICROGABBRO FORMATION (^{bc}S-D), MICROGABBRO (^{bc}S-D^{uv} — ^{uv})

Plutonic, basic magmatic rocks and gabbros or microgabbros have been found in three localities of the Velence Hills. These were called diabases in the previous literature (JANTSKY 1957). The three areas are the following:

Three small occurrences on the Bence Hill:

— In the Retezi drift, on the southern side of the hill (in debris) and on the eastern side (bedrock, opened up by a trench) (Plate I: photo 1).

— In Pátka, in the P-1 (M-9) exploration borehole of the MÉV, in the parts between 144.2 m and 144.6 m and between 161.2 m and 166.7 m.

— In Székesfehérvár in the B-19 (Szvf-I) borehole in the section between 945.0 m and 954.0 m.

On the Bence Hill the plutonic rocks have been intruded into the contact shale as sills (this was exposed by trench and is a protected geological outcrop at present). In the boreholes of P-1 (M-9) and B-19 (Szvf-I) the shale (Lovas Slate Formation) is also a local country rock.

The specification of the compact, dark greyish green, holocrystalline, and ophitic textured rock is most frequently microgabbro but rarely gabbro (depending on whether the size of the grains is dominantly above or below 2 mm). The main components of the rock are the basic plagioclase, clinopyroxene, green amphibole and magnetite. The proportion of the clinopyroxene and the green amphibole — which was formed later by the alteration of the clinopyroxene — changes in every site of its occurrence. The freshest gabbro can be found in the P-1 borehole. JUGOVICS (1945, 1946) identified this rock as gabbrodiorite from the B-19 (Szvf-I) borehole, whereas JANTSKY (1957) classified the same rock as gabbro. JANTSKY (1957) studied the influences of the hydrothermal and/or contact activity on the rocks of the Bence Hill occurrences in detail. He established that the two types of alteration could not have been separated. The chemical composition of the microgabbro is shown in Table 1.

To a certain extent the Litér Metabasalt Formation is comparable with the Bencehegy Microgabbro. Our viewpoint in this case is that their same age cannot be proven because the metabasalt has a higher metamorphic degree than the gabbro; furthermore, the rock association with the basalt shows that the two rock types are not in the same stratigraphic unit.

There are more opinions concerning the age of the magmatites. Based on the settlement of the rocks and the alterations, as well as the Austrian and Gemerian analogies, JANTSKY (1957) found that the formation of the intrusive gabbro bodies and dykes could be connected to the phyllites and predated the intrusion of the granites, so that their age is earlier Palaeozoic. KUBOVICS (1983) found that the origin of the microgabbro of the Bence Hill can be related to the Triassic intermediate-basic magmatism. His assumption was supported by the radiometric age of the amphiboles, determined by a K/Ar method from the mentioned locality; this suggested a date of 170 million years (BALOGH, Kadosa in KUBOVICS 1983).

Indirect geological data can be found both against and next to the mentioned opinions. Although the microgabbro sill of the Bence Hill quarry can be found only 3 metres away from the granite-schist magmatic contact, the contact effect of the gabbro cannot be observed on the andalusitic hornfels. What is more the schistosity caused by the anchimetamorphism cannot be observed. In the Retezi drift the microgabbro, which can be found in the schist, is in a direct tectonic

connection with the granite. The occurrences can only be related to the contact metamorphic formations, which are older than the granite. In the granite which can be found over a much larger area, dykes or debris of the microgabbro cannot be found. The contact effect of the granite, which had a much lower temperature, did not have to leave signs on the gabbroic rocks and the compact and hard rock could have survived the influence of the weak anchimetamorphism without the presence of the schistosity (as can also be observed in the case of the lydites).

Based on the above-mentioned points we consider the development of the microgabbro to be earlier than the granite formation, i.e. earlier than the Carboniferous. Since the basic magma was intruded into the Lovas Slate Formation, the magmatism has the same age (at most) with the higher parts of that formation; therefore we think that the age of the metagabbro can (conditionally) be regarded as Silurian–Devonian.

Carboniferous

Two intrusive formations belong to the Carboniferous formations in the area: Velence Granite and Gárdony Quartz Diorite.

VELENCE GRANITE FORMATION ($^{\circ}\text{C}_2$)

All the subvolcanic and plutonic formations were placed in the Velence Granite Formation. These formations developed during the granite formation or have genetic relationships with the granite. The main body of the Velence Hills is built up by the plutonic block of the Velence Granite Formation. This is an intrusion into the silt sequence of the Lovas Slate Formation. The granite is surrounded by the schist in the shape of a semicircle. The schist can be seen to be occurring intermittently on the surface in the east and north and in the boreholes towards WSW; it is absent south of the Hills. Given the above details it is possible that only the northwestern part of the granite batholith is on the surface. The sub-surface occurrences of the granite complex (which can be found as the southeastern continuation of the plutonic body). The granitic complex is divided into parts based on the phases of the molten intrusion. The mentioned phases are separated in accordance with their position and chemical composition. On the basis of the investigation of granitoid rocks of the area the magmatism can be subdivided into two major intrusion phases (HORVÁTH, I. et al. 1989). The bulk of the granite, the aplite and the microgranite belong to the first intrusion phase. The development of granite porphyries (old and young) can be connected to a second phase of intrusion with different chemical composition.

— The early crystallization phase of the silicic melting phases is indicated by the presence of the rounded, microdioritic–granodioritic xenoliths; the diameter of the latter can be measured in decimetres. These rocks were broken during the intrusions of further melting phases and reacted with the intruding granitic melt on their edge. The subsequent molten intrusions are indicated by the presence of angular, felsic, microgranite xenoliths with diameters of several decimetres.

— Biotitic-granite formed in the main crystallization phase of the granite, which took place at a hypabissic (3–7 km) depth (BUDA 1980). This granite usually has a medium-grained, equigranular texture, but sometimes porphyric as well as microgranitic types can be distinguished. The latter is characteristic along the granite/schist contact. The presence of the so-called real (dilatational) and granular aplite dykes are the product of magma differentiation and can be related to the final stage of the main crystallization phase. The granular aplite is present in all of those stages during which a higher amount of granitic melt has crystallized, as is the case with the granite porphyry and the microgranite intrusions. These rock types are discussed together with the other dykes because of their dyke character. The presence of the smaller pegmatitic bodies indicates the beginning of the post-magmatic phase. The contact metamorphism of the shaley mantle is also related to the main crystallization phase. Moreover, the formation of the tourmalinic-fels and tourmalinic quartz dykes are related to this phase. The tourmaline-fels and tourmaline quartz dykes can be observed in the contact zone of the granite north of the ridge of the Meleg Hill. The silicified intrusive breccias, if they are really related to the granite, were produced during the final crystallization and cooling of the molten granite, due to the explosion of the residual volatiles.

During the stage of dyke formation the granite batholith was broken through by dykes. These dykes occurred at different times. Most of the dykes, which determine the morphology of the Hills, are granite porphyry (Pákozd Granite Porphyry Member). Two types of granite porphyry can be distinguished. The formation of the older (Sukoró) type happened before the complete cooling of the molten granite, whereas the younger (Pátka) type was intruded into the lithoclasts of the lower temperature batholith. Microgranite dykes are also widespread. The separation of the microgranite and granite porphyry dykes is not always easy to ascertain. It is characteristic for all dykes that their strike is ENE–WSW, with small fluctuations, and their dipping is generally NNW; N–S dipping microgranite dykes occur only rarely.

Early phase

Microdiorite (kerzantite)-xenoliths ($^{\circ}\text{C}_2^{\text{kz}}$ — kz). Small (i.e. some cms, in diameter) debris of grey, light grey, fine-grained, slightly weathered magmatic rocks can be found in the territory of the granitic outcrops. Based on their chemical composition these rocks are diorites or granodiorites; due to their grain size they are referred to as microdiorites. (They are referred to as kerzantite in earlier literature.) Only rarely do reach the size of a decimeter in diameter.

Where the position of these rocks can be studied they can be found as xenoliths. The granite-xenolith borders are generally not sharp. Along the borders porphyritic feldspars, which are larger than 5 mm, occur in the xenoliths. When the rock is relatively fresh it is compact with a grey or dark grey colour and its texture is holocrystalline. Due to weathering the rock has lost its colour and has become argillitized in most cases. As porphyritic-phase acidic plagioclases, quartz, amphibole and/or biotite can occur. The matrix usually has an ahdral, rarely poikilitic texture. Important minerals of the matrix are the quartz, biotite and/or amphibole.

The microdioritic bodies, shown on the map, are not real lamprophyres, so that they cannot be regarded as kerzantite. However, the geologist who previously worked in the area, gave them this name (VENDL A. 1914, JANTSKY 1957). VENDL, A. (1914) described two dykes from the southeastern slope and one NW of the Sár Hill (Csala Forest), whereas FÖLDVÁRI, A. (1948a–d) mentioned kerzantite from the Székesfehérvár (Aplítbánya) quarry. EMBEY-ISZTIN (1973) studied the rocks of the three occurrences and established that the rocks of Sár Hill are the most similar to the real lamprophyres (i.e. to the spessartite type, in which plagioclase>sodium-feldspar and amphibole>biotite). The rocks of the other localities are far from the lamprophyric rocks in composition; in spite of this fact he also called them lamprophyre type dyke rocks. The petrochemical composition of these rocks was also studied by EMBEY-ISZTIN (1974).

During the survey real kerzantite dykes were not observed either on the surface or in boreholes, and the previously described localities do not contain lamprophyric rocks. The exact shape and position of the rock bodies cannot be observed in the given conditions. These rocks are present as lens-shaped bodies with a size some metres in diameter; they rarely occur as isometric xenoliths in artificial exposures (The quarry of Pákozd is an exception.) (see analyses 5 and 6 in Table 2). Based on the observations and the analyses of these rocks, they are thought to be the early derivatives of the granitic magma. This was trapped and solidified at a greater depth; then, due to the further intrusion of the magma the solid rocks were broken up.

Smaller microdioritic–granodioritic xenoliths (based on their normative compositions) also frequently occur in the granite. Their sizes are from some centimetres to decimetres, in diameter. GOKHALE (1965) and BUDA (1980) studied these rocks in detail. They have porphyritic texture and the porphyries are mostly quartz and plagioclase. Their matrix is composed of the network of weathered plagioclase laths and ahdral quartz, in which biotites and green amphiboles can be found as xenoliths. No regularity was observed in the spatial distribution of the xenoliths. The xenoliths of the borehole Pákozd Pz–1 see on Plate VI: photos 1–2.

However, the “kerzantite” of the Székesfehérvár quarry does not belong to this complex and it is described here only because of its previous name (FÖLDVÁRI, A. 1974a, b, EMBEY-ISZTIN 1973). This rock formed in the coarse-grained granite due to the contact and contact-metasomatic effects of the microgranite intrusion along a thickness range of 0.2 m to 1.0 m. This alteration can be found everywhere at the border of the two rock types, and is thicker where pegmatite lenses, which accompany the contact, are more frequent. Regarding its position EMBEY-ISZTIN (1975) concluded that the biotite-rich rock is the result of the basic front of the aplite formation.

There is no genetic relationship between the real lamprophyres of the Hills and the granitic magmatism. These lamprophyres are Cretaceous in age, so they are discussed later. These rocks differ from the above-mentioned rock varieties to a great extent and can easily be distinguished.

Table 2. Chemical composition of the microdioritic xenoliths (kerzantites).
Results are given in wt%

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO ₂	59.38	58.56	65.31	65.65	62.2	63.2	66.5
TiO ₂	0.62	1.09	0.54	0.52	0.73	0.74	0.56
Al ₂ O ₃	18.51	16.49	15.19	17.28	15.6	15.5	14.6
Fe ₂ O ₃	1.39	1.40	1.52	3.72	1.41	3.1	1.03
FeO	4.50	4.93	3.56	0.61	4.72	4.36	4.47
MnO	0.04	0.19	0.14	0.12	0.22	0.18	0.182
CaO	4.72	4.97	2.40	1.82	3.17	0.82	2.46
MgO	2.03	2.33	1.12	0.60	1.76	1.79	1.03
Na ₂ O	3.82	4.25	4.44	4.12	4.49	3.50	3.28
K ₂ O	2.73	3.10	3.45	2.46	1.96	3.30	3.02
+H ₂ O		2.51	2.23	2.66	2.56	3.61	1.85
–H ₂ O		0.18	0.28	0.69	0.27	0.03	0.14
CO ₂		0.00	0.00	0.10	0.18	0.03	0.07
P ₂ O ₅	0.34	0.35	0.16	0.26	0.31	0.19	0.16
LOI	1.61						

1. “Kerzantite”, Sár Hill (VENDL, A. 1914). Analyzed by: Vendl, 2. “Spessartite”, Sár Hill (EMBEY-ISZTIN 1973). Analyzed by: Emszt, MÁFI, 3. “Kerzantite”, Csala Forest (EMBEY-ISZTIN 1973). Analyzed by: Emszt, MÁFI, 4. “Kerzantite”, Székesfehérvár quarry (EMBEY-ISZTIN 1973). Analyzed by: Emszt, MÁFI, 5. Microdioritic xenolith in granite, Pátka. Analyzed by: Soha, Arató, MÁFI, 6. Microdioritic xenolith in granite porphyry, Pátka. Analyzed by: Petrás, Bertalan, MÁFI, 7. Microdioritic xenolith in granite, NW of Sár Hill. Analyzed by: Dér, Bertalan, MÁFI.

Main phase

The largest mass of the Hills is built up by the biotitic and porphyritic granite, their microgranitic margin facies and pegmatites.

Biotitic granite ($^{\circ}C_2^{\gamma} - \gamma$) and **porphyritic granite** ($^{\circ}C_2^{\pi\gamma} - \pi\gamma$). The face of the map sheet is determined by the medium- to coarse-grained biotitic granite, which is the largest and most significant formation of the Hills. The largest body is 8 km-wide and 15 km-long, on the surface. This elongated granitic complex has a strike of NE–SW, and can be followed below the surface towards the SW until TÁC (Plate X: photo 1).

Table 3. Chemical composition of granitic rocks (in wt%)

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
SiO ₂	73.2	74.2	69.8	77.2	77.7	73.1	75.4	65.9	66.7	69.2	59.7	57.2
TiO ₂	0.31	0.21	0.43	0.04	0.06	0.08	0.147	0.56	0.53	0.38	0.85	1.23
Al ₂ O ₃	13.1	12.2	14.3	11.9	11.9	15.0	11.9	14.0	14.3	13.5	14.1	16.1
Fe ₂ O ₃	0.75	0.89	0.42	0.70	0.31	0.85	0.040	0.65	0.28	1.29	1.39	1.90
FeO	1.57	1.29	2.37	0.41	0.09	0.08	1.98	4.25	3.92	2.31	1.90	4.83
MnO	0.065	0.058	0.135	0.033	0.021	0.04	0.038	0.20	0.20	0.101	0.177	0.137
CaO	1.52	1.68	0.68	0.92	0.61	0.67	0.520	2.44	1.25	0.79	2.17	3.74
MgO	0.61	0.49	0.46	0.14	0.08	0.24	0.16	1.44	1.20	0.81	1.63	3.23
Na ₂ O	2.86	3.02	2.16	2.82	2.68	2.66	2.92	3.94	4.07	4.04	0.09	1.84
K ₂ O	4.52	4.31	5.83	4.59	4.85	6.20	5.10	3.77	4.09	4.23	4.90	3.14
⁺ H ₂ O	1.27	1.20	1.91	0.88	0.93	1.10	0.420	1.94	1.59	1.81	3.83	3.66
⁻ H ₂ O	0.13	0.11	0.43	0.05	0.12	0.08	0.060	0.24	0.23	0.11	0.75	0.21
CO ₂	<0.02	0.27	1.39	<0.02	0.046	0.26	0.290	1.22	0.68	<0.02	3.41	2.06
P ₂ O ₃	0.07	0.06	0.09	0.02	0.02	0.05	0.027	0.17	0.15	0.13	0.18	0.16
ΣS							1.262					
Fe *											2.20	
S ₂ *											2.53	

* Fe and S present in pyrite. *Velence Granite Formation*: 1. Granite — Sukoró, Rigó Hill (Analyzed by: Soha, Arató), 2. Granite — Pákozd, large quarry (Analyzed by: Soha, Arató) 3. Porphyritic granite — St-6, 43.2–43.4 m (Analyzed by Szabados, Soha), 4. Aplite — Sukoró, Kastélykert (Analyzed by Soha, Arató), 5. Aplite — Pákozd (Analyzed by Soha, Arató), 6. Aplite — Mészeg, new road-cut (Analyzed by Petrás, Bertalan), 7. Microgranite — Szfv-4, 73.0–76.0 m (Analyzed by Soha, Baráth), 8. Granite porphyry (early) — Sukoró (Analyzed by Soha), 9. Granite porphyry (late) — Sukoró (Analyzed by Soha), 10. Granite porphyry — Nadap, Sor Hill (Analyzed by Soha, Arató), *Gárdonyi Quartz Diorite Formation*: 11. Granodiorite — Gá-1, 695.4–695.6 m (Analyzed by Szirmai.), 12. Quarz Diorite — Dinnyés Di-3, 792.0 m (Analyzed by Soha, Arató), The analyses were carried out in the chemical laboratory of MÁFI.

Numerous authors have studied in detail the geological, mineralogical, petrological, chemical and geochemical features of this rock. INKEY (1875), VENDL A. (1914), JANTSKY (1957), GOKHALE (1965), NAGY, B. (1967a–c, 1969) and BUDA (1968, 1969, 1971, 1972, 1974, 1980, 1985) have to be mentioned as the most well-known scientists in connection with this.

There is only a slight chemical (Table 3, Figure 5) and mineralogical variation in the petrographically uniform granitic body and so no extreme variation can be observed in the textural features. Two types of granite are distinguished on the map (as demonstrated by their exposure in the area). These are as follows:

- Medium- to coarse-grained, slightly porphyritic or equigranular biotitic granite.
- fine-grained porphyritic granite, which is enriched in biotite.

The modal composition of A and B types is: 31.5% quartz, 30.8% pirthitic orthoclase, 32.4% plagioclase (with an anorthite content of 30%) and 5.1% biotite, this is called monzogranite according to the Streckeisen-diagramme. The accessory minerals are: apatite, zirkon, magnetite, titanite, epidote, fluorite, pyrite. The petrological character of the granite is between the S (molten sedimentary material) and I (igneous) types, showing its closest relationship to the S-type.

The chemical composition of the rock is close to the eutectic (The chemical inhomogeneity can be followed on a decimetre–metre scale.). Depending on the differences, crystallization of the phenocrysts could have begun with quartz, orthoclase or plagioclase. For example, some of the quartz droplets found in some of the rocks, are the results of early crystallization.

It can be generally established that the early crystallization of orthoclase is characteristic of the rock. The 2–3 centimetres-long crystals give porphyritic nature to the granite. Fresh rocks can only be found in quarries (e.g. on the Rigó Hill of Sukoró). Pegmatites frequently occur in this rock type as well as miarolitic bodies; furthermore, empty holes, with 0.1–1.0 m sizes, are also present in the granite. In this latter type, besides the quartz and orthoclase albite, fluorite and natrolite crystals are also present (Olasz quarry of Sukoró, large quarry of Pákozd).

The modal composition of the porphyritic granite, apart from the variation of the biotite between 8% and 15%, correspond with those of the biotitic granite. The phenocrysts (quartz, orthoclase or plagioclase), which have sizes of between 0.5–1.5 cm in diameter, often float in the fine-grained matrix. The matrix has a subhedral granular texture (e.g. this feature can be seen in the southern wall of the road-cut of Mészeg highway). The colour of these rock types is light-medium grey. The porphyritic character of the rock is not conspicuous because of the altered biotites.

The position of the border between the two granite types is uncertain because of the continuous transition. Only weak regularity can be established in the territorial distribution of the porphyritic granite. Porphyritic granite is usually present at the edge of the intrusion (Bence Hill, Mészeg, south of Pátka) but sometimes it also occurs in the central part of the complex (NW of Sukoró, on the Sár Hill, north of Pákozd).

VENDL, A. (1914) has already mentioned the biotitic-sillimanitic schist xenoliths, which also contain corundum and spinel. This schist has a pelitic origin.

Most of the observations suggest that contact of the granite and its wall rock is tectonic. Because of the metamorphic alteration of the wall rock the tectonic movement could not have been significant. Direct magmatic contact on the sur-

Table 4. The most important radiometric ages determined in the Velence Granite

Locality	Rock	Mineral	Method	Age (in million years)	References
Sukoró, Rigó Hill	granite		K/Ar	244±4	BAGDASZARIAN (1989)
Sukoró, TSz. quarry	granite	biotite	K/Ar	291±11	BALOGH, Kadosa et al. (1983)
Sukoró, TSz. quarry	granite	biotite	K/Ar	271±11	BALOGH, Kadosa et al. (1983)
Nadap	granite	biotite	K/Ar	196±9	BALOGH, Kadosa et al. (1983)
Velence Hills, SE	beresitized granite		K/Ar	175±8	SZÁDECZKY-KARDOSS et al. (1969)
Pákozd	granite	biotite	K/Ar	137±6	BALOGH, Kadosa et al. (1983)
Pákozd Pá-4, 479.6–479.7 m	granite	biotite+ amphibole	K/Ar	275.8±10	BALOGH, Kadosa et al. (1986)
Székesfehérvár	granite	biotite	K/Ar	192±8	BALOGH, Kadosa et al. (1983)
Székesfehérvár	granite	biotite	K/Ar	165±7	BALOGH, Kadosa et al. (1983)
Székesfehérvár Szfv-4, 57.8 m	granite	biotite	K/Ar	280±11	BALOGH, Kadosa et al. (1983)
Székesfehérvár aplite quarry	microgranite		K/Ar	246±10	BALOGH, Kadosa et al. (1983)
Pátka Sággy ranch	granite porphyry		Rb/Sr	214±40	SZÁDECZKY-KARDOSS et al. (1969)
Pátka Sággy ranch	granite porphyry		Rb/Sr	330±40	SZÁDECZKY-KARDOSS et al. (1969)
Velence Hills	granite porphyry	biotite	K/Ar	360	SZÁDECZKY-KARDOSS et al. (1969)
Velence Hills	granite porphyry	K-feldspar	K/Ar	280	SZÁDECZKY-KARDOSS et al. (1969)
Ságvár Sá-3, 184.0 m	granite		K/Ar	262±4,5	BAGDASZARIAN (1989)
Ságvár Sá-3	monzogranite	biotite	K/Ar	259±10	BALOGH, Kadosa et al. (1983)

face can be found on the Bence Hill, where the microgranite contacts directly with the schist which has been altered to andalusitic-fels.

The granite is younger than Upper Devonian because its contact effect can be detected on the Lovas Slate Formation which contains Upper Devonian fauna. However, it is older than Upper Permian, because the debris of the granite is present in the Upper Permian Balaton Highlands Sandstone Formation. The post-orogenic (post-kinematic) character of the granite is also in agreement with the above which suggests a younger age than Lower Carboniferous.

Radiometric age determinations were carried out on fresh and more or less altered granites and on their biotites. Most of the measurements were made using K/Ar or occasionally Rb/Sr methods. Only selected data are shown in Table 4. Most of the data show mixed ages suggesting Ar-loss due to the alteration.

Most of the ages determined from the biotites of the granite fall between 271 and 291 million years, suggesting Upper Carboniferous – Lower Permian age. Since a trend towards the younger age (giving the age of the last processes) can be observed, the Upper Carboniferous age is the most probable. However, it cannot be excluded that the crystallization of the granite finished at the beginning of Permian. The age of the microgranite from the aplite mine of Székesfehérvár has a very young age (246 million years). This is not in harmony with the age of the granite so it is obvious that it cannot be considered realistic. The dispersion in the data indicates that the K/Ar method does not allow the possibility to separate the different phases of the formation of the complex. Only their position gives valuable information.

Microgranite, marginal facies ($^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ – $\mu\gamma$). This rock type is present only over a large area in the eastern slope of the Bence Hill. At the contact and close to it some biotitic slightly porphyritic granite can be found. This is in the quarry below the look-out tower, the rock contains tourmaline and generally hydrothermally altered with a light-grey, off-white colour. Similar rock was exposed in the Pátk-2 mapping borehole, at the western edge of Lake Velence. The rock is also hydrothermally altered, slightly pyritized and without biotite. The wall rock is not known in this locality. This type of microgranite can be found as xenoliths (~0.5 m in diameter) in the granite of the Rigó Hill abandoned quarry, west of Sukoró. Based on their chemical composition they also represent the marginal facies.

Pegmatite ($^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ – ν^p). The pegmatites found in the granite are neither common nor significant. They are present only at the southern part of the Hills with interruptions. JANTSKY (1957) and NAGY, B. (1967a) studied the structure of the pegmatites in detail. The mineralogical composition of the 2 m wide and 10 m long, lens-shaped pegmatite bodies is simple. The dominant minerals are quartz, K-feldspar, albite, and oligoclase–andesine. In some of the pegmatites biotite, muscovite, tourmaline, garnet and sometimes molibdenite also occur. Besides the pegmatites the pegmatoid miarolitic holes, which are some centimetres in diameter, are also common. 1.0–2.0 cms long crystals of albite, K-feldspar and quartz have penetrated these holes. The last mineral, which is not pegmatitic in origin, is the green epidote. Sometimes fayalite also occurs (BUDA 1980).

Well-developed pegmatites can be found at the eastern slope of the Bence Hill, where the meter-long lenses, which have a flat dip, can be found in the marginal facies microgranite of the main crystallizing phase (Plate I: photo 3).

The small microgranite intrusion of the Aranybulla quarry formed an independent pegmatitic phase (see below).

Dyke phase

Aplites, tourmaline-quartzites, silicified intrusive breccias, microgranites and granite porphyries were formed in the dyke phase.

Aplite ($^{\circ}C_2^a$ — a). The specification “aplite” is only used for the granular and porphyritic aplites (dilatational — i.e. intruded into lithoclasts) after VENDL, A. (1914), and they are indicated together on the map.

The determination of the fine-grained, leucocratic rock types was the most problematic point during the description of the granitoids in the Hills.

Based on the texture (allotriomorphic–panallotriomorphic) and the composition of these rocks numerous authors have placed them among aplites only because of their fine-grained and leucocratic character. However, they are different because they have a more acidic composition and their origin can be related to the other phases of the evolution of the granitic complex. So besides the real aplites the leucocratic microgranitic intrusion of the Aranybulla quarry (Székesfehérvár) has also been called aplite. Furthermore, the chilled margins granite porphyry dykes, the spherulitic, fluidal quartz porphyry dyke (with a felsitic matrix) of Mészeg, and numerous biotite-poor microgranite dykes were also classified as aplite. It is obvious that during the mapping, because of the unfavourable exposure of the area, the fine-grained rock types could not have been distinguished by the naked eye in lots of cases.

VENDL, A. (1914) separated the porphyritic and granular aplites. JANTSKY (1957) extended the aplite term, also considering the above-mentioned rock types. EMBEY-ISZTIN (1973) established that the granular aplites have an autometasomatic origin, whereas the porphyritic aplites are real dyke rocks of dilatational origin.

The *granular aplites* are the results of autometamorphic, autometasomatic processes which took place in the granite (EMBEY-ISZTIN 1973), so they have not formed real dykes. The bodies can form veins and dykes, but their shape can also be sack-formed or irregular. The borders of the bodies are not sharp and they do not have chilled margins. Furthermore, their transition towards the granite or granite porphyry is continuous, with the more frequent presence of porphyritic orthoclase and quartz.

The larger bodies are rare, most of them are some decimetres wide and their length is not more than a few metres. They occur in the granite, in the microgranite intrusion of the Aranybulla quarry and in wider granite porphyry bodies. They are common in the whole granitic area as thin veins. Because of their variable appearances and connections with their “source rocks” their origin can be related to segregation–differentiation processes. In other words, their origin can be interpreted as the result of a special period of the granite crystallization.

The *real (dilatational) aplites* have a thickness between 0.2 and 1.0 metres and their length can be between 100–200 metres. The thinner dykes can also be up to 10 metres length. Their colour is off-white or pink. In the rock, which is composed mainly of alkaline feldspar and quartz, the amount of biotite never exceeds 0.1–0.3%. In the final stage of the main crystallization phase the residual melting filled those fractures which were opened in the granitic body. They are not frequent in the granitic area but the debris of this compact rock type can be found over a large area.

Tourmalinic-quartzite ($^{\circ}C_2^{qt}$ — qt). Tourmalinic-quartzite, quartz-veins and quartz-dykes occur on the surface on the northern slope of the Meleg Hill and at the southern edge of the Antónia Hill. 1–2 cm wide tourmalinic-quartz veins are present in the silicified–tourmalinized schist. The formation of the latter can be related to the contact zone of the granite. The 0.5 metres wide and some tens of metres long, N–S striking, quartz dyke of the Antónia Hill can also be found in the same wall rock. Tourmaline occurs as dark spots and stains in the light-grey quartz. Besides the tourmaline further researches also found wolfram-minerals such as wolframite, schelite, russelite (BÖJTÖS-VARRÓK 1966).

Silicified intrusive breccia ($^{\circ}C_2^{iby}$ — iby). Dark-grey, hard, silicified, clastic formations, with silica and pyrite cement, occur in granite or contact schist at the eastern part of the Antónia Hill, in the area of the Meleg Hill and in the St–4, Nt–2 and Nt–4 boreholes of Sukoró and Nadap.

The material of the dyke-like rock, which has a real width of less than 2 metres, is the mostly angular or slightly rounded debris of the wall rock — i.e. granite or microgranite in the granite, and schist or quartzite in the slate. Based on their character, their origin can be connected to the intrusive breccias related to the Eocene volcanism (ÓDOR et al. 1983).

The yellowish-grey, silicified intrusive breccia occurs in numerous clastic outcrops on the ridge and slope of the Meleg Hill. On the northern side of the ridge very large clasts (20–30 metres in diameter) of the silicified schist occur. At one time this was referred to silicified tectonic breccia (JANTSKY 1957).

The geological classification of this formation is uncertain. Based on its territorial distribution it can be connected with the Upper Eocene intrusive breccias (the mentioned boreholes also cross the Eocene intrusive breccias). Up to now no andesitic clasts have been found in the debris and this silicified type does not occur in those host rocks which are younger than the granite. For this reason this formation is separated from the Eocene intrusive breccias.

Microgranite dyke ($^{\circ}C_2^{\mu}$ — μ). Microgranite dykes can be found in the whole area of the Hills. They are more frequent on Mészeg and in the western part of the West Velence Unit.

The leucocratic, holocrystalline, fine-grained, dyke rocks have been placed in the microgranite dyke group. Earlier they were referred to as non-typical aplites, aplitoid microgranite or microgranite (VENDL, A. 1914, JANTSKY 1957). It is not sure that the mentioned rock types have the same age or whether there is a genetic connection among them; disregarding the biotitic microgranite (see below) the rocks can be separated, albeit not easily.

Based on the above-mentioned, four rock types were distinguished (although they are not separated on the map):

— *biotitic microgranite* (with biotite content up to 5%), which is fine-grained, greyish-pink; considering its composition this rock is similar to the granite; only one dyke (without a chilled margin) can be found on the Sor Hill, north of Sukoró and this dyke is 200 metres long and 3–4 metres wide,

— *biotite poor* (<1%) *microgranite*, which is fine-grained, pink and more acidic than the granite; it is found only in the area of Mészeg and these rocks form 0.5 to 4 metres wide, 100–200 metres long dykes, (their chilled margin has not been found on the surface),

— *quartz porphyry*, which is a yellowish-white, greenish-light-grey, fluidal, slightly spherulitic dyke rock with a felsitic matrix (previously called fluidal aplite); dykes can be found in the area of Mészeg and at the monument of Pákozd, forming 1–2 metres wide and hundred metres long dykes,

— *biotite-poor* (<1%) *microgranite, with exfoliation*, which is a fine-grained, greyish-white, off-white rock, characterized by cooling or fluidal exfoliations (1–10 cm wide) which are parallel with the contact. Quartz, acidic plagioclase and (rarely) K-feldspar occur as porphyritic components of 1 mm size. This rock type comprises most of the microgranite dykes, primarily in the western part of the Hills. This rock is very similar to the chilled margin facies of the younger, Pátka-type granite porphyry dykes.

Pákozd Granite Porphyry Member (${}^pC_2$). The following rock types are distinguished in the Pákozd Granite Porphyry Member:

— Sukoró-type (older) granite porphyry dyke (${}^pC_2^{\gamma\pi 1} - \pi_1$);

— Pátka-type (younger) granite porphyry dyke (${}^pC_2^{\gamma\pi 2} - \pi_2$);

— undivided granite porphyry dyke (${}^pC_2^{\gamma\pi} - \pi$).

The determining elements, considering the relief of the Hills, are the granite porphyry dykes with ENE–WSW strikes. These dykes are 5–25 metres wide. Based on their colour, texture and chemical composition two types of dykes were distinguished by previous authors (VENDL, A. 1914, JANTSKY 1957, EMBEY-ISZTIN 1973). However, these researchers did not distinguish them on maps. The isolated rock types were first presented on this map. The two types are the following:

— violet-grey, violet-red, a little bit more basic Sukoró-type granite porphyry,

— rifle-green to orange-brown a little bit more acidic Pátka-type granite porphyry.

In the *Sukoró-type* the amount of smaller, rounded dihexaedral porphyritic quartz is less while, the 1–2 cm long K-feldspar and plagioclase phenocrysts are frequent. Sometimes chloritized amphiboles and calcite patches make this type recognizable. (Plate VI: photo 3; Plate VII: photo 2)

The *Pátka-type* can be characterized by the phenocrysts of dihexaedral quartz, which contain xenoliths of the matrix material. Their size can exceed 1 cm and their shape is almost tetragonal, in the sections in which they occur (Plate III: photo 3; Plate VII: photo 3).

The weathering of the two rock types is also different. The Pátka-type is characterized by granular, crumbling disintegration whereas this is not characteristic for the Sukoró type.

The Sukoró-type granite porphyry dykes are mostly found in the eastern part of the Hills, whereas the Pátka-type dykes in the western part. Both in the quarry of the Rigó Hill of Sukoró (Figure 6, Plate III: photo 1) and in the Pz–1 borehole of Pákozd (Plate VI: photos 4–5) it can be established that the Pátka-type granite porphyry dyke cross-cuts the Sukoró-type — i.e. it is younger than the latter. The chemical composition of the two granite porphyry types is shown in Table 3. The contact of the Pátka-type dyke with the granite in the quarry of Rigó Hill (Plate III: photo 2, Plate IV: photos 1–3) and in the borehole Pz–1. The section of the Pz–1 borehole Pákozd see on black and white Plate III). The described types are extreme ones. Because of the insufficient exposure on the Hills the determining features which have been mentioned are not always recognizable. In these cases the separation of the two types is not unambiguous, so that those dykes that have an uncertain classification, have been placed among the undivided granite porphyry dykes (Plate VII: photo 1).

The edges of the granite porphyry dykes are sharp and both types have a chilled margin. The chilled margin of the Sukoró-type dykes is 5–30 cm wide, rifle-green and compact the weathered samples are isometric, with angular, sharp edges. The chilled margin of the Pátka-type dykes varies between 30 and 150 cm in width and it has characteristic fluidal exfoliation parallel with the contact (1–10 cm in width) (Plate VI: photo 6). The colour of the rock is off-white, yellowish-white, and its texture changes continuously from the felsitic across the felsitic/slightly porphyritic and microgranitic to the porphyritic holocrystalline and granite porphyry (latter with a microgranitic matrix). In the Western Velence area, where the Pátka-type dykes with wider chilled margins are more frequent (Plate V: photo 1), it can be observed that the dyke edges (which are more resistant with respect to weathering) are weathered-out whereas the porphyritic inner part is almost unobservable (Plate V: photo 2). The chilled margins are parallel, but in the down-dip side they are sometimes a little bit wider. Kaolinitic weathering of the granite can be observed at some places (Plate V: photo 3).

The development of the chilled margins, which depends on the order of the intrusion events, has created a more or less consistent separation of these types in the Hills.

Both types of the granite porphyry dykes contain xenoliths of microdiorites, the maximum size of which is 25 cm (usually 1–2 cm). Sometimes schist, (of pelitic origin) and metamorphic quartzites are also present, suggesting that during their intrusion the dykes had cross-cut not only the granite batholith, but the metamorphic formations also.

It can be clearly seen that the marginal facies of the younger (Pátka-type) granite porphyry is very similar, with unaided eyes, to the third and fourth types of microgranite.

Late phase

Kisfaludi Microgranite Member (${}^{\text{K}}\text{C}_2$), microgranite intrusion (${}^{\text{K}}\text{C}_2^{\text{M}} - \mu\gamma$). A larger microgranite body is shown on that area of the map sheet where the Aranybulla quarry of Székesfehérvár (so-called “Aplitbánya”) is situated. This microgranite is thought to be an independent intrusion. This was classified as aplite by previous authors (JANTSKY 1957, NAGY B. 1969). The expansion of the microgranitic intrusion is 300 metres in length and 200 metres in width. Its strike is NW–SE. On the northeastern side the microgranite submerges the coarse-grained granite, with a flat, 5–10° dip (Figure 7, Plate VIII: photo 1). The modal composition of the microgranite, which is a little bit more acidic than the granite (Table 3), is generally: 35% quartz, 39% alkaline-feldspar, 23% plagioclase (An 28%) and 3% (between 0–10%) biotite (BUDA 1980, 1985). The biotite content can vary between 0 and 10%.

At the contact of the light grey, pinkish-grey, anhedral, fine-grained microgranite and the granite a biotite-rich contact metasomatic rock type has formed. In this rock well-developed pegmatite lenses can be found with K-feldspar, biotite and quartz. Parallel with the contact, some decimetres wide pegmatite lenses composed of big K-feldspars, quartzes and acicular-lath-shaped biotites can be found in the granite (in the fine-grained, biotite-rich contact metasomatic rocks).

Independent dyke-rock association relates to the microgranite intrusion. Parallel or almost parallel with the contact, 1–3 cm wide microgranite-apophyses are present in the granite. Perpendicular to the contact, 2–20 cm wide, some tens of metres long aplite dykes intrude into the granite. Mirolitic-pegmatoid pockets have developed in the thicker dykes. Sometimes 20–40 cm wide pink, granite porphyry dykes can also be observed; these have the same settlement as the aplites.

In the margin of the microgranite body tourmalinic-microgranite has formed due to autometamorphic–autometasomatic effects. The amount of tourmaline does not exceed 2% in these rocks. The cooling cracks have divided the rock into blocks. The tourmaline formation passes from outside to inside in these blocks.

However, the microgranite, granite porphyry dykes exposed in the abandoned quarry cannot be observed in the microgranite body. This suggests that this microgranitic body followed the formation of the granite porphyry dykes.

GÁRDONY QUARTZ DIORITE FORMATION (${}^{\text{G}}\text{C}_2$)

The name-giving body of this formation — i.e. the quartz diorite was exposed East of Dinnyés, in the Di–3 borehole sunk by the MÉV (BUDA 1972, FAZEKAS et al. 1981). The rock contains plagioclase and smaller amounts of K-feldspar and biotite. Among the mafic silicates green amphibole also occurs.

At the Western part of Dinnyés village which is a district of the town of Gárdony — the Gá–1 structure borehole was sunk. Between 629.9 and 718.5 metres the borehole crossed a greyish pink – greyish white, middle- to fine-grained granodiorite below the discordantly deposited Late Permian beds (Figure 8). This has also been placed in the previously mentioned formation. The rock is strongly argillitized and in several sections carbonatized or pyritized, but it contains recognizable relics of plagioclase, K-feldspar and biotite. The argillitization is present as an illite and kaolinite formation after feldspars, whereas the carbonatization (formation of dolomite or siderite — FÖLDVÁRI, M., FARKAS 1985) is recognized in pockets or veins. Pyrite appears either as replacing biotite or in veins. Based on the sample from 63.5 m, the modal composition of the rock is 25 V% of quartz, 38 V% of plagioclase (pseudomorphs containing illite), 38 V% of K-feldspar, 10 V% of muscovite+ opaque minerals, 1 to 4 V% of accessory minerals (apatite, zircon, opaque) and 2 V% of dolomite (which is present as a vein-filling mineral — IVANCSICS, KISHÁZI 1984).

The chemical composition of both rock types is shown in Table 3.

The genetic relationship between this post-Variscan magmatite (which is definitely older than Late Permian) and the Velence Granite Formation has not been clarified yet. There are no data which are sure about its age; Rb-Sr radiometric measurements gave a young age of 204 million years (KOVÁCH 1963). Current views about the Formation consider it to be Late Carboniferous.

Permian

Permian sedimentary beds occur at the Southeastern part of Map I, Southeast of the NE–SW–running tectonic line beneath Lake Velence. These formations are fully (Gá–1 and Di–3 boreholes of Gárdony and Dinnyés) or partly (Gát–1, Di–1, Kny–2 boreholes) exposed by several boreholes near to Gárdony (shown on Figure 9). The conglomerate and sand beds of the Balatonfelvidék Sandstone Formation are deposited on the Gárdony Quartz Diorite. The Tabajd Anhydrite

— which is composed of alternating strata of gypsum, anhydrite, sandstone and aleurolite — covers this terrestrial formation. This formation is followed by the last Permian formation which is the Dinnyés Dolomite Formation; this was built up by dolomite with silt layers. In the Gá-1 borehole the Permian formations continuously pass to Lower Triassic marl. The Di-1 and Gát-1 boreholes of Dinnyés and Gárdony stopped just below the Triassic formations in the beds of the Dinnyés Formation.

BALATONFELVIDÉK SANDSTONE FORMATION (^bP₂)

The Upper Permian sandstone–conglomerate beds are only known from boreholes in the area. The formation was crossed by the Gá-1 structure borehole between 596.3 and 629.9 m (Figure 8) and by the Di-3 Uranium exploration well between 702 and 747 m (Figure 9). The A to B section of the map shows the position of the beds.

The sequence is built up by a grey, greenish-grey conglomerate, pebbly sandstone, and coarse sandstone on the top of granodiorite, in the Gá-1 borehole. In the basal conglomerate, pebbles of the underlying granodiorite also occur among the quartzite pebbles. The lower part of the sequence (between 629.9 and 606.3 m) can be placed in the Badacsonyörs Conglomerate Member (^bP₂), based on its sedimentological characteristics and position. On top of the conglomerate, sandstone (606.3 to 596.3 m) of the Tabajd Formation is found.

The grey, pebbly sandstone is deposited on quartz diorite in the Di-3 borehole of Dinnyés. The basal part of the sequence is an 8 m thick conglomerate. The whole thickness of the formation is 45 m in this borehole (Figure 9).

TABAJD ANHYDRITE FORMATION (^tP₂)

The hypersaline sabkha facies sequence of the Tabajd Evaporite Formation develops continuously from the basal Balatonfelvidék Sandstone (and the transition of it) to the overlying lagoon facies; the Dinnyés Dolomite is also continuous. The transition from the Balatonfelvidék Sandstone is manifested by the decreasing amount of terrestrial grains. This formation was crossed by the Di-3 and Gá-1 boreholes of Dinnyés and Gárdony, SE of the Velence Hills (Figure 9). The formation is built up by alternating beds of aleurolite, dolomite, gypsum and anhydrite and, albeit rarely sandstone beds are also present. The lower section of the sequence is composed of red, mottled, later grey aleurolite in which the anhydrite and dolomite is present as concretions or thin layers. The cyclic sequence is well-bedded and in many cases exfoliated. The thickness of the Formation is about 220 m in the Di-3 borehole and about 65 m in the Gá-1. The presence of an about 200 m thick Dinnyés Dolomite inside the Tabajd Formation indicates the interfingering of the two formations in the Di-3 borehole. The pollen of firs and spores of ferns allude to the presence of characteristic Late Permian flora (BARABÁS–STUHL 1975, FÜLÖP 1990, MAJOROS 1998).

DINNYÉS DOLOMITE FORMATION (^dP₂)

The Dinnyés Dolomite Formation is the youngest formation of the Late Permian sequence. It is a lagoon facies formation and is partly heteropic to the sabkha facies beds of the Tabajd Formation. Its section-type is found in the Di-3 borehole which exposes the interfingering transition of the two formations (FÜLÖP 1990, MAJOROS 1998). The formation was crossed by further boreholes, which are the Gá-1 of Gárdony (between 308.3 and 531.3 m) and the Gát-1 borehole. The Di-1 was stopped in this formation (Figures 8 and 10). The Tabajd Formation in the Di-3 borehole divides the formation into two parts. The lower section of the formation is a grey, dark grey, hard, spongy, bituminous dolomite. It is well-bedded, in several section bioturbated and contains flaser-bedded clayey-marly layers. The following four alternating microfacies types can be recognized in the Gát-1 borehole (CSONTOS 1984):

- Micropatite with debris of fossils (wackestone–packstone);
- Intraclastic, pelletic micropatite with debris of fossils (packstone);
- Intraclastic patite with biogenic debris (calcarenite, grainstone);
- Homogenous micropatite (mudstone).

In several horizons the presence of high amount of radiolaria skeletal components was observed.

The several decimetres thick sandstone interbedded with the dolomite is a grey, greyish green, feldspar-bearing greywacke. At higher levels of the formation the spongy structure and the presence of montmorillonite, biotite and feldspar — suggesting former tuffaceous material intercalations — are characteristic. In the uppermost part of the formation the dolomite continuously passes to the dark grey dolomitic limestone intercalated by black clay beds, and to the spongy limestone containing calcareous algae. The base of the overlying Lower Triassic Alcsútdoboz Limestone is defined by the appearance of oolites (HAAS et al. 1988) and it practically coincides with the Permian/Triassic border shown by biostratigraphic research.

The microfauna of the Gá-1 borehole was studied by ORAVECZ–SCHEFFER (GÓCZÁN et al. 1987, HAAS et al. 1986, 1987). The most important taxons of the foraminifera and calcareous algae association from the 306.15 and 306.9 m section of the drill core are:

Mizzia velebitana (SCHUBERT)
Gymnocodium bellerophontis (ROTHPLETZ)
Paraglobivalvulina mira (REITLINGER)
Colaniella cf. *parva* (COLANI)
Dagmarita cf. *altillis* (WANG)

Tuberitina collosa (REITLINGER)
Staffella sp.
Nankinella orbicularia (LEE)
Agathammina pusilla (GEINITZ)
Hemigordius brunni (LYS et al.)

Inside the mentioned interval the number of foraminifers and algae decreases above 306.7 m and are mainly present in the cores of ooids. This assemblage indicates the Paratirolites zone of the Changhsing Stage of the uppermost Permian. Following a 1 metre thick microfauna-free section remnants of ostracods and *Spirorbis* characteristic for the Triassic can be recognized.

From the uppermost section of the formation in the Gát-1 borehole an Upper Permian brachiopod was found from the *Comelicania* genus (BROGLIO LORIGA et al. 1990). Changes in the organic microfacies of the Permian–Triassic boundary in the Gát-1 and Gát-1 boreholes are shown by Figure 11.

Mesozoic

Lower Triassic

As with the Upper Permian formations, the Triassic ones are also known only from the boreholes of the Southeastern part of the map. The boreholes expose differently eroded remnants of the Lower Triassic sequences (Figure 9). The most complete section is exposed by the Gát-1 borehole of Gárdony (Figure 10), which crossed the deposits of the whole Indus Stage. The lithostratigraphic division of the sequence — i.e. the separation of Alcsútdoboz Limestone and Arács Marl — is rather contradictory in the previous works. According to BROGLIO LORIGA et al. (1990) the whole section below the Hidegkút Sandstone (in the recently accepted division of the Zánka Sandstone Member of the Hidegkút Formation) is part of the Alcsútdoboz Formation. However HAAS and TÓTH-MAKK (1993) suggest that the Alcsútdoboz Formation spreads to the base of the dolomitic beds; the formation above is the Arács Marl. In the present description the division of HAAS et al. (1988) is accepted. They placed the lower (about 30 m thick) part of the section which is built up by limestone in the Alcsútdoboz Limestone Formation. The upper, dominantly marly sequence (which has a thickness of 140 m) has been placed in the Arács Marl Formation.

ALCSÚTDOBOZ LIMESTONE FORMATION (^aT₁)

The light grey, ooidic limestone develops continuously from the dark grey limestone of the uppermost part of Dinnyés Dolomite Formation in the Gát-1 and Gát-1 boreholes of Gárdony. At the lowermost part the presence of slightly bedded limestone is characteristic with stylolitic surfaces. This changes into a well-bedded, clayey limestone towards the upper part of the formation. The uppermost 3 metres of the formation is composed of slightly bedded dolomitic limestone. The transition between the Alcsútdoboz Limestone and the Arács Marl — which are partly heteropic facies — can be studied in the Gát-1 borehole (Figure 11). (The Gát-1 borehole was sunk with noncoring drilling, thus the younger formations cannot be studied there.)

Compared to the Dinnyés Dolomite the Alcsútdoboz Limestone is poor in fossils. The disappearance of the rich Permian fauna can be linked with the global extinction event of the Permian–Triassic border. In the lowermost beds of the Lower Triassic only Ostracods occur; the first foraminifers (*Earlandia*) appear about 1.5 m above the boundary.

The thickness of the Alcsútdoboz Limestone (between 310.3–336.5 m) is about 26.2 m in the Gát-1 borehole. The sections through the two boreholes exposing the formation are seen in Figures 8 and 10.

ARÁCS MARL FORMATION (^aT₁)

The Arács Marl Formation is only known from the Gát-1 borehole, shown on the relevant area of the map. Its beds are composed of greenish grey marl and calcareous marl. The beds of the formation can be divided into 3 major sections based on the carbonate intercalations: in the lower and upper parts mainly limestone is characteristic (oolite of gastropods), whereas in the central part dolomitic aleurolite, dolo-marl and sandy-spongy dolomite intercalations are present. Brachiopods (*Lingula*) and Bivalves (*Claraia*) occur in the marl. The thickness of the formation (between 170.0–310.3 m) is approximately 140 m in the borehole.

HIDEGKÚT FORMATION, ZÁNKA SANDSTONE MEMBER (^bT₁)

The Zánka Sandstone Member, which is the lower member of the Hidegkút Formation, was exposed by the Gát-1 borehole of Gárdony. The formation overlies the Arács Marl. The sequence is composed of characteristic red, well-bedded, fine-grained sandstone and aleurolite. The presence of wavy surfaces and cross-bedding is characteristic. The thickness of the formation is not known as the sequence (13 m) of the Gát-1 borehole was eroded and covered by Pannonian sediments.

LOWER TRIASSIC LIMESTONE (T_1^m)

The Pzd-1 borehole of Pákozd exposed Lower Triassic (Szabó, I. — personal communication) limestone with the thickness near to 130 m at the Southwestern part of the Lake. The borehole was sunk by the MÉV. More data are not available — i.e. more accurate classification of the rock is not possible. Considering the data of the nearby boreholes, (Pátk-1 at the Southwest and Dinnyés B-1 at the South) this Triassic block is considered to be a tectonically emplaced Mesozoic track in the granite.

Lower–Middle Triassic

Dolomite (T_{1-2}^d). The K-149 borehole was sunk to explore thermal waters in the Bika Valley near Gárdony. It crossed a 7 metres thick dolomite assigned to Lower–Middle Triassic. Due to lack of data and reliable information its stratigraphical position is uncertain.

The same is true for a 2.5 metres thick light-grey, brecciated porous dolomite found in the K-1 borehole at Kápolnásnyék below a few metres thick volcanite of Eocene age.

These two boreholes were drilled above a range, and situated South of Lake Velence having a ENE–WSW strike. This range is composed of Triassic formations even younger and younger to SSE direction. Because the Gárdony Gát-1 borehole (intersecting a proved Lower Triassic sequence) is in a footwall position and the Budaörs Dolomite in the Seregélyes Sg-1 borehole is in a hanging wall position with regard to these two boreholes it is very probable that the dolomite they have intersected belongs to the Anisian.

Upper Cretaceous

BUDAKESZI PICRITE FORMATION ($^{bk}K_3$)

The Upper Cretaceous lamprophyric dykes at different locations of Transdanubian Range have become known during recent decades. The age of the rocks at the different locations (e.g. the Budakeszi–Nagykovácsi location which gives its name to the formation) was ascertained at the beginning of the 1980s. Smaller outcrops of the formation were recognized at both the Eastern and Western part of the hills during the geological mapping between 1979 and 1984. Three rock types were distinguished: monchiquite, spessartite and beforosite.

Spessartite ($^{bk}K_3^{sp}$ — *sp*)

Two occurrences are known and they are shown on the relevant area of the map. One of them, which is situated North of Kisfaludpuszta, has already been mentioned by JANTSKY (1957) as kersantite. This is a North–South striking dyke. The other locality is the Northwestern part of Székesfehérvár in the Southern side of the road-cut of Highway 7, in the debris in front of the ‘aplite mine’ (= Székesfehérvár quarry), South of the Aranybulla quarry. The debris is found in loessy talus deposited on the granite surface. VENDL M. (1923) reported a lamprophyre dyke in the Aranybulla quarry the composition of which was spessartitic. However during the mapping this dyke was not found in the quarry.

The rock of the Kisfalud occurrence is dark grey to black, compact and holocrystalline. The debris of the rock is covered by a limonitic crust. The porphyritic rock is composed of plagioclase, smaller amounts of K-feldspar, brown kaersutite, and clinopyroxene of an endiopsidic–diopsidic composition (Plate X: photo 3). In many cases skeletal ilmenite (as an immiscible phase in magnetite) also occurs (DOBOSI 1982). Table 5 shows the chemical composition of the rock.

The chemical and modal composition of the rock suggests a genetic relationship to the alkaline lamprophyres. Only one K–Ar radiometric age was obtained for this rock which is 60 million years (BAGDASZARIAN 1989). Based on this age the rock can be considered as Upper Cretaceous.

Table 5. Chemical composition of spessartite, monchiquite and beforosite

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO ₂	49.8	46.3	41.7	36.2	28.8	29.0	16.9
TiO ₂	3.79	3.16	1.83	2.21	1.99	1.96	2.01
Al ₂ O ₃	13.2	11.8	10.6	9.51	6.38	6.69	6.39
Fe ₂ O ₃	6.80	10.1	3.85	4.74	2.57	1.74	1.69
FeO	2.64	3.74	6.05	6.10	6.33	6.06	7.86
MnO	0.07	0.17	0.21	0.20	0.29	0.19	0.30
CaO	7.59	8.71	11.8	13.8	12.6	14.1	21.4
MgO	4.73	6.36	9.59	11.5	13.1	11.1	9.51
Na ₂ O	3.82	1.53	2.01	1.22	0.83	1.18	<0.02
K ₂ O	2.18	3.93	1.83	1.84	3.24	3.20	1.87
⁺ H ₂ O	2.38	2.14	3.90	3.59	2.50	3.13	2.70
–H ₂ O	1.07	0.79	1.01	1.08	0.31	0.30	0.40
CO ₂	0.35	0.22	4.45	5.54	20.4	21.0	28.1
P ₂ O ₅	0.86	0.78	1.36	1.38	0.97	1.02	1.21

1. Spessartite, Aranybulla quarry, 2. Spessartite, Kisfalud (analyzed by Soha, Arató), 3. Monchiquite, Pákozd great quarry (analyzed by Soha, Arató), 4. Monchiquite, Pákozd great quarry (analyzed by Soha, Arató), 5. Silico-carbonatite (beforsite), fresh; St-1 64.7–64.9 m (analyzed by Soha, Szűcs), 6. Silico-carbonatite (beforsite), fresh; St-1 65.4–65.5 m (analyzed by Soha, Szűcs), 7. Silico-carbonatite (beforsite), altered; St-1 68.35–68.55 m (analyzed by Soha, Szűcs). All the analyses were carried out in the chemical laboratory of the Hungarian Geological Institute.

Monchiquite ($^{bk}K_3^{mc} - mc$)

A 30 to 70 cm thick, dark grey–black, fine-grained slightly porphyritic rock is situated in the granite of the Great quarry, about 500 metres North of Pákozd. The dyke strikes N–S and dips with an angle of 60° to 75°. In the middle of the dyke in a 10 to 20 cm thick stripe 0.5–1.0 cm large phlogopite crystals can be recognized. Based on the chemical (Table 5) and modal compositions the rock can be considered as monchiquite. The main rock-forming minerals are: olivine, clinopyroxene, phlogopite, amalcime, calcite and chlorite. The rock (which is susceptible to alteration) cannot be observed on the surface. 200 metres East and about 300 metres West of the quarry the existence of a similarly striking dyke was established by DUDKO, based on magnetic measurements. The dyke rock presumably has the same composition. A trench proved the presence of the Western dyke.

Kadosa BALOGH (in HORVÁTH I. et al. 1985) analyzed the phlogopites for radiometric ages. The analyses gave a results of 69 million years.

Beforsite ($^{bk}K_3^{be} - be$)

The single occurrence of this rock type can be found 500 metres East of Sukoró, on the top of a small porphyritic granite outcrop, next to the St–1 borehole. The occurrence is in the form of debris. The rock is greenish grey, limonitic with a spongy structure (containing small holes). According to the magnetic measurements the dykes of this rock should have a Northern strike. The dykes were exposed by the St–1 borehole (HORVÁTH, I. et al. 1983). The 13 silico-carbonatite dykes that have been crossed are settled in granite porphyry or granite (Figure 12). The fresh dyke rock is greyish brown with a fluidal structure. This fresh rock (which has not undergone late hydrothermal alteration) is found between 64 and 68 m. It has a sharp border towards the country rock; the observed chilled margin is 5 to 20 mm thick. Besides the visible porphyritic phlogopite and the pseudomorphs (after the mafic silicate phases which are composed of carbonate) the presence of several mm large, rounded or irregular shaped ocelli is also characteristic. These ocelli are composed of carbonates or K-feldspar and quartz (Plate X: photo 2). Based on the study of FARKAS, L. and FÖLDVÁRI, M. the modal composition of the rock is the following: 3 to 10 % quartz, 32 and 48 % of dolomite (Figure 12). The chemical composition of the rock is shown in Table 5. The K–Ar radiometric age measurements carried out on phlogopite gave an age of 77.6 ± 3 million years (BALOGH, Kadosa, BUDA 1981). Either the silico-carbonatitic rock types or the monchiquite occurrences are the products of a late Cretaceous alkaline-ultramafic-silico-carbonatitic magmatism. The rocks of this magmatism can be followed to the Buda Hills and they form dykes in different Triassic formations.

Cretaceous (Carboniferous?–Cretaceous?–Eocene?)

QUARTZ DYKES ($K^q - q$)

Most of the formations indicated as quartz dykes on the map are the classical hydrothermal dykes which have uniform internal structure and sharp boundaries towards the country rock. Also placed in this formation are those bodies which have tectonic boundaries or might have been formed by the silicification of tectonic or intrusive breccias; those siliceous zones which were considered to be the parts of other 'normal' dykes are also regarded as part of this formation. In several cases, mainly in case of the dykes of the Pákozd area, the results and documentation with respect to earlier mining activities and geochemical and geophysical researches were also used during the outlining of the dykes. In spite of the small sizes of the outcrops we tried to outline the strikes of the dykes even on the reconnaissance map. From some of the quartz dykes polymetallic ores or fluorite and barite were mined. These are described in detail in the raw material chapter.

Considering the whole territory of the hills, relatively few outcrops of quartz dykes are known. Most of them are situated in the Western area. Passing towards the east these are the following: the Southern, Southeastern and Eastern part of the Öreg Hill of Székesfehérvár, the Ósi and Üveg Hills of Pákozd, the granite area NNW of Pákozd, Kőrakás Hill and Szűzvár Hill. Furthermore, quartz dykes can be found in the East Velence Region on the Southeastern part of the Vaskapu Hill, on the ridge of the Meleg Hill, in Ördög Hill and in a several kilometres long East to West bend between Sukoró and Meleg Hill.

The thickness of the largest dykes exceeds several metres and they can be followed along small ridges or hill rows more than 1 km long. These types of dyke are found on Üveg Hill ('Suhogó'), on Meleg Hill and on the Southeastern part of Öreg Hill. The smaller — maximum several 100 metres long — dykes are more variable. Based on the data of the mining explorations the dyke of Szűzvár keeps its 0.8 m thickness both in the strike and dipping directions; the dykes of Kőrakás Hill demonstrate a variable development (1 to 7 m thickness) whereas the dyke of Ósi Hill gradually becomes thinner and thinner (the thickness decreases from 4 to 1.8–0.8m). Most of the dykes in the Hills are similar to those mentioned previously, but smaller dykes and quartz veins can also be characteristic (e.g. in the area between Sukoró and Meleg Hill). In several cases the dykes are cut by faults, thus parts of them can tectonically be emplaced (e.g. the mine of Kőrakás Hill and the great dyke of Üveg Hill). In several places the rock is not uniform but a zone of silicified–kaolinized country rock cross-cut by numerous dykes and veins can be recognized (e.g. Ördög Hill — Figure 13, Plate IX: photo 2).

Most of the dykes are found in granite; however, quartz dykes were also recognized in slates (e.g. Vaskapu Hill, S-3 borehole, the Kőrakás Hill — mining exploration RADOVITS 1971). The Eastward branching silicified zone on the ridge of Meleg Hill, can be followed for about 1 kilometre and it has a unique position and development. Even in the recent outcrop situation it can be established that the slate can be found North of the zone, whereas the granite present is South of it. The zone is several metres thick. At the Eastern and Western sections it has a typical dyke development whereas in the central part, which can mainly be studied from debris, the zone is composed of previously tectonized, silicified granite or slate. In several places, particularly in the Eastern part, the relics of the granite can be recognized in the silicified rock (isometric quartz grains). This suggests that the visualization of this zone as a unified dyke can only be accepted with reservations.

Based on the composition of the pore-filling material the dykes could be ore-bearing or barren. The first ones could also be pure quartz due to the strong leaching downwards. This kind of dyke can be found on Ördög Hill, Ősi Hill dyke and at numerous other places in the Western Velence area. Based on the appearance of the previously described dykes (which were explored by mining and boreholes) it is possible that they were leached by fluids coming from greater depths (MIKÓ 1964).

The pore-filling mineral could also be fluorite. In several cases this is the dominant pore-filling mineral (e.g. fluorite dykes of Pákozd and Szűzvár). In most of the dykes different ore minerals could be (based on the shapes of the leached pores) present either in traces or as macroscopic phases (sphalerite, galenite, chalcopyrite, etc.). However, they are only present in larger amounts in the Kőrakás Hill and the Szűzvár dykes. Another type of the dyke is the smaller or larger barite dyke which is found in the Sukoró – Meleg Hill area. Finally the silicified zone of Meleg Hill should be considered as an autonomous dyke type with its multi-element geochemical anomalies and very variable ore mineral assemblage.

Silicified-kaolinitized zones which can hardly be recognized or which are several metres thick follow the middle or low temperature quartz dykes. Further descriptive, geochemical, mineralogical etc. data can be found in the works of VENDL A. (1914), KISS (1954c, d), JANTSKY (1957, 1966), KUBOVICS (1958), KASZANITZKY (1959), MIKÓ (1964), BÖJTÖS-VARRÓK (1966), FÉLEGYHÁZI (1967a), RADOVITS (1971) and NAGY B. (1967c).

No data are available to support the direct genetic relationship between the quartz dykes and the magmatites. The authors who approach the problems from different fields — i.e. general geology, mineralogy–petrology–geochemistry or tectonics — usually deal with one dyke or dyke group or dyke type. They can only draw a genetic relationship between the particular dyke assemblage studied and the Carboniferous granite or Eocene andesite. These results are contradictory and thus the age and source of the dykes cannot be considered as solved problems.

PORCELANIC QUARTZITE (QUARTZOLITE) (K^{kv} — kv)

A 0.2 to 0.4 m thick East–West striking dyke can be followed as small outcrops and debris, North of Bence Hill. Its material has a milk white colour, it has a porcelainic, microcrystalline texture. On the joint surface the quartzite has a limonitic yellowish colour. No other similar quartz dykes have been found in the hills.

Cenozoic

The section of the Cenozoic is quite imperfect. The andesitic volcanites of the Middle and Upper Eocene and the Pannonian and Quaternary sediments were formed during this period.

Middle–Upper Eocene — Nadap Andesite Formation (${}^nE_{2-3}$)

The formation connected with the andesite magmatism can be found in the Eastern segment of the Velence Hills. The contouring of the volcanites as well as their distribution in the covered areas were determined by geophysical measurements. In this manner the foot and the structure of the former volcano — as well as its central zone, the zone of intensive alterations and the central diorite intrusions — could have been contoured (DUDKO et al. 1982). The stratovolcanic complex is distinguished as a Kápolnásnyék Andesite Member. The intrusions belong to the Cseplekhegy Diorite Member, whereas the strongly altered rocks are regarded as parts of the Pázmánd Metasomatite Member. The alterations formed due to the andesite magmatism are discussed separately.

At the Eastern Part of the Velence Hills smaller subvolcanic andesite bodies (necks and dykes) are present along with intrusive breccia intercalations. The Sorompóvölgy Andesite Member comprises of these formations. This could indicate that West of the Nadap Line between Lovasberény and Velence (which contours the granitic area from the East) the basement of the volcanic structure was eroded to the root and can be found on the surface.

The position (on the basis of K_2O – SiO_2 contents) of the rock varieties belonging to the Nadap Andesite Formation is shown on Figure 14.

East of Nadap Line, in the variably eroded central zone of the volcano, over a 30 km² area strongly altered rocks in the Pd-2 borehole diorite intrusion are present. On the surface only small patches of strongly altered andesite (metasomatites) crop out beneath the Upper Pannonian formations.

Table 6. The most important radiometric ages determined for the rocks of the Nadap Andesite Formation

Locality	Rock type	K/Ar age (million years)	Reference
Radiometric ages measured for the rocks of the Sorompóvölgy Member			
4017/2 Sorompó Valley	Hyperstene–augite andesite dyke	33.37	BAGDASZARJAN (1989)
2010/1 Cziráky Quarry	Pyroxene–amphibole andesite (small intrusion)	35.15±1.35	BAGDASZARJAN (1989)
25 Nadap	Altered pyroxene andesite (intrusion)	35.17±0.9	BAGDASZARJAN (1989)
25 Nadap	Andesite	38	OVEHNIKOV et al. (1961)
Velence Hills	Amphibole andesite	38±0.5	SZÁDECZKY-KARDOSS et al. (1969)
2007 Sukoró pasture	Biotitic amphibole andesite dyke (with plagioclase and quartz)	34.05±0.9	BAGDASZARJAN (1989)
2007 Sukoró pasture (great dyke)	andesite (amphibole)	37.8±1	BALOGH, Kadosa et al. (1986)
2007 Sukoró pasture (great dyke)	andesite (biotite)	31.9±1.2	BALOGH, Kadosa et al. (1986)
Sukoró bend	Biotite–amphibole andesite	29.1±1.2	BALOGH, Kadosa et al. (1986)
Sukoró East of the road No. 3	Altered pyroxene andesite dyke	35.07±0.88	BAGDASZARJAN (1989)
Kápolnásnyék Kny–3 borehole, 275.0 m	Altered amphibole andesite (intrusion)	33.4±0.3	BAGDASZARJAN (1989)
Kápolnásnyék Kny–3 borehole, 724.0 m	Zeolitized amphibole andesite (intrusion)	35.3±0.35	BAGDASZARJAN (1989)
Kápolnásnyék Kny–3 borehole, 1055.2 m	Altered amphibole andesite (intrusion)	35.6±0.7	BAGDASZARJAN (1989)
Gárdony Gá–2 borehole, 332.5 m	Biotite–amphibole dacitic andesite (intrusion)	40±0.25	BAGDASZARJAN (1989)
Gárdony Gá–2 borehole, 518.5 m	Biotite–amphibole andesite (intrusion)	41.2±0.3	BAGDASZARJAN (1989)
Gárdony Gá–2 borehole, 547.3 m	Biotite–amphibole dacitic andesite (Altered)	41.6±0.9	BAGDASZARJAN (1989)
Seregélyes Sg–2 borehole, 383.2 m	Altered amphibole–biotite andesite (intrusion)	38.4±0.4	BAGDASZARJAN (1989)
Seregélyes Sg–2 borehole, 528.5 m	Altered biotite–augite kersantite (lamprophyric segregate)	39.6±0.8	BAGDASZARJAN (1989)
Seregélyes Sg–2 borehole, 544.6 m	Altered biotite–amphibole dacitic andesite (intrusion)	40.4±0.9	BAGDASZARJAN (1989)
Seregélyes Sg–2 borehole, 383.2 m	Andesite (biotite)	35±1.4	BALOGH, Kadosa et al. (1986)
Radiometric ages measured for the rocks of the Kápolnásnyék Member			
Kápolnásnyék Kny–2 borehole, 394.0 m	Pyroxene andesite (lava)	33.9±0.7	BAGDASZARJAN (1989)
Kápolnásnyék Kny–2 borehole, 552.5 m	Altered pyroxene andesitic basalt lava (with amphibole)	34±0.1	BAGDASZARJAN (1989)
Kápolnásnyék Kny–2 borehole, 597.9 m	Hyperstene–augite andesitic basalt	34.3±0.65	BAGDASZARJAN (1989)
Kápolnásnyék Kny–2 borehole, 715.5 m	Zeolitized amphibole andesite (lava)	34.85±0.05	BAGDASZARJAN (1989)
Kápolnásnyék Kny–2 borehole, 1149.9 m	Zeolitized pyroxene–amphibole andesite, augite, alteration)	35.6±0.3	BAGDASZARJAN (1989)
Úrhida Ú–1 borehole, 258–261 m	Altered amphibole andesite tuff (intercalations)	42.3±1.5	BAGDASZARJAN (1989)
Csákvár Csv–18 borehole, 347–353 m	Andesite tuff	41.9±1.6	BAGDASZARJAN (1989)
Radiometric ages measured for the rocks of the Pázmánd Metasomatite Member			
2536–13 Pázmánd Zsidó Hill	Alunite vein	35.4±0.6	BAGDASZARJAN (1989)
Pázmánd Pt–3 borehole, 127.7 m	61% alunite-bearing assemblage	34.2	BAGDASZARJAN (1989)
Pázmánd Pt–3 borehole, 127.7 m	Alunite	32.9±1.3	BALOGH, Kadosa et al. (1983)
Radiometric ages measured for the rocks of the Csepelhegy Diorite Member			
Pázmánd Pd–2 borehole, 694.8–695.2 m	Altered amphibole microdiorite (intrusion)	38.9±0.8	BAGDASZARJAN (1989)
Pázmánd Pd–2 borehole, 1136.1–1136.4 m	Microdiorite porphyry (amphibole)	31.2±1.4	BALOGH, Kadosa et al. (1983)
Pázmánd Pd–2 borehole, 1193.7 m	Altered amphibole pyroxene diorite (intrusion)	40.15±0.5	BAGDASZARJAN (1989)

Inside the volcanic structure numerous small subvolcanic bodies were detected by geophysical measurements. The presence of these intrusions has also proved by the Pt-4 and Pt-5 boreholes which are settled on the magnetic anomalies.

The first systematic research concerning the andesites in the Velence Hills was carried out by INKEY (1875). He found 8 localities and described the rocks as trachytic (based on the descriptions of the 8th locality — i.e. Bence Hill — they can be considered as microgabbro). Based on Hungarian analogies he presumed that the rocks had formed in the Neogene. 9 localities of andesites were described by VENDL, A. (1914) and (also on the basis of analogies) he showed the Miocene (Mediterranean) formation of the rocks. During the processing of the material of the Lovasberény Lb-I borehole, he described Eocene beds and mentioned biotitic debris in two levels, but this debris was not connected to the andesites. The Eocene age of the volcanites was first determined by SCHRÉTER (SCHRÉTER, MAURITZ 1952) and based on his studies thick andesite tuff intercalations were found in the Upper Eocene as well as fossiliferous sediments deposited near to the shoreline in the neritic zone.

The K/Ar ages determined from andesites and metasomatites gave variable results from the upper part of the Middle Eocene to the Early Oligocene — i.e. between 29 and 42 My (compared to the Eocene/Oligocene boundary is 33.7 My). Those data which gave older ages were found in subvolcanic bodies far from the volcanic centre (Gárdony and Seregélyes) and in volcanic tuff. Those rocks which originate from the volcanic build up and its basement show a younger age.

The age of the Nadap Andesite from the Lovasberény borehole was determined earlier, based on tuffs intercalated with Eocene sediments. The radiometric ages of the rocks (Table 6) also confirmed the Middle–Late Eocene age of the complex.

Most of the data were acquired from the fresh andesite dykes and intrusions found in the granitic area (Sorompóvölgy Member). Their respective ages vary between 29.1 and 41.6 My. The data from the Hills show somewhat younger ages (between 29.1 and 38 My). Older ages (between 35 and 41.6 My) were only determined from the boreholes of Gárdony (Gá-2) and Seregélyes (Sg-2), South of the Hills. The data from the stratovolcanic complex (Kápolnásnyék Member) show 33.9 to 35.6 My in the Kny-2 borehole of Kápolnásnyék (NW segment of the map sheet), whereas only the other data (i.e. Ú-1 of Úrhida and Csv-18 of Csákvár) give Middle Eocene ages (41.9 to 42.3 My). There is little data for the Pázmánd Metasomatite Member and these show slightly younger ages (32.9 to 35.4 My) than those of the dykes. This is reasonable because the metasomatism could only have followed the andesite formation. The rocks of the Cseplek Diorite Member are older (38.9 to 40.1 My) than the andesite dykes.

KÁPOLNÁSNYÉK ANDESITE MEMBER (${}^nE_{2-3}$)

The pyroclastites, lavas and sedimentary formations which form the volcanic complex were exposed by the Kny-2 structure well, 2 km northeast of the Zsidó Hill of Pázmánd, on the Eastern edge of the area (Figure 15). The basement of the volcanic complex, which has a thickness of 960 m and is covered by Upper Pannonian beds, was not reached by the borehole. The sequence can be divided in two major parts. The upper part between 242 and 670 m is built up by a sequence of alternating lava and lava breccia beds composed of dark to middle grey, fine-grained amphibole and pyroxene andesite. The monomict agglomerate composed of large (5 to 40 cm in diameter) angular debris and small amounts of light grey matrix is the predominant occurrence into which lava beds (Plate XI: photos 1–6) and some tuff-sandstone (Plate XI: photo 7) have settled. The thickness of the intercalated lava beds varies from several metres up to 45 m. The brownish grey, fine-grained, compact andesite intercalation between 597.3 and 601.0 m has to be emphasized (Plate XIV: photo 2). This andesite bed contains ortho- and clinopyroxene. The lower part of the borehole (between 670 and 1200 m) is built up by a much more variable, polymict sequence. This sequence is composed mainly of polymict debris containing thin beds of rounded, grey, porphyritic amphibole–biotite(?) andesite clasts (the average size is between 2 and 10 cm — larger clasts occur only rarely) intercalated with middle grey andesite from 50 cm to 7 m thickness (Plate XII: photos 1–3, Plate XIII: photo 1), redeposited volcanic debris and sedimentary beds (Plate XI: photo 8, Plate XII: photos 4–8). The proportion of the redeposited volcanogene material (tuff conglomerate and tuff gravellite) and the stratified debris and sediments (tuff sandstone and siltstone) increases downwards in the stratovolcanic sequence (Plate XI: photos 7–8, Plate XII: photos 7–8). The first black, silty clay deposit is present at 810 m and beneath 930 m these beds become more frequent (Plate XII: photo 5). (This was deposited at the end of the half sequences as the most fine-grained sediment.) In the black sediment, coloured by the organic material, several fish flakes also occur besides the carbonized plant remnants. A little bit further on, in the boreholes near Lovasberény, tuff beds were crossed in the Upper Eocene (with Bartonian foraminifer fauna) limestone, marl and sandstone sequence (VENDL, A. 1914, SCHRÉTER, MAURITZ 1952, SZÉKY-FUX, BARABÁS 1953).

SOROMPÓVÖLGY ANDESITE MEMBER (${}^nE_{2-3}$)

Subvolcanic pyroxene and amphibole andesite as well as intrusive breccia are separated in the sequence of the Sorompóvölgy Andesite Member.

Subvolcanic pyroxene and amphibole andesite (${}^nE_{2-3}^\alpha$ — α)

The andesitic bodies settled into the granite and the schist in the Eastern part of the Velence Hills can be studied on the surface in small quarries and among other debris. The subvolcanic andesite bodies are relatively small, dykes are 1 to 20 m thick, and necks have sizes between 50 and 200 m in diameter (Figure 16, Plate IX: photos 3–4). The small intru-

Table 7. The alignment of the andesites based on their modal composition

Biotite-amphibole andesite (diorite porphyry)	Biotitic amphibole andesite with pyroxene and quartz	Amphibolic pyroxene andesite, monocline pyroxene andesite (diorite)	Two pyroxenic andesite	Intrusion breccia
<i>Outcrops of the subvolcanic andesite bodies in the granite-schist area</i>				
In the Pákozds–Sukoró bend Thin dyke in the Northern part of the Sukoró pasture Western side of the Sorompó Valley Next to the highway South of Sukoró Cziráky quarry — altered andesite As debris: South of the Meleg Hill, next to the fence of the park North of Sukoró on the Bence Hill On the Mészeg Hill	The great dyke of Sukoró The bend of the Pákozds– Sukoró road Eastern part of Sorompó Valley At the Southern part of the Meleg Hill at the triple turnout As debris: On the Gécs Hill of Sukoró East of the St-I borehole (At the Eastern part of the Sukoró vineyard)	In the andesite mine of Nadap On the Bence Hill The fresh andesite above the Cziráky quarry A dyke parallel to N to the great dyke of the Sukoró pasture	East of the Sorompó Valley	Debris of biotite – amphibolic andesite, schist and granite in the biotite – amphibole andesite in the Western part of the Sorompó Valley Eastern part of the Sorompó Valley matrix: biotitic amphibole andesite with pyroxene and quartz; fragments: monoclinic pyroxene andesite, biotitic amphibole andesite, dyke quartz and schist
<i>Boreholes were sunk before 1979 and exposures</i>				
<i>Sukoró</i> Andesite in the barite gallery S–1/f — between 26 and 64 m, in more stages S–2/f — between 30 and 36 m, with intrusive breccia <i>Nadap</i> Kaolin gallery between 94.8 and 195 m in more stages N–II borehole between 65.5 and 81.9 m N–XI borehole between 57.3 and 62.0 m <i>Velence</i> V–II borehole between 68.5 and 82.5 m Vc–2 borehole between 215.0 and 217.4 m, and between 285.4 and 290.6 m <i>Pázmánd</i> B–16 borehole between 232 and 236 m (?)	<i>Velence</i> Vt–9/76 borehole — between 10.0 and 11.5 m	<i>Pázmánd</i> K–12 borehole between 276 and 284 m K–15 borehole between 257.3 and 283.0 m K–14 borehole between 276.0 and 284.0 m <i>Velence</i> V–I borehole between 6.0 and 32.7 m and between 41.0 and 41.3 m V–4 borehole between 47.5 and 61.1 m <i>Nadap</i> N–XV borehole between 22.0 and 36.1 m Kaolin gallery between 157 and 160 m		
<i>In the boreholes sunk between 1979 and 1984</i>				
<i>Sukoró</i> St–2 borehole between 32.4 and 327 m, between 33.5 and 34.4 m St–5 borehole between 20.6 and 20.8 m, between 35.6 and 36.8 m <i>Kápolnásnyék</i> Kny–2 borehole between 670 and (1200) m, andesite lava flows within the volcanic complex Kny–2 borehole between 259.0 and 259.3 m, diorite porphyry vein <i>Pázmánd</i> Pd–2 borehole between 492.0 and 498.6 m, amphibole diorite porphyry vein	<i>Sukoró</i> St–5 borehole between 39.6 and 41.0 m (settled into intrusive breccia)	<i>Pázmánd</i> Pt–4 borehole — between 21.2 and 101.6 m Pd–2 borehole — between 620 and 1200 m, diorite <i>Kápolnásnyék</i> Kny–2 borehole — between 242 and 670 m, andesite lava flows within the volcanic complex	<i>Kápolnásnyék</i> Kny–2 borehole between 597.3 and 601 m	<i>Pázmánd</i> Pt–5 borehole between 83.1 and 300.0 m

sive bodies can be contoured by magnetic anomalies but the dykes can be investigated for lengths of several metres. The only exception is the dyke of the small pasture of Sukoró, which can be followed for a length of 1.6 km (measurements of A. Dudko). Their directions are predominantly NE–SW and NW–SE and rarely E–W (in the Sukoró bend). Subvolcanic andesite bodies have also been exposed by the old Sukoró (St–1f, St–2f, Vt–9/76) and Velence (V–4) bore-

holes. Andesite is also known from the boreholes of the Eastern volcanic-metasomatite area. Besides the metasomatites slightly altered andesite also occurs at the following sites: in the kaolinite gallery of Nadap, sunk by Jantsky at the beginning of the 1950's; in the boreholes of Nadap (Nadap N-II, N-XI, Velence V-I, V-II), Velence (Ve-2); and at Pázmánd (K-12, K-14, K-15, B-16). Because of the incomplete documentation the relation of the andesite and the metasomatites cannot be established. Some portions of the andesite could be subvolcanic bodies intruded into the metasomatites whereas their other occurrences could be less altered relicts of a stratovolcanic complex and these relicts were not metasomatized. The Pt-4 borehole of Pázmánd was sunk during the recent research and it crossed subvolcanic amphibolic-pyroxene andesite. The andesites are grey, middle grey and the more altered variants are greenish grey. The texture of the rocks, with only some exceptions (e.g. the fine-grained hyperstene-augite andesite of the Sorompó Valley, which contains a huge amount of silicate glass) is middle porphyritic (with 2 to 5 mm large porphyritic minerals). The contours of the 1–5 mm large plagioclases are blurred. Amphibole, biotite and (rarely) pyroxene can be observed as mafic minerals. Their size is between 1 and 4 mm. The fresh pyroxene-amphibole andesite found above the Cziráky quarry contains large (8–10 mm) amphiboles, whereas the biotites in the dyke of the Sukoró pasture contains 10 to 15 mm large biotites. Based on microscopic observations the texture of the rocks is microholocrystalline in some places (e.g. the fresh andesite above the Cziráky quarry, in the quarry next to the highway, South of Sukoró and in the great dyke in the Sukoró pasture), but dominantly porphyritic-microlitic (pilotaxitic) and only rarely porphyritic-hyalopilitic (e.g. the hyperstene-augite andesite in the Eastern part of the Sorompó Valley). The rock contains 60–70% of slightly altered (argillitized, carbonatized, limonitized) matrix (composed of plagioclase, pyroxene, opaque minerals and glass). Magnetite, apatite and zircon are present in the andesite as accessory minerals. The most common porphyritic mineral is the plagioclase (20–30 %). There is no significant difference between the porphyritic plagioclases of the different andesitic bodies. Their size varies between 1 and 2 mm, sometimes reaching 5 mm. They are frequently zoned or twinned. In the marginal zone of the grains a cloudy zone with xenoliths of the matrix can be observed. Based on optical properties the plagioclase show an andesinic-labradoritic composition. A second porphyritic generation of the plagioclases also occurs, albeit only rarely. The size of these plagioclase grains varies between 0.2 and 0.5 mm and their compositions is andesinic. Along fractures the plagioclases are argillitized and carbonatized and zeolite can also be observed in some places. The proportion of the mafic minerals is about 10 to 15% in the rocks (i.e. 20–30% of the porphyritic minerals). These mafic minerals are biotite, amphibole and pyroxene (as clino- and orthopyroxenes). (The compositional alignment of the known andesites of the area is shown in Table 7, whereas the delineation of the territorial distribution of the different rock types is shown in Figure 16.) Certain andesite types can be separated due to the presence or absence of the porphyritic mafic minerals and quartz. Based on the above the following groups can be distinguished. The biotite-amphibole andesite, (pyroxene) biotite-amphibole andesite (with porphyritic quartz), clinopyroxene andesite, amphibole-pyroxene andesite, pyroxene-amphibole andesite, hyperstene-augite andesite and intrusive breccia are described in the subvolcanic andesites.

Biotite-amphibole andesite. The predominant mafic mineral is the amphibole (9 to 10%, in the rock). The strongly pleochroic green amphiboles are euhedral, they have a tabular habit or rhombic section, their respective sizes vary between 0.5 and 1.5 mm. Rarely twins by (100) exist. They contain magnetite, apatite, zircon and sometimes biotite as xenoliths. They are frequently altered (i.e. chloritization or opacitization). Besides the amphibole, the rock also contains small amounts of biotite (1 to 6%); the dispersion of biotite is often unequal. Biotite is present as xenoliths in amphibole; it appears in patches and occasionally occurs as anhedral grains which have sizes between 0.2 and up to 0.5 mm. Usually it is more or less altered (baueritized, chloritized). It is strongly pleochroic in the unaltered segments. Very rarely porphyritic quartz is also present.

Biotite (pyroxene) – amphibole andesite with porphyritic quartz. The amphibole and biotite, which are present in proportions of 2 to 9% and 1 to 3% respectively, have an appearance similar to that mentioned in the previous group. The characteristic mineral of the rock is the pyroxene (augite), which is present as 80 to 100 mm large xenoliths in amphibole or as 0.8 to 1 mm large grain aggregates as well as 0.5 to 1 mm large grains in the matrix. The porphyritic grains are anhedral; those present in the matrix are euhedral. The rock also contains 1 to 2% porphyritic quartz. The 0.3 to 1 mm large grains are resorbed, have a globular appearance and sometimes contain xenoliths of the matrix. In this rock type the second generation of feldspars is also present.

Clinopyroxene andesite, amphibole-pyroxene andesite, pyroxene-amphibole andesite. The rock types are present together because inside one outcrop (e.g. the andesite quarry of Nadap) the transition between them is continuous. The rock contains amphibole and pyroxene (10 to 15%) and the ratio of these minerals is variable. The clinopyroxenes are anhedral, have a tabular habit or are rounded and they have a pale greenish yellow pleochroism. Their respective sizes vary between 0.3 and 2 mm. They are frequently twinned. Magnetite and apatite can be observed as xenoliths in them. Based on optical properties they are augite or diopsidic augite. They are present as separated grains or as aggregations. The amphibole is present as 0.2 to 1 mm large anhedral grains; the edge of the grains is redissolved and they have been opacitized. The amphibole is strongly pleochroic and it is often chloritized. Occasionally several sliced, porphyritic quartz pieces can also be observed. Their size varies between 0.4 and 0.5 mm (Plate XIV: photos 2–3.).

Hyperstene-augite andesite. The rock contains large amounts of glass and the texture of it is porphyritic-hyalopilitic. Besides the predominant (about 8%) clinopyroxene (augite) — the size of which varies between 0.2 and 0.3 mm — orthopyroxene is also present (1 to 4%). The orthopyroxenes occur (rarely) as 0.2 to 0.3 mm large porphyritic miner-

Table 8. The chemical composition and spectroscopic data of the main andesite types, based on characteristic samples

	Biotite– amphibole andesite	Biotite– amphibole andesite with pyroxene and quartz	Clinopyroxene andesite (with amphibole)	Clino- and orthopyroxene andesite	Intrusion breccia	Amphibole– pyroxene andesite	Diorite	Diorite porphyry dyke
	Southern part of Sukoró	Sukoró bend	Andsite quarry of Nadap	Kny–2 borehole 598.6 m	Western part of the Sorompó Valley	Pt–4 borehole, from 30.1 to 30.3 m	Pd–2 borehole, from 1136.1 to 1136.4 m	Pd–2 borehole 500.3 m
<i>Chemical analyses (%)</i>								
SiO ₂	55.0	61.0	57.9	53.6	56.0	55.2	54.0	43.3
TiO ₂	0.46	0.3	0.57	1.02	0.5	1.21	0.44	1.96
Al ₂ O ₃	16.9	16.5	17.1	17.7	17.5	17.1	17.4	14.8
Fe ₂ O ₃	3.94	3.61	3.59	2.43	4.26	4.33	3.67	0.43
FeO	2.48	1.58	3.37	4.27	3.03	4.68	4.74	3.17
MnO	0.214	0.123	0.307	0.139	0.159	0.24	0.232	0.40
CaO	6.45	5.31	5.88	9.48	7.39	6.95	8.56	5.58
MgO	4.0	2.8	3.0	3.21	3.9	3.83	4.15	9.13
Na ₂ O	2.25	2.69	2.83	2.34	2.52	2.82	3.0	0.57
K ₂ O	1.6	2.12	2.8	0.69	1.6	1.03	1.0	0.19
⁺ H ₂ O	4.62	2.92	2.29	2.91	1.9	1.79	1.5	9.07
[–] H ₂ O	1.2	1.16	0.24	0.4	0.54	0.71	0.02	2.16
CO ₂	0.24	0.16	0.07	1.59	0.11	0.04	0.07	0.56
P ₂ O ₅	0.19	0.18	0.16	0.22	0.24	0.14	0.22	0.14
BaO							0.35	0.25
S							0.17	0.45
Analysed by:	MÁFI 1981	MÁFI 1981	MÁFI 1981	MÁFI 1985	MÁFI 1981	MÁFI 1981	MÁFI 1982	MÁFI 1982
<i>Spectroscopic analyses (ppm)</i>								
Ag	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.5	<0.4	<0.4
As	<600	<600	<600	<600	<600	<600	<600	<600
B	<16	<16	<16	<16	<16	<15	<16	<16
Ba	400	400	250	1000	250	500	250	600
Be	<4	<4	<4	<6	<4	<5	<6	<4
Bi	<25	<25	<25	<16	<25	<20	16	25
Co	40	25	16	16	25	–	25	40
Cr	25	10	4	10	25	60	16	160
Cu	40	60	40	60	40	260	60	400
Ga	10	16	16	25	16	–	16	25
Mo	<6	<6	6	<6	6	10	<6	<6
Ni	16	10	2.5	10	10	12	16	160
Pb	6	10	10	16	6	10	10	16
Sb	<100	<100	<100	<60	<100	<100	<100	<100
Sn	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sr	160	250	100	1000	160	400	400	100
V	160	100	100	100	100	220	160	250
W	<100	<100	<100	<60	<100	–	<100	<100
Y	<100	<100	<100	<60	<100	–	<60	<100
Zn	100	<100	100	<100	<100	<100	<100	400
Zr	160	160	100	400	160	–	<100	<100
Li						150		
P						1000		
Analysed by:	MÁFI 1982	MÁFI 1982	MÁFI 1982	MÁFI 1985	MÁFI 1982	MÁFI 1981	MÁFI 1982	MÁFI 1982

als or more frequently as 0.1 to 0.2 mm large grains. These minerals have a weak pinkish pleochroism; based on their optical properties they are bronzite–hypersthene.

Intrusion breccia. The intrusion breccia was found in the Western side of the Sorompó Valley and it has a biotite–amphibole andesite composition. The debris of the differently crystallized biotite–amphibole andesite, metamorphic schist and granite (maximum 20 cm, in diameter) can be found in the matrix. The matrix of the intrusion breccia known from the Eastern part of the Sorompó Valley is pyroxene–biotite–amphibole andesite, with quartz. The material of the debris is biotite–amphibole andesite, clinopyroxene andesite, schist, granite and dyke quartz. The Pt–5 bore-

hole crossed intrusion breccia at between 83.1 to 300.0 m. The following phases were established: 1 — greyish green, altered (propylitized) andesite with low amounts of small, porphyritic plagioclases; 2a — darker grey, altered andesite (propylitized) with coarse porphyritic grains; 2b — greenish grey, andesite with large amounts of coarse porphyritic grains and low amounts of quartz; the rock is altered but the remnants of mafic minerals (pyroxenes and amphiboles) can be observed; 3 — dark greenish grey, aphyric, banded andesite with a fluidal texture. Rock type No. 1 is the oldest, No. 3 is the youngest, whereas No. 2a and 2b have about the same age. These rock types are present as irregularly interlocked bodies and the youngest one cover the 5 to 10 cm large pieces of the older rock types.

The respective chemical compositions of the individual rock types as well as their spectroscopic data, based on certain characteristic occurrences, are shown in Table 8. Andesites known from the hills have gone through stronger or weaker alterations, (referred to as metasomatites, see in chapter “Pázmánd Metasomatite Member”). The andesites present in the granite area are also altered; this is shown by the chloritization and carbonatization of the mafic minerals (magnetite and epidote are also present but only rarely) as well as by the sericitization and carbonatization of the plagioclases (as in the andesite mine of Nadap). Weak secondary biotite formation can also be observed in the andesite mine of Nadap and in the Eastern part of the Sorompó Valley. It is possible to establish the relation of the different rock types in the granitic area (Table 9). Inasmuch as the andesites are present sporadically and the appearing rock types represent only a small portion of the andesite magmatism, the magma differentiation and the volcanological evolution could not be established with certainty.

The schematic evolution of the volcanism was compiled based on the data of the Pd–2 borehole and the connection between the volcanism and metasomatism (DARIDA-TICHY et al. 1984).

Intrusive breccia (${}^{\text{N}}\text{E}_{2-3}^{\text{ib}\alpha}$ — $\text{ib}\alpha$)

Formations with a strange composition and structure were crossed by several boreholes in the Northeastern part of the Velence Hills and in certain segments of the metasomatite area. The thickness of the clastic sequence is variable. Based on their characteristic features these formations are considered to be intrusive breccia (ÓDOR et al. 1983) and current data show that these rock types are present in three areas (Figure 16). The sections of the typical boreholes see on Figure 17.

Two occurrences of the intrusive breccia bodies are known *near Sukoró*. These occurrences are emplaced in granite and they are together with andesites. 1.5 km West of Sukoró, in the bend of the highway, andesite outcrops can be found over a 300–350 m wide area. Intrusive breccia bodies measuring a few mm to a few cm are present in the small outcrops of biotite–amphibole andesite, South of the road. Those bodies which were detected by negative magnetic anomalies North and West of the road can be connected with intrusive breccias. The boreholes (S–1f, S–2f, St–2, St–5 in Sukoró) settled on the Southern magnetic anomaly crossed intrusive breccias containing andesite debris (biotite–amphibole andesite) in magnetitized granites and granitoids. The breccia is crossed by a thin biotite–amphibole andesite (containing pyroxene and quartz) dyke in the St–5 borehole. The particular formation containing andesite and schist debris, found NE of Sukoró, can be considered as intrusive breccia which is disinte-

Table 9. The order of formation of andesite types present in the granite

Sukoró, St-2 and St-5 boreholes	Nadap, Cziráky quarry	Sorompó Valley
1. Biotite-amphibole andesite	1. Biotite-amphibole andesite	1a) Biotite-amphibole andesite
2. Intrusive breccia (with debris of granite, biotite-amphibole andesite)	2. Biotite-amphibole andesite (with pyroxene and quartz)	1b) Intrusion breccia in matrix of biotite-amphibole andesite are debris of differently crystallized biotite-amphibole andesite (with the debris of granite and schist)
3. Biotite-amphibole andesite (with pyroxene and quartz)		2. Intrusive breccia (with the debris of granite, schist, biotite-amphibole andesite, tourmaline schist)
		3. Pyroxene (augite) andesite
		4. Intrusion breccia, differently crystallized biotite-amphibole andesite, pyroxene (augite) andesite, quartzite and schist debris in (pyroxene) biotite-amphibole andesite matrix
		5. Pyroxene (hypersthene-augite) andesite

Table 10. The characteristic data for intrusive breccia dykes based on the boreholes

Borehole	Depth (m)	Number of dykes intersected	Total thickness of the dykes (m)	Maximum pseudothickness of the dykes (m)	Maximum size of the debris (mm)	Quality of debris	Quality of matrix	Presence of rounded debris	Presence of flow bands	Age of the wall-rock of the dykes	Age of the dykes
St-2	150.0	23	35.8	21.5	200	magnetitic granite, andesite	clayey-pyritic	+	+	granite C ₂	E ₂₋₃
St-4	100.0	1	1.0	1.0	20	granite	silicified-pyritic	-	-	granite C ₂	C ₂ ? E ₂₋₃ ?
		8	3.5	2.4	50	granite, microgranite, quartzite	clayey-pyritic	+	-		E ₂₋₃ ?
St-5	50.8	8	11.2	4.7	200	magnetitic granite, granite porphyry, andesite	clayey-pyritic	+	+	granite C ₂	E ₂₋₃
Nt-1	150.0	11	15.9	7.8	200	metamorphic schist, granite, granite porphyry, dacite	clayey-pyritic	+	+	metamorphic schist O-D, granite C ₂	E ₂₋₃
Nt-2	130.0	2	3.2	2.4	100	granite, microgranite, aplite breccia	silicified-pyritic	-	+	metamorphic schist O-D, granite C ₂	C ₂ ? E ₂₋₃ ?
		14	4.4	1.7	100	metamorphic schist, quartzite, granite, microgranite	clayey-pyritic	+	+		E ₂₋₃ ?
Nt-3	300.0	15	1.3	0.3	70	granite, granite porphyry, aplite, andesite, quartzite	clayey-limonitic, clayey-pyritic, silicified	+	+	granite, granite porphyry C ₂	E ₂₋₃
Nt-4	184.7	81	43.1	5.0	200	schist, andalusitic schist, siliceous shale, granite, microgranite, aplite, andesite	argillitized-pyritized	+	+	metamorphic schist O-D, granite C ₂	E ₂₋₃
		8	2.0	0.8	30	granite, schist	silicified-pyritic	+	-		C ₂ ? E ₂₋₃ ?
Lbt-1	120.0	15	15.6	4.2	200	metamorphic schist, granite, microgranite	clayey-pyritic	+	-	metamorphic schist O-D	E ₂₋₃ ?
Pd-1	310.0	32	18.6	7.2	100	quartzite, silicified-pyrophyllitic-pyritic-alunitic metasomatite	silicified-limonitic-pyritic	+	+	metasomatite E ₂₋₃	E ₂₋₃
		8	9.4	5.3	100		pyrophyllitic-alunitic-silicified, pyritic-haematitic	+	+		E ₂₋₃
Pt-1	150.0	3	0.8	0.5	30	quartzite, silicified-clayey-pyritic metasomatite	silicified, silicified-clayey-pyritic	+	-	metasomatite E ₂₋₃	E ₂₋₃
		7	5.1	2.3	150		clayey-pyritic, slightly silicified	+	+		E ₂₋₃
Pt-3	200.0	5	10.6	9.5	50	quartzite, silicified-clayey-alunitic-pyritic metasomatite	silicified-limonitic-clayey	+	-	metasomatite E ₂₋₃	E ₂₋₃
		4	3.4	3.0	50		clayey-pyritic-alunitic	+	-		E ₂₋₃
Pt-5	300	17	2.7	0.7	30	andesite, granite, silica-rich magmatite, schist, lidite, dyke quartz, silicified-pyritized metasomatite, silicified-magnetitic metasomatite, quartzite	argillitized-pyritized, in one case silicified-pyritized	+	+	intrusive breccia E ₂₋₃	E ₂₋₃
Pd-2	1200.0	3	1.5	1.4	80	silicified-alunitic-pyritic, silicified-argillitized-pyritized, alunitic-silicified-pyritized, quartz-topaz metasomatite, quartzite	clayey-pyritic	+	+	metasomatite E ₂₋₃	E ₂₋₃
		3	1.8	1.2	100	microdiorite, diorite, silicified-chloritized-argillitized-pyritized metasomatite	clayey-pyritized-carbonatic	+	+	diorite E ₂₋₃	E ₂₋₃

grating on the surface. The Vt-9 (Vt-9/76) borehole, which was sunk here, exposes intrusive breccia containing andesite, granite and schist debris. A similar formation was crossed by the N-1f and N-2f boreholes of Nadap.

The St-4 borehole of Sukoró, the Nt-1, Nt-2, Nt-3, Nt-4 boreholes of Nadap and the Lbt-1 borehole of Lovasberény crossed loose intrusive breccia bodies and dykes settled in granites, metamorphic schists and metasomatites. These formations also occur around the *Meleg and Antónia Hills* and in the Southeastern part of the Templom Hill. Presumably similar rocks are exposed by the Balás pit of the Templom Hill and the kaoline gallery of Nadap. Superficial occurrences of intrusive breccia are known from small areas in the Southeastern part of the Antónia Hill and in the Southwestern part of the Templom Hill. They are present in the form of debris of schist, andesite and granite.

The breccia formation is a very widespread phenomenon in the metasomatite range formed from the Eocene volcanites in the area of *Nadap-Pázmánd Hill chain*. It can be presumed that different breccia types (e.g. tectonic, hydrothermal, chemical and intrusive) are also present, but the different genetic characteristics of those breccias, which were formed before the metasomatism, were removed by the intensive alteration. This means that only those intrusive breccias were distinguished (built up by different mineral paragenesis), which were formed in the last period of the metasomatism. This rock type was crossed by the Pt-1, Pt-3, Pd-1, Pd-2 boreholes of Pázmánd, in several intervals. Thin intrusive breccia bodies were also observed in the andesitic-dioritic subvolcanic bodies, in the metasomatite area (in the Pt-5 and Pd-2 boreholes). Two types of breccia (loose and silicified) can be distinguished in the area. The age of the loose breccia type is Eocene, whereas that of the silicified is doubtful — presumably it can be connected with the granite magmatism. The characteristics of the intrusive breccia bodies, present in the boreholes, are shown in Table 10.

The formation of the loose intrusive breccias can be connected with the Eocene volcanism. Based on BRIANT's work (1968) their formation happened in a hypabissic, subvolcanic environment. During the cooling and crystallization of the magmatic bodies a large amount of volatile material was intruded explosively into the lithoclasts of the loose zones of the wall rock. The lithoclasts became widened and filled by the torn material. These rock types have a very important role in ore formation as they have a large porosity and can thus act as channels for the ore-bearing fluids. The ore-formation which has taken place in them focuses attention on the possibility of the presence of larger ore-bodies at greater depths. Ore indications were found in the dyke-like (0.2 to 2.0 m thick) polymict, intrusive breccias of some of the mapping boreholes (Nt-1, Nt-2, Nt-4, Lbt-1).

CSEPLEKHEGY DIORITE MEMBER (${}^nE_{2-3}$)

A 3×1.5 km large intrusion was detected by geophysical measurements in the area between the Cseplek and Zsidó Hills. This intrusion was interpreted as being the central part of the stratovolcanic complex. The Pd-2 structure well, settled on gravitational and magnetic anomalies, crossed 50 m of Upper Pannonian sediments, then metasomatites until it reached a depth of 620 m; finally, between 620 and 1200 m more and more fresher fine-grained pyroxene-amphibole diorite occurred (Figure 18). The chemical composition and the spectroscopic data of the diorite porphyry in the borehole Pd-2 are shown in Table 8.

The upper border of the diorite body was not found although it was crossed by the borehole. The intensive alteration destroyed the original textural and structural character of the metasomatites between 50 and 450 m. It is possible that this represents part of the volcanic build-up. The texture and structure of the rocks between 450 and 620 m depth suggest that these rocks can probably be regarded as the part of the diorite intrusion despite the evidence of strong metasomatism. (It seems that the original inhomogeneity of the diorite is due to the metasomatite.) In the slightly altered section of the borehole, between 620 and 1200 m, the microholocrystalline, porphyritic pyroxene-amphibole diorite can be found; crystallinity increases upwards.

In the upper section between 620 and 770 m the texture of the rock is inhomogeneous. It contains patches of rocks with similar composition but different crystallinity. This inhomogeneity possibly indicates the marginal part of the diorite intrusion. This is supported by the presence of a 80 cm wide, andradite-quartz-epidote-magnetite-pyrite skarn at 670 m, which could indicate the closeness of the carbonate basement. More types of irregularly distributed weak alterations can be observed in the diorite next to or on top of each other. These are the following, in temporal order:

— Weak automagmatic prophyllitization is present periodically and can be found between 620 and 1200 m (Plate XIV: photo 1). This process is manifested in the alteration of the mafic minerals (with the formation of quartz, chlorite, sericite, epidote, carbonate, magnetite, pyrite, actinolite and titanite), but the alteration of plagioclase also began at this time (with the formation of sericite, carbonate and epidote).

— Between 620 and 1200 m weak sodium-metasomatism can be observed. This is represented by the presence of several cm-wide patches and veins in which a K-feldspar formation can be observed. (The patches contain K-feldspar, quartz, pyrite and small amount of chalcopyrite.) This sequence is predominant between 700 and 1200 m.

— Between 620 and 750 m secondary biotite (phlogopite) is also present as flake aggregations. Between 450 and 1200 m several cm-wide carbonate-desmine-pyrite veins, running irregularly, penetrate the rock. Along the veins the rock is altered in 1–2 m wide ranges (having been chloritized and montmorillonitized). At a depth of 492 m a 9 m wide amphibole-porphyry dyke is settled in the diorite. The rock is yellowish grey and has a porphyritic

texture. Light grey argillitized plagioclases (maximum 4 mm, in diameter) and altered amphibole grains (10 mm long and 2 mm wide) can be found in the completely altered matrix. The rock is strongly altered having been argillitized (montmorillonite has formed) and chloritized. The Kny-2 structure well of Kápolnásnyék crossed a similar, but more strongly altered diorite porphyry between 259.0 and 259.3 m (Figure 15). The chemical compositions and optical spectroscopic data of the diorite and diorite porphyry crossed in the Pd-2 borehole of Pázmánd are found in Table 8.

PÁZMÁND METASOMATITE MEMBER (${}^nE_{2-3}$)

Metasomatites are all of those rocks which have been altered due to pneumatolithic and hydrothermal effects and the former rock-forming minerals have also been completely altered. These rocks are composed of clay minerals, pyrite (limonite) and silica. Based on the detailed X-ray and thermal analysis data the system of UTADA (1980) was used for the classification of the alterations. UTADA (1980) separates acidic, intermediate and alkaline metasomatism, based on the alkaline metal + alkaline earth-metal/ H^+ ion content (DARIDA-TICHY et al. 1984). The secondary quartzite (named according to the system used in the former Soviet Union) is the same as the sulphate-silicate series of the acidic metasomatism in the Utada system. Only a small portion of the altered rocks can be studied on the surface between Nadap and Pázmánd. The formations cropping out between the Templom and Zsidó Hills were distinguished as Palaeozoic (Devonian) conglomerates by JOKÉLY (1860), WINKLER (1871) and HAUER (1870); VENDL A. (1914) thought they were granite which had been altered by the andesitic volcanism; FÖLDVÁRI A. (1947a, b) identified them as andesites or andesite tuffs altered by solfatara activity; JANTSKY (1957) believed them to be secondary quartzite altered from andesite.

Because of the intensive alterations the former rock is mostly unrecognizable. Based on the textural and structural characteristics of the outcrops the original rock could have been tuff agglomerate in the area of the Templom, Csúcsos and Csekés Hills. In the territory of the Nyír Hill more acidic, dacitic bodies are also present in this rock based on superficial and borehole (Nt-1, N-II) data. Between the Csekés and Zsidó Hills the predominant texture of the rock is porphyroblastic, which means that the original rock could have presumably been some intermediate volcanic rock, i.e. andesite or diorite (DARIDA-TICHY 1981). Thus the evidence suggests that the metasomatites could have been formed by the alteration of the andesitic volcanic build-up. The intensive alteration could have been caused by intruding subvolcanic bodies. Metasomatites are exposed by the old boreholes of Jantsky furthermore, they are also exposed by the Ve-2 boreholes of Velence, the Pt-1, Pt-2, Pt-3, Pt-4, Pd-1, Pd-2 boreholes of Pázmánd, and the Nt-1 borehole of Nadap. Less-altered andesite bodies are also present in the strongly altered rocks in several boreholes (e.g. N-III, N-XI, N-XV boreholes of Nadap and the V-I, V-II boreholes of Velence). The positions of the andesites were detected in the old boreholes, (although this is not clear based on the documentation). Some of these rocks could have been volcanic bodies intruded into the metasomatites. However, it can be also presumed that these are the less altered remnants of the stratovolcanic sequence composed of biotite-amphibole or, subordinately, amphibole-clinopyroxene andesite. More independent alteration types can be observed both vertically and horizontally. The outcrops contain the sulphate-silicate series of acidic metasomatism. It is mainly the siliceous zones that can be studied. Based on the clay and index minerals appearing beside the quartz the following can be established.

The pyrophyllite (topaz) zone indicating higher temperatures can be observed in the territory of Cseplek and Zsidó Hills (Plate XIII: photos 2-3), whereas the kaolinite and quartz-alunite zones indicating lower formation temperatures can be found in the other areas (Plate XIII: photo 1). The only exception is the Nyír Hill where the presence of the diasporite indicates a slightly higher temperature.

Because of the presence of a considerably high number of overlying formations the horizontal and vertical zoning of the rock-alterations were studied by several boreholes; these were sunk along a W-E section in the territory between the Csekés and Zsidó Hills (Pt-1, Pt-2, Pt-3, Pt-4, Pd-2 boreholes of Pázmánd). More types and phases of metasomatism became known from these boreholes (DARIDA-TICHY et al. 1984). The presence of these alterations is shown in Figure 19. The metasomatites are present beneath the 20-200 m thick Upper Pannonian sediments. Their thickness can reach 570 m (in the Pd-2 borehole). Based on geophysical data (DUDKO et al. 1982) their presence can be presumed over a 20-30 km² large area (Figure 16). The known alteration types, in the simplified order of formation, are the following (their modal composition is in Table 11).

In the following the Ca- and K-series of the intermediate metasomatism, the K-series of the alkaline metasomatism as well as the silicic- and sulphate-series of the acidic metasomatism are described, and finally the alterations are summarized.

Ca-series of intermediate metasomatism — (weak automagmatic) propylitization

The presence of quartz, chlorite, epidote, sericite, carbonate, magnetite, titanite actinolite and pyrite is the result of the slight alteration of plagioclase and the partial alteration of mafic minerals. This formation is periodically present in the Pd-2 borehole of Pázmánd between 620 and 1200 m (which was described in the documentation regarding diorite); it was also observed in the Pt-4 borehole between 21.2 and 90.2 m as well as in the Pt-5 borehole between 83.1 and 300 m.

Table 11. The modal composition of the metasomatites in several sample

Type of metasomatism		Locality		Modal composition of metasomatites
Intermediate metasomatism				
Ca–Mg-series	propylitization	Pt–4	171.8–175.1 m	51% quartz, 10% kaolinite, 4% illite, 5% montmorillonite–vermiculite, 19% plagioclase, 1% pyrite, 1% calcite
		Pd–2	1087.5–1089.1 m	16% quartz, 22% chlorite, 4% montmorillonite, 2% pyrite, 40% plagioclase, 8% calcite, 8% amphibole, magnetite in traces
K-series	K-feldspar formation	Pd–2	967.2–971.5 m	14% quartz, 12% chlorite, 21% montmorillonite, 4% pyrite, 21% plagioclase, 9% K-feldspar, 11% calcite, 7% zeolite, 1% amphibole, magnetite in traces
	secondary biotite formation	Pd–2	693.6–703.8 m	32% quartz, 1% chlorite, 3% smectite, 29% biotite, 2% amphibole, 32% plagioclase, 1% pyrite
		Pt–4	160.9–163.6 m	51% quartz, 6% chlorite, 6% kaolinite, 5% illite, 12% montmorillonite, 5% biotite, 12% plagioclase, 3% pyrite, 1% calcite
	illite zone	Pd–2	432.3–437.3 m	49% quartz, 14% kaolinite, 30% illite, 5% pyrite, 1% rutile
		Pt–2	57.0–61.6 m	61% quartz, 3% kaolinite, 23% illite, 6% montmorillonite, 6% pyrite, 1% rutile
	illite–montmorillonite hybrid structure	Pd–2	491.0–491.8 m	46% quartz, 19% illite–montmorillonite, 15% montmorillonite, 13% chlorite, 5% pyrite, 2% rutile
	montmorillonite zone (smectite)			
	1. montmorillonite	Pt–4	92.1–94.2 m	19% quartz, 2% chlorite, 5% kaolinite, 59% smectite, 2% plagioclase, 12% calcite, 1% pyrite
		Pd–2	541.7–545.0 m	20% quartz, 10% chlorite, 12% illite, 47% smectite, 3% plagioclase, 7% pyrite, 1% rutile
	2. “saponite”	Pd–2	111.9–114.1 m	30% quartz, 2% kaolinite, 24% illite, 38% smectite, (“saponite”?), 5% pyrite
	3. vermiculite	Pt–4	27.3–32.3 m	18% quartz, 6% kaolinite, 4% illite, 24% vermiculite, 45% plagioclase, 3% pyrite
		Pd–2	606.7–609.0 m	16% quartz, 9% chlorite, 5% illite, 5% smectite, 25% vermiculite, 27% plagioclase, 9% pyrite, 4% calcite
Alkali metasomatism				
Ca-series	stilbite zone			
	1. calcite-zeolite veins	Pd–2	703.8 m	55% calcite, 40% zeolite, 4% pyrite
	2. alteration along veins	Pd–2	767.6–790.0 m	9% quartz, 8% chlorite, 48% montmorillonite, 10% pyrite, 20% calcite, 4% biotite, 1% rutile
Acidic metasomatism				
Silicic-series	monoquartzite	Pd–1	48.0–51.3 m	93% quartz, 5% pyrophyllite, 2% haematite
		Pt–3	5.0–9.5 m	98% quartz, 1% alunite, 1% illite
	pyrophyllite zone	Pd–2	215.5–220.5 m	32% quartz, 3% alunite, 13% kaolinite, 43% pyrophyllite, 8% pyrite, 1% rutile
	pyrophyllite zone with diaspore	Pd–2	95.8–97.6 m	32% quartz, 3% alunite, 13% kaolinite, 43% pyrophyllite, 8% pyrite, 1% rutile
	quartz–topaz zone	Pd–2	147.8–150.1 m	66% quartz, 30% topaz, 3% pyrite, 1% rutile
			150.1–155.1 m	52% quartz, 44% topaz, 3% pyrite, 1% rutile
		Pt–3	9.5–14.5 m	48% quartz, 1% alunite, 29% dickite, 12% pyrophyllite, 4% illite–montmorillonite, 4% hematite, 1% rutile
	dickite–nackrite zone	Pd–2	120.2–123.1 m	44% quartz, 41% dickite, 12% pyrophyllite, 1% illite, 2% illite–montmorillonite, 1% plagioclase, 1% K-feldspar, 13% pyrite
			202.1–202.3 m	42% quartz, 1% alunite, 37% dickite, 12% pyrophyllite, 7% pyrite, 1% rutile
	kaolinite zone	Pt–1	57.3–60.2 m	44% quartz, 3% alunite, 34% kaolinite, 4% pyrophyllite, 8% illite, 6% pyrite, 1% rutile
		Pd–2	169.9–172.9 m	33% quartz, 40% kaolinite, 5% pyrophyllite, 8% illite, 13% pyrite, 1% rutile
Sulphate-series	quartz–alunite zone	Pt–3	127.7–131.3 m	52% quartz, 4% zunite, 33% alunite, 4% kaolinite, 1% pyrophyllite, 5% pyrite, 1% rutile
			144.6–146.1 m	50% quartz, 44% alunite, 4% kaolinite, 1% pyrite, 1% rutile
		Pd–2	114.2–116.7 m	55% quartz, 40% alunite, 4% pyrite, 1% rutile

K-series of intermediate metasomatism

A higher- and a lower-temperature series can be distinguished in the K-series of the intermediate metasomatism.

High-temperature K-metasomatism. Two major types of high temperature K-metasomatism can be observed. One of them is manifested in the K-feldspar formation whereas in the other secondary biotite has formed.

K-feldspar formation: This rock type is present at the bottom of the Pd–2 borehole, between 750 and 1200 m. In several patches, veins and strips of the formation can be found (with dips of 30, 60, 70, 85°, respectively). These rocks have a pinkish and light grey colour and are similar to aplites. They are composed of K-feldspar, quartz, pyrite and a small amount of chalcopyrite. In those strips where the K-feldspar formation was intensive the texture of the rock is micro-graphic, but the remnants of the original plagioclases can frequently be recognized.

The secondary biotite (phlogopite) is present as aggregations of 5 to 10 mm large greenish-brown, light brown flakes. These aggregations form as patches or some decimetre wide strips (periodically in the Pt–4 and Pd–2 boreholes between

70.0 and 175.1 m and between 368 and 620 m, respectively). The darker patches of the fine-grained rock are very often enriched in biotite (e.g. in the diorite of the Pd-2 borehole, between 620 and 750 m).

Low-temperature K-metasomatism. This type is known from the boreholes which were sunk in the eastern part of the Hills. This low-temperature metasomatism can be linked both to the K-series of the intermediate metasomatism and to the descendent limb of the acidic-silicic metasomatism. (In this latter case, because of the dissolved material or the mixing with a significant amount of sedimentary water, we have to take into account the compositional variation of the solution.) For the explanation of the presence and genetic relationships of several distinguished mineral assemblages, which could have been ranked into the montmorillonite zone, further research is needed.

The alteration of the illite-sericite zone can be observed in the Pd-2, Pt-2 and Pt-3 boreholes from 403 to 500 m, from 57.5 to 150.0, and from 150 to 200 m, respectively. This alteration is present periodically and sometimes it has been obliterated by the acidic metasomatism. Quartz, illite, sericite, kaolinite, chlorite, clay mineral with illite-montmorillonite mixed-structure, pyrite and rutile are present in this rock type. An illite-sericite transition can be observed in the Pt-2 borehole.

The analysis of the zone with mixed-layered clay minerals presents problems. The observation of the characteristic mixed-layered clay minerals of this zone is difficult because of their small amounts. Presumably the 390 to 403 m section of the Pd-2 borehole can be ranked here. Its characteristic minerals (quartz, montmorillonite, illite-montmorillonite, chlorite-montmorillonite mixed structure, pyrite) can be detected only with uncertainty because of their small amounts (e.g. presumably in the Pd-2 borehole).

The formations of the montmorillonite zone are known from more boreholes of the area (in Pd-2 between 460 and 620 m, in Pt-4 between 5.2 and 163.6 m in some sections and in Pt-2 between 115 and 150 m). More types of the low-temperature, intensive alteration can be observed in the area. The difference between them is their characteristic clays:

Montmorillonite: The smectite, which has not been determined unequivocally (in the Pt-2 borehole, between 57 and 150 m) was defined as saponite by M. Földvári who used thermal analyses. This determination is supported by the 5 % MgO-content shown by chemical analyses.

The vermiculite, vermiculite-montmorillonite mixed structure and montmorillonite alteration series were determined from the Pt-4 and Pd-2 boreholes by FARKAS and FÖLDVÁRI, M.. The formation of this series can be explained by the alteration of the secondary biotites. The characteristic minerals are quartz, montmorillonite, illite-montmorillonite, pyrite and haematite. The presence of this assemblage can be found at the boundary of the intermediate and acidic-silicic metasomatism.

Based on the appearance of the formations of the K-series of the intermediate metasomatism (Pt-2 and Pd-2 boreholes) the distribution of formation temperatures show a decreasing trend in an upward direction.

K-series of alkaline metasomatism

Thin veins with desmine and carbonate and a 1 to 2 m wide alteration zone with montmorillonite and chlorite as well as the alteration of secondary magnetite (?) constitute this series (in the Pd-2 borehole between 450 and 1200 m and in the Pt-4 and Pt-5 boreholes). Its formation occurred after propylitization, K-feldspar formation and secondary biotite formation; furthermore, in the Pd-2 and Pt-4 boreholes this formation is younger than the montmorillonite zone.

Silicic series of acidic metasomatism

The metasomatites of this series can be found in the Pd-2 (between 50 and 450 m), Pt-1 (between 0 and 310 m), Pt-2 and Pt-3 boreholes of Pázmánd. The following types are known:

— *Monoquartzite* (between 0 and 10 m in the Pt-3 borehole, between 0 and 70 m in the Pd-1 borehole) – besides the 90–98 % quartz, some limonite, pyrite and alunite are also present.

— *Pyrophyllite zone* (in the Pd-2 borehole, between 50 and 410 m, in several thick sections maximum 60 m; in the Pt-1 borehole between 34.1 and 100.0 m, in several sections; in the Pt-3 borehole between 132.7 and 135.9 m). The zone is built up by quartz, pyrophyllite, sericite, diasporite, alunite, zunyite, topaz, pyrite and rutile. In these zones several, quartz-topaz zones (maximum 55 m thick) can be distinguished (in the Pd-1 borehole between 120 and 200 m, in the Pd-2 one between 120 and 220 m) composed of quartz, topaz, pyrite, limonite and rutile.

— *Dickite-nackrite zone* (in the Pt-3 borehole between 9.5 and 17.5, 148.7 and 150.9 and 160.9 and 200.0 m; in the Pt-1 borehole between 34.1 and 100.0 m in more sections; in the Pt-3 borehole between 132.7 and 135.9 m). The zone is composed of quartz, kaolinite, dickite, nackrite, pyrophyllite, sericite, diasporite, alunite and a pyrite assemblage.

— *Kaolinite zone* (in the Pt-1 borehole between 50 and 150 m, in more sections; in the Pt-2 borehole between 25.4 and 57.5 m; in the Pt-3 borehole between 17.5 and 160.9 m and in the Pt-2 borehole between 165 and 170 and 383 and 390 m). The kaolinite zone is composed of quartz kaolinite, pyrophyllite, illite, illite-montmorillonite mixed structure, alunite and pyrite. The acidic-silicic metasomatism is younger than the previously described types; in lots of cases it has completely destroyed these previous ones. The temperature distribution is also different. Those metasomatites, in the acidic-silicic metasomatite group, which have higher formation temperatures, can be found in high permeability zones in the vicinity of the intensive fluid flow.

Sulphate series of the acidic metasomatism

This series is exposed by the Pt-3 (between 100.6 and 200.0 m) and Pd-2 (between 90 and 380 m) boreholes. The formations of this series are present inside the acidic-silicic metasomatism as 2 to 10 m wide strips or zones. In the quartz, alunite, kaolinite, pyrophyllite, diaspora, haematite, pyrite and rutile assemblage 1 to 5 % of native sulphur is also present (in the Pd-2 borehole at a depth of around 370 m). This formation is younger than the previously mentioned metasomatites because these zones cut the previous ones.

Summary of alterations

Based on what has been mentioned we can establish that:— more types of alterations are present, sometimes overprinting each other;— the two high-temperature metasomatisms (intermediate K-series and acidic-silicic series) are present discordantly with each other; presumably their heat-centres are also different;— based on their appearance the alteration of the rocks happened in a number of steps (their probable succession is shown in Figure 19);— inasmuch as only one or two types of the metasomatites are known from the boreholes (except the Pd-2 borehole) their spatial distribution is not clear.

ROCK ALTERATIONS DUE TO THE ANDESITE MAGMATISM

The rock alterations in the andesite area, in the Eastern part of the Velence Hills, are described in the metasomatite chapter. The argillitization and silicification in the granite-schist area was almost completely connected with the granite magmatism by JANTSKY (1954a–h, 1957) whereas TÖRÖK (1973) attached the alteration to subvolcanic andesite bodies. GASZTONYI, SZABÓ (1978) mentioned silicification, alunite formation, argillitization, limonitization, sericite, carbonate and epidote formation in connection with the Eastern part of the Hills.

Along the contacts of the subvolcanic andesite bodies and the granite some metres wide argillitized granite can be found (e.g. kaolinitization in the Nadap quarry FÖLDVÁRI, A. 1947a, b); furthermore, illite-montmorillonite has also formed in the schist (Szóts quarry).

Regional alterations, which were described by JANTSKY (1957) were not detected during our mapping. Along the edge of the granite porphyry dykes weak silicification and along the quartz dykes argillitization as well as silicification were observed. These formations can be connected with the granite magmatism.

VENDL, A. (1914), FÖLDVÁRI, A. (1947), JANTSKY (1957) and KUBOVICS (1958) attached the silicification which was found on the ridge of the Meleg Hill to the andesite volcanism. Our research demonstrated that the zone is very complex. Besides the silicified intrusive breccias which are present as small patches on the ridge, a silicified tectonic zone can also be found close to the granite-schist contact. This zone was affected by the alterations attached to the Eocene magmatism. The presence of alunite (JANTSKY 1957, GASZTONYI, SZABÓ 1978) and pyrophyllite (GASZTONYI, SZABÓ 1978) in the quartzite also alludes to the mentioned process.

The alterations connected to the andesite magmatism can be observed in several districts of the granite-schist area (e.g. Antónia Hill, Meleg Hill, Bence Hill and the Sukoró area). These alterations can always be found in the vicinity of andesite bodies. They are present as small bodies and the intensity of the alterations is much weaker than East of the Nadap Line (between Velence and Lovasberény).

In the territory of the Meleg Hill, besides the previously mentioned minerals, illite, kaolinite and alunite are present in the S-3 borehole (FÖLDVÁRI-VOGL 1966a, b) whereas in the St-4 borehole, (which was sunk on the ridge) traces of kaolinite, alunite and topaz can be found in more sections (FÖLDVÁRI, FARKAS 1984).

In the Templom Hill and Antónia Hill areas small amounts of pyrophyllite, dickite, nackrite, diaspora and alunite are present in the schist and in the intrusive breccia bodies, (intruded into the schist and granite). This mineralization can be found in the Nt-2, Nt-3 and Nt-4 boreholes of Nadap (FÖLDVÁRI, FARKAS 1984, 1985).

Pyrophyllite nests (GASZTONYI, SZABÓ 1978, and BUI 1975) and an alunite formation (JANTSKY 1957) were described from the hydrothermally altered aplite — settled into the schist — from the Retezi gallery, in the Bence Hill area.

West of the Bence Hill argillitization and silicification are present in the granite. A pyrophyllite formation has been mentioned in connection with this rock by GASZTONYI, SZABÓ (1978).

In the Nt-1f and Nt-2f boreholes, which were sunk in the Northern segment of the Sukoró pasture, traces of alunite were found. In the bend of the Sukoró-Pákozd highway, in the neighbourhood of the andesite outcrop where the St-2 borehole was sunk, pyrophyllite is present in the intrusive breccias (FÖLDVÁRI, FARKAS 1982).

Pannonian

According to the present stratigraphic classification (CSÁSZÁR ed. 1997) the Pannonian stage includes the upper part of the Miocene and the Pliocene. The Lower Pannonian is Upper Miocene (based on our present knowledge it is between 12.0 and 8.9 my) whereas the Upper Pannonian is Upper Miocene-Pliocene (between 8.9 and 2.4 my in age). In the framework of this study the detailed division of the stage and the problems of the stratigraphical classification are not described.

The formations of the Pannonian stage can be found almost everywhere in the relevant areas of the map sheets. Quaternary sediments cover most of them. Mostly Upper Pannonian formations (Transdanubian Formation Group) can be found on the surface in numerous natural and artificial exposures around the Velence Hills area. Smaller patches of

the formations can also occur in the inner part of the Hills, but more complete sequences are known only from the foreground of the Hills. Subaerial, redeposited clastic sediments can be found beneath the Upper Pannonian beds inside and at the edges of the Hills. The age of these layers is presumably Pannonian (Undivided Pannonian), based on the age of the covering Upper Pannonian formations.

Lower Pannonian beds (Peremarton Formation Group) were crossed only by the Kny-1 and Z-2 boreholes of Kápolnásnyék at the Southeastern foreland and Zámoly at the Northwestern foreland of the Velence Hills. The latter borehole (Z-2) can be found in the Zámoly Basin 1 km NW from the NW corner of the map sheet. It can be assumed that the Lower Pannonian sediments are present in those areas of the Velence Hills and its surroundings where the total thickness of the Pannonian sequence exceeds 300–350 metres.

UNDIVIDED PANNONIAN — REDEPOSITED TALUS (Pa^y)

It is assumed that the oldest Pannonian formation is the redeposited talus; this is most frequently present as granite rubble on the granite or in the vicinity of the granite exposures. The rubble is composed of angular granite clasts, clay

Table 12. Boreholes crossing the redeposited Pannonian talus (Pa^y) in the Velence Hills

Name of the settlement	Sign of the drill hole	Other name of the drill hole	Top of Pa ^y (in m)	Bottom of Pa ^y (in m)	Overlying bcd	Underlying bcd	Notes
Nadap	Nt-3		96.9	131	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Nadap	N-XIV		38	90	^{kl} Pa ₂	—	partly ^v C ₂ ?
Pákozd	Pzd-2	Pákozd-2, Pá-2	133.8	151.4	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Pátka	K-9		24	47	^t Pa ₂	—	
Pátka	P-3	PVh.3, Pvh-3	0.3	2.6	Soil	^l O-D	^d Qp-h ^{yh} ?
Pátka	Pát-1		29.9	41	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Pázmánd	P-II		20	31	^{kl-t} Pa ₂	ⁿ E ₂₋₃	
Pázmánd	Pt-1		11.2	34.1	^{kl} Pa ₂	ⁿ E ₂₋₃	
Sukoró	S-1	S-1f; 54-211/1	6.5	8	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Sukoró	S-2	S-2f; 54-211/2	2.8	5	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Székesfehérvár	B-176		37.1	62	^t Pa ₂	^v C ₂	
Székesfehérvár	B-245		53.4	60.3	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Székesfehérvár	B-67		29.6	45.2	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Székesfehérvár	B-68		55.3	57.2	^t Pa ₂	—	
Székesfehérvár	B-69		32.8	46	^{kl} Pa ₂	—	
Székesfehérvár	B-70		43	47.1	^t Pa ₂	^v C ₂	
Székesfehérvár	B-71		71.2	89.3	^t Pa ₂	—	
Székesfehérvár	B-73		40.9	50	^{kl} Pa ₂	—	
Székesfehérvár	EP-10/III		18	24.8	^{kl} Pa ₂	—	
Székesfehérvár	EP-10/V		4	4.8	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Székesfehérvár	K-206		56.2	68.4	^t Pa ₂	^v C ₂	
Székesfehérvár	K-240		74	78.5	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Székesfehérvár	Sz-239		55	66	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Székesfehérvár	Sz-274		8.2	20	^t Pa ₂	—	
Székesfehérvár	Szf-7		7.5	15.5	^e Qp ₃ ^l	^{K^{q+}} ^v C ₂	
Székesfehérvár	Szfv-5		204.5	222.5	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Székesfehérvár	Szfv-5		78	78.6	^t Pa ₂	^l O-D	
Székesfehérvár	Szfv-6		33.3	35.2	^t Pa ₂	^v C ₂	
Szűzvár (Pátka)	Sz-1		9.1	10.3	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Velence	Vc-1		181.4	228.4	^{kl} Pa ₂	Tectonic zone	Földvári A: pre- or Upper Pannonian
Velence	Vt-1	Vt-1/76	0.3	9	Soil	ⁿ E ₂₋₃	
Lake Velence	Vt-11	Vt-11, Vt-11/68	42	64	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Lake Velence	Vt-12	Vt-12, Vt-12/68	60.9	74.3	^{kl} Pa ₂	—	
Lake Velence	Vt-13	Vt-13, Vt-13/68	14.6	46	^d Qp ₃ -h ^h	^v C ₂	
Lake Velence	Vt-16	Vt-16, Vt-16/68	49.4	67.4	^t Pa ₂	^v C ₂	
Lake Velence	Vt-17	Vt-17, Vt-17/68	35	37.5	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Lake Velence	Vt-18	Vt-18, Vt-18/68	31	42.9	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Lake Velence	Vt-19	Vt-19, Vt-19/68	54	59.1	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Lake Velence	Vt-21	Vt-21, Vt-21/68	6.2	27.8	^{fe} Qp ₃ -h ^h	^v C ₂	^d Qp-h ^{yh} ?
Lake Velence	Vt-23	Vt-23, Vt-23/68	46	47	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	
Lake Velence	Vt-8	Vt-8, Vt-8/68	51.4	56.9	^{kl} Pa ₂	^v C ₂	

The legend for the indexes of formations can be found in the geological map of the Velence Hills.

pebbles and limonitic cement. The size of the angular granite clasts is usually between 2 and 8 mm and their maximum size is 6–8 cm. The formation is slightly stratified and does not contain fauna. These beds certainly can have a variety of materials above the various older formations. The incoherent and redeposited debris of the Lovas Slate and the Nadap Andesite Formations cannot be found on the surface but it occurs in some boreholes in the area (P–3 at Pátka, Szftv–5 at Székesfehérvár, P–II, Pt–1 at Pázmánd and Vt–1 at Velence). Based on the borehole data the overlying beds comprise the pebbly and sandy basal sequence of the Kálla Gravel Formation. The muddy–sandy layers of the Tihany Formation cover the rubble. Quaternary beds (sand or loess) can also occasionally be found on the rubble.

Superficial occurrences are rare in the East Velence Unit. Quarries can be found on the Southern and Western margin of the West Velence Unit as well as in the valley connected with the abandoned fluorite mine of Pákozd. The largest granite exposures are almost completely surrounded by the rubble in the Székesfehérvár Unit. The rubble also crops out at the Southwestern side of the small Császár stream.

The most important exposures are the following:

- The sand mine in the Eastern side of the Bence Hill, which exposes about 3 metres of the rubble, the maximum size of the grains being 1–1.5 cm.

- The slightly bedded, redeposited, incoherent rubble sequence which crops out 100 metres North of the levelling base point of Nadap, at the cellar cut at the Western side of the stream. The rubble is composed of granite and silicified granite. The angular grains, which are between 6 and 8 cm, are cemented by silt and limonitic silty material. The thickness of the bed is about 8 metres, and the granite crops out from its footwall.

- The remains of the rubble beds can also be found at the Western part of the Hills on the surface. They can also be found directly on the granite along a dirt road, 400–500 metres North of Pákozd and Northwest of the Kanca Hill as well as in a sand quarry West of Pákozd.

The redeposited, red, limonitic rubble beds on the granite could have been identified in numerous boreholes, as in the Pzd–2 (Pá–2) of Pákozd at 17.6 metres, Vt6–8 (Vt–8/68) of Sukoró at 5.5 metres and the Pát–1 of Pátka at a depth of 11.1 metres. The redeposited rubble can also be found in the metasomatite area but its material is certainly Eocene metasomatite in these areas rather than granite (e.g. in the Pt–1 borehole of Pázmánd at depth of 22.9 metres). These formations could have been formed in a subaerial environment before the beginning of the Late Pannonian sedimentation.

The beds are usually some metres thick, but the borehole data suggest that they can reach a thickness of several ten of metres. The rubble cannot be separated from the granite itself given the evidence of some of the older borehole descriptions (e.g.: N–XIV). The boreholes which crossed the formation are presented in Table 12.

LOWER PANNONIAN SUBSTAGE — PEREMARTON GROUP:
ŐSI VARIEGATED CLAY FORMATION (^cPa₁), CSÁKVÁR CLAY MARL FORMATION (^cPa₁)
AND CSÓR SILT FORMATION (^cPa₁₋₂)

Sediments of the Early Pannonian substage are known only from boreholes in the area. These formations were distinguished only from the Kny–1 borehole of Kápolnásnyék. They are the products of the Early Pannonian sedimentation cycle which was previously called the Peremarton Supergroup and later the Peremarton Group (JÁMBOR in GYALOG 1996).

The Kny–1 borehole of Kápolnásnyék crossed Lower Pannonian sediments between 355.0 and 473.0 metres (JÁMBOR 1980). (The Members of that classification have been categorized as a formation.) Based on JÁMBOR's description the following formations can be found in the sequence from the base to the top:

- Between 473.0 and 442.2 metres, about 30 metres thick yellow-grey-violet-brown variegated clay and sandy clay (*Ősi Variegated Clay Formation*)

- Between 442.2 and 430.3 metres, about 12 metres thick clayey sand and sand, with a hieroglyphic structure containing remnants of *Pectinaria* (Annelida Group) living tubes (*Csór Silt Formation*)

- Between 430.3 and 355.0 metres, (about 75 metres thick), there is a grey laminated sequence with conchoidal joints. The beds are composed of sand, silt and clay marl (*Csákvár Clay Marl Formation*). This latter formation was classified as a Dráva Clay Marl Member by JÁMBOR, Á. (1980) (It is now called the Algyő Formation). However, we think, that the character of the basin cannot be dominant so close to the outcrops of older formations, so we classified the beds as Csákvár Clay Marl.

The presence of Lower Pannonian beds is presumed Southeast of Lake Velence (Gárdony, Velencefürdő and Kápolnásnyék) as well as North of the Öreg Hill of Székesfehérvár and West of Pátka. Based on the geophysical data, in these areas the thickness of the Neogene formations namely the Pannonian ones exceeds 300–350 metres.

Close to the border of the area, about 1 km Northwest of the Z–2 borehole of Zámoly, 130 metres of clay marl was crossed at between 308.0 and 438.0 metres i.e. between Sarmatian and Upper Pannonian sediments. JÁMBOR, Á. classified them as beds of the Csákvár Formation.

UPPER PANNONIAN SUBSTAGE — TRANSDANUBIAN GROUP

The beds of the Upper Pannonian substage were deposited during the Late Pannonian sedimentation cycle and thus they belong to the Transdanubian Group (earlier regarded as a Supergroup). They can be identified as being beneath the Quaternary formations almost everywhere on the relevant area of the map sheet. At the edges of the hills the basal for-

mations of the Kálla Gravel can be found; the sediments of the Tihany Formation were deposited on these. In the interior of the basin the Somló Formation is present beneath the Tihany Formation. At the Western border of the map sheet the Tihany Formation is superimposed by the Nagyalföld Formation, Vértesacska Member.

*Kálla Gravel Formation,
contracted ($^{kl}Pa_2$), gravel, conglomerate ($^{kl}Pa_2^k$), sand ($^{kl}Pa_2^h$), pebbly sand ($^{kl}Pa_2^{kh}$)*

The basal sediments of Late Pannonian transgression containing sandy gravels, conglomerates and sand can be found in many places. The most important exposures in the East Velence area are the following:

— A coarse-grained pebbly sequence was deposited onto the stratovolcanic complex (in the Kny-2 borehole of Kápolnásnyék) and the metasomatite (in the Pd-2 and Pt-5 boreholes of Pázmánd) at the Eastern part of the area.

— Unique abrasional surfaces can be observed on the Zsidó Hill of Pázmánd. The rounded pebbles of secondary quartzites (metasomatites) which are between 2 and 4 metres in diameter, provide evidence for Pannonian abrasion (Plate XV: photos 1–2). Above the mentioned sediments a pebbly sand sequence with coarse rubbles can be found, and abrasional pebbles with sizes between 10 and 20 cm in diameter also occur in this. The thickness of the beds near the abrasional shoreline is about 7 metres but the debris becomes finer as one moves away from the shoreline. About 300 metres Northwest in the Pd-2 borehole, at a depth of 48.9 metres, a bed of this formation (only 1.1 m thick) can be found and the maximum size of the pebbles is 5–6 cm (GYALOG, ÓDOR 1983).

— Above the redeposited debris a pebble bed, which is about 10–60 cm thick, can be found at the levelling base point of Nadap. The material of the pebbly bed is metamorphic schist. This sequence is composed of the well and moderately rounded pebbles of granite and schist; quartzite can also be observed in the sand quarry of the Bence Hill. The size of the pebbles in this quarry is between 1 and 10 cm.

— Numerous outcrops of a pebbly sequence (pebbly sand, sandy pebbles and in lots of places only sand) and the traces of it can also be found in the Western part of the Hills, in the proximity of the granite or the metamorphic schist. Accordingly outcrops can be seen: on the Northern sides of the Varga and Kőrakás Hills; near the gully in the Northeastern side of Szűzvár Hill; 1 km Southeast of Csala, in the valley; and Southeast of Kisfalud at the Northwestern side of the M-7 highway.

— The formation composed of coarse sand, sand with coarse-grained pebbles, and clay with pebbles of granite can also be found in boreholes above the redeposited debris. These boreholes are the following: Pá-2 and Pákt-1 in Pátka; and Vt-8/68, Vt-11/68, Vt-21/68, Vt-22/68, Vt-23/68, Vt-24/68 at Lake Velence.

— There is a thick coarse-grained sequence as a particular facies crossed by the Nt-3 borehole of Nadap. This can be found directly on the granite (with an absence of the granite rubble). Pebbly-clayey sand about 34 metres thick (the materials of the pebbles are silicified granite, aplite, granite porphyry, andesite, metasomatite and phyllite) can be found at the bottom; this could be redeposited talus. Above these beds an approximately 40 metres thick pebble-rich clayey sand can be found, in which the pebbles are slightly rounded. The formation has brownish-limonitic discoloration but in some cases it is strongly rust brown. The sizes of the pebbles decrease upwards. Based on the facies, colour and other characteristics this formation could be older than Pannonian but for the classification we do not have exact data.

In some of the boreholes the coarse-grained sequence is absent and the Pannonian formations begin with the fine-grained sand and aleurolite. The pebbly sequences presumably do not constitute a continuous layer but they can indicate that at sometime there was the presence and spatial distribution of harder, more resistant rocks on the surface.

Somló Formation ($^{so}Pa_2$)

The clay marl, aleurolite and sand beds of the Somló Formation do not occur in the area on the surface. In the internal part of the Zámoly Basin and in the Southeastern foreground of the Velence Hills JÁMBOR (1980) distinguished a brackish water sequence of the Late Pannonian sedimentation (*Congerina unguilacapræ* level); this was classified as the Somló Formation. The beds of the formation can be proved only in the Kny-1 borehole of Kápolnásnyék.

The sequence between 260.0 m and 355.0 m was classified as the Somló Formation by JÁMBOR (1980) in the Kny-1 borehole of Kápolnásnyék. We modified the upper border of the formation to 266.0 metres, because some thin intercalations of coaly clay occur at 261 metres and beneath these layers a 4 metres thick sandstone bed incipient of the cycle is present which can presumably be placed in the Tihany Formation.

1 to 7 metres thick aleurolitic clay, clay marly aleurolite and clay marl beds alternate with 2 to 6 metres thick sand and sandstone. Thicker clayey and clay marly aleurolite and clay marl beds can only be found between 301.2 and 316.0 metres. It does not contain fauna which could help determine the age, but the small imprints of *Limnocardium* (vermicular structures filled by sand) and remnants of *Congerina* and teeth of the fish can be found.

*Tihany Formation,
contracted ($^{Ti}Pa_2$), clay, silt clay marl ($^{Ti}Pa_2^s$), sand ($^{Ti}Pa_2^h$), sandstone ($^{Ti}Pa_2^{hk}$), freshwater limestone ($^{Ti}Pa_2^{ém}$), limestone ($^{Ti}Pa_2^m$), calcareous marl ($^{Ti}Pa_2^{mn}$), marl ($^{Ti}Pa_2^{mg}$)*

The sediments of the Tihany Formation can be found on the surface or below Quaternary formations in almost all areas shown on the map sheet. The intercalations of lignite or coaly clay are characteristic mostly in the Southern foreground of the Hills. The *Viviparus sadleri* and *Unio* with a thin shell are frequent, and the fauna of

the *Congeria balatonica* level usually occur in the sequence. The formation can be divided into two major parts in the area. Clayey, coaly beds can be recognized on the basis of the sequence in the Southern foreground of the hills and in the valley between the East and West Velence Units. Above these beds a fine-grained, sandy-aleurolitic (clayey) and calcareous sequence can be found which is the larger part of the formation. In other areas of the hills this sequence can be found directly on the Kálla Formation. This latter type is the dominant formation towards the North in the Zámoly Basin and in the Southeastern foreground of the Velence Hills. The separation of the beds of this formation from those of the Zagyva Formation is still not solved with respect to the Southeast because of the petrographic similarities between the two rock types. We propose that only the Tihany Formation is present in this area of the map sheet.

Clayey-coaly sequence. A clayey-coaly sequence can be seen deposited on the coarse-grained pebbly, sandy beds of the Kálla Formation. The larger area where the formation has a continuous spread can be found at the Southeastern part of that valley; this separates the East and West Velence Units and has a NW–SE direction. The formation is exposed by the boreholes of MÉV (which were sunk in 1968). These boreholes are the following: Vt6–10 (Vt–10/68), Vt6–11 (Vt–11/68), Vt6–12 (Vt–12/68), Vt6–15 (Vt–15/68), Vt6–20 (Vt–20/68) at Lake Velence as well as Pzd–2 (Pá–2) and Pzd–3 (Pá–3) at Pákozd. These beds are wide spread in the valley in the Northeast, otherwise the formation is restricted to the area of the inlets of the basement and is wedged out on the hills (SZILÁGYI, Á., GLÖCKNER 1971). The sequence of the Pá–2 borehole of Pákozd is characteristic where the 12 metres thick coaly clay and clayey coal-bearing (maximum 1.6 m thick) beds are deposited on the coarse-grained basal formations of the Kálla Gravel Formation. (These contain pebbly sand, sand and clayey sand and they are about 43 metres thick). The Kálla Gravel can be found above the 18 metres thick granite debris in this borehole. The coaly sequence can also be found in the Gá–1 borehole of Gárdony, the Di–3 borehole of Dinnyés and the Ve–2 (V–2) borehole of Velence, but its thickness in these boreholes is negligible. Huminitic clay represents the formation in the Kny–1 borehole of Kápolnásnyék. This rock type is also known from the boreholes which were sunk Northeast and North of the Velence Hills. Woody–earthy soft coal was exposed in the Kny–2 borehole between 157.3 and 157.5 metres whereas the P–4 borehole of Pátka–Csalapuszta crossed slightly slaty, coaly clay between 163.1 and 163.6 metres. The uranium content of the coaly clays, soft coals and grey clays is high and they were examined by the MÉV (SZILÁGYI, Á., GLÖCKNER 1971).

Fine-grained sandy-silty (clayey) calcareous sequence. The coarse-grained basal sediments of the Upper Pannonian Kálla Gravel Formation have a continuous transition into the Tihany Formation. Their grain size becomes finer and the formation itself is more variable (this character agrees with the so-called oscillation level, which can also be correlated with the Tihany Formation). The previously described clayey-coaly beds are covered by this sequence which is composed of fine-grained sand, silt, clay-marly silt and (rarely) clay marl, calcareous marl, clay and huminitic clay. The thickness of the formation varies from several to 300 metres in the area shown on the map sheet. The beds of this fine-grained formation can be found in large areas moving away from the coarse-grained sequence at the edge of the Hills. The presence of the sandstone is also characteristic; this was crossed by numerous boreholes in the foreground of the Hills (e.g. in the North a 1 metre thick sandstone bed can be found in the Pt–1 borehole of Pátka). The sandy formation can also be found on the surface in the head of the Pénezverő Valley, at the Western edge of the area (Northwest of Csala) as well as West of the mentioned area, at the border of the map sheet. Exploration was also carried out by the MÉV (SZILÁGYI, Á., GLÖCKNER 1971) on the sandstones which have a carbonate matrix and which lie in the Southeastern foreground.

Dolomite intercalations occur in several levels of the sequence. The 0.2–0.4 metre thick, spongy and elsewhere compact dolomite beds can be found about 30 metres above the lignite layer in the Kny–2 borehole of Kápolnásnyék.

Calcareous concretions frequently occur in the calcareous silts and clay marls. They indicate the migration of the carbonate-bearing fluids in the sequence. The calcareous concretions weathered out from the silt of the Tihany Formation can be found at numerous places on the surface. In the aleuritic beds of this sequence the remnants of the tubes of inbenthos Annelida (*Arenicola marina*) occur (e.g. in the Di–1 borehole of Dinnyés, the Gá–1 borehole of Gárdony, the Kny–1 borehole of Kápolnásnyék, the Szfv–1 and Szfv–2 boreholes of Székesfehérvár JÁMBOR 1980). Several outcrops of travertine also occur at the Northwestern side of the Hills.

Korpás-Hódi M. distinguished the following mollusc fauna of the Pákt–1 mapping borehole of Pákozd:

Planorbis cf. *krambergeri* HALAVÁTS
P. cf. *grandis* (HALAVÁTS)
Segmentina lóczyi LÖRENTHEY
Limnocardium decorum (FUCHS)
Dreissena serbica BRUSINA
Viviparus sadleri (PARTSCH)
Melanopsis cf. *decollata* STOLICZKA

The fauna suggests that the beds were deposited during the *Congeria rhomboidea* – *C. balatonica* eco-zone. The fauna found at a depth of 65.2 metres represents the species poor mollusc association with the *Congeria balatonica* fauna, which is typical for brackish water. This fauna is characteristic in the Southeastern foreground of the Transdanubian Range. In the upper level of the borehole the presence of fauna characteristic for fresh water can be proved.

Nagyalföld Formation, Vértesacsa Member (ⁿPa₂)

This is a sequence composed of alternate beds of clay; variegated clay and travertine can be found above the Tihany Formation and below the loess in the higher part of the hill of Magyaralmás. This formation is known from the boreholes which were sunk in the Hill WSW of the catchment area of Pátka which can be seen at the Western border of the map sheet, and Northwest of Magyaralmás. The formation is known neither in outcrops nor in boreholes.

The classification of the sequence is doubtful. This formation is not visible in our area, that is why we can not evaluate it. Small portion of the beds is limestone. This formation can be considered as part of the Nagyalföld Formation, because of the presence of variegated clays and it is separated as the Vértesacsa Member based on the data of mapping in the Vértes Mountains, because of its marginal position.

Quaternary

The division of Quaternary beds was determined on the basis of the genetic types and lithological differences of the rocks instead of Formations. The sequences were placed in major genetic categories (fluvial, lacustrine, eolic, eluvial, deluvial and talus) and in their transitional types and we tried to give a probable age for each formation. Fossils determining their age were present only in loess. The ages of the other formations were determined by their morphologic past and their relation to the loess and comparison with other areas was also taken into consideration.

The formations of the Quaternary are described by units of undivided Pleistocene (Pleistocene in general), Upper Pleistocene, Upper Pleistocene – Holocene and Holocene.

PLEISTOCENE, IN GENERAL — FLUVIAL SEDIMENTS (^tQp)

Coarse-grained pebbly sand and sandy pebbles can be found in many boreholes above the fine-grained, Upper Pannonian siliciclastic sediments. The 8–10 metres thick upward fining cyclic sequence of the fluvial sediment (pebbly sand at the bottom, sand, and a layer of clay about 1 metre thick) can probably be placed in the older (Lower–Middle) Pleistocene. This formation is deposited onto the Pannonian ones with sharp discordance. It has restricted spatial distribution and its classification is doubtful. It cannot be found on the surface so it is not illustrated on the map. This sequence is exposed by the Vt6–27 (Vt–27/69) borehole at the lower part of the small Császár stream, below the Holocene sediments.

UPPER PLEISTOCENE

The most widespread Pleistocene formations of the area are the loess and a transitional formation between loess and sand. Petrographically they are variable (sandy loess, loessy sand and loess with calcareous concretions etc.). Their origin is not clearly eolic and a deluvial effect can also be observed on most of the formations. This can be detected by the redeposition of the formation, by the presence of extraclasts (pebble, clay, sand) although these are not indicated distinctly. Loess, sandy loess and loessy sand are illustrated on the map.

Loess (_eQp₃¹ — I)

The flat knolls of the area South of Lake Velence as well as Northeast and West of the Velence Hills are covered by loess. This formation is the most widespread one on the area of the map sheet. These beds can be found in the valley separating the East and West Velence Units as well as on the Southern slope of the East Velence Unit and in smaller patches at the foot of the hills. Based on the quarries and the boreholes the thickness of the formation is several metres (usually 2–5 metres) and only in some cases does it exceed 10 metres.

The loessy formations can be studied in many exposures at the edges of the Hills (the largest sections are: Öreg Hill, Mária Valley in Székesfehérvár, Tácsika Hill, East of Szűzvár, the sand pit of the Bence Hill and the sand pit of Nadap). In these quarries two genetically and petrographically separable rock types can be distinguished.

The presence of pebbly and sandy loess and the intercalations of debris are quite frequent, mainly in the granitic area at the bottom (sometimes talus composed of 5–50 cm thick alternating beds of clay, aleurolite rubble and coarser debris is deposited on the loess). Redeposited, slightly bedded basal horizons with calcareous concretions can frequently be found at the bottom of the loess. The loess containing fine grains of granite rubble can be found very frequently in the granitic area. Considering the origin of the formation the role of moving water on the slopes could have been significant alongside the eolic effects. The water moving downwards on the slopes could have redeposited debris, rubble and pebbles so they mixed with the eolic loess as deluvial sediment. This means that their origin can be explained by the mixing of deluvial sediments with the loess deposits.

Intercalations of pebbles, coarse-grained debris and rubble are absent in the higher levels, so the real loess can be found either in the internal part of the Hills or its surrounding environment. The palaeontological data available from the Pt–1 borehole of Pázmánd and from the sand pit of Nadap (E. Krolópp) include:

Semilimax kotulae (WESTERLUND)

Succinea oblonga DRAPARNAUD

Vertigo cf. *parcedentata* (A. BRAUN)

Pupilla masorum (LINNÉ)

The Pleistocene terrestrial gastropod fauna suggest a humid climate. The *Semilimax kotulae* species is frequent in the Late Pleistocene, in the upper part of Würm and it is characteristic in the lower part of the Mid-mountains and in the Velence Hills. Older Pleistocene species than Würm have not been found in the loess.

The previously described loess, which is found in the lower part of the sequence and is mixed with deluvial material, is exposed over a small area. In those areas which are not exposed by quarries the upper, typical loess is predominant. This type can be seen in the largest area, on the surface, so this type is illustrated on the map.

The loess is mixed with the eolic sand, in many cases producing loessy sand and sandy loess. Many types of transitional formations between loess and mainly deluvial sediments occur in the boreholes, but they are not illustrated separately on the map because of their high variability. These are the clayey loess, loessy clay and loess with debris etc.

The loess was not studied in detail. FÖLDVÁRI A. (1956) and VENDL A. determined the CO₂ content of the loess and from these values calculated its CaCO₃ content, based on 5 samples (from Nadap, Velence and Sukoró). Based on the measurements the CO₂ content of the loess is between 13.97 and 16.20 %. These values correspond to 32–37% CaCO₃ content. The heavy mineral content of the loess (i.e. the proportion of grains having a higher density than 2.9 g/cm³ in the grain-size range larger than 0.02 mm) is between 0.54 and 1.51 %. The density of the loess is between 2.7991 and 2.8156 g/cm³. (It is interesting, that the density of the Bakony loess is lower, varying from 2.7610 up to 2.7981 g/cm³.) The radioactivity decreases as one moves away from the Hills.

Sandy loess (Qp₃^{hl} — hl)

The loess changes gradually into sandy loess in the flat areas alongside Lake Velence. It covers larger areas south of the Lake, on the slope looking towards the Lake, as well as on the two slopes of the Bika Valley. Larger superficial areas of sandy loess can also be found Northwest of the Hills in the catchment area of Pátka and South of Székesfehérvár in the West. The thickness of this formation is around 1 metre, similar to the loess. Its colour is light yellow, the sand is fine grained and composed of rounded grains.

Sand with loess (Qp₃^{lh} — lh)

Loessy sand can be distinguished only in small areas mostly south of Lake Velence on the lower parts of the slopes looking towards the Lake. Its colour is light yellow and the grains of the sand fraction are fine or very fine and well rounded. Considering its origin beside the eolic effect, a deluvial overprint can also be observed as well as the consequences of landslides. The thickness of the formation can be up to several metres.

UPPER PLEISTOCENE – HOLOCENE

The material of the elevated Pannonian and Pleistocene quarries has been redistributed towards the valleys by superficial flushing. These redeposited beds are exposed by gullies. The beds show talus sediments and deluvial, proluvial sediments and their transitional types. In those internal parts of the Hills which are in a lower position, the debris of granite rubble covers larger areas of the loess. Calcareous concretions weathered out from the loess or the Pannonian aleuro-lite can be found frequently on the surface (eluvial–deluvial formations).

Talus debris, deluvial formations, proluvial beds, eluvial–deluvial sediments, proluvial–deluvial formations and eolic–deluvial sediments are illustrated on the map.

Slope sediments (Qp₃^h), *contracted* (g), *angular debris* (g^a), *clay* (g^a), *sand* (g^h)

The deluvial, slump, solifluction and collapse sediments are regarded as talus sediments and are shown together where their separation cannot be solved properly. This category was mainly used to distinguish the angular debris found at the edges of the Hills, where they are more frequent. Smaller collapses and solifluctional phenomena also occur in these areas, or rather as slumps in the case of those sediments having a clayey matrix. However, the formations which have a deluvial origin are predominant.

Taking into consideration the scale of the map, the illustration of the formation was possible first of all in the East Velence Unit. The formation was identified in smaller patches only at the foot of the Hill because the granite is less weathered and altered in the West Velence Unit.

A typical quarry of talus sediments is the sand pit of Nadap. Strongly mixed sediment can be found at the Northeastern side, which downcuts into both the loess and the Upper Pannonian sediments. The matrix of the talus sediment is clay and sand and the sediment itself contains the debris of Pannonian clay, sand and sandstones which are 10–20 cm, in diameter. 5–6 cm thick sand intercalations can be found in the formation.

Deluvial sediments (Qp₃^h), *contracted* (d), *clay* (d^a), *sand* (d^b), *pebble* (d^k), *red clay* (d^{va}), *loess with talus sediments* (d^{vl})

Sediments formed due to deluvial processes are very frequent in the area. Some of them, mostly those containing angular talus debris, were described as contracted talus sediments. Where these beds derive from clayey–sandy Pannonian sediments, and the morphology is quite flat, the effects of other slope processes are negligible.

The formation is recognisable in a larger, continuous area South of Lake Velence, on the slope looking towards the Lake (in the Agárd area). Here, it was redeposited from Pannonian sediments and exposed by the erosion of the loess sequence.

Redeposited clay and sand also occur in some larger areas which can be found further from the exposures of the Hills. These are the following: North of the catchment area of Pátka, in the valley South of the Székesfehérvár Unit; North and East of the East Velence Unit; and in the Northeastern segment of Lake Velence, above the sediments of the Lake.

Deluvial pebbles occur Northeast and Southwest of the catchment area of Pátka, on the top of the hills. Small patches of red clay can only be found in the area of the Antónia Hill and Templom Hill as well as South of the Bence Hill.

*Slope and proluvial ($_{gp}Qp_3-h$),
contracted (gp), angular debris (gp^y), clay (gp^a), sand (gp^h), pebbles (gp^k)*

The proluvial sediments were identified together with those which were produced by slope processes, and in those localities where their origin could be connected with both aerial (mainly deluvial) and linear (proluvial) processes; however, the aerial processes were predominant. These beds can be illustrated at the foot of the hills, in larger continuous patches.

These sediments are contracted in the maps because their exposures are rare, so usually there is no information on the petrologic conformation of the various areas. Occurrences can be found in the Northwestern foreground of the West Velence Unit as well as North of this area, along the small streams of Kis-Miher and Rovákja.

Angular debris together with sandy and clayey sediments can be found at the Southern and Southwestern sides of the West Velence Unit surrounding the Hills as a skirting border. In these areas the angular debris is predominant and this formation can be mainly seen on the surface.

Pebbles can be seen as slope and proluvial sediments in the exposures of the small Bágyom stream in its lower reaches. Before the formation of Lake Velence the rivers of the Hills occupied its space and they deposited, partly as their alluvium, slightly rounded pebbles of which granite rubble is one of the materials. This is exposed by the wall of a small quarry.

Eluvial-deluvial sediments ($_{eld}Qp_3-h$ — eld)

Sand and clay can be seen as being situated beneath the soil in a larger area in the Southwestern part of the map sheet, between Székesfehérvár and Börgönd. These are similar to those previously described deluvial sediments which were redeposited from Upper Pannonian formations. However, the morphology is almost completely flat and smaller gulleys (as negative morphologic elements) are also common. We are of the opinion that in these localities the Pannonian clay and sand remained in its original place and did not move far away during the redeposition. The sand has not rolled, as is the case with the Pannonian one; the morphology does not presume fluvial transportation, what the slope processes redeposited. The origin of this formation can be attributed to deflation effects.

*Proluvial-deluvial formations of periodic streamlets ($_{pd}Qp_3-h$), contracted (pd),
angular debris (pd^y), clay (pd^a), sand*

During the formation of these sediments, which can be found in the valley floors, the effect of the periodically existing small streams is predominant but we must take into account the effect of deluvial transportation, which can be significant during a less humid climate. This is the basis on which we have given this classification. (In many cases, in the lower section the streams become persistent, and in those places the sediments are indicated as alluvial sediments.)

Usually there are no exposures in the valley floors, so these beds are shown together. Their material (i.e. as angular debris, clay, sand) can only be found in some smaller exposures at the Northern side of the East Velence Unit.

*Proluvial sediments ($_pQp_3-h$),
contracted (p), angular debris (p^y), sand (p^h)*

The small streams running out from the Velence Hills towards the South and West produced smaller alluvial fans compared to those ones which were deposited by small streams running towards the East and South from the East Velence Unit and those running towards South, West and North from the West Velence Unit. These fans can also be seen in air photographs and can be contoured by them.

An alluvial fan composed of sand and pebble beds can be found South and Southeast of Lake Velence. This formation interfingers with the loess and sandy loess (ÁDÁM 1955), which was not evident in superficial exposures during the process of mapping.

*Eolic-deluvial sediments ($_{ed}Qp_3-h$),
contracted (ed), sand (ed^h), pebbly sand (ed^{kh})*

South of Lake Velence and North of the East Velence Unit yellowish, fine-grained, rounded sand covers larger areas. The formation contains intercalations of fine pebbles (pebbly sand). These beds run 3–4 km Northeastwards from the Meleg Hill and can also be found along and West of the Bika Valley, South of Lake Velence, and in the Dinnyés area covering a large area of several square kilometres. The eolic effect is shown by the rounding of the grains, and the deluvial redeposition is indicated by the position of the beds.

HOLOCENE

The clayey–aleuritic Holocene formations can be found in many places in valleys, depressions and along recently-formed small streams. The most characteristic depositions can be found in the valley of Császár small stream and in the basin of Lake Velence. In these two localities the division of Holocene (Early and Late Holocene) was also possible. Only the youngest Holocene formations could be identified in the other areas. The anthropogenic formations are indicated separately.

Lower Holocene

The Lower Holocene alluvial (high floodplain) and lacustrine sediments are indicated separately.

Fluvial sediments — high floodplain ($_{f}Qh_1 — h_1$). The recent sediments of the smaller streams cannot be separated from the sediments of the high floodplain. We tried to separate them only at the upper course of the Császár small stream, at the eastern shore of the catchment area of Pátka, which is partly covered by the water. The material of the formation is not known from exposure. We propose (based only on comparison) that the material could be silt (mud), clay and sand.

Several terraces were established in the valley of the Császár small stream from the Zámoly Basin to the Kőrakás Hill (ÁDÁM 1955). The material of the alluvial terrace is a 5–8 metres thick series of pebbles and muddy sand. The size of the pebbles varies from hazelnut- and walnut-size to the size of a fist; their material is dolomite, limestone and quartz. This material was not apparent on the surface during the mapping process.

Lacustrine sediments ($_{l}Qh_1 — h_1$). There were several opinions considering the age of the formation of Lake Velence. At present the Lower Holocene formation is accepted (SÜMEGHY 1952, ÁDÁM 1955). This means that the Early Holocene age of the higher abrasional platforms is probable. These beds are indicated only on the Northern side of the Lake, at the Southern foot of the East Velence Unit as well as at the bottom of the valley separating the East and West Velence Units.

Upper Holocene

The Upper Holocene formations are fluvial (i.e. shallow floodplain or undivided) and lacustrine sediments and also the marsh and fluvial and lacustrine marsh deposits. There is no clear agreement on how to distinguish the marsh, fluvial and lacustrine marsh sediments; their common feature is their marsh-like character. However, they can be separated from each other on the basis of their topographic position.

Fluvial sediments — shallow floodplain or undivided ($_{f}Qh_2 — h_2$). Fluvial sediments are indicated in the valleys of the permanent small streams. In case of the smaller streams the sediments of the high floodplain and the more recent ones cannot have been separated. This separation was only carried out at the upper course of the small Császár stream, along the catchment area of Pátka. Only the younger, Late Holocene sediments are indicated in case of the other streams.

The widest floodplain can be found in the valley of the small Császár stream which interconnects the catchment area of Pátka and the Lake Velence. Narrow and long valleys with more straight floodplains can be found on the flatter Pannonian terrain. The largest ones are the following: the Aszalvölgy Trench in the West, the Csont-rét, Cibulka and Bágyom small streams in the East and the Gárdony Trench of the Bika Valley South of Lake Velence. Only several smaller streams can be found inside the Velence Hills.

No superficial exposures of fluvial sediments are shown on the map sheet. Based on the general knowledge their material composition could be silt (mud), clay and sand. The presence of coarser-grained sediments (pebbles and angular debris) cannot be presumed because of the lower relief of the valleys and the unconsolidated material (clayey–sandy sediments) of the source area. These types of sediment can occur only in the small valleys of the Velence Hills.

Lacustrine sediments ($_{l}Qh_2 — h_2$). The lacustrine sediments are mainly the ancient and present sediments of the Lake Velence. The lacustrine sediments are described separately in chapter “The limnogeology of Lake Velence”. Their materials are brownish-grey, peaty silt (dark grey peat and grey clayey silt), dark grey clayey silt with high organic material content, calcareous clayey silt.

Marsh sediments ($_{b}Qh_2 — b$). Marsh sediments can be seen to be present in three areas of the map sheet. These areas are in the Dinnyés area, in the Southwestern segment of Lake Velence (where eluvial–deluvial beds can be found in drainless gulleys, in the Valley of the small Császár stream and at the Southern foot of the East Velence Unit, in the drainless reaches of some smaller valleys. The material is not known from the surface nor from boreholes in the mentioned areas. In the Dinnyés area the presence of typical paludal soil is also probable. The characteristic material is clay and silt (mud), found at the edges of the Hills.

Fluvial-marsh sediments ($_{fb}Qh_2 — fb$). The fluvial-marsh sediments can be identified (their origin is contracted) in the flattened and swamped areas of the streams. These formed mainly along the small streams running into the catchment area of Pátka — e.g. along the small Rovákja stream, among the fishponds, furthermore in those valleys of small streams running Southwards from the East Velence Unit. Direct knowledge does not exist about the material. Based on comparisons, a formation of clay, mud and silt and (rarely) paludal clay can be supposed.

Lacustrine marsh sediments ($_{1b}Qh_2$ — $1b$). The lacustrine-marsh sediments can be identified (their origin is contracted) in drainless, but not completely closed gulleys. These gulleys occur in the Southwestern segment of Lake Velence, (in the area of the Lake Fertő), as well as Westwards, in the blown, Pannonian deflationary terrains.

We do not have direct knowledge about the material but comparisons suggest that a formation of clay, silt (mud and silt) and (rarely) paludal clay can be supposed.

Anthropogenic formations

Land fills and mine dumps are distinguished as anthropogenic formations.

Replenishment (a^f). The human effects along the beach of Lake Velence are indicated by the land-fills and shoreline rearrangements. In the Eastern part of the Lake almost all the shore is filled — that is, from the border of Agárd and Dinnyés, across the Gárdony and Velence beach towards the coast of Sukoró to the ridge of Mészeg. Two artificial islands were also created inside the Lake (i.e. the Cserepes and Úttörő Islands). The western part of the Lake is at present free of artificial fillings. This segment of the Lake is a continuous reedy and protected area.

Dump (a^{mh}). Traces of human intervention are indicated by tailings in the environment of mines. Only the largest ones are shown (around Szűzvár) on the map; the smaller ones could not be indicated (e.g. in the Kőrakás Hill and in the environment of the fluorite dyke of Pákozd). Inasmuch as mining stopped in the area about 25–30 years ago, the tailings are overrun by vegetation (although planned recultivation was never carried out).

Pre-Sarmatian formations of the Balatonfő–Velence Hills

The spreading pre-Sarmatian formations, the contours of their outcrops as well as pre-Sarmatian structural lines are shown on the subcrop map of the Balatonfő–Velence Hills (DUDKO 2000). The contours of the formations of the Velence Hills were taken from the geological map of the Velence Hills (GYALOG, HORVÁTH, I. 2000). The position, symbol and number of the most important boreholes and the elevation of the youngest pre-Sarmatian formation in those boreholes (e.g. Bh–3, –177.9 m) are also shown on the subcrop map.

Most of the formations are shown on the geological map of the Velence Hills and their geological description is found in chapter “Geological formation of the Velence Hills”. This chapter discusses in detail only those formations which are not found in the previously mentioned map. For those formations which are present on both maps only supplements are given.

The borders of formations in the subcrop map were determined mainly on the basis of geological (i.e. borehole and mapping) data, but in several cases geophysical data were also used. The generalized section of the area is shown on Plate XXIV.

Palaeozoic

The Palaeozoic beds can be divided into two major units. These are the assemblages of Lower Palaeozoic (Ordovician – Lower Carboniferous) metamorphic rocks and non-metamorphosed Upper Palaeozoic beds (Upper Carboniferous).

In the zone of the Balaton Highlands – Balatonfő – Velence Hills the Lower Palaeozoic formations form two suites which are different, basically with respect to the degree of metamorphism.

Those formations which show a higher grade of metamorphism in greenschist facies belong to the Balatonfőkajár Quartz Phyllite Formation.

The anchymetamorphic beds referred to as the Balaton Group can be divided into several formations and members. These formations form a continuous sedimentation cycle from the Early Ordovician to the Early Carboniferous, that continuous sedimentation can be partly proved by fossils. The Lovas Slate, the Alsóörs Porphyroid and the Bencehegy Microgabbro Formations belong to this Group in our area.

Opinions about the division of the suite have changed several times in the past decades. Based on FÜLÖP (1990) the Lower Ordovician aleurolite shale of the Szb–9 borehole of Szabadbattyán was distinguished as Szárhegy Acritarch-bearing shale. This assemblage is referred to as the Kőszárhegy Slate Formation in the works of LELKES-FELVÁRI (in GYALOG 1996, in BÉRCZI, JÁMBOR 1998). CSÁSZÁR, LELKES-FELVÁRI (in BUDAI et al. 1999) query the importance of this division and they suggest that this formation should be included in the Lovas Slate Formation. We accept this simplification. Those non-metamorphic formations cropping out in smaller sections are mainly limestones having the same age and they have been placed in a separate formation based on their fossil content (LELKES-FELVÁRI in GYALOG 1996). CSÁSZÁR, LELKES-FELVÁRI (in BUDAI et al. 1999) even placed them in a higher stratigraphic unit as the Balatonfő Limestone Formation Group. According to them the Kékkút Limestone and the Székesfehérvár Limestone Formations are present inside the Lovas Slate Formation (so that the first two formations are not considered as being autonomous. We suggest that they should be distinguished only as members in the Lovas Slate Formation). In contrast, the connections of the Polgárdi Limestone, Úrhida Limestone and Szabadbattyán Limestone Formations with the Lovas Slate Formation is not clear and thus their contraction into a single Group does not seem to be reasonable.

The acidic, intermediate and basic extrusive and subvolcanic bodies (Alsóörs Porphyroid, Révfülöp Metaandesite and Litér Metabasalt) have also been distinguished as autonomous formations in the summarizing works published in recent years. Among these the Alsóörs Porphyroid occurs in the Velence Hills whereas the Litér Metabasalt was identified from boreholes sunk in the Northern part of the area. The Bencehegy Microgabbro Formation of the Velence Hills has a genetic relationship with the Litér Metabasalt, but no metamorphic overprint on these rocks was recognized.

The most important boreholes that crossed Lower Palaeozoic formations are shown in Figures 20 and 21.

Ordovician–Silurian — Balatonfőkajár Quartz Phyllite Formation (^bO–S)

The superficial extent of the Balatonfőkajár Quartz Phyllite is shown in map sheet 1. of the subcrop map (DUDKO 2000 — i.e. The geological map of Somlyó Hill of Balatonfőkajár, edited by I. Horváth). The largest outcrop of this formation, which actually is the stratotype section, is an abandoned quarry on the Somlyó Hill of Balatonfőkajár. This outcrop mainly exposes quartz phyllite and, subordinately, sericite–chlorite phyllite (Plate XVI: photo 1). Other rock types building up the formation (albite–chlorite phyllite, chlorite gneiss, mica quartzite, carbonate–quartz phyllite) were crossed by the Bfj–1 borehole sunk in the quarry.

Numerous structural lines can be observed and studied in this quarry — for example, the flat or variably dipping schistosity and the constant lineation given by their intersection lines. Furthermore, compressed recumbent folds, curves, ripples and quartz veins, cross-cutting ripples as well as numerous joints can also be found here.

The following stages of evolution of quartz phyllite can be recognised based on the following structural features:

- formation of stratification of the sedimentary protolith,
- isoclinal folding and metamorphism (formation of schistosity),
- younger isoclinal folding (development of new schistosity),
- formation of curves and ripples,
- development of quartz veins,
- development of joints.

After the completion of the map construction, a new outcrop of the formation was discovered in the quarry of the Somlyó Hill of Polgárdi, (this was due to cultivation). In this quarry the formation is present in the Polgárdi Limestone as a tectonically emplaced block and petrologically the rock is a sericite–chlorite phyllite (Plate XVI: photo 2).

For the subsurface extent of the formation data are available from boreholes. The material of the formation was found in the B–239 borehole of Székesfehérvár in the Northeast and in the S–3 borehole of Siófok in the Southwest. These are the outermost boreholes. The formation was also exposed in several boreholes around Szabadbattyán. The thickness of this formation is several hundreds of metres based on these borehole data. It comprises the largest part of the pre-Cenozoic metamorphic basement between the Balatonfő and Balaton Lines.

The material of this formation is mainly grey, greenish-grey, black quartz phyllite, quartzite and chlorite–muscovite schist with a minor amount of carbonate – quartz phyllite, albite gneiss and graphite-bearing schist. Its metamorphic grade corresponds to the lower to middle greenschist facies.

The rock was metamorphosed during the Variscan orogeny in a low-pressure environment. The protolith was predominantly sandstone with minor clay and carbonate intercalations. The remnants of acidic pyroclastites can also be distinguished in several horizons.

More generations of the rock-forming minerals can also be distinguished. In several cases the minerals of the protolith can also be recognised. The rock-forming minerals are the following: quartz, albite, muscovite, chlorite, biotite and carbonate minerals. Accessory minerals are: zircon, tourmaline, apatite, epidote, garnet, pyrite and anathase.

Fossils have not so far been found in the strongly metamorphosed rocks. The only basis for determining the stratigraphic position of the formation is the presence of acidic pyroclastites; these are the most characteristic for Late Arenigian, of Early Ordovician and for the boundary of Caradocian–Ashgillian of Late Ordovician ages in the Eastern and Southern Alpine formations. Based on these details it can be established that the age of the formation is Ordovician–Silurian. The K–Ar ages determined from muscovite and chlorite crystals gave an age between 320 and 343 my (BALOGH, Kadosa in LELKES-FELVÁRI et al. 1996); this shows the age of the last (Variscan) metamorphic effect.

Ordovician–Devonian — Lovas Slate Formation (^lO–D)

The Lovas Slate Formation is a very wide-spread formation below the surface in the Balatonfő–Velece Hills area. The contact of this formation with the strongly metamorphosed Balatonfőkajár Quartz Phyllite is along the NE–SW striking Balatonfő Line. This formation crops out only in the area shown on the Velece Hills map. The formation was crossed by several boreholes (Figure 21). Among these boreholes the most important one is the Szb–9 borehole of Szabadbattyán, which exposed a thick sequence of aleurolite schist, meta-sandstone and clay schist below tectonically-emplaced Palaeozoic formations (Figure 22). This assemblage was distinguished as an autonomous lithostratigraphic unit and referred to as the Szárhegy (FÜLÖP 1990) or Kőszárhegy Slate Formation (LELKES-FELVÁRI 1998). However, we think that these beds can be placed in the Lovas Slate Formation. The formation is dominantly built up by aleurolite slate but in several horizons grey, bituminous, clay-peel bearing limestone and in the upper levels thin acidic crystal tuff layers occur as intercalations. The pelite fraction of the aleurolite and clay slate is illite and chlorite whereas the sand fraction of the meta-sandstone and aleurolite is mainly quartz and feldspar (plagioclase, rarely K-feldspar). Muscovite, biotite and a small amount of lithic fragments also occur.

Acritarchs from the Szb–9 borehole of Szabadbattyán were first mentioned by BÓNA (1972) and they belong to the *Baltisphaeridium* genus. Based on these fossils the formation is judged to be Silurian. ALBANI et al. (1985) found Acritarchs in four levels (*Baltisphaeridium nanum* (DEFLANDRE), *Baltisphaeridium* sp., *Goniosphaeridium gracile*

(VAVRDOVÁ), *Micrhystidium nannacanthum* (DEFLANDRE), *Micrhystidium shinetonense* (DOWNIE), *Micrhystidium stellatum* (DEFLANDRE), *Micrhystidium* sp. 1, *Micrhystidium* sp. 2, *Micrhystidium* sp. 3, *Peteinosphaeridium* sp., *Striatotheca principalis parva* (BURMANN), *Acanthodiacrodium tassellii* (MARTIN), *Coryphidium australe* (CRAMER et DIEZ), *Coryphidium* cf. *C. milada* CRAMER et DIEZ). The formation can be placed in Late Arenigian stage.

However in, the limestone intercalations of the formation in the Szfv–5 borehole of Székesfehérvár (Székesfehérvár Limestone Member) Late Devonian (Frasnian) Conodont fauna occur. This suggest an Ordovician–Devonian age interval for the development of this formation.

Silurian–Devonian — Bencehegy Microgabbro Formation (^{bc}O–D)

In the territory between the Balaton Highlands and Velence Hills many boreholes crossed mafic metavolcanites (called “diabase” based on the old nomenclature). They can only be found in the area of Litér and Velence–Nadap on the surface. Based dominantly on the work of LELKES-FELVÁRI (1983) carried out in the Litér area, FÜLÖP (1990) referred to the diabasic rocks as metabasalt and placed them in the Litér Metabasalt Formation. The layers of this formation can usually be found in the Lovas Slate Formation.

The diabase of the Velence Hills is not placed in the Litér Metabasalt Formation according to this work, but forms an autonomous formation as the Bencehegy Microgabbro Formation. The difference is that the rocks of the Litér Formation of the Balaton Highland suffered greenschist facies metamorphism. In contrast to this, the superficial diabase of the Bence Hill is a microgabbro without any traces of metamorphism. Furthermore, no strong metamorphism can be observed in the rocks of the Lovas Formation, which surrounds the microgabbro. Based on these details the Bencehegy Microgabbro cannot be placed in the Litér Metabasalt Formation. The basic rocks of the boreholes around the Velence Hills (i.e. in the Szfv–1 borehole of Székesfehérvár and Pát–1 borehole of Pátka) can rather be placed in the Bencehegy Microgabbro Formation. Given these facts it can be stated that the rocks of mafic subvolcanic dykes NW of the Balaton Line are in the Litér Metabasalt Formation, whereas SE of the Line they form the Bencehegy Microgabbro formation.

Pyroxenic microgabbro is found in the Csv–31 borehole of Csákvár, north of the Velence Hills, and this is also placed in the Bencehegy Microgabbro Formation considering the fact that rocks in its environment suffered anchimetamorphism.

Devonian

The Úrhida Limestone and Polgárdi Limestone Formations were separated in the Devonian.

ÚRHIDA LIMESTONE FORMATION (^uD_{1–2})

This formation became known during the process of the Balatonfő–Velence Hills mapping. Below the sequence of Lovas Slate built up by sericite schist and siliceous shale, Úrhida Limestone (about 220 metre thick) was crossed by the Ú–4 borehole of Úrhida. (Figure 23).

Below the Lovas Slate light grey, and occasionally dark grey limestone can be found. Their contact is brecciated. The formation is usually well-bedded, stylolitic with clay peel structures, but it can also be nodular, and flaser-bedded. At certain levels thin intercalations of graded calcareous sand or calcareous breccia also occur. The CaCO₃ content of the limestone is above 95% with the exception of the nodular flaser-bedded sections. According to FÜLÖP (1990) the sedimentary contact with the overlying Lovas Slate cannot be ruled out, but the tectonic contact between the two formations is more probable.

A considerable number of Styliolina sections were found in the lower part of the Úrhida Limestone (FÜLÖP 1990). S. Kovács (in FÜLÖP 1990) found the following Conodont assemblage in the section, with a proportional distribution: *Polygnathus gronbergi* KLAPPER et JOHNSON, *P. linguiformis linguiformis* HINDE, *P. ex gr. varcus* STAUFFER, *P. costatus costatus* KLAPPER, *P. cf. costatus partitus* KLAPPER et JOHNSON, *Icriodus* cf. *werneri* WEDDIGE, *Spathognathodus steinhornensis steinhornensis* ZIEGLER. According to S. Kovács the Lower Devonian Emsian and both Middle Devonian (Eifelian and Givetian) stages are present in the section. Beyond the previously mentioned pelagic fauna the remnants of Tabulates and ahermatypic corals were also found.

Based on the turbiditic, graded calcareous sand and breccia intercalations, and the presence of Tabulate remnants the sedimentation could take place in the marginal part of a pelagic, deep-sublittoral or shallow-bathyal shelf basin not far from reefs.

POLGÁRDI LIMESTONE FORMATION (^pD₂)

This Formation is present as an almost 3 km long and 150–500 m wide range on the surface in the area of the Szár Hill of Szabadbattyán and the Somlyó Hill of Polgárdi (Plate XVI: photo 3). This is the typical area of this formation (DUDKO 2000, map sheet 2, edited by I. Horváth). This is a shallow-water, platform facies limestone the thickness of which can exceed 300 m. The crystalline limestone is massive, thick-bedded, white, and (rarely) pink-

ish (Plate XVII: photos 1–2). The bedded platform facies limestone has a partly biogene origin and is poor in fossils (ahermatypic corals, Crinodeas and Hydrozoas occur in it). Its known extent is confined to the area of Balatonfő. The maximum thickness of the formation which has been crossed is 312 m in the Szb–5 borehole of Szabadbattyán.

At the South-western part of the occurrence, in the lower quarry, the typical Lofer cycles of the formation can be studied. At the base of the formation several cm thick, reddish-purple, slightly detrital limestone with dissolution-shrinkage structures can be found (level A). Above this level a 20–30 cm thick yellowish, fine-bedded (with algae lamellas) limestone with low dolomite content can be seen (level B). Level B is followed by 50 to 100 cm thick grey, massive, unbedded pure limestone (level C). The algae lamellas can be observed in many places of the quarry because, due to the late metasomatic effects, they were exposed. In the vicinity of the peak of the Szár Hill, the series of bioherms can be seen in the weathered surface of the bedding planes of the fine-bedded limestone. The size of bioherms varies from several cm to more than 1 m. These are Stromatoporoidea bioherms. During the recrystallization process their fine structure and camera system almost completely disappeared, but several typical Silurian genera can probably be identified (*Clathrodictyon*, *Resenella*, *Amphipora*, *Ecclimadictyon*). Among the bioherms the presence of algae lamellas and biodetritus is frequent and Bryozoas and Gastropods also occur.

Numerous new phenomena could be observed in the new outcrops due to the progressive quarrying — e.g. the strong alteration of the limestone due to secondary effects. 3 major units can be distinguished in the quarry:

- An area characterized by the dominance of typical recrystallized limestone.
- The presence of marble.
- The presence of metasomatically altered rock types (the arrangement of these rock types is variable) (Plate XVII: photo 3).

The recrystallized limestone formed during a process of regional metamorphism whereas the marble is the result of contact metamorphic processes (increased temperature). The grain size of the recrystallized, massive, greyish white – yellowish white limestone is between 0.05 and 0.2 mm. The greyish-yellowish white, coarse-grained marble with a grain size of 0.2 up to 5.0 mm is significantly different from this. The presence of this marble is easily outlined. The presence of marble is not considered to be the result of regional metamorphism in this geological environment (HORVÁTH, I., ÓDOR 1989) and its formation is probably the result of contact metamorphism caused by the thermal effect of a cryptic magmatic intrusion below the limestone. (At a depth of 45.0 m in the Kh–11 borehole of the Kőszárhegy the study of the Technical University of Budapest (BME) mentioned the following minerals in the 0.5–3.0 mm grain sized marble: calcite–dolomite 60%, brucite 30%, serpentinite 8%, limonite 1% and opaque 1%. These minerals unequivocally indicate a contact metamorphic thermal effect. The contact metasomatic effects can be separated from the previously described effect. Contact metasomatism can be observed both on the recrystallized limestone and the marble. The product of the quarry is the so-called ankeritic, ankeritic–sideritic, limonitic limestone. Ankerite was only determined by geochemical research in the Szb–9 borehole of Szabadbattyán; the ferric composition of the carbonate is the result of limonite content in the superficial rocks (the limonite content can reach 20 to 30%).

The galena mineralization has already been observed by LÓCZY sen. (1913). Later numerous papers were published on this assemblage (KOCH 1943, KISS 1951, 1954b, FÖLDVÁRI, A. 1952a, b, NAGY, B. 1980). Nearly isoclinal recumbent folds and flexural fold pairs were observed by DUDKO (1986a) and these were considered to be the result of regional metamorphism.

The elements of more folds were found in the thick-bedded limestone (e.g. isoclinal recumbent folds, flexural fold pairs). The presence of isoclinal folds suggests unequivocally that the whole assemblage is folded and they are not in a monoclinical position. The size of the folds is very variable.

The thick, massive beds of the carbonate sequence could have been deposited in a lagoon. This was probably in the background of the reef, inside the carbonate platform environment. These assertions are based on the almost complete absence of stromatolites, bioherms of Stromatoporoidea and siliciclastic debris.

The nappe position of the formation above the Balatonfőkajár Quartz Phyllite can unambiguously be established, given the presence of numerous outcrops and several ore exploration boreholes (Szb–9/71, Szb–5/67 boreholes of Szabadbattyán and Ksz–1, Kh–19, Kh–28 of Kőszárhegy). Its contact with the Szabadbattyán Formation is also tectonic. Mainly Neogene formations are present in the overlying beds (Figures 20 and 21).

The “crystalline” limestone occurring between Úrhida and Polgárdi was first mentioned in a manuscript by WINKLER (in LÓCZY sen. 1913) and the rocks were placed in the Devonian. The crystalline limestone occurring on the surface around Polgárdi and Szabadbattyán was considered (after much debate) to be the oldest formation of the Balaton Highlands by LÓCZY sen. (1913). The formation was thought to be Devonian also by TELEKI (1941b) who considered it to be an underlying bed of the phyllites (similarly to Lóczy sen.). According to KISS (1951), MAJOROS (1971) and LELKES-FELVÁRI (1978) the formation is younger than Early Carboniferous. Based on the badly preserved Stromatoporoidea remnants it can tentatively be placed in the Devonian.

Carboniferous

The carboniferous formations are the Lower Carboniferous (Lower Palaeozoic) Szabadbattyán Limestone and the Upper Carboniferous (Upper Palaeozoic) Velence Granite, the Gárdony Quartz Diorite, the Felsősomlyó Quartz Porphyry and the Füle Conglomerate Formations.

SZABADBATTYÁN FORMATION (C₁)

The beds of this formation do not occur on the surface. It is known only from boreholes, and even on the pre-Sarmatian surface it is shown only in a small patch. Because of the tectonic contacts the stratigraphic conditions of the formation are not known. The beds were exposed by the Sz-3, Szb-9 and Szb-10 boreholes of Szabadbattyán and the B-35 borehole of Polgárdi. The thickest beds of the formation were crossed by the Szb-9 borehole in which it is about 80 m and by the Szb-4 borehole in which it is about 90 m (Figures 20 and 21).

The formation is built up by shallow marine, black, fauna-rich, recrystallized bituminous limestone and pale green, marly dolomite in which meta-sandstone, siliceous shale and shale intercalations also occur. Its proven extent is restricted to the territory of the Szár Hill of Szabadbattyán.

The formation was regarded as Szabadbattyán Shale by FÜLÖP (1990) and as Szabadbattyán Limestone by the Hungarian Stratigraphic Committee (CSÁSZÁR 1997) and LELKES-FELVÁRI (1998). According to CSÁSZÁR (2000), the variable lithology of the formation suggests the use of a binominal nomenclature. We also propose this nomenclature. (On the map the name of Szabadbattyán Limestone was used.)

The sequence first was mentioned by KISS (1951). The description of the rich fauna and the assignment of the formation to the Viséan stage were the work of FÖLDVÁRI (1952). He also pointed out the tectonic contact of this formation with the crystalline limestone (Polgárdi Formation). Among the rich fauna the corals were studied and revised by KOLOSVÁRY (1951) and MIHÁLY (1971a–d, 1973); the brachiopods were studied by DETRE (1970, 1971); and the foraminifers by SÍDÓ (1971, 1978) and MONOSTORI (1974, 1976, 1978). LELKES-FELVÁRI (1978) studied the rocks of the boreholes Szb-9 and Szb-10 of Szabadbattyán from a petrographic point of view. BALOGH, Kálmán, BARABÁS (1972) established that the strongest movements acted during the Devonian, Carboniferous and during the transition of the Early and Middle Carboniferous.

During the documentation of the galleries exposed during the ore mining FÖLDVÁRI, A. (1952) described a sequence composed of 'dominantly dark grey, minor black slate with intercalations of white and black sandstone and limestone' (this essentially is the same as the sequence exposed by the Szb-9 and Szb-10 boreholes). Based on the documentation the ratio of the different rock types is very variable. The slate of the sequence is so folded that its stratification cannot be established. According to FÜLÖP (1990) the mineral compounds of the slate in order of quantity are the following: illite, chlorite, quartz, montmorillonite, kaolinite and feldspar. The quantity of compounds in the sandstone and siltstone is variable, but the mineralogy of the two rock types is basically the same: quartz, feldspar (K-feldspar and acidic plagioclase), muscovite, chloritized biotite and lithic fragments. Two types of limestone can be distinguished: massive crystalline limestone built up dominantly by coral and bryozoa skeletons whereas the bituminous, clay-bearing limestone contains brachiopods, molluscs and foraminifers.

Both the lower and upper boundaries of the formation are tectonic. The overlying beds are usually the layers of Polgárdi Limestone, while the underlying are of the Lovas Formation. The formation unequivocally exists only in the former ore quarry of Szabadbattyán and the small area of its surroundings from where it was also described from several boreholes. The thickest beds (70 m) were exposed by the Szb-9 borehole.

The limestone intercalations of the formation are the richest in fossils among the Palaeozoic formations of the Transdanubian Range (FÜLÖP 1990). 107 taxons of foraminifers were described and these constitute the largest fauna group but a small amount of echinoderms also occur.

— Algae: *Girvanella decuii* WETHERED, *G. wetheredi* CHAPMAN, *Conicopora inflata* (KONINCK), *C. mortalensis* MAMET, *C. minuta* VEYER, *Dvinella* cf. *comata* CHVOROVA, *Dvinella* sp., *Antracoporella* sp., *Tubiphites* sp.

— Foraminifera: *Glomospira* cf. *exigila* CONIL et LYS, *Gl.* cf. *ilimica* MALAKHOVA, *Glomospira* sp., *Tolypammina* sp., *Ammovertella* sp., *Parathurmannia* cf. *suleimanovi* LIPINA, *P.* cf. *spinosa* LIPINA, *P.* cf. *stellata* LIPINA, *Parathurmannia* sp., *Archaeosphaera* sp., *Pachysphaera dervillei* CONIL et LYS, *Pa. polydermoides* CONIL et LYS, *Pachysphaerina* cf. *pachysphaeroides* (PRONINA), *Radiosphaera* cf. *panderosa* REITLINGER, *Diplosphaerina inaequalis* (DERVILLE), *D. mostophora* (DERVILLE), *D. sphaerica* (DERVILLE), *Polysphaerina bulla* (CONIL et LYS), *Caligella* sp., *Earlandia* cf. *elegans* RAUZER-CSEERNUSOVA, *Eotuberitana reitlingerae* (MIKHULO-MACLAY), *Eotuberitina* sp., *Palaeotextularia lipinae* CONIL et LYS, *P.* cf. *occidentalis* MOROZOVA, *Palaeotextularia* sp., *Climacammina major* MOROZOVA, *C.* cf. *maximum* LEE, *Climacammina* sp., *Tetrataxis conica* (EHRENBERG), *T. plana* MOROZOVA, *T. incurva* MONOSTORI, *T.* cf. *paraminima* VISSARIONOVA, *T.* cf. *pressula* MALAKHOVA, *Tetrataxis* sp., *Globivalvulina bulloides* BRADY, *G. parva* CSEERNUSOVA, *Globivalvulina* sp., *Loeblichia* sp., *Endothyra bradyi* MIKHAILOV, *En. irregularis* ZELLER, *En. mirabilis* LIPINA, *En. similis* RAUZER-CSEERNUSOVA et REITLINGER, *En.* cf. *prisca* RAUZER-CSEERNUSOVA et REITLINGER, *En.* cf. *omphalota* RAUZER-CSEERNUSOVA et REITLINGER, *Endothyra* sp., *Pseudoendothyra* cf. *struvii* SUPRESSA (SLYKOVA), *Pseudoendothyra* sp., *Endothyranella armstrongi* PLUMMER, *Et. mineralis* (LIPINA), *Endothyranella* sp., *Paraplectogyra* sp., *Quasiendothyra* sp., *Criborespira* sp., *Endothyranopsis crassus* (BRADY), *Ets. symmetrica* (ZELLER), *Endothyranopsis* sp., *Bradyina magna* ROTH et SKINNER, *B.* cf. *major*

MOROZOVA, *B. rotula* (EICHWALD), *Bradyina* sp., *Glyptostomella* sp., *Janischewiskina* cf. *orbiculata* (GANELINA), *J. tipica* MIKHAILOV, *Janischewiskina* sp., *Archaeodiscus cyrtus* CONIL et LYS, *A. gigas* RAUZER-CSERNOUSOVA, *A. karreri* BRADY, *A. krestovnikovi* RAUZER-CSERNOUSOVA, *A. moelleri* RAUZER-CSERNOUSOVA, *A. teres* CONIL et LYS, *A. cf. reditus* CONIL et LYS, *A. cf. chernoussoviensis* MAMET, *Neoarchaeodiscus* sp., *Brunsia* cf. *incertus* (GROZDILOVA et LEBEDEVA), *Br. irregularis* (MOELLER), *Br. sprillinoides* (GLEBOVSKAIA et LEBEDEVA), *Howchinia* cf. *bradyina* (HOWCHIN), *Hw. gibba* (MOELLER), *Hw. declive plana* MONOSTORI, *Howchinia* sp., *Millerella* cf. *chesterensis* COOPER, *M. cooperi* ZELLER, *M. gigantea* KANMERA, *M. cf. marblensis* THOMSON, *M. tortula* ZELLER, *Millerella* sp., *Paramillerella advena* (THOMSON), *Pm. cf. breviscula* (GANELINA), *Pm. cf. circuli* (THOMSON), *Pm. mediocris* (VISSARIONOVA), *Pm. cf. paraprotovae* (RAUZER-CSERNOUSOVA), *Pm. parastruvei* RAUZER-CSERNOUSOVA, *Paramillerella* sp., *Tetrataxis incurva* MONOSTORI, *Te. cf. paraminima* VISSARIONOVA, *Te. cf. pressura* MALAKHOVA, *Tetrataxis* sp., *Eostaffella* cf. *ikensis* VISSARIONOVA, *Eo. cf. parastruvei* RAUZER-CSERNOUSOVA, *Eo. cf. prisca settela* GANELINA, *Eo. cf. vasta* ROZOVSKAJA, *Eostaffella* sp., *Mediocris mediocris* (VISSARIONOVA), *Me cuppellaeformis* (GANELINA), *Mediocris* sp.

— Coral: tabulates *Hexaphyllia mirabilis*, *Syringopora lata*, *S. cf. ramulosa*, *Chaetetes* sp.; rugozes: *Hapsiphyllum battyanense*, *Amplexus* sp., *Clisiophyllum* cf. *coniseptum*, *Dibunophyllum turbinatum*, *D. kissi*, *Palaeosmilia murchisoni*; heterocorallias *Heterophyllia mirabilis*.

— Gastropoda: *Euphemus* sp.

— Brachiopoda: *Gigantoproductus transdanubicus* (FÖLDVÁRI) DETRE, *Productus* sp. aff. *Unispirifer* sp., *Dictioclostus* sp.

Based on the fauna, the formation can be placed in the Viséan stage of the Lower Carboniferous.

The fauna indicates a normal saline, shallow, sublittoral sedimentation environment. The strong lithologic and faunal variability is mainly the result of the variation in the intensity of debris input rather than variations in sea level. For the formation of coral bioherms the low input of siliciclastic material was favourable whereas the increase of siliciclastic input was tolerated only by brachiopods and molluscs. Due to the high amount of incoming siliciclastic debris the carbonate production stopped for long periods.

The sequence suffered very low-grade metamorphism accompanied by imbrication and folding during the last phase of the Variscan Orogeny (at the end of the Early Carboniferous).

FÜLE CONGLOMERATE FORMATION (¹C₂)

The only outcrop of the formation was found between the Kő and Belátó Hills of Füle, where it can be followed for a length of 2 km, as shown by map sheet 3 (ed. by I. Horváth) on the subcrop map (DUDKO 2000). NE of this area the formation was exposed by the F-2 borehole of Füle between 7.0 and 300.0 m, by the Po-2 borehole of Polgárdi between 61.0 and 699.0 m and by the Ú-2 borehole of Úrhida between 87.9 and 207.0 m. The coarse conglomerate and sandstone which build up the Kő Hill of Füle were considered to be the same formation as the Verrucano of Paloznak and the red sandstone of the Balaton area (LÓCZY sen. 1913).

The formation is a more than 600 m thick, cyclic sedimentary sequence built up by a reddish-variegated, (rarely) red conglomerate (Plate XIX: photos 1–3), cross-bedded sandstone and aleurolite. Conglomerate beds are dominant in the sequence.

The most frequent rock type of the formation is the mainly grey, sometimes red, polymict conglomerate with siliceous cement. The massive rock is usually matrix-supported and unbedded. The material of the pebbles is dominantly metamorphic quartzite. The size of the pebbles is usually between 4 and 6 cm. Most of the quartzite and quartz phyllite pebbles can be correlated with the material of Balatonfőkajár Quartz Phyllite. Less significant is the presence of sandstone, slate (similar to the Lovas Formation), sericite schist and meta-rhyolite pebbles. Several pebbles of garnet-bearing micaschist also occur. The material of the sandstone is quartz, quartzite (subordinately muscovite), feldspar and a small amount of chlorite–muscovite. The grains are usually angular and they are poorly sorted. The cement of the sandstone is made up of clay minerals, silica and carbonate. The clay and siltstone are mainly grey, dark grey, containing high amount of organic material. Carbonized plant remnants and thin seams of coal also occur in the formation. This fine-grained material usually forms well-bedded, thin intercalations (NAGY, ELEMÉR, FELVÁRI 1971). The imbrication of the conglomerate in the outcrops indicate reasonable palaeo-current directions. The cross-bedding of the sandstone as well as the orientation of the sometimes more than 1 m long stem-filling structures of Calamites, representing former drift-wood, were also measurable.

The Füle Conglomerate is a cyclic sediment. The F-2 borehole of Füle crossed this formation for an almost 300 m thickness. More than 20 upward fining cycles can be distinguished in this borehole; the thickness of cycles varies from several metres to 30–40 m. The average thickness of the cycles is 7–8 m. Both in the sequences of the F-2 borehole of Füle and of Po-2 borehole of Polgárdi several symmetric mezcycles with a wavelength of 100–150 m could be distinguished (Figure 24).

The presence of carbonized plant remnants and thin clayey–sandy–coaly beds are frequent. Based on the sedimentation features the formation can be considered to be a typical fluvial–alluvial fan.

Neither the overlying nor the underlying beds of the formation are known. Based on its material the formation could have been formed in the former contact zone of Balatonfőkajár Quartz Phyllite and the Lovas Slate Formations, so that both formations could be the underlying beds.

A rich micro- and macroflora assemblage is known to exist in this formation. ANDREÁNSZKY (1960) distinguished a *Calamites caunaeformis* remnant collected from this formation and thus suggested the formation is Upper Carboniferous.

The rich spore–pollen assemblage collected from the Po–2 borehole of Polgárdi, sunk between the Kő and Szár Hills, is represented by the following according to BARABÁS-STUHL (1971, 1975): *Sporites* supergroup – *Triletes* group – *Azonotriletes* subgroup: *Punctatisporites sabulosus* IBRAHIM, *Punctatisporites punctatus* IBRAHIM, *Punctatisporites obscurus* KOSANKE, *Calamospora liquida f. maior* KOSANKE, *Calamospora liquida f. minor* KOSANKE, *Calamospora breviradiata* KOSANKE, *Granulatisporites piroformis* LOOSE, *Granulatisporites microgranifer* IBRAHIM, *Granulatisporites parvus* IBRAHIM, *Laevigatisporites giganteus* DYBOVÁ et JACHOVICZ, *Apiculatisporites raistricki* DYBOVÁ et JACHOVICZ, *Tuberculatisporites regularis* DYBOVÁ et JACHOVICZ, *Tuberculatisporites gigantonodatus* DYBOVÁ et JACHOVICZ, *Canaliculatisporites spongiatus* DYBOVÁ et JACHOVICZ, *Leiotriletes sphaerotriangulus* POTONÉ et KREMP, *Leiotriletes gulaferus* POTONÉ et KREMP, *Leiotriletes adnatus* KOSANKE, *Converrucitriletes armatus* DYBOVÁ et JACHOVICZ, *Converrucitriletes verrucosus* DYBOVÁ et JACHOVICZ. *Zonales* group – *Auritritiletes* subgroup: *Triquitrites tricusps*. *Zonotriletes* subgroup: *Lycospora punctata* KOSANKE, *Lycospora parva* KOSANKE, *Lycospora spinosa* BOHÁCOVÁ, *Densosporites sp.* *Monoletes* group – *Azonomonetes* subgroup: *Verrucosporites obscurus* POTONÉ et KREMP, *Verrucosporites verrucosus* ALPERN, *Granulatosporites fabaeformis* DYBOVÁ et JACHOVICZ, *Granulatosporites granulatus* DYBOVÁ et JACHOVICZ, *Latosporites latus* POTONÉ et KREMP. *Pollenites* supergroup – *Saccites* group – *Monosaccites* subgroup: *Florinites ovatus* DYBOVÁ et JACHOVITZ. *Disaccites* subgroup: *Alisporites sp.*

Mainly spores of pteridophytes were found in the studied material. According to Á. Barabás-Stuhl, based on the presence of the most common *Verrucosporites obscurus* (29%) and *Granulatosporites granulatus* (15%), the formation can be placed in the Westphalian – Lower Stefanian stage of the Carboniferous.

MIHÁLY (1980) found the following macroflora in the material of the Po–2 borehole of Polgárdi: *Asterophyllites longifolius* (STERNBERG), *Pecopteris lammurensis* (HERR) CORSIN, *Pecopteris koenigi* CORSIN, *Pecopteris feminaeformis* (SCHLOTHEIM) STERZEL, *Asterotheca cyathea* (SCHLOTHEIM) STUR, *Asterotheca hemitelioides* (BRONGNIART) STUR, *Neuropteris tenuifolia* (SCHLOTHEIM) STERNBERG, *Neuropteris obliqua* (BRONGNIART) ZEILLER, *Alethopteris grandini* BRONGNIART, *Cordaites angulosostriatus* G. EURY, *Cordaites principalis* (GERMAR) GEINITZ, *Calamites caunaeformis* SCHLOTHEIM.

The stem-filling structures of *Calamites* (ANDREÁNSZKY 1960), the leaf remnants of *Pecopteris* and *Cordaites* (MIHÁLY 1976, 1980) and the spore–pollen assemblage (BARABÁS-STUHL 1971, 1975, BÓNA 1972) suggest the age of Late Carboniferous, Westphalian – Early Stefanian. According to S. Mihály the range of macro-flora confirms the Westphalian – Early Stefanian age of the formation.

The Füle Conglomerate can be considered to be a typical molasse based on its sedimentological features and geotectonic position (MAJOROS 1983). Its sedimentation environment could be a fluvial fan and based on the sequence of the formation all the upper, middle and distal parts of the fan can be reconstructed. The reddish-variegated fan-conglomerates and the matrix-supported conglomerates could be the upper part of the fan, whereas the coal-bearing sandstone and aleuolite-bearing beds represent its distal part. The thin coal beds are the products of episodic marsh extended among the mounds of alluvium, in the inner part of the basin.

VELENCE GRANITE FORMATION ($^vC_2$)

The Velence Granite crops out only in the territory of the Velence Hills shown on the geological map (GYALOG, HORVÁTH, I. 2000). This granite forms the major mass of the Hills. Its subsurface extent towards the SE is cut by the Balaton Line. Towards the NE the formation which is covered by younger beds can be followed to the Nadap Line. Towards the NW the Lovas Slate Formation covers the granite up to the Lovasberény Line, and it crops out from underneath the slate in several areas. On the pre-Sarmatian surface, towards the SW, the formation can be followed along a narrowing track up to Tác and towards Kiscsérpuszta–Csősz, from where it is covered by Miocene sediments. The granite is known even beyond the territory shown on the map (e.g. S of Lake Balaton, in the boreholes of Ságvár, Siófok, Buzsák — KÓHÁTI 1964).

Out of the area of the geological map of the Velence Hills the granite was only exposed by the Szfv–2, Szfv–5 and K–179 boreholes of Székesfehérvár and TÁC–1 borehole of TÁC in the last mentioned borehole occurs texture of graphic granite (Plate X: photo 1).

GÁRDONY QUARTZ DIORITE FORMATION ($^gC_2$)

This formation is not shown on the pre-Sarmatian surface on the subcrop map of the Balatonfő–Velence Hills. It only occurs in the C–D geological section of the map (DUDKO 2000), in the Southern foreground of the Velence Hills (it was exposed by the GÁ–1 borehole of Gárdony).

FELSŐSOMLYÓ QUARTZ PORPHYRY FORMATION ($^fC_2$)

This formation is found on the surface in the quarry of Polgárdi and in boreholes around the outcrop. It was also crossed by several boreholes in the vicinity of Szabadbattyán, Polgárdi and Ósi. In the large quarries of the Szár Hill of

Szabadbattyán and the Somlyó Hill of Polgárdi the quartz porphyry dykes cross crystalline limestone. A larger dyke can be followed for a length of about 100 m in the Southern quarry of the Somlyó Hill in a North–South direction (Plate XVIII: photo 1), but smaller dykes also occur in other segments of the quarry. The Szb–11 borehole of Szabadbattyán crossed the whole formation until its base (between 117.7 and 263.1 m) for a length of 145.2 m. This is the largest thickness of this body which is crossed. In this borehole the formation was covered by Pannonian sediments. The formation is present as a 2.9 and a 34.2 m thick sill in the Lovas Slate Formation, in the Szb–10 borehole of Szabadbattyán.

The material of the quartz porphyry, which is present as dykes and subvolcanic bodies, is usually greenish grey, porphyritic and strongly altered. Its porphyritic components are: felsic quartz, grey feldspar, a small amount of completely altered biotite and (rarely) pinkish garnet. The dykes are always altered, containing clay minerals and sericite.

The subvolcanic bodies are present in the Polgárdi Limestone and Lovas Slate Formations. Its origin was coupled with the granite magmatism so that we consider this formation to be Late Carboniferous in age. (Certain opinions found connections with the Early Permian quartz volcanism.)

Permian

Permian formations do not occur on the surface and they can only be found covered in the area shown on the Velence Hills map (GYALOG, HORVÁTH, I. 2000).

A significant lateral facies variation can be followed among the Upper Permian sediments in the Velence Hills area. The Balatonfelvidék Sandstone, produced during a semi-arid climate, follows from the West, passes to Tabajd Anhydrite and then to Dinnyés Dolomite in the North. All three formations are found in the Gá–1 and Di–3 boreholes of Gárdony. Above the Balatonfelvidék Sandstone, formations composed of Tabajd Anhydrite and Dinnyés Dolomite were deposited (the three formations are shown together in the geological sections). In the Northwestern edge of the subcrop map several boreholes exposed Upper Permian Formations.

BALATONFELVIDÉK SANDSTONE FORMATION (^bP₂)

The formation which covers large areas in the Balaton Highlands and East Bakony is found in two areas. On the one hand, SE of Lake Velence, in the area of the Velence Hills geological map and on the other hand at the Northwestern edge of the subcrop map. In the latter area it was exposed by the N–3, –4, –5 boreholes of Nádasladány and Z–2 borehole of Zámoly. Northeast of this area the interfingering of this formation with the Tabajd Anhydrite can be assumed.

The sequence begins with polymict conglomerate followed by sandstone and aleurolite. It has a red, subordinately variegated (red–grey–green) colour. In the upper part of the fluvial sequence intraformation conglomerate beds are also frequent.

TABAJD ANHYDRITE FORMATION (^tP₂)

Similarly to the Balatonfelvidék Sandstone this formation also has two occurrences: SE of Lake Velence in the Gá–1 and Di–3 boreholes of Gárdony and at the North-western edge of the subcrop map, NW of Lovasberény. In the latter area, based on the data of the Ta–5 borehole of Tabajd (where the thickness of the formation is about 400 m) the interfingering of this formation with the Balatonfelvidék Sandstone can be assumed.

This is a hyper-saline lagoon facies formation, which can be characterized by the variation of variegated (red–grey–green) dolomite, gypsum, anhydrite, marl and aleurolite beds.

DINNYÉS DOLOMITE FORMATION (^dP₂)

The formation occurs only South of Lake Velence, in the area shown on the Velence Hills map, in the Gá–1 and Di–3 boreholes of Gárdony, but its continuation towards the SW beneath the Triassic formations can be assumed. This is the interfingering area of this formation with the heteropic Tabajd Evaporite. The thickness of the formation increases N of the map and it is about 450 m thick in the Ad–2 borehole of Alcsútdoboz.

The formation is a shallow water, lagoon facies dolomite with dolomitic limestone, marl, and aleurolite as well as fine-grained sandstone intercalations. The rock is dark grey, grey, aphanic and in several places bituminous, thick-bedded and well-bedded. Its age is Upper Permian.

Palaeozoic–Mesozoic — Upper Permian – Triassic (P₂–T)

Upper Permian–Triassic formations of an uncertain age are shown in several sections on the sub-crop map around Kápolnásnyék area.

Mesozoic

The Mesozoic sequence of the Velence Hills area has many gaps. Lower and Middle Triassic sediments, Middle and Upper Triassic volcanites and Cretaceous volcanites occur.

Triassic

The Triassic formations are found in two larger patches and these are shown on the subcrop map. Several boreholes crossed the formations in the Northwestern edge of the subcrop map, in the Eastern Bakony and the Southeastern foreland of the Vértes Mts. The other significant area is found S of Lake Velence where the Lower and Middle Triassic formations are exposed by several boreholes. The subcrop map indicates formation names only in those areas where it was possible to distinguish the beds based on the boreholes.

The Lower and Upper Triassic igneous dykes are described separately.

LOWER TRIASSIC

Only the Alcsútdoboz Formation was indicated from the Triassic formations shown on the C–D section of the subcrop map, based on the sequence of the Gá–1 borehole of Gárdony. In the other parts of the sections of the pre-Sarmatian surface map an undivided Lower Triassic has been outlined.

Undivided Lower Triassic (T_1)

Lower Triassic formations are indicated in the Zámoly Basin, where the presence of these formations was proven by boreholes. In this area several boreholes (Csv–28 of Csákvár, Va–1 of Vértesacska) exposed a sequence composed of reddish-brown and greyish-green siltstone and limestone, with rust patches. Based on the available dataset a detailed lithostratigraphic division was not possible. The tract SW of the Gá–3 borehole of Gárdony, South of Lake Velence, was also indicated as undivided Lower Triassic.

Alcsútdoboz Limestone Formation ($^{al}T_1$)

The Alcsútdoboz Limestone Formation was crossed by several boreholes South of Lake Velence, in the area shown on the geological map of Velence Hills.

MIDDLE TRIASSIC

Undivided Middle Triassic (T_2)

The formations crossed by several boreholes SSW of Seregélyes are reckoned to be Undivided Middle Triassic. Based on the available documentation of the boreholes their exact classification was not possible. Detailed description of the sequence was only carried out on the material of the Sg–1 borehole of Seregélyes. In this borehole two formations could be distinguished in the Triassic sequence: these are the Buchenstein and Budaörs Dolomite Formations (KOVÁCS-BODROGI et al. 1982). However, it was not possible to outline these on the map.

Buchenstein Formation ($^{b}T_2$)

In the lowermost section of the borehole (between 1238.3 and 1260.0 m) the Buchenstein Formation is built up by: a sequence of grey or dark grey, tuffaceous dolomite, silicified limestone, cherty–argillaceous limestone, dolomite with chert nodules, crinoideal limestone and sandstone, crystal-tuff and bentonitic tuff beds of about 22 m thickness. Based on the lithologic character and the carbonized plant remnants the formation is the most similar to the Várpalota sequence.

MIDDLE–UPPER TRIASSIC

Budaörs Dolomite Formation ($^{b\bar{o}}T_{2-3}$)

The Budaörs Dolomite Formation develops continuously from the underlying Buchenstein Formation in the Sg–2 borehole of Seregélyes. The thickness of the formation is about 40 m in the borehole. The lower member is composed of dark grey, autigene brecciated or thin-bedded, laminated bituminous dolomite and dolo-marl and thick-bedded dolomite. With the continuous decrease of its bituminous character the formation passes to the typical bedded, light grey (bluish-grey), cyclic, loferitic dolomite. The sequence is built up by the variation of algae-laminated B and dasycladacea-bearing C members. The thickness of that part of the Formation which is crossed is 880 m. The Upper Pannonian Tihany Formation sequence forms the overlying beds.

Tilospuszta Andesite Formation ($^{tp}T_{2-3}$)

The andesite dykes were already known to exist in the limestone quarry of Polgárdi, but they were considered to be Eocene in age. The formation was crossed by several boreholes in the vicinity of the quarry (e.g. by Kh–8, Kh–21 and Kh–27 boreholes of the Kőszárhegy) and by the Bö–1 borehole of Budaörs (in Polgárdi Limestone and Budaörs

Table 13. The most important radiometric ages determined for the rocks of the Tilospuszta Andesite Formation

Locality	Rock type	Age (million years)	References	Method
Andesite dykes of the Szár Hill and Somlyó Hill of Szabadbattyán				
Szabadbattyán, Kőszár Hill	andesite (amphibole trachyte)	210±4	BAGDASZARJAN (1989)	K/Ar
Szabadbattyán, Kőszár Hill	andesite (amphibole)	213±13	BALOGH, Kadosa et al. (1983)	K/Ar
Kőszár Hill, yellow dyke	igneous dyke (apatite)	83.1±11.5	DUNKL 1991	fission-track
Kőszár Hill, yellow dyke	igneous dyke (apatite)	85.5±13.5	DUNKL 1991	fission-track
Kőszár Hill, red dyke	igneous dyke (apatite)	81.6±12.3	DUNKL 1991	fission-track
Kőszár Hill, great dyke	igneous dyke (apatite)	78.6±22	DUNKL 1991	fission-track
Kőszár Hill, base dyke	igneous dyke (apatite)	70.1±9.9	DUNKL 1991	fission-track
Kőszár Hill, great dyke	igneous dyke (titanite)	210±49	DUNKL 1991	fission-track
Ages of andesite out of the map areas				
Budaörs Bő-1, 779.9 m	Strongly altered andesite	140±5	KUBOVICS (1983)	K/Ar
Budaörs Bő-1, 779.9 m	andesite	168±6	KUBOVICS (1983)	K/Ar
Budaörs Bő-1, 790.4–792.7 m	andesite	171	KUBOVICS et al. (1981)	K/Ar
Budaörs Bő-1, 790.4–792.7 m	andesite	39.6±2	BALOGH, Kadosa et al. (1983)	K/Ar
Budaörs Bő-1, 790.4–792.7 m	andesite	25±2.2	BALOGH, Kadosa et al. (1983)	K/Ar
Budaörs Bő-1, 790.4–792.7 m	altered pyroxene trachy-andesite (dyke)	186±1.5	BAGDASZARJAN (1989)	K/Ar
Ságvár Sá-2, 180–182 m	latite (altered trachy-andesite)	212.6±1.4	BAGDASZARJAN (1989)	K/Ar
Inota	trachyte	236±9	HORVÁTH, E., TARI (1987)	K/Ar

Dolomite, respectively). The older than Eocene age of the magmatites is indicated by the presence of Upper Cretaceous monchiquite dyke which is settled in the andesite of Budaörs. The age of the Tilospuszta Andesite has reassuringly been clarified by this work. The radiometric age determinations proved the older age of the andesite.

The material of the 0.5 to 15 m thick dykes is pyroxene–amphibole andesite. The andesite has a porphyritic texture in the Kh–8 borehole of the Kőszárhegy, between 20 and 25 m (DUNKL 1983). The matrix contains up to 5 mm long columnar amphiboles and up to 3 mm long opalescent–white feldspar phenocrysts. The amphibole is frequently present in groups. Due to the multiphase metamorphism the texture and mineral composition of the andesite was changed. Generally, the decolourization and weathering of the rock have been gradual processes. The size and proportion of pseudomorphs after the original minerals is variable. The pseudomorphs are built up by clay minerals.

In several sites the development of skarn at the contact zone of the andesites with the Polgárdi Limestone can be observed. In these regions 5 to 40 cm thick skarn zones with vesuvian and diopside are present (e.g.: between 20 and 25 m in the Kh–8 borehole of the Kőszárhegy). The minerals of the endo- and exo-skarn are: epidote, andradite, prehnite, vesuvian, diopside, calcite and wollastonite.

The radiometric ages of the andesite are shown in Table 13. The oldest K/Ar ages (210 to 213 my, in the Polgárdi quarry) are Middle to Upper Triassic representing the age of the igneous body. Among the other data most of the fission track ages of apatites (showing the cooling of apatite below 200 °C) gave 70 to 85 my, but these are doubtful ages. Because of the alteration of the andesites in the Bő-1 borehole of Budaörs, this rock gave younger ages (the age of the more or less altered andesites give only the upper age limit of the magmatism). These ages are between 25 and 186 my, they exclude both the Eocene and Cretaceous age — i.e. they give indirect proof for the Triassic age. Inside the Triassic the geological considerations suggest the Ladinian age as tuffs of the same age can be found in the Transdanubian Range (Buchenstein Formation). This volcanism can pass to the Late Triassic. Based on the previously mentioned considerations the andesites of the formation are Middle to Late Triassic in age.

Cretaceous

UPPER CRETACEOUS — BUDAKESZI PICRITE FORMATION (^{bk}K₃)

The dyke types of the formation (spessartite, monchiquite, beforsite) are known from the area shown on the geological map of the Velence Hills. In the subcrop map of the Balatonfő–Velence Hills this formation is not outlined because of its small thickness, although it is present in several formations.

Cenozoic

Among the pre-Sarmatian Cenozoic formations Eocene sediments and volcanites as well as Miocene sediments were distinguished. Furthermore, the Pannonian sediments and the Quaternary formations shown on the map of the Balatonfő blocks are also described here.

Eocene

Middle to Upper Eocene sedimentary rocks containing well-correlated tuff and limestone beds are found in narrow tracts N of the Balaton Line (from Úrhida to Lovasberény), in the area of the Velence Hills (DUDKO 1988). The Eocene sediments of the Balatonfő–Velence Hills area are found as tectonic or erosional wrecks on the surface of the Palaeozoic basement. These beds can be distinguished from the Eocene deposits of Transdanubian Range based on their large thickness (maximum 400 m), and the frequent and thick tuff intercalations. Surface outcrops of these rocks can be found exclusively in Úrhida, as they are outlined in Map sheet 4 (constructed by HORVÁTH, I.) show on the subcrop map (DUDKO 2000), and — having modified it — also on Figure 25 based on our supplementary studies in 2001 and 2002. These sediments can be placed in the Middle Eocene Szőc Limestone and Upper Eocene Szépvölgy Limestone Formations. Based on these, the age of the volcanic intercalations can also be given as Middle to Upper Eocene. These latter ones correspond to the Kápolnásnyék Member of the Nadap Andesite Formation.

The outcrops of Úrhida were first mentioned by VOGL (1909) and then LÓCZY sen. (1913). Both of them regarded the rocks as Upper Eocene. The Ú–1 borehole settled on the Eocene outcrop, at the SW edge of Úrhida, exposed an approximately 340 m thick sequence of Eocene beds of which the lower third contains andesite tuff layers and also andesite bombs. On the 25 m thick basal conglomerate an approximately 30 m thick limestone, marl and sandstone series containing *Nummulites millecaput* can be found (SZÓTS 1956). Based on this fauna this part can be placed in the upper part of the Middle Eocene. The approximately 280 m thick sequence above these beds is placed in the Upper Eocene.

The formation has also been found in the borehole of Lb–1 sunk in the major square of Lovasberény (VENDL, A. 1914), and then in the Lb–III borehole. The thick (up to 22.4 m) amphibole and pyroxene andesite-tuff beds inside this formation, crossed by the Lb–II borehole of Lovasberény (SCHRÉTER, MAURITZ 1952), was thought to be the product of the andesite volcanism in the Velence Hills. Their ages were given as Upper Eocene, based on their geological position SZÉKY-FUX, BARABÁS (1953).

Eocene rocks rich in larger Foraminifera were drilled between 151.0 and 296.0 m in the well Balatonbozsok Bob–1 bored in 1957 at Alsó-Tekerespuszta. Biotitic amphibole andesite tuff interbeds can be found throughout these marly-sandy sediments. In determining larger Foraminifera, T. Kecskeméti found *Nummulites perforatus* between 251.0 and 255.0 m. These and the underlying beds were ranked into the Middle Eocene, the overlying ones into the Upper Eocene.

The faciological review of the surface Eocene and the Eocene beds of the Ú–1 borehole in Úrhida was carried out by KECSKEMÉTI, VÖRÖS (1983). Their results were also mentioned by KÓKAY (1989). They established that both *Nummulites millecaput* bearing Middle Eocene (the uppermost part of it) and *Nummulites fabianii* bearing Upper Eocene beds occur. The works of SERRA-KIEL et al. (1998) and LESS et al. (2000) confirmed and refined these previous results. Based on these, the Eocene sediments of the area (especially the Úrhida beds) are placed in the uppermost Bartonian stage of Middle Eocene (Szőc Limestone Formation), and in the Upper Eocene (Szépvölgy Limestone Formation) whereas the volcanic intercalations (Nadap Andesite Formation) are both Middle and Upper Eocene in age. The tuff beds and andesite bombs are the most common at the border of the Middle and Upper Eocene, but they do not occur in the higher levels of the Upper Eocene.

According to the available data, the Szépvölgy Limestone follows the Szőc Limestone continuously without any facial change. Such a shallow marine transition between Middle and Upper Eocene is not known either from Hungary or from anywhere else in Europe. Therefore, it is somewhat problematic to put the exact boundary between the two formations. Planktonic data cannot be used, since according to M. Báldi-Beke's studies the calcareous nannoplankton throughout the Úrhida Ú–1 borehole is rare and rather irrelevant (KÓKAY 1989). Based on the experiences of the I. G. C. P. (International Geological Correlation Program) Project No. 393 (“Neritic events at the Middle/Upper Eocene boundary”) the base of the Upper Eocene in the shallow marine facies can be detected by the first appearance of both *Nummulites fabianii* and genus *Spiroclypeus* that was somewhat preceded by the extinction of large *Nummulites* (e.g. *N. millecaput*). These events are accompanied by the exceptionally rapid development of the *Heterostegina reticulata* evolutionary lineage that can be measured by the quick reduction of the number of operculinid (unsubdivided) chambers of megalosphaeric (A) forms (LESS, PAPAZZONI 2000).

In Úrhida rare *Nummulites fabianii* is known only from the Úrhida Ú–1 borehole, however, the other three diagnostic taxa are quite widespread. Rocks containing *Nummulites millecaput* mark definitely still the Bartonian. In these limestones *Spiroclypeus* is always absent and the mean of the number of operculinid chambers of *Heterostegina* (further X) decreases from about 20 to about 7. There is one single sample (the upper one at Petőfi Str. 42–44) that already does not contain *Nummulites millecaput* and *Spiroclypeus* is still not present. Here the X parameter of *Heterostegina* is about 6. Chronostratigraphically this sample marks still the very end of the Bartonian, however lithostratigraphically (because of the lack of *Nummulites millecaput*) it cannot be distinguished without detailed studies from *Spiroclypeus*-bearing marly limestones belonging to the Upper Eocene in which the X parameter of *Heterostegina* decreases further to about 4. Since *N. millecaput*-free limestones cannot be distinguished from each other macroscopically, it is expedient to rank them together into the Szépvölgy Limestone Formation even if the chronostratigraphic boundary falls into it.

Another problem appears with that only the minor part of rocks ranked in the geological map into the Szépvölgy Limestone (the lower 70 m of its total 280 m thickness in the Úrhida Ú–1 borehole and the outcrop at Jókai Str. 7.) fits really with the diagnosis of the formation. In the upper 210 m of the borehole as well as in the “large” quarry at the east-

ern side of the village argillaceous limestone (in the borehole also sandstone) rich in Bryozoa can be found; larger Foraminifera are rare or entirely absent. Due to its shallow bathial facies this rock corresponds rather to the Buda Marl, however the large carbonate content fits rather with the Szépvölgy Limestone. This latter name is preferred here in order to save the conformity with the subcrop map (DUDKO 2000).

MIDDLE EOCENE — SZŐC LIMESTONE FORMATION (°E₂)

The formation is deposited on the Palaeozoic basement and starts with basal conglomerates in Úrhida and Balatonbozsok and Lovasberény, too. These basal conglomerates are not known on the surface. The thickness of the conglomerate in the Ú-1 borehole of Úrhida is 28.5 m (between 341.0 and 312.5 m) and is composed of sand, sandstone and quartzite pebbles with diameters of 2 to 5 cm (SZŐTS 1956, KECSKEMÉTI, VÖRÖS 1983, KÓKAY 1989). In the upper 1 m of the conglomerate high occurrence of marine fauna can be found. In the next 10.5 m (between 302.0 and 312.0 m) alternating beds of conglomerate and limestone can be found and then the conglomerate passes to sandstone with the refining of the debris. Among the sandstone beds volcanic debris also occurs between 298.0 and 202.0 m. The Lb-I and Lb-II boreholes have not reached the conglomerate, whereas the Lb-III borehole crossed it between 244.9 and 292.4 m. At this depth interval traces of tuff dispersion are also common.

The *N. millecaput* and Orthophragmina bearing limestone and calcareous marl beds are between 284.0 and 298.0 m in the Ú-1 borehole of Úrhida. These beds were seen on the surface in the village even in 2001 (at the houses of 50, Kossuth street and 42–44, Petőfi street). The rock has a nodular structure on the surface. It contains more or less glauconite and larger Foraminifera in rock-forming amounts. The greyish-yellow, argillaceous limestone is built up by 20 to 25 cm thick beds with rippled surfaces. The most common larger Foraminifera is the *Nummulites millecaput*; the large, flat discs of their B-forms can reach 10 cm in diameter. Besides this the A-forms of the same species and other smaller *Nummulites* and orthophragminid species (*Discocyclina*, *Orbitoclypeus*, *Nemkovella* and *Asterocyclina*) are very common. The operculinids (*Assilina*, *Operculina* and *Heterostegina*) which have great stratigraphical significance with respect to stratigraphy, are not present in rock-forming amounts. Stratigraphically upwards the quantity of Orthophragminae gradually increases that can be reconstructed by the evolution of the *Heterostegina reticulata*-lineage. Besides the larger Foraminifera the presence of the high amount of Spongia nodules in the *N. millecaput*-bearing, tuffitic bed (exposed during the groundwork at the house at 60, Kossuth street, Úrhida) was remarkable. *Nummulites millecaput* does not occur above 284.0 m, in the Ú-1 borehole of Úrhida. According to KECSKEMÉTI, VÖRÖS (1983) the microfacies of the argillaceous limestone is foraminiferal or algal microsparite. Among the dominant compounds, remnants of bryozoans, echinoderms, ostracods and worm tubes also occur. The biogene remnants are frequently fragmented, worned. In several cases signs of bioerosion and encrustation by red algae can also be observed.

Only the 252.2 to 296.0 m section of the of Balatonbozsok Bob-1 borehole can be considered as Szőc Limestone given that only the *Nummulites perforatus* (determined by Kecskeméti, T.) characteristic for the Barthonian stage was found between 252.2 and 255.1 m. From this borehole the *N. millecaput* is missing but the *N. striatus* is frequent. Besides the *Nummulites* species Orthophragminae are frequent in the sandy and argillaceous limestone which occurs between the mentioned tuff and conglomerate beds. (The faunal list completed in 1957 is not presented because of the revision of Orthophragminae by LESS 1987.)

From the Eocene section of the Lb-I (B-6) borehole (between 187.3 and 325.6 m [base]) of Lovasberény *Nummulites millecaput* was mentioned as being present in two sections (between 207.4 and 215.2 and from 277.6 m) by SCHRÉTER, Z. (this corresponds to the former *N. tchihatcheffi* species). Based on the lack of other diagnostic species the whole section that was crossed (composed of loose and in several cases biotite-bearing and argillaceous limestone) was placed in the Szőc Limestone Formation. Small *Nummulites* and Orthophragminae occur in the whole Eocene section of the borehole. The section between 400.0 and 551.6 m (base) in the Lb-II borehole of Lovasberény can be considered to be Szőc Limestone as SCHRÉTER, Z. (in SCHRÉTER, MAURITZ 1952) indicated the first occurrence of the A-form of *Nummulites millecaput* at a depth of 400 m.

Detailed studies of larger Foraminifera (Black and white Plate I) were carried out from the outcrop at the entrance of flat number 50, Kossuth street, the basement works of the house at 60, Kossuth street (“lower” and “upper” samples) and from the outcrop between the houses at 42 and 44, Petőfi street, in Úrhida (“lower” and “middle” samples). Studies were also made of the section between 284.0 and 285.0 m in the Ú-1 borehole of Úrhida. The taxonomical content of different samples is very similar, only the evolutionary stage of the *Heterostegina reticulata*-lineage — measured by parameter X introduced above — marks the minor age difference between them (see Table 14). Other larger foraminiferal taxa characteristic for all samples are as follows:

Nummulitidae (*Nummulites* are determined by T. Kecskeméti):

Nummulites millecaput (BOUBÉE)

N. variolarius (LAMARCK)

N. discorbinus (SCHLOTHEIM)

Assilina schwageri (SILVESTRI)

Operculina gomezi COLOM et BAUZÁ

Table 14. Statistical characteristics of parameter X of *Heterostegina reticulata*-populations from Úrhida

Sample	X					Subspecies
	specimens	minimum	maximum	mean	standard error	
Kossuth Str. 60., lower	47	9	30	19.87	0.78	hungarica
Kossuth Str. 60., upper	13	8	27	16.00	1.45	hungarica
Kossuth Str. 50.	26	9	25	16.58	0.89	hungarica
Petőfi Str. 42–44., lower	32	4	16	8.09	0.50	urhidensis
Úrhida Ú–1, 284.0–285.0 m	11	5	14	7.91	0.86	urhidensis
Petőfi Str. 42–44., middle	20	4	13	7.30	0.49	urhidensis
Petőfi Str. 42–44., upper	52	4	10	6.12	0.19	reticulata
Jókai Str. 7.	23	3	7	4.26	0.22	mossancensis

Orthophragminae Discocyclinidae:

Discocyclina dispansa dispansa (SOWERBY)

D. discus adamsi SAMANTA et LAHIRI

D. augustae augustae VAN DER WEIJDEN

D. pratti pratti (MICHELIN)

D. trabayensis NEUMANN *vicenzensis* LESS

D. radians (D'ARCHIAC)

Nemkovella strophiolata (GÜMBEL) *tenella* (GÜMBEL)

N. daguini (NEUMANN)

N. oezcani n. sp.

Orbitoclypeidae:

Orbitoclypeus varians varians (KAUFMANN)

Asterocyclina stellata (D'ARCHIAC) *stellaris* (BRÜNNER in RÜTIMEYER)

A. alticostata (NUTTALL) *danubica* LESS.

This fauna indicates the upper part of the SBZ 18 zone of the shallow benthos zonation (worked out for larger foraminifera by SERRA-KIEL et al. 1998), based on the simultaneous appearance of *Nummulites millecaput* and *Heterostegina reticulata* (RÜTIMEYER). This corresponds to the uppermost part of the Bartonian stage. Based on the Orthophragminae zonation (by LESS 1998) this section indicates the border between O.13/14 Orthophragmina zones, and it also corresponds to the terminal Bartonian. The other larger Foraminifera data do not contradict the terminal Bartonian age of this formation. However, the age of the Szőc Limestone occurring in the Balatonbozsok and Lovaberény boreholes cannot be determined more precisely than Bartonian in general.

The sedimentation environment of the Úrhida section could be a gradually deepening carbonate ramp covered by several tens of metres of water. The deepening is indicated by the increasing amount of Orthophragminae. The variable, very diverse fauna suggests that the basin was opened towards the open seas. The larger Foraminifera that lived with photosynthesizing symbiontes proves the light supply of the basement. The presence of tuff layers and andesite bombs in the Ú–1 borehole of Úrhida suggest coeval volcanism in the nearby Velence Hills.

The thickness of the Szőc Limestone together with the basal conglomerate is only 55 to 60 m at Úrhida and about 50 m in the Balatonbozsok borehole; however, it reaches 150 m in the Lovasberény boreholes where it also contains the Nadap Andesite.

MIDDLE–UPPER EOCENE — NADAP ANDESITE FORMATION (ⁿE_{2–3})

The rock is dominantly composed of intermediate volcanites (pyroclastites, lavas and subvolcanic dykes and bodies of amphibole and pyroxene andesite) and their altered products. On the pre-Sarmatian surface the subvolcanic andesites of Sorompóvölgy Member — detected by geophysical (magnetic) methods and the stratovolcanic complex of the Kápolnásnyék Member are outlined in the relevant area on the Velence Hills geological map (GYALOG, HORVÁTH, I. 2000).

Kápolnásnyék Andesite Member (^{nk}E_{2–3})

This stratovolcanic complex was exposed with the largest thickness in the Kny–2 borehole of Kápolnásnyék, and it gives its name to the member. In addition this member was only exposed by several water wells (K–6 at Vereb, K–12, K–14, K–15 at Pázmánd) which crossed only 20 to 30 m of the body.

The tuffitic beds of the K–1 borehole of Kápolnásnyék exposed between 442.2 and 442.7 m are considered by several authors to be members of the Eocene stratovolcanic complex, whereas according to JÁMBOR (1980) they belong to the Ósi Variegated Clay Formation.

In the boreholes around Lovasberény and in the area of the Úrhida Block the andesitic tuffs are deposited in the Szőc Limestone formation and in the lower units of the Szépvölgy Limestone. In those boreholes which crossed the transitional sequence the andesite tuffs and tuffites are present in more levels (SZÉKY-FUX, BARABÁS 1953); their thickness varies

Table 15. The bulk chemical composition of andesite bombs from the Ű–1 borehole of Űrhida (in m/m%)

Depth (m)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	+H ₂ O	–H ₂ O	CO ₂	P ₂ O ₅	SrO	ΣS
252.86–253.0	55.37	0.63	20.90	2.81	1.51	0.053	5.72	2.21	2.94	2.32	2.57	2.54	0.09	0.14	0.027	0.005
256.0–258.0	45.2	0.58	16.1	5.02	2.53	0.105	5.38	5.77	0.80	0.28	6.85	8.89	2.54	0.14		

Analyzed by: Dózsa and Emszt, K. (MÁFI).

from several cm up to 22.4 m (in the Lb–II borehole of Lovasberény). Superficial occurrences of this formation are not known. The tuffs and tuffites are usually altered and their most common alteration product is montmorillonite (50 to 90%). Minor illite and chlorite (up to 4%) also occur in the Ű–1 borehole of Űrhida, between 212.9 and 275.2 m. The 2% to 17% of plagioclase and up to 8% of amphibole refer to the original mineral composition (analyzed by: Farkas, L. — X-ray diffractometry, Földvári, M. — thermal analysis, in the MÁFI). From the 460 to 549 m section of the Lb–II borehole of Lovasberény MAURITZ B. (in SCHRÉTER, MAURITZ 1952) mentioned the presence of fresh plagioclase and augite and minor amounts of olivine, apatite, zircon and a very rare quartz from the drilling chips. Volcanic glass also occurs occasionally. According to B. MAURITZ they are the products of an andesite eruption and they have a crystal tuff character.

SZÉKY-FUX and BARABÁS (1953) identified amphibole-andesite tuff in the Lb–III borehole of Lovasberény (without giving the exact depth interval). The minerals present (in decreasing amount) are the following: plagioclase, green amphibole, biotite, magnetite, brown amphibole, zircon, and apatite. The minerals of the pyroxene-andesite tuff crossed by the Lb–II borehole are: plagioclase (andesine–labradorite), augite, magnetite, zircon, apatite. The tuff contains volcanic glass and lapilli too. The modal composition of these two tuffs is basically the same as the amphibole and pyroxene andesites of the Velence Hills; thus they concluded that the age of volcanism is (Middle) Eocene.

The 252.86 to 253.0 m and the 255.0 to 258.0 m sections of the Ű–1 borehole of Űrhida contain amphibole andesite bombs. The bulk chemical composition of these is shown in Table 15.

These compositions are very similar to those of the andesites in the Velence Hills.

Based on the new stratigraphic data the age of the andesite tuffs can be determined exactly. These data suggest that their fall and redeposition (the data of SCHRÉTER, MAURITZ 1952 and SZÉKY-FUX, BARABÁS 1953 allow both possibilities) started during the end of the Barthonian but finished at the beginning of the Priabonian. This is supported by the fact that in most of the boreholes the upper sections of the Eocene do not contain tuff layers and only several of their redeposited minerals occur (0.2 to 212.9 m in Ű–1 borehole of Űrhida; 301.0 to 414.0 m in the Lb–II and 322.0 to 463.0 m in the Lb–III boreholes of Lovasberény).

Sorompövölgy Andesite Member (^sE_{2–3})

The subvolcanic bodies of the Sorompövölgy Member shown by geophysical (magnetic) methods are outlined on the subcrop map. The strong anomalies of the magnetic map are disturbed by secondary maximums, but the anomalies are well outlined in the filtered maps (PINTÉR 1983). Linked to the geological mapping, the Pt–4 borehole of Pázmánd was settled on one of these anomalies and exposed amphibole-bearing pyroxene andesite. The latter was classified as Sorompövölgy Andesite. The other bodies showing this magnetic anomaly were also placed in this member. However, the presence of subvolcanic diorite (Cseplekhegy Diorite Member) is not excluded as they have been intruded into bigger depths among the subvolcanic andesites and their composition can be dioritic.

UPPER EOCENE — SZÉPVÖLGÝ LIMESTONE FORMATION (^sE₃)

The development of Szépvölgy Limestone from the Szóc Formation is continuous and the border of the two formations is indicated by the presence of tuffs and tuffites. The extinction of large *Nummulites* (*N. perforatus* and *N. millecaput*) cannot be correlated with facies change or a chronostratigraphic border but in the field it is the most easily recognisable change.

The Szépvölgy Limestone can be divided into two units. The lower one is a deep sub-littoral facies rich in larger Foraminifera (especially in Orthophragminae) and tuff intercalations are frequent. The upper unit is shallow bathyal (resembling in this to the Buda Marl) without tuff intercalations but containing a small amount of larger Foraminifera (presumably redeposited ones) and a high amount of bryozoans.

The lower part of the Szépvölgy Limestone is known only in Űrhida (7, Jókai street and the upper sample at 42–44, Petőfi street), where the greyish-white, argillaceous limestone forms 15–20 cm thick beds with a wavy surface and containing a high amount of orthophragminae. *Operculinas* and small *Nummulites* species also occur in considerable amounts. This rock differs from the Szóc Limestone only in the absence of large *Nummulites* species and glauconite. The unit was exposed by the Ű–1 borehole of Űrhida, between 209.0 and 267.3 m (KECSKEMÉTI, VÖRÖS 1983). The marl, sandstone tuff and tuffite intercalations are frequent in the argillaceous limestone. From borehole Balatonbozsok Bob–1 the entire upper part of Eocene rocks (151.0–252.1 m) above the disappearance of *Nummulites perforatus* can be ranked here. Among the Lovasberény boreholes the Lb–II exposed limestone containing red algae between 301.0 and 400.0 m. This could correspond to the lower unit of the Szépvölgy Formation. In the section between 209.0 and 252.0 m, in Ű–I borehole of Űrhida, brzyoans also occur in the rock.

The age of these rocks are determined by larger Foraminifera (Black and white Plate II) coming from Jókai Str. 7 and from the upper sample of the trench at Petőfi Str. 42–44. These assemblages are very similar, however there appear two significant differences between them. Firstly, *Spiroclypeus siroittii* n. sp. is present only in the sample of Jókai Str. 7; secondly, parameter X of the *Heterostegina reticulata* populations coming from the two samples differs diagnostically (Table 14). Other larger foraminiferal taxa characteristic for both samples are as follows:

Nummulitidae (*Nummulites* are determined by T. Kecskeméti):

Nummulites incrassatus DE LA HARPE

N. chavannesi DE LA HARPE

Assilina schwageri (SILVESTRI)

Operculina gomezi COLOM et BAUZÁ

Orthophragminae Discocyclinidae:

Discocyclina dispansa dispansa (SOWERBY)

D. augustae augustae VAN DER WEIJDEN

D. pratti (MICHELIN) *minor* MEFFERT

D. radians radians (D'ARCHIAC)

D. nandori LESS

Nemkovella strophiolata (GÜMBEL) *tenella* (GÜMBEL)

Orbitoclypeidae:

Orbitoclypeus varians varians (KAUFMANN)

Asterocyclina stellata (D'ARCHIAC) *stellaris* (BRÜNNER in RÜTIMEYER)

A. stella ex. *interc. stella* (GÜMBEL) - *praestellaris* BRÖNNIMANN

A. alticostata (NUTTALL) *danubica* LESS

A. kecskemetii LESS

The listed larger foraminiferal fauna determines the age of the lower part of the Szépvölgy Limestone at about the Bartonian/Priabonian boundary: its *Spiroclypeus*-free lower part marks still the end of the SBZ 18 zone (the very end of the Bartonian by SERRA-KIEL et al. 1998), meanwhile the *Spiroclypeus*-bearing upper part (Jókai Str. 7) indicates already the lower part of the SBZ 19 zone, i.e. it is basal Priabonian. The orthophragminid fauna hardly differs from that of listed at the description of the Szőc Limestone. It detects the O.14 Orthophragmina zone by LESS (1998) which is Early Priabonian according to the original definition, however based on new data (e.g. Bajót, NW Hungary — LESS et al. 2000) it starts already in the Latest Bartonian.

The depositional environment of this unit can be characterised more accurately only in Úrhida where it could have been in the deep sublittoral part of a gradually sinking carbonate ramp, in the deeper part of the photic zone with an estimated water depth of around 100 m. This is supported by the dominance of Orthophragminae, the complete absence of *Nummulites fabianii* (KECSKEMÉTI, VÖRÖS 1983, mentioned the very rarely occurrences), and the increasing upward amounts of bryozoans which do not need light. The tuff deposition which is coeval with the formation of Szőc Limestone was characteristic during the early stages of the Szépvölgy Limestone Formation too.

The upper unit of the Szépvölgy Limestone rich in Bryozoa is found between 0.2 and 209.0 m in the Ú–1 borehole of Úrhida and in the quarry situated at the Eastern edge of the village. In the Easternmost 'big' quarry 5 to 10 cm thick beds of bryozoa-rich, larger Foraminifera-free, pale yellowish-grey calcareous marl – argillaceous limestone can be found. The surfaces of the beds are usually slightly curved, more flat than those of the larger Foraminifera-rich beds (Plate XX: photos 1–2).

The upper section of the formation is built up by the alternating beds of argillaceous limestone (only rarely limestone), calcareous marl, sandy calcareous marl and sandstone. In the latter small quartz and metamorphite pebbles also occur. In this part of the section the tuff intercalations are missing and only redeposited biotite and fragments of other mafic minerals occur. The major biogene components of the rock are the bryozoans which in many cases form isolated, well-preserved, branching, flat, and prismatic or tube-shaped zoariums (KECSKEMÉTI, VÖRÖS 1983). Besides these forms echinoidea, mollusc, Corellinacea debris and very rarely larger Foraminifera also occur. The latter are probably the products of redeposition from the shallower parts of the carbonate ramps. According to KECSKEMÉTI, VÖRÖS (1983) the microfacies of the limestones is bryozoan microsparite (packstone), in which smaller Foraminifera (*Sphaerogypsina*, *Asterigerina*, *Rotalia*), echinoderm and Corallinacea debris, vermicular structures (only rarely), ostracode and mollusc debris also occur. Indicators of bioerosion and encrustation cannot be observed in this level.

Larger Foraminifera occur only in certain levels and in small amounts (KECSKEMÉTI, VÖRÖS 1983) which suggests their redeposition alongside the presence of abundant bryozoans. According to the determinations of KECSKEMÉTI, T. the assemblage is characterized by *Nummulites fabianii* (PREVER), *N. incrassatus* DE LA HARPE and *Assilina alpina* DOUVILLE. These are unequivocally Priabonian in age.

The sedimentation environment of the sequence could have been the shallow bathyal part of a sinking carbonate ramp. The dominance of bryozoans suggests that the light did not reach the sea-floor.

Pre-Sarmatian Miocene

In the area of the Balatonfő–Velence Hills formations which are older than Sarmatian are mainly detrital and they usually occur at the edges of the Hills where the basement has been sunk to a depth of more than 300 m (DUDKO 2000, subcrop map).

The following Miocene formations occur on the pre-Sarmatian surface of the area: Somlóvásárhely and Perbál Formations (contracted), Baden Formation, Hidas Formation, Szilágy Clay Marl and Rákös Formations. Presumably Miocene pebbles which have not been placed in the formations also occur in the area. Garáb Schlieren, Fót and Tar Dacite Tuff Formations exposed by boreholes and covered by younger Miocene formations are found in the area shown on the map (Figure 26).

SOMLÓVÁSÁRHELY AND PERBÁL FORMATIONS, CONTRACTED (^{sv}Me–k–^{pe}Mk–b)

The oldest Miocene sedimentary assemblage of the area is found in the Polgárdi Basin and S and SW of it up to the Balaton Line.

The P–2 (Po–2) borehole of Polgárdi that was sunk in the Polgárdi Basin crossed an approximately 200 m thick fluvial–alluvial sequence with tuff intercalations below Sarmatian marine–fluvial sedimentary beds of more than 100 m thickness. The borehole stopped at 618.2 m in a Miocene fresh-water sequence. According to KÓKAY (1999) the deeper part of the sequence is the Somlóvásárhely Formation, whereas its upper part corresponds to the Perbál Formation which extends towards the Transdanubian Range (Figure 26).

Similar formations can probably be found in the area of Enying–Mezőszentgyörgy. However, no borehole data are available from this area. SW of Enying at the Southern part of the area we can suppose the pre-Sarmatian sequence of a block penetrating from SW. This supposition is based on findings from the K–49 hydrologic well sunk at Balatonszabadi (Alsótekeres). The well was sunk with periodic sampling. Based on the laminated clay marl found between 565.0 and 568.0 m, the section between 509.0 and 865.0 m should be an older than Sarmatian formation; this can be correlated with the sediments of the Polgárdi Basin (Somlóvásárhely–Perbál Formation).

Based on their lithologic character the Somlóvásárhely and Perbál Formations cannot be separated. The two formations only differ with respect to fresh-water mollusc fauna. However, even this is quite doubtful and thus the two formations are shown contracted on the map but they are described separately in the text.

The *Somlóvásárhely Formation* (^{sv}Me–k) is the oldest Miocene formation of the area. The sequence is built up by alluvial and fresh-water, grey or variegated marsh clay, clay with calcareous nodules, sand, pebbles, and mollusc fauna in the marsh sediments. Based on the W Bakony sequences and the stratigraphic position of these beds the age of the formation can be reckoned to be Eggenburgian–Ottangian–Carpathian.

The deeper part (between 542.9 and 618.3 m) of the 200 m thick fluvial–fresh-water sequence crossed by the P–2 (Po–2) borehole is part of the Somlóvásárhely Formation. (This assertion is based on the study of the fauna carried out by J. Kókay) Such species were shown from this section which are characteristic for the type section of the formation (*Tropidomphalus* [*Pseudochlotitis*] *extinctus*, *Cepaea bohemica*) in the 184.8–193.3 m section of the SvH–1 borehole of Somlóvásárhely. The whole fauna comprises the following:

- Planorbarius cornu solidus* (THOMAE)
- Pomatias* sp.
- Caracollina phacodes barreri* (BOURGUINAT) ?
- Napaeus* ? sp.
- Tropidomphalus* (*Pseudochlotitis*) *extinctus* (RAMBUR)
- Cepaea bohemica* (REUSS)

The beds of the formation which are in a higher stratigraphic position can be considered to be Badenian and thus are a part of the Perbál Formation (see in the description of Perbál Formation and Figure 26).

The *Perbál Formation* (^{pe}Mk–b) is a section composed of an alternation of fluvial variegated clay, aleurolite, fine-grained sandstone beds and tuff intercalations. In the P–2 (Po–2) borehole of Polgárdi an about 120 m thick, fluvial sequence with tuff intercalations is exposed below the more than 100 m thick marine–terrestrial Sarmatian beds and above the Somlóvásárhely Formation. For the separation of the Somlóvásárhely and Perbál Formations only the gastropod fauna of fresh-water sediments provides a basis. The section between 422.5 and 543.0 m in the P–2 borehole is Badenian based on the presence of *Brotia escheri turrita* (KLEIN) species between 459.0 and 461.0 m. This is according to KÓKAY J. (pers. comm.). Therefore, these beds can be placed in the Perbál Formation.

GARÁB SCHLIEREN FORMATION (^sMk)

The beds of the Garáb Schlieren Formation do not occur on the surface of the pre-Sarmatian sequences, but several boreholes exposed it below the younger Miocene sediments in the Berhida Basin. The Kü–1 and Kü–2 boreholes of Küngös exposed it between the beds of the Badenian and Somlóvásárhely Formations for a thickness between 45.9 and 130.7 m, the Bh–3 borehole of Berhida crossed a 37.5 m thick sequence of it below the Fót formation whereas the Ő–69

borehole of Ősi penetrated it for a thickness of 69.5 m on the Permian sandstone and below the alluvial beds of the Perbál Formation.

Its material is a grey, mica-bearing, fine-grained sand with minor silt and clay marl intercalations, deposited further from the coastline. Thin intercalations of the Tar Dacite Tuff also occur in it.

FÓT FORMATION (^fMk)

The beds of this formation do not occur on the pre-Sarmatian surface and only several boreholes from the Berhida Basin exposed it. It develops continuously from the Garáb Schlieren Formation (Bh–3 borehole of Berhida) and is also settled in the Somlóvásárhely Formation albeit with gaps (Bet–4 borehole of Berhida). The thickness of the formation is only 10 m in the Bet–4 borehole, but it is exposed for a thickness of 91.5 m by the Bh–3 borehole (Figure 26).

Its material is calcarenite and sandstone containing carbonate pebbles and it is formed in an archipelago. In the Bh–3 borehole 3 m thick tuff intercalation is found in the sediments (Tar Dacite Tuff Formation).

TAR DACITE TUFF FORMATION (^tMk)

This formation cannot be found on the pre-Sarmatian surface and is only known from several boreholes as intercalations in Miocene sediments. The pale grey biotite and lapilli-bearing dacite tuff or tuffite layers found in the Berhida Basin were placed in this formation. It is deposited in the Garáb Formation identifiable in the boreholes of Küngös (Kü–1 and Kü–2) and in the Fót Formation present in the Bh–3 borehole of Berhida. The Kü–1 and Bh–3 boreholes exposed only one layer each at thicknesses of 6.3 and 3 m respectively, whereas the Kü–2 borehole crossed two 2 m thick layers.

BADEN FORMATION (^bMb₁)

Based on the analyses of the Csv–18 borehole of Csákvár, sunken W of Gyúró, close to Vál, the Baden Formation was indicated in this area on the pre-Sarmatian surface. Below the Lower Pannonian sediments, between 98.0 and 99.7 m, i.e. for a thickness of only 1.7 m, glauconite-bearing sandstone was found and this was placed in the Lower Badenian, based on the foraminifer study of KORECZ (1968). Given the thinness of the bed and the fact that the taxons present do not exclude a possible age of Upper Oligocene, uncertainty rises with respect to the Lower Badenian age. Furthermore, it should be noted that JÁMBOR (1980) mentions Oligocene beds underlying the Pannonian sediments from the Csv–18 borehole in his study on the Transdanubian Range Pannonian formations. In this work he reviews the most important borehole sequences.

Only old and unreliable data are available from the area of Lovasberény. According to SCHRÉTER (in SCHRÉTER, MAURITZ 1952) below the Pannonian beds there is probably a Tortonian — i.e. Badenian — sequence in the Lb–II borehole of Lovasberény. This assumption is based on the foraminifer fauna of the grey clay and sandy clay. Given our present knowledge, the mentioned taxons are characteristic for the Ottnangian, Carpathian and Lower Badenian. Accepting SCHRÉTER's classification, albeit with certain reservations, the formation is considered to be the Baden Formation and we suggest that its extent can be followed in the depression going in a WSW–ENE direction, in the Northern foreland of the Velence Hills. The map shows the extent of the Baden Formation S of the Lb–II borehole and its real extent is shown in Figure 27.

The Lb–III borehole of Lovasberény exposed a mollusc and foraminifer bearing, grey, sandy, clay marl and sandy clay marl containing pebbles between 149.7 and 332.0 m, of which the upper 13 m contained coal layers. This sequence was also classified as Baden Formation, albeit with some dispute.

In the Northern part of the studied area, in the Vértesacsá–Zámoly district, the Miocene but older than Sarmatian beds cannot be exactly classified given the available borehole data. According to the documentation Miocene pelitic-sandy beds were crossed below the Pannonian by the B–5 and B–6 boreholes of Vértesacsá. Based on the descriptions the exact stratigraphic position cannot be decided; however knowing the other sequences of the area the presence of the Baden Formation is assumed.

HIDAS LIGNITE FORMATION (^hMb)

In the underlying beds of the Sarmatian formations in the Berhida Basin the soft-coal bearing Hidas Formation containing the coal beds of Várpalota can be found. The formation can be divided into two levels in the area and these are described as different Members (i.e. Várpalota Lignite and Lonsos Alginite Members).

Várpalota Lignite Member (^vMb₂)

At the Western border of the area, in the Berhida district, the Várpalota Member of the Hidas Formation is the youngest pre-Sarmatian formation. This contains soft coal and coal-bearing clay strata and congeria-, theodoxus- and bythinia-bearing beds deposited directly on the coal-bearing ones. It is known as the youngest pre-Sarmatian sequence from the Bet–4 borehole of Berhida in which it was found between 223.7 and 233.0 m. It was crossed in 10, 5.3, 7.2 and 1 m thicknesses by the Bh–3 borehole of Berhida, Kü–1 and Kü–2 of Küngös and Ő–67 of Ősi, respectively. In these sequences the beds of the Lonsos Alginite Member overlie the coal-bearing strata.

Loncsos Alginite Member (^hMb₂)

The beds of this member are found S of Berhida in a W–E belt and in a larger region around Küngös. Towards the North, in the direction of Ősi, it surrounds the Várpalota Member of the formation. This well-bedded pelitic formation which contains tuff intercalations was earlier mentioned as the “Várpalota Alginite Formation” by (KÓKAY et al. 1991). The fresh water sequence comprises the overlying beds of the coal strata and was deposited during the sinking of the basin. The Kü–1 borehole (1.5 km NNE of Küngös) crossed these beds below the Gyulafirátót Formation, between 343.0 and 370.0 m. Below the alginite sequence the Várpalota Member of the Hidas Formation can be found between 370.0 and 375.3 m. Below the beds the older Badenian alluvial (Perbál Formation), the Carpathian marine (Garáb Schlieren Formation), then Lower to Middle Miocene alluvial sediments (Somlóvásárhely Formation) can be found.

The Kü–2 borehole (3.7 km NNE of Küngös) crossed the beds of the Loncsos Alginite member between 430.8 and 436.9 m, below the alluvial Sarmatian sequence. The underlying beds are the layers of the Várpalota Member and have a thickness of 6 m. The older Miocene formations (Perbál, Badenian, Garáb, Somlóvásárhely Formations) can be followed down to 652.4 m.

The Ő–67 borehole of Ősi, about 3.5 km NE of Küngös, crossed the Loncsos Alginite Member of the Hidas Formation between 264.4 and 274.5 m, below the Sarmatian strata. Below the sequence of the Loncsos Member the Congeria and Bithynia-bearing beds of the Várpalota Member were exposed (coal beds did not develop in this sequence). The underlying beds are the alluvial beds of the Perbál Formation which settled with discordancy on the basement, at a depth of 283.0 m.

The Ő–69 borehole of Ősi, 4 km from Berhida, also exposed the Loncsos Alginite Member between 316.0 and 351.8 m, below the Sarmatian beds. Below the rocks of this Member the sequence of the Várpalota Member can be found down to 358.1 m. This is followed by Carpathian and Badenian alluvial and marine sediments.

A 73.0 m thick sequence of the Loncsos Alginite was found below the Gyulafirátót Formation and above the Várpalota Coal-bearing Member in the Bh–3 borehole of Berhida.

The pre-Sarmatian Miocene sequence becomes thinner and pinches out towards the South and Southeast. In the Csajág–Balatonkenese area it is completely absent. The Sarmatian sequence crossed by the Csa–1 borehole of Csajág between 182.9 and 218.8 m is settled on the Palaeozoic basement. In the boreholes of the Papkeszi and Balatonkenese no evidence of Miocene sediments older than Sarmatian has been found. The Eastern border of the extent of these formations is a N–S directed fault.

SZILÁGY CLAY MARL FORMATION AND RÁKOS LIMESTONE FORMATION, CONTRACTED (^{sz-r}Mb₂)

In the Southeastern and Eastern part of the studied area, in the Soponya–Aba–Sárkeresztúr district and Northeast of Sárkeresztúr in Zichyújfalu, as well as in the Baracska districts the presence of Upper Badenian Szilágy Clay Marl can be assumed, based on the sequences of the Tá–1 borehole of Tárnok and the Tö–1 borehole of Tököl. NE of Baracska the Tá–1 borehole crossed the beds of Szilágy Clay Marl below Pannonian and Sarmatian strata between 275.4 and 297.5 m. A 34 m thick Middle Miocene alluvial sequence (Perbál Formation) was crossed below. The Tö–1 borehole was sunk in the Csepel Island, East of Baracska. A foraminifer assemblage characteristic for the early Upper Badenian was found in the clay marl which builds up the underlying beds of the Sarmatian sequence (KÓKAY 1996, p. 102). This suggests that the crossed formation is the Szilágy Clay Marl. Because of the lack of reasonable sequences and the close position to the basin edges it is outlined together with the Rákos Formation. The latter can be defined in this area, although not without difficulties.

RÁKOS LIMESTONE FORMATION (^rMb₂)

The first formation which is older than Sarmatian formation is the Upper Badenian Rákos Formation at the NE border of the area, in the vicinity of Gyúró village. (In the actual lithostratigraphic system it is a Member of the Lajta Limestone Formation.) The 2 m thick limestone and underlying 1 m thick pebble assemblage (between 60.0 and 63.0 m) can be placed in the Rákos Limestone Formation. This is crossed below the Sarmatian carbonate sequence (37.5 to 60.0 m) of the Tinnye Formation by the Gy–1 borehole. It was followed by the thick alluvial sequence of the Perbál Formation (between 63.0 and 207.5 m) and an approximately 80 m thick marine sequence (Fót Formation) at the base of the borehole (Figure 27).

No borehole data are available East of the Balaton Line, in the Kisláng–Soponya district. The Laj–1 borehole sunk at Lajoskomárom, out of the Southern border of the area Badenian coarse limestone (Rákos Limestone Formation), was crossed below the thick Sarmatian sequence (670.0 to 718.5 m). Thus the presence of this formation can be assumed in this area.

MIocene PEBBLE, IN GENERAL (M^k)

The fluvial pebbles, found in the Ksz–1 borehole of Kőszárhegy, the Szb–11 borehole of Szabadbattyán and on the surface around Úrhida village, are placed in this group. There is still some doubt about the stratigraphic position of the pebbles. The mentioned boreholes crossed the pebbly sequence between the Palaeozoic basement and Upper Pannonian beds (Figure 27). The thickness of the beds is 24 m and 32.8 m in the Ksz–1 and Szb–11 boreholes, respectively.

The characteristics of the rock based on Á. Jámbo's personal communication are: white metaquartzite (90%), black-grey lidite (3–4%), white and grey Szárhegy ‘marble’ (3–4%), Permian (Jakabhegy type) red quartz-sandstone and conglomerate, and other (~Eocene) base conglomerates. The grain size varies between 0.5 and 70 cm. The large blocks are

Jakabhegy-type conglomerate, marble or lidite. The sphericity of the pebbles is 1–2. The best sphericity can be observed with grains of sizes between 3 and 30 cm.

According to Jámor, Á. the age of the pebbles is Early or Middle Miocene, possibly Pannonian. According to Kókay, J. (personal communication) the pebbles can probably be placed in the Gyulafirátót Formation. The area of the Somlóvásárhely–Perbál Formations (i.e. in the vicinity of Ksz–1 borehole) has not been outlined because of uncertainty about its age.

Due to the fact that the outline of the formation would make the map crowded in the area of the Szb–1 borehole, the assumed extent of the formation is shown in a smaller quadrangle.

Pannonian and Quaternary formations in the detailed maps of the Balatonfő Area

The map sheet 4 (ed. by I. HORVÁTH) of the subcrop map (DUDKO 2000) principally shows the Palaeozoic and Eocene formations of the Balatonfő Block. For the complete picture the younger formations outlined on the maps are also mentioned here. In all the four quadrangles the Blocks are covered by Upper Pannonian and Quaternary sediments. The Pliocene vertebrate fauna found in the fissures of Polgárdi Limestone in the Szár Hill are also mentioned.

UPPER PANNONIAN FORMATIONS

Out of the Upper Pannonian formations the pebble and sand deposits assigned to the Kálla Formation are present in only free blocks, whereas the Tihany Formation characterized by clayey and sandy beds is present at the surface in all four blocks.

Kálla Pebble Formation (^KPa₂)

Outcrops are found on the Kő and Belátó Hills of Füle, on the Szár Hill of Szabadbattyán (Plate XVIII: photo 2) and in the area of Úrhida. Pebble, pebbly sand and sand beds are exposed at Füle, and this Formation was also intersected by the F– borehole of Füle. The pebble is reworked from the Upper Carboniferous conglomerate.

The loose pebble and pebbly sand sequence can also be seen in the road cut south of Úrhida. It can easily be distinguished from the doubtfully) Miocene coarse pebble, found in the vicinity, based on the material, grain size, sorting and sphericity. The sand is fine-grained here, with yellowish grey to greyish green colour.

Tihany Formation (^TPa₂)

The clay, clay marl, silt and sand beds can be found along the quarries of older formations. The basal beds on the Somlyó Hill are deposited on quartz phyllite and are composed of grey, limonitic clay of 0.5 to 1.0 m thickness with debris of phyllite. On the Szár Hill one can see this Formation above a red clay (from 1 to 6 m thick) with limestone debris deposited on the karstified limestone. It consists of the alternating beds of grey sand, clayey sand and silt.

Terrestrial clay of fissure fillings (Nagyalföld Formation, Vértesacska Member?)

Palaeokarst forms have been known in the Polgárdi Limestone for a long time (KORMOS 1911, BÁRDOSSY, KORDOS 1989). The multiphase formation of these Palaeokarsts was recently studied by KÖRPÁS (1998). These phenomena (i.e. ferric palaeosoils, laminites, ferric laterites, dyke fillings) occur at numerous points in the quarry of the Kőszár Hill. The age of these palaeokarst filling materials is known because of the famous vertebrate fauna of Polgárdi.

The rich vertebrate fauna were found in the karstified Polgárdi Limestone during the mining on the Szár Hill of Szabadbattyán and on the Somlyó Hill of Polgárdi. The fauna occur in cavities and cracks filled up by lacustrine clay or by loess. 5 localities are registered from the quarry. Two of them were already known at the beginning of the 20th century [the first was discovered by sen. Lóczy, L. in 1909 and both of them were described by KORMOS (1911)]; the other 3 became known in the 1970's and 1980's Kormos distinguished 39 species but after the revision of KRETZOI (1942, 1952) 20 new taxons became known (with 58 species). The main groups are: Hipparions, gazelle, Ictitherium, small mammals (rodents), birds, bats, snakes etc. Later studies reviewed the locality and many new species were identified during these works (MIHÁLY 1971e, FREUDENTHAL, KORDOS 1985, JÁNOSSY 1991, VENCEL 1994, 1997, MÉSZÁROS 1999). The fauna can be placed in the MN 13 vertebrate zone, so its age could be 5 to 6 my (KORDOS 1991). The clay layers of the cavity filling material could also be these alluvial–lacustrine beds which are younger than the Tihany Formation and are covered by Pleistocene loess.

QUATERNARY FORMATIONS

The older blocks of the area are covered by Quaternary loess in all the four districts. The loess occurs in a few large outcrops and it is mainly exposed by smaller road cuts. The typical material is mainly aeolian, yellow, unbedded and sometimes redeposited. This latter fact is suggested by the presence of bedding and extraclasts (sand and several pebbles).

Diluvial formations are not dominant as the blocks were not elevated from their environment. Only a small outcrop of talus was outlined at the Northern part of the Úrhida Block. Marsh deposits were only evident in the Úrhida Block in two, small and flat depressions on the top, Southeast of the village.

Dumps formed during mining usually do not cover large areas so they were not outlined on the map. Only a smaller area is shown at the Northern foot of the Somlyó Hill of Polgárdi.

Structure

The tectonic review is separated into two major parts: the first one is the regional structure of the area whereas the second part is its structural evolution.

The regional structure of the area

Based on the material of the pre-Cenozoic basement, the Balatonfő–Velence Area forms the Variscan basement of the so-called Transdanubian (Pelso) Unit (Figure 28) and is situated on the Southern limb of the Transdanubian Syncline (Figure 29).

The anchi- and epi-metamorphic range, which has ages between Ordovician and Carboniferous, spreads from the Zala Area to the Velence Hills and is situated approximately in the strike of the Transdanubian Range. All the metamorphic formations of the Transdanubian Range were metamorphosed, deformed and folded in the **Variscan Tectonic Cycle**. Upper Carboniferous granitic bodies can be found in the Early Palaeozoic area (i.e. Pusztamogyoród, Buzsák, Ságvár, Velence). This latter magmatic complex is the youngest formation of the Variscan Orogeny as well as the Upper Carboniferous (Westphalian) Füle Conglomerate Formation, which is composed of metamorphic pebbles. The boreholes, which can be found North and South of the granitic body, exposed Permian–Mesozoic carbonates and terrigenous sediments, Eocene magmatic and sedimentary formations and also Neogene sediments. The Southern border of the granitic body is the Balaton Line (Figure 28).

Approximately 5 km thick, the Permian–Mesozoic sediment series can be found on the crystalline basement of the Transdanubian Range. This sediment series has been and was strongly deformed by faults. The Permian sedimentary formations contain the material of the metamorphic complex (MAJOROS 1971, 1980). Until the Early Cretaceous age the rocks were folded and thrust to various degrees, depending on their rheologic features, but they are not metamorphosed.

The age of the last folds in the pre-Cenozoic formations is Austrian (Middle Cretaceous); their regional distribution is patchy, and the patches formed partly during the **Austrian** Tectonic Phase and partly during the Tertiary (BALLA 1988). The erosion of the several thousand metres thick Permian–Mesozoic sediments also began in the Middle Cretaceous, based on the palaeo-geographic sketch maps of HAAS, JOCHA-EDELÉNYI (1979) and CSÁSZÁR (1986).

The spatial distribution of the Permian–Mesozoic metamorphic formations outlines a compressed periclinal structure (DUDKO 1987). This could be the Southern anticlinal pair of the Transdanubian synclinal structure i.e. they could have the same origin. However, this is true only for the Bakony and Vértes, because in the East the axis of the periclinal meets the Buda synclinal. The latter is the continuation of the Transdanubian synclinal but it rotated during the Middle Cretaceous. The structure, which is closed by the East Velence Periclinal, could be the result of Tertiary movements (BALLA 1987, BALLA, DUDKO 1989).

At the Eastern part of the granitic area the remnants of Late Eocene andesite volcanism can be observed. This volcanic area was a part of a volcanic zone situated on the continental margin and it has subduction origins (CSILLAG et al. 1983). This volcanic zone can be followed in a narrow range in Hungary from the Zala area to Recsk. This zone is the result of the subduction of the European continent from N to S beneath Africa (BALLA 1981). In the Eocene beds of the Bakony Mountains dispersed tuff material can be detected, especially in the Upper Lutetian and Priabonian beds (DUDICH, KOPEK 1980), at the age interval between 44 and 38 my. The age of this volcanic activity is given for a large area.

The Velence Hills and the Transdanubian Range could have been the part of Africa (i.e. not connected to a stable Europe) during the andesite volcanism, based on palaeo-magnetic research (MÁRTON-SZALAY 1984, MÁRTON, E. 1986). The detachment could have happened during the Early Miocene. After the magnetization of the granite the Velence Hills moved together with the Transdanubian Range.

Based on the spatial distribution of Upper Triassic facies in the Alps and in the Transdanubian Range KÁZMÉR (1984) and KÁZMÉR, KOVÁCS (1985) concluded that the Bakony (Pelso) Unit, situated between the Balaton and Rába Lines

(Figures 28 and 29), had moved about 500 km Eastward to reach its recent position. The striped distribution of the large structural units, and their thinning towards the West can be explained by this escape mechanism and more precisely with the dextral shearing of the Southern edge of the escaped unit (BALLA 1988).

The escape happened during the Middle Eocene – Oligocene (KÁZMÉR, KOVÁCS 1985). Based on the distribution of Oligocene and Late Miocene facies NAGYMAROSY (1990) and CSONTOS et al. (1992) thought that the escape and the dextral shearing of the Bakony Unit along the Balaton Line went on until the Early Miocene.

Given the regional distribution of the Eocene volcanites the Balaton Line was connected to the Darnó Fault and together they were referred to as the Balaton–Darnó Fault according to the “Palaeogene ‘0’ Fault” concept of SZALAY (1937). Numerous authors have accepted the opinion that the Balaton Line was a structural line separating different formations, and was the continuation of the so-called Periadriatic Line. According to WEIN (1969) the Balaton Line is the border of the Transdanubian Range and the Igal–Bükk eugeosyncline; DANK, BODZAY (1971) thought that the Line is the border of the Austro-Alpine and Inner Dinarid Units or the Bakony and Bükk folded structures. BREZSNYÁNSZKY et al. (1984) saw the border of the Bakony and the Mid-Hungarian Units in the Balaton Line. In the escape model of KÁZMÉR, KOVÁCS (1985) the Balaton Line is the border of the dextral shearing.

Based on the drilled formations of the Transdanubian Range South of the Balaton Line (CSÁSZÁR et al. 1977) and the features of the Permian facies (MAJOROS 1980), the main structural line was shifted South of the Seregélyes area and was sketched South of the Bugyi structure (DANK, FÜLÖP 1990, HAAS 1996).

According to BALLA et al. (1987) and BALLA (1988) the Southern border of the Transdanubian Unit is not the Balaton Line but the Buzsák Line, South of the previously mentioned structural line (Figure 28).

The Miocene tectonic movements had a significant effect on the development of the recent structure of the Hills. The development of the Miocene marginal basins of the Balatonfő–Velence Hills was connected to the North and/or Northeastward movements of the basement unit. These movements were the results of plate tectonic processes (BALLA, DUDKO 1988, KÓKAY 1990).

In contradistinction to the opinion of KÓKAY (1956, 1976, 1996), who thought that the basins had formed in a compressional field, BALLA, DUDKO (1989) proposed that the formation of the basins could have been connected to an extension. According to BALLA, DUDKO (1989) the observed reverse faults were younger — i.e. Late Badenian in age.

The development of the Berhida and Polgárdi Basins, which can be found Northwest and Southeast of the Balatonfő Blocks, respectively, can be explained by the rotation of the Vértes compared to the Bakony. Due to the same movements the Balatonfő Block rotated whereas the Iszkahegy Block was pulled apart and rotated (BALLA, DUDKO 1989).

According to KÓKAY (1990) the East–West active forces caused the dextral slip of the Balatonfő Block and due to this slip a ‘foretrench’-type depression formed with several hundred metres of Neogene sediments deposited in it (Várpalota Basin). Due to the rotation of the Balatonfő Block the Berhida and Polgárdi Basins were formed.

The mentioned compressions in the Miocene basins can be connected with the Northeastward movement and collision of the Southern block of the Pannonian Basin (Mecsek–Apuseni Unit) (BALLA 1984). This collision can be observed in the Mid-Transdanubian Unit, in the compressional range following the Balaton Line (BALLA et al. 1987). This zone, however, did not rotate towards the Velence Hills, but can be followed towards the Bugyi Structure. The compressions of the mentioned basins are in the background of the zone. Therefore, along the previously formed listric belts they are only rarely present. The formation mechanism of the Adony Basin, found East of the Velence Hills and indicated by a great gravitational minimum anomaly, is still not understood with certainty.

The structural evolution of the area was influenced by six significant events: Variscan Orogeny, Austro-Alpine folding, Eocene calc-alkaline volcanism, Eocene – Early Miocene escape, Early Miocene basin formation and Late Badenian compression.

Tectonic movements were also taking place during the Sarmatian–Pannonian but they were manifested along the older tectonic lines (DUDKO 1988).

Structural evolution

Based on our knowledge of the structure of the region, the area we can now see was formed mainly in the Tertiary (DUDKO 1988, BALLA, DUDKO 1989). The latest movements happened in the Badenian (BALLA et al. 1987). Following the Badenian the older faults rejuvenated and that is why the pre-Sarmatian surface was used for presenting the structure (DUDKO 2000, subsurface map).

After a review of the structural division, the observed structural elements and units (especially those exposed by bore-hole and geophysical data) will be described.

Structural division

The area can be divided into three major parts based on the pre-Cenozoic basement map (Figure 30). The units are the following: Velence Hills (A), Balatonfő Block (B) and Dinnyés–Seregélyes Block (C). These units are surrounded by basins which are filled with younger sediments. The Velence Hills are surrounded to N by the Zámoly (D) to NE by the Lovasberény (E), to E the Kajászó (F), to SE the Kápolnásnyék Basin (G) to W from Balatonfő Block the

Berhida (H), to E and SE the Vál Trench, whereas the Balatonfő Block is enclosed by the Berhida (W) (H) and Polgárdi (E–SE) (I) Trenches. The Seregélyes Block is encompassed by the Börgönd Basin (W) (J) and the Adony Trench (E) (K).

The Gárdony–Kápolnásnyék Basin is filled mainly by Pannonian sediments, whereas the Berhida and Zámoly Basins contain Pannonian and older Miocene sediments. Beside the mentioned sediments the Polgárdi and Lovasberény Basins, as well as the Vál and Adony Trenches also contain Palaeogene sediments. The contacts of the Badenian sediments shown on the map are mainly normal (erosional) but in some places tectonic contacts also occur (DUDKO 2000, subsurface map).

Structural elements and units

Four major categories of the structural elements are shown on the subsurface map. The Late Palaeozoic (Variscan) nappe borders and Middle Cretaceous (Eo-Alpine) sliver borders were constructed from borehole data whereas the Palaeogene – Early Miocene as well as Middle Miocene (Late Badenian) tectonic lines were determined using geological and geophysical data and the analysis of geological profiles. The structural elements are the following:

- Late Palaeozoic nappe border;
- Middle Cretaceous sliver border;
- Palaeogene – Early Miocene structural lines:
 - significant structural lines (e.g.: Balaton Line),
 - displacement,
 - faults without labelling — i.e. the character of the displacement is not identified;
- Middle Miocene (Late Badenian) structural lines:
 - reverse faults,
 - displacement,
 - normal faults;
- faults without labelling — i.e. the character of the displacement is not identified.

The major structural lines are referred to as lines on the maps (e.g. Kajászó Line), but they are discussed as faults in the text (e.g. Kajászó Fault).

The structural units, determined by the described structural elements, are characterized in the following: structure of the Early Palaeozoic, Late Palaeozoic, Mesozoic formations, the Eocene volcanic structure, the Eocene – Early Miocene structure and the structure of Miocene formations.

STRUCTURE OF EARLY PALAEOZOIC FORMATIONS

To clarify the structural picture, microtectonic measurements were obtained on the metamorphic formations of the area. In the Balatonfő area the Balatonfőkajár Quartz Phyllite, the Polgárdi Limestone and the Füle Conglomerate were studied whereas in the Velence Hills the Lovas Slate and the Velence Granite Formations. The sericite schist, which crops out in Úrhida, was too altered to be appropriate for microtectonic observations.

The Variscan (Late Palaeozoic) nappe structure can be observed in the Balatonfő profile (DUDKO 2000, sub-surface map A–B profile; DUDKO 1988, FÜLÖP 1990, DUDKO, LELKES-FELVÁRI 1992). Inasmuch as the Lower Carboniferous formations can be found in the nappes, the nappe formation must have been younger than Lower Carboniferous — namely, it could be Upper Palaeozoic.

The axial planes of Variscan folds in the Balatonfőkajár Quartz Phyllite and the Polgárdi Limestone have approximately East–West directions (Figure 31) whereas the distribution of the formations have NE–SW orientations similar to those of the Transdanubian Range (DUDKO 1988). These are the results of post-Variscan movements.

FÜLÖP (1990) separated the Lovas Slate Formation from the Balatonfőkajár Quartz Phyllite by the Balatonfő Fault, but in the boreholes reverse faults can be detected both above and below the quartz phyllite and the schist, because the quartz phyllite was affected by stronger metamorphism compared to the other formations.

In the following the Balatonfőkajár Quartz Phyllite, the Polgárdi Limestone and the Lovas Slate Formations are described separately from a structural point of view.

Balatonfőkajár Quartz Phyllite

Quartz phyllite with a complex structure can be found in the quarry of Somlyó Hill, Balatonfőkajár (DUDKO 2000). Because of the high grade metamorphism, the original bedding (S_0) cannot be observed in the quarry and only the folding-related schistosity (S_1) can be seen. Due to the further folding crenulation cleavage with a flat inclination formed in the incompetent phyllite and at some other places, the S_1 schistosity shows an ‘S’ shape because of the sliding-formed slaty cleavage. On the other hand, isoclinal recumbent folds have developed along axial surfaces in the competent quartz, forming the S_2 schistosity. The tectonic behaviour of the zones — in which compositional differences can be observed using a micrometer scale — is different. The quartz layers which have different thicknesses show various patterns of folding (Plate XXI: photos 1–3). The folding occurred due to a plastic flow influenced by compression. The axis of the maximal compression (S_1) was almost parallel to the S_2 schistosity. Due to the further folding of the S_2 schistosity ripples and kink zones developed. The shape of these ripples and kink zones and their relation to the S_2 schistosity suggest that their origin can be connected to a reverse fault (DUDKO 1986a).

Polgárdi Limestone

The research objects of the area were the active and abandoned quarries of Kőszárhegy, which expose the limestone for a length of almost 3 km (DUDKO 2000, map sheet 2). Recumbent folds which are almost isoclinal and flexural fold pairs with different sizes were distinguished in the rock. The direction of their axial planes is similar to those observed in the Balatonfőkajár Quartz Phyllite (Figure 31). The presence of isoclinal folds makes it evident that the whole complex is folded and is not monoclinical, because this fold type cannot be local. However, the sizes of the folds can be variable (Plate XXI: photo 4).

A remarkable flexural fold can be found in the 'lower' quarry, the axial plane of which dips 45° towards NNE. This means that the kinematical 'c' axis dips towards 45° SSW, so a SW vergence can be established.

The oldest structural element, which can be observed in the limestone of Kőszárhegy, is the bedding (S_0). The second oldest is the isoclinal folding, which can be observed 'hand in hand' with the metamorphism and the axial plane schistosity (S_1). The metamorphism strongly recrystallized the limestone, so that in many places only the schistosity can be observed. The flexural folds with vergence towards the South are even younger. The ripples and curves as well as the lithoclasts are younger than the recumbent and flexural folds.

Lovas Slate

The schist can be observed only at the margin of the Hills: at Nadap in the Bence Hill and Antónia Hill quarries and at Pátka in the quarries of Felső Mill and the Ore-dressing Plant of Pátka (GYALOG, HORVÁTH, I. 2000).

The shaley mantle has been eroded from the Southern part of the granitic area (except the Bence Hill) whereas in the Northern part of the area the schist is thicker. The thickness of the shaley complex is 100–150 m in the Antónia Hill and 70 m in the Bence Hill. In the Retezi drift of the Bence Hill tectonic contact of the schist (and the diabase) and the granite was observed (JANTSKY 1957). The outward dip of the schist from the granite (VENDL, A. 1914, TELEKI 1942) could not be proved by measurements. Because of the crumbling of the schist and its significant alteration and due to the contact effect of the granite, the original bedding of the rock can be observed only with difficulty.

It is indisputable that the presence of the schist and its thickening outwards can be observed at the Eastern part of the granite (DUDKO 2000). The inner structure of the schist is very complex due to its multi-stage deformation.

Only a few folds could be measured in the quarries (Table 16). Some of the folds are isoclinal and the schistosity coincides with the axial plane of the folds. Other folds are flexural and originated from the banding of the schistosity. The axial planes of the latter, dipping Northwards, and the dominant schistosity close high angles with each other. The directions of axial planes of the two fold types are the same in single quarries. The differences in the axial plane directions observed in single quarries can be explained as posterior movements generated by the intrusion of the granite. This latter effect is also reflected by the frequent change of the schistosity, which was previously mentioned by JANTSKY (1957).

Table 16. Folds in the schists of the Velence Hills

Observed quarries	Shape of folds	Axial plane	Lineation	Ripples	Schistosity
Felsőmalom, W, Csala	isoclinal recumbent	280/1 (n=1)	–	–	276–310/10–46 (n=2)
Felsőmalom, E, Csala	–	–	–	330/15 (n=1)	298–50/5–80 (n=8)
Ore-dressing Plant, Pátka	isoclinal dipping flexure	302/18 (n=5) 300/22 (n=4)	120–300, 123/14 (n=3)	165–345/Ny (n=4)	30–42/40–70, 70/13 225–286/2–70 (n=16)
Antónia Hill	–	–	100/15, 230/20 42/44, 98/0 (n=4)	355/18Ny (n=1)	335–38/30–54 (n=32)
Bence Hilly	isoclinal recumbent	116/4 90/18 (n=2)	–	–	30–112/16–72 (n=20)

Note: The values are given in degrees.

The measurements carried out on the lithoclasts of the schist were not enough for statistical evaluation because of the small size of the exposures. The only exception was the quarry next to the Ore-dressing Plant of Pátka. The distribution of the measured lithoclasts in that quarry is the same as was observed in the granite. GOKHALE (1964, 1965) found that the differences between the lithoclast systems in the schist and in the granite were due to their being evaluated inefficiently.

The most frequent cracks have a NE–SW strike, similar to the dykes of the Velence Granite. These lithoclasts are present in the whole area, and also in the smaller exposures (DUDKO 1986). Plains showing marks of movement are very rare; they were only observed in the schist quarry of Pátka. A fracture with sinistral shearing along a 120/75° plain, suggesting a N–S compression, was observed in the schist quarry.

The structural elements of the Lovas Slate Formation found in the Velence Hills are the same as those observed in the Balatonfő formations (i.e. Balatonfőkajár Quartz Phyllite and Polgárdi Limestone Formations) (DUDKO 1986). Their deformation history is the same, and the following order can be established: bedding (S_0), isoclinal folding and schistosity (S_1), folding of the schistosity (flexures etc.), and formation of the lithoclasts.

The folds and flexures were formed due to the orogenic pressure, which led to nappe formation. The dipping of the axial planes of the flexures in the schists of the Pátka quarry is NW (Figure 31) and this coincides with the dipping observed in the Polgárdi Limestone and the vergence of the nappes is SW.

The two strongly different formations (Füle Conglomerate and Velence Granite) of the Late Palaeozoic are described separately from the point of view of their respective structures.

Füle Conglomerate

The conglomerate is well-bedded and dips NE, so its strike corresponds with the directions of the Variscan folds.

Structural observation of the formation was carried out in the exposures of Kőhegy, Füle (DUDKO 2000, map sheet 3). The rock is strongly cemented. The material comprising pebbles has a polymict distribution; most of the pebbles are quartz, Balatonfőkajár Quartz Phyllite, chlorite schist and lidite (MAJOROS 1971).

The average of the horizontally-projected axes of the pebbles is 114° (DUDKO 1986); this also corresponds with the strike of the Variscan folds found in the metamorphic complexes. This suggests that the same forces affected the Füle Conglomerate (which is the closing formation of the Variscan deformation) and these forces developed the folds.

Velence Granite

The Velence Granite has been intruded into the folded and thrust shaley complex. The shaley mantle (as was previously mentioned) remained only at the Northern and Eastern parts. Based on the boreholes, the contact metamorphism in the schist cannot be observed 1–2 km outwards from the granite, so the recent border of the granite is steep and, as can be seen from the map, mostly tectonic (DUDKO 2000).

Towards SW and NE the granite is found at deeper levels but based on borehole and geophysical data the contouring is proper. Along the Nadap border, towards the East, the granite can be found at deeper levels; the Ve–2 borehole crosses the schist beneath the andesite, whereas the Ve–1 borehole runs across a fault zone (FÖLDVÁRI 1948a).

The Northern border of the granite is clearly shown on the residual anomaly map (PINTÉR 1983) and its presence is also proved by the Szfv–5 borehole. The fault zone is also exposed by the Kőrakás Hill mines (JANTSKY 1957). However, the amplitude of the Northern bordering fault is negligible at Pátka, because the granite is associated with contact schist.

JANTSKY (1957) presumed that the Velence Granite had been thrust onto the Mesozoic beds as a sliver in a Southeast direction and was tilted towards the South, compared to its original position. Neither statement can be proved. A low resistance bed was observed between 400 and 1000 metres in the frequency probing (FSz) profiles (MV–4 and –5) in the West Velence area (CSÖRGEI et al. 1982). This bed was also shown in the diagrams of the magnetotelluric logs (VARGA 1980). The Pá–4 borehole sunk in the area had not crossed any formations except for granite.

The strikes of the dykes found in the granite are quite constant. The dipping of the dykes is variable but Western dips are dominant. The average strikes of the East Velence dykes (65° based on 131 measurements) differ with 20° from those found in the West Velence Unit (45° based on 221 measurements) (Figure 32). This can be explained by posterior movements (Plate XXII: photos 1–2).

The similarity between the strikes of the ‘granite porphyry’ dykes and the Transdanubian Range suggest that the direction of the Variscan deformation was the same as the Alpine (JANTSKY 1957). The recent shape of the granitic body is partly the result of later movements. The formation of the lithoclasts suggests an extension in a NW–SE direction. This was also the direction of the Alpine pressure which had already been mentioned by TELEKI (1942). This NW–SE extension corresponds with the strikes of the axial planes of the Variscan folds, and the latter are the only structural elements from which the Variscan deformation forces can be reconstructed exactly. This also means that during the formation of the dykes (i.e. the intrusion of the melt) the same forces were dominant as during the formation of the folds — namely, the granite is the closing formation of the Variscan deformation.

The strikes of the quartz dykes found in the granite partly correspond with those of the granite dykes (beneath the Tompos Hill and at the Ősi Hill), and partly have N–S directions (in the West Velence Area, West of the Sár Hill and on the Ősi Hill) similar to the monchiquite dykes. Based on their distribution, their formation can be connected with an E–W dilatation in this area.

Lithoclasts show slightly variable spatial distributions and their strikes show two major directions (i.e. NE–SW-corresponding with the strikes of the dykes; and NW–SE, which is almost perpendicular to the previous ones) (Figure 32, Plate XXII: photo 3). Subordinately a third direction (N–S) and a fourth (E–W) direction present themselves, as established earlier (MÉSZÁROS in JANTSKY 1957). The slopes of the lithoclasts are usually steep: 66% of the data fall between 70° and 90° and 73% of them are above 60° . The rose diagram constructed for all the data reflects mainly the strikes of the steep plains. The local deviations depend on the amount of the data, the heterogeneity of the granite and presumably the variable local block movements.

The distribution of lithoclasts in the West and East Velence Units is different in accordance with the directions of the dykes (Figure 32). The maximum (clockwise) rotation of the lithoclasts in the East Velence Unit is 20° , suggesting that the posterior movements of the blocks did not change the developed lithoclast systems (at least, not statistically). In some places plains with the marks of movements can be observed in the granite (Table 17), and the data suggest a deformation field with more directions. The dips of the faults observed in the granites are mainly steep. The formation of the N–S fault system of the so-called ‘monchiquitic’ granite quarry of Pákozd is presumably connected with the intrusion of the monchiquitic magma (Table 17, in the column “m”) and may have been rejuvenated during the formation of the fault which separates the West and East Velence Units.

Table 17. The lithoclase systems of the Velence Granite

No	Quarry	Amount of data (n)	Systems of lithoclases						Measurement is carried out by*	Note
			M ₁	M ₂	D	F	m	S		
West Velence Unit										
1	Rác Quarry	46	—	—	132/89	217/80	—	—	Dudko	
2	Aranybulla	105	—	0/72	300/81	227/76	274/60	—	Dudko	
		138	—	168/86	308/84	227/71	264/63?	—	Gyalog, Horváth	
		?	—	10/88	315/89	245/89	—	—	Gokhale	
3	Csúcs Hill	103	276/82	—	320/80	205/89 218/68	—	—	Dudko	
4	Szabadélet Tsz.	?	—	—	312/88	230/80	—	—	Gokhale	
5	Királyi kerekdűlő	220	—	20/89	315/88 127/76	225/83	—	35/40	Gokhale	
6	Pátka, “Dressing Plant”	145	266/76	10/88	328/89	248/60	—	—	Gokhale	
7	North of Sár Hill	125	—	12/87	306/83	214/79	—	—	Dudko	
8	Sár Hill rocking stones	217	—	12/83	313/81	56/83	300/62	300/62	Dudko	
9	Pákozd, monchiquite quarry	192	265/83	177/89	300/64	217/68 49/81	273/53	273/53	Dudko	
10	Pákozd, quarry beneath the tower	74	—	—	300/81 323/81	59/77	250/31	250/31	Dudko	
East Velence Unit										
11	Kövecses Hill	66	258/66	—	—	217/80	—	—	Horváth	fault: 222/76
12	Quarry of Rigó Hill	195	253/72	350/66	300/50	226/70	—	—	Horváth	
		175	245/70	348/67	300/48		—	—	Horváth	granite porphyry
13	Mészeg, M–7 highway	318	95/84	351/80	323/72	237/89	—	—	Dudko	fault: 108/51, 282/40
14	Mészeg, aplite mine	?	260/78	0/65	—	25/78	—	—	Gokhale	
15	Olasz quarry	?	260/72	—	320/75	30/70	—	—	Gokhale	
		30	—	—	334/67	228/57	—	—	Horváth	fault: 253/64, 174/68
16	South of Sukoró, area of Ördög Hill	75	252/80	8/63	—	216/71	—	—	Horváth	
17	Bence Hill, Retez drift	67	287/67	—	(355) 155/89	240/72	—	—	Dudko	
18	Bence Hill, Enyed quarry	30	278/81	—	—	24/72 230/61	—	—	Dudko	
19	Nadap, andesite quarry	53	262/72	—	142/82	—	—	—	Dudko	
20	East Velence, measurements out of quarries	285	252/86	176/87	310/72	232/58	—	—	Gyalog	

*Measurements carried out by: Gokhale, N. W. 1964, Dudko, A., Horváth, I. and Gyalog, L. 1980–1982. Values are given in degrees. M₁ and M₂ = equivalent to that of metasomatites, D = the direction of granite porphyry dykes, F = the direction of folds in Lower Palaeozoic formations, m = connected to monchiquite dykes, S = bedding.

STRUCTURE OF THE MESOZOIC FORMATIONS

The marks of the Middle Cretaceous structural evolution are manifested by the parallel position of the tracks of formations and syncline axes and the slivers of the Lower Triassic formations in the granite (at Pákozd, DUDKO 2000 and subsurface map C–D profiles).

The Early Alpine movements began at the end of the Barremian but they occurred most intensively during the Sub-Hercynian phase. The syncline of the Transdanubian Range as well as the anticline of the East Velence Unit was formed due to the NW–SE compression. The lengthwise reverse faults (e.g. Litér Reverse Fault), which are characteristic for the Transdanubian Range, were formed at the same time. These structural elements fix the structural image of the wider area.

Only one certain mark of the Early Alpine structural evolution can be found in the area, and this is the Late Cretaceous alkaline ultramafic magmatism. The dykes produced by this magmatism have almost N–S directions (GYALOG, HORVÁTH, I. 2000) — namely, they indicate W–E tension; other structural elements of this movement are not known from the area.

EOCENE VOLCANIC STRUCTURE

Based on the boreholes, Eocene volcanic rocks are present East and South of the Velence Hills. Their spatial distribution can be studied by magnetic (Figure 33) and gravitational (Figure 34) anomaly maps.

Three areas could be marked out by the analysis of the regional and filtered maps (PINTÉR 1983). These areas are the following: Kápolnásnyék, Dinnyés–Seregélyes and Nadap–Pázmánd. This latter is referred to as the East Velence palaeo-volcano in the following text (Figure 35). All the three areas could be independent volcanic centres, based on the magnetic and gravitational data (PINTÉR 1983). However, another possibility has arisen — i.e. that these areas are the rem-

nants of one large palaeovolcano and only the subsequent tectonic movements detached them; then after that they went through different degrees of erosion.

The relations between the three volcanic areas are not clear but based on their spatial distribution it can be presumed that they have been dragged apart from each other by dextral shear zones. The three units, the East Velence palaeovolcano as well as the Kápolnásnyék and Dinnyés–Seregélyes palaeovolcanic remnants are described separately

The East Velence palaeovolcano

During the explorations of the 1980's it was proved that beneath the altered formations of the Nadap–Pázmánd range a diorite intrusion could be recognized, in accordance with the assumption of FÖLDVÁRI (1947) and at a depth proposed by VASADY-KOVÁCS (1962). More types of formations and alterations were distinguished (DARIDA-TICHY et al. 1984) in the metasomatic complex which covers the diorite. This intrusion is the product of Middle–Late Eocene (Early Oligocene) calc-alkaline andesite magmatism. Based on the results of new analysis this has a subduction origin (DARIDA-TICHY 1987).

In the area of the East Velence palaeovolcano the geophysical and borehole data refer to the presence of a large stratovolcanic complex. The original size of the volcano could have been much larger than its present size based on the distribution of the subvolcanic units. In the central part of the contoured area a larger diorite intrusion can be found at a depth of 600–650 metres. In the environment of this intrusion hydrothermally altered rocks can be found. Based on this picture the magmatic bodies of the East Velence Unit are considered to be the different parts of the same palaeovolcanic complex and are thus referred to as the East Velence palaeovolcano (DUDKO et al. 1982, 1989a).

The structural description is given in the following order: the borders and structure of the East Velence palaeovolcano and the field of force during the volcanism.

The borders of the East Velence palaeovolcano. The border of the East Velence palaeovolcano can be delineated where the volcanic and subvolcanic bodies (building up the volcanic complex) disappear. This border is mainly tectonic (DUDKO 2000, subsurface map).

Based on the magnetic and gravitational data the Eastern border is partly curvilinear, but its position can be refined by the analysis of the residual anomalies (PINTÉR 1983). The boreholes indicate that thin volcanic bodies are also present near the borders delineated by the residual anomalies (e.g. Csv–18, Ad–3).

The Northern border follows the magnetic anomalies indicated by the subvolcanic bodies at Lovasberény. These anomalies are situated along the Southeastern edge of an elongated depression (Figure 35). 340 metres thick Upper Eocene tuffaceous sedimentary beds can be found in the depression, based on the Lb–II borehole of Lovasberény (SCHRÉTER, MAURITZ 1948) which is also crossed by the Lb–1 (B–6) and Lb–III (Ta–411) boreholes (DUDKO 2000, subsurface map). These formations are considered to be lengthened over the base of the palaeovolcanic complex. At this point the border of the palaeovolcano may be tectonic. The tectonic origin of the border is also supported by the NE–SW zone of the ΔZ magnetic anomalies (PINTÉR 1983). The depression is situated on gravitational scarps and it has a minimum zone in the Miocene track of Lovasberény.

The Southern border of the volcanic complex is not easy to recognize on the magnetic map (Figure 33) but is shown on both the gravitational (Figure 34) and residual anomaly maps (PINTÉR 1983). At the Western part of the zone this border overlaps with the Southern border of the granite. This coincides with the opinion of a previous researcher (JANTSKY 1957) that the border is tectonic and situated along Lake Velence, as shown on the map. The Eastern continuation of the border can be presumed along the gravitational minimum North of the Kápolnásnyék gravitational maximum. In the GoR–6 refraction profile (Figure 36), which crosses the mentioned structure, the presumed stratovolcanic complex ends and the basement rises along the border.

The Western border of the volcanic complex can be found inside the granitic area. The volcanic edifice was eroded to its root, (West of Nadap) and the border of this root zone is supposed to be along the covering surface of the andesitic dykes, andesite bodies and intrusive breccias intruded into the granites. The stratovolcanic complex presumably existed above the granite because more than 200 metres of metasomatic rocks can be found next to the schist East of the Antónia Hill. Thus the Eastern Block is sunk at a great depth, compared to the granite along the Nadap Fault (DUDKO 2000, subsurface map). The picture drawn by the geologic data and the seismic profiles suggest sinkage towards the East (Figure 37).

Based on the structural image it seems that the Northern and Southern border of the palaeovolcano could have been lateral faults (Figure 35). Although this cannot be proved by direct data it can be deduced from the character of the formation borders and the regional reconstructions (BALLA, DUDKO 1989).

The unequivocal mark of the detachment of the formations is the elongation of the magnetic anomalies in the Northern segment of the area (PINTÉR 1983).

The structure of the East Velence palaeovolcano. The palaeovolcanic edifice is built up by the stratovolcanic complex in which the diorite intrusion and the metasomatite can be found in the centre. The subvolcanic andesite intrusions form the edifice. Those beds which are composed of only pyroclastites alternating with sedimentary sequences, and their thickness does not exceed 50 metres, are thought to have been formed beyond the base of the palaeovolcano. The conformation of the area is illustrated by two perpendicular geophysical profiles (Figures 36 and 37) and schematic models constructed from geophysical and borehole data (Figure 38). The geophysical parameters of the model are shown in Table 18. Based on the data of boreholes and borehole logging, the magnetic susceptibility could be calculated. Based on the new data the geomagnetic object was reckoned to be at a depth of 400 metres (CSÖRGEI et al. 1982) instead of the

620 metres suggested by VASADY-KOVÁCS (1962). Based on the picture drawn by the magnetic data it is presumed that the centre of the dioritic body is South of the Pd-2 borehole of Pázmánd, which was sunk on the Northern slope of Zsidó Hill. The borehole itself can be found on the slope of the intrusion, close to its Northern border. The geophysical data suggest that the Western border of the intrusion is at the Csúcsos Hill. Beneath the Templom and Nyír Hills diorite can not be expected (DUDKO et al. 1989a).

The seismic, magnetic and geoelectric data show that the magnetitized diorite was crossed by the Pd-2 borehole and it shows significant differences compared to the metasomatites found above them (Figure 39).

The magnetic susceptibility of the diorite is about twice or three times higher than was observed for the superficial and boreholes (Pt-5, Pt-1, Kny-3 etc.) subvolcanic andesites. The density of this altered diorite is also 0.2 g/cm³ higher than that determined for the andesites. This means that both the gravitational and magnetic maximum anomalies can be connected to the diorite intrusion. This assertion is well illustrated by the GoR-6 profile, which also contains the gravitational Bouguer (Δg) and magnetic (ΔZ) anomalies together (Figure 36). It is clearly seen that the andesite found at a higher level (based on the Kny-3 borehole), cannot be distinguished from the metasomatites. Thus the smaller gravitational maximums can be regarded as the spurs of the intrusion.

The Pt-5 and Kny-3 boreholes (at Pázmánd and Kápolnásnyék, respectively) expose subvolcanic bodies both North (Pt-5) and South (Kny-3) of the border of the metasomatite (DUDKO 2000, subsurface map). In the latter borehole metasomatite can be found beneath the subvolcanic andesite, suggesting that their border tilts outwards. The position of the subvolcanic bodies compared to the metasomatites has not been cleared up yet unequivocally (i.e. did they form more solid islands during the hydrothermal activity or did their intrusion take place after the metasomatism). The metasomatites, which are presumably genetically related to the diorite intrusion, surround the intrusion.

The maximums of the induced potential measurements are on the contact of the schist and metasomatites or on the outcropping metasomatites, where anomalous copper, molybdenum and tin concentrations were noticed during the metallometric survey (ÓDOR et al. 1980). The decrease of the inductivity can be observed along the great faults. This suggests that fluid movement passed over the faults and this led to the decrease of sulphide content in these areas. It is well known from the borehole data that both the schist and the metasomatites contain a significant amount (5–15%) of pyrite.

The palaeovolcanic edifice is present as flat-pitching, high-energy reflection rows in the seismic reflection profiles (MADARASI et al. 1981). The Kny-2 borehole of Kápolnásnyék exposes a stratovolcanic complex at a depth of 980 metres. Lava, lava-breccia, agglomerate and tuff are dominant at the upper part. In the lower 300 metres the tuff agglomerates, tuff gravelites (lapilli tuff) and tuff sand become more frequent. This series is intercalated by lava beds and silt layers. The fluctuations in the magnetic susceptibility of the drilled rock types illustrate well the variation of the volcanic and sedimentary rocks (Figure 15). This difference cannot be observed by other methods (DUDKO et al. 1989a).

The spur of the stratovolcanic complex was crossed above the andesite by the Kny-3 borehole of Kápolnásnyék. The thickness of the crossed beds is 15 metres. The K-15 water exploration borehole, East of the Kny-3, also crossed stratovolcanic material (tuff and agglomerate). The geophysical data suggest that South and East of the borehole the stratovolcanic complex has been thickened. Based on the refraction profiles the thickness of the complex is at least 900 metres North of Pázmánd (DUDKO et al. 1989a) as well as at the Kny-2 borehole. The Southern area was raised up and the stratovolcanic complex was almost completely eroded (DUDKO 2000, subsurface map, E-F profile). The stratovolcanic complex essentially surrounds the central area.

Field of force during the volcanism. Movements of a dilatational type could have dominated the volcanic area and these movements cannot be separated from the younger or the inherited older ones (e.g. the strikes of the Sukoró andesite dyke and the granite porphyry are the same).

The subvolcanic bodies, which have magnetic anomalies in the area of the palaeovolcano, and the andesitic dyke of the Antónia Hill have a NNW–SSE orientation (GYALOG, HORVÁTH, I. 2000). The orientations of the lithoclasts of meta-

Table 18. Geophysical parameters of the East Velence palaeovolcano

Number	Formation	Geophysical parameters			
		density (g/cm ³)	magnetic susceptibility 10 ⁻³ SI	resistivity ohm	interval velocity km/sec
1	Formations younger than Upper Eocene	1.9–2.3	–	10–60	1.9–3.2
2	Middle to Upper Eocene sedimentary and strato-volcanic complex (Kápolnásnyék Andesite Member)	2.2–2.4	0–0.1	20–200	3.1–4.5
3	Subvolcanic andesite (Sorompövölgy Andesite Member)	2.5–2.7	0.6–42.4	30–70	3.5–4.5
4	Magnetized diorite (Cseplekhegy Diorite Member)	2.8–3.0	0.6–100	30–800	5.0–6.0
5	Hydrothermally strongly altered volcanic formation (Pázmánd Metasomatite Member)	2.3–2.6	0.1–3	20–70	2.6–4.8
6	Velence Granite Formation	2.4–2.6	0.11–0.2	150–1000	4.0–5.5
7	Lovas Slate Formation	2.6–2.7	0.1–0.5	60–150	3.5–4.8
8	Undevided Permian (clastic) and undevided Triassic (carbonate) formations	2.5–2.7	–	100–1000	4.0–6.5

somatites are N–S, E–W, NW–SE and NE–SW, based on the observations of M. Darida-Tichý. However, there is no information about the direction of the movements. These hypotheses can be deduced from the Alpine deformation field of force (either in association with the dextral strike-slip fault or with the NW–SE compression and NE–SW extension).

Remnants of the Kápolnásnyék palaeovolcano

A larger palaeovolcanic complex is not presumed to exist on the Palaeozoic–Mesozoic basement South of Kápolnásnyék, in the area of Gárdony. Only 5 metres of andesite was crossed above the basement by the Kny–1 borehole of Kápolnásnyék, (sunk by the MÉV). The magnetic anomalies observed in the area are assumed to be in connection with subvolcanic bodies (DUDKO 2000, subsurface map, E–F profile).

The low resistance (12–18 ohmm) and high velocity ($V_h=6.8$ km/s) of the presumably Triassic basement formations, which have a thickness of 2.3 metres, suggest that they could also be older, namely Palaeozoic in age.

Remnants of the Dinnyés–Seregélyes palaeovolcano

In the district of Dinnyés–Seregélyes the Di–2 borehole was set out by the MÉV between two magnetic maximums. This borehole exposed andesite tuff and agglomerate, suggesting the presence of a stratovolcanic complex in the area.

The Gá–2 and S–2 boreholes, set on the magnetic anomalies by the MÁFI, exposed subvolcanic andesites and intrusive breccias. In the Gá–2 borehole 14.5 metres of intrusive breccia was crossed. The intrusive breccia also contained dolomite fragments, which presumably originated from the basement, from a depth of 600–700 metres.

Reflection lines dipping Southwards, in the seismic profiles, characterize the Permian–Mesozoic basement in this area (MAJKUTH 1982).

The largest and highest magnetic anomaly as well as the regional gravitational anomaly located above the rock mass can be characterized by high susceptibility and this could mark out a volcanic centre (PINTÉR 1983). To survey the ore-exploration perspectives induced polarization (IP) measurements were carried out on the highest magnetic anomalies and in the Seregélyes area. There was a maximum 1% difference among the IP results of the three areas and the shape of the curve suggests that neither ore-formation nor metasomatites are present in the area (KIRÁLY, Ervin 1983). The significant magnetic anomalies can presumably be connected with the subvolcanic bodies whereas the gravitational anomalies can be explained by the closeness of the basement (DUDKO 2000, subsurface map, C–D profile).

EOCENE – EARLY MIOCENE STRUCTURE

Not only the detachment of the volcanic area, but the spatial distribution of other formations can be explained by dextral strike-slip faults. These phenomena, as was outlined in the regional part, were formed during the escape of the Transdanubian Range, in the Eocene – Late Miocene age.

First the Southeastern continuation of the Velence Granite is described and then the Balaton Line, and finally the contouring lines of Late Eocene sediments.

The South-western continuation of the Velence Granite

The South-western continuation of the Velence Granite was interpreted ambiguously in previous times. In the first subsurface geological map of Hungary (CSALAGOVICS et al. 1967) the granite range South of the Balaton Line was shown as being integrated with the Velence Granite. On the other hand, the geologists who studied the area of the Balatonfő–Velence Hills suggested that the Western termination of the granite can be found in the Székesfehérvár Area (JANTSKY 1957, MAJOROS 1980). According to JANTSKY (1957) the Western border of Velence Granite is the fault, the continuation of which is the Mór Trench. The question also arose as to whether the granite is cut by a Telegdi-Roth type strike-slip fault (CSÁSZÁR et al. 1978, KÓKAY 1996).

With the aim of completing the Southwestern contouring of the granitic area, the GoR–14 refraction profile combined with Vertical Electric Profiling were applied (MAJKUTH 1985) along the gravitational minimum of Börgönd (PINTÉR 1983 — Figure 34). The high velocity surface was found at a smaller depth than expected and it dips slightly and gradually towards SW (Figure 40).

The same surface is present with higher resistance in the electric profiles than the metamorphosed schist. The depth of this surface was about 300 metres and a more significant sinkage begins 2 km Southwest of TÁC. Thus the GoR–14 profile can be found on the elevation of basement which runs in the axis of the gravitational minimum. The presence of this elevation is also supported by the magnetotelluric profiling carried out in the 79/I section (VARGA 1980, 1985).

Two boreholes were sunk on the longitudinal secondary elevations of the GoR–14 profile. Both the Szvft–5 borehole of Székesfehérvár and the borehole TÁC–1 of TÁC exposed granite beneath the Pannonian sediments at depths of 250 and 270 metres, respectively. These depths were 30–40 metres less than those given by the seismic data (Figure 40). This phenomenon is natural, because the upper part of the granite is altered. However, the velocity border follows the surface of the fresh rock.

The presence of the longitudinal elevated basement suggests that the Velence Granite can be followed beyond Székesfehérvár in a Southwest direction towards TÁC. The petrographic features of the granite do not change, suggesting that it forms a uniform range with those drilled at SÁGVÁR and BUZSÁK (Figure 28). The latter ones also have similar compositions to the Velence Granite (BUDA 1972).

The Polgárdi Basin is situated NW of the TÁC granite range and it has a tectonic border. The basement of this Basin is presumably the Velence Granite. The Northern border of the Basin is also tectonic (Polgárdi Fault, DUDKO 2000, subsurface map), and in this case the Polgárdi Fault is the tectonic border of the Velence Granite and the metamorphic rocks.

The Northwestern structural border of the TÁC Range changes to N–S at its Northeastern part. The Western border of the granite can be refined by findings from the B–239 borehole of Székesfehérvár besides other boreholes. The Southeastern border of the Velence Granite is the Balaton Line.

Balaton Line

According to DUDKO (1988) the Balaton Line pinches out South of the Velence Hills as the Southern border of the Velence Granite. East of the mountains the granite/schist border is flat and then it becomes steeper so the subsurface termination of the granitic body can be established. The Eastern termination of the granite is more or less concentrically followed by the borders of the beds, and thus the Permian–Mesozoic formations of the Transdanubian Range can be followed continuously in the Dinnyés–Seregélyes area.

In the Eastern part of the Velence Granite the Balaton Line is characterized by a more significant gravitational residual minimum, although this anomaly is less representative. A fault zone can be established in the vicinity of the Go–6 reflection profile (MAJKUTH 1982). According to JANTSKY (1957) the frequency of the faults in the granite increases towards the South, approaching the Balaton Line. South of Lake Velence the fault probably detaches the shaley mantle of the granite, and the granite is directly associated with the Permo–Triassic formations.

According to WEIN (1974, 1977) beyond the Velence Hills the Balaton Line was pushed towards the South, along the VÁL Trench, and it can be found beneath the Buda Nappe that persists as the Darnó Fault. This 30–40 km long horizontal shift cannot be detected in the spatial distribution of the Permian–Mesozoic formations (in the outline of the periclinal, DUDKO 1987).

The remnants of the East Velence palaeovolcano are present in the area of the Velence Hills both North and South of the Balaton Line. This means a significant difference compared to the Western part, where the Eocene volcanites can only be found South of the Balaton Line. This phenomenon could be the result of younger events as well as the ‘pulled away’ structure of the whole volcanic zone.

Contouring lines of Middle–Upper Eocene sedimentary formations

The Balatonbozsok–Úrhida–Lovasberény Trench Zone, filled with Middle–Upper Eocene sediments, is situated in this region. The Middle–Upper Eocene drilling sequences can be correlated well, based on the limestone and tuff intercalations (Figure 41); presumably they formed the same sequence.

The Middle–Upper Eocene formations can only be studied at Úrhida on the surface. The Szépvölgy Limestone Formation can be found in the area and dips monoclinally towards the Southeast; its strike is similar to the direction of the Transdanubian Range. The average dip of the limestone is 138/33°, so it is tilted compared to the original deposition. Few lithoclasts were found in the strongly altered limestone and their strikes are dominantly N–S and E–W in direction. This can be explained by several types of fields of force.

The Eocene formations of Úrhida and the Füle Conglomerate can be found on the gravitational step between the elevated Balatonfő Block and the TÁC–Börgönd minimum (Figures 30 and 34).

The outcrop range of the Upper Eocene and the older formations is contoured by the Balatonfő Fault (MAJOROS 1980, FÜLÖP 1990) from the NW (DUDKO 2000, subsurface map, A–B profile). The Balatonfő Fault is a strike slip fault according to MAJOROS (1980) and it separates different Early Palaeozoic formations: i.e. the older and more strongly metamorphosed Balatonfőkajár Quartz Phyllite and the Lovas Slate Formations. The description of the structural features of the Early Palaeozoic formations mentions that the Balatonfő Fault played a significant role in the formation of the Variscan napped structure. Consequently, it cannot be used to distinguish the different facies but it can be regarded as a younger strike slip fault that separates the different blocks. The Eastern continuation of the Fault could be the Lovasberény Fault, which is the Southern border of the Eocene trench.

Based on the boreholes South of the Balatonfő Fault another structural line is outlined. This is the Southern border of the spreading of the Szépvölgy Limestone and Füle Conglomerate Formations and the Northern border of the Balatonbozsok Trench (DUDKO 2000, subsurface map and Figure 35).

The detachment of the trenches and the palaeovolcano can be explained by the escape model of KÁZMÉR, KOVÁCS (1985). The amplitude of the strike slip faults can be in the order of some kilometres in this area.

THE STRUCTURE OF THE PRE-SARMATIAN MIOCENE FORMATIONS

The thickest Miocene (Badenian) sequence can be found in the Berhida Basin in the area. The thickness of the sedimentary beds is about 300 metres. Based on the Go–27 seismic refraction profile a thicker sequence (> 600 metres) can be found in the Polgárdi Basin.

Permian sediments or metamorphic schist can be found beneath the Miocene beds of the Berhida Basin. The basement of the Polgárdi Basin is not known. North of the Velence Hills, beneath the Miocene layers, Palaeogene (Csv–18, Lovasberény boreholes) or pre-Cenozoic formations can be found. The Miocene beds have a very flat (2–10°) dip.

However, a steep dip was reported from the Lb-II borehole of Lovasberény (SCHRÉTER, MAURITZ 1952), but the disturbed deposition was not mentioned. Shiny face slips were observed with 45–80° dips in several boreholes.

The structure of the Polgárdi, Börgönd and Berhida Basins are described below.

Polgárdi Basin

Between the granite exposed by the TÁC-1 borehole, and the Balatonfő Block the geophysical profiles and the boreholes of Polgárdi outline a trench filled by Miocene sediments. This trench is the Polgárdi Trench (Figure 30). In the Go-27 seismic reflection profile, which intersects the Po-2, Po-3 and K-21 boreholes of Polgárdi (Figure 34); an asymmetric trench is sketched (MAJKUTH 1985). This presumably opened along a listric fault which was later transformed to a reverse fault (Polgárdi Fault: DUDKO 1988, BALLA, DUDKO 1989). The thickness of the sediments which filled the basin increases towards the NW contouring fault (Figure 42). The sinkage is closed by a reversed fault manifested in a deformation in which the Sarmatian sediments are younger.

The approximate calculations from the gravitational Bouguer anomaly values suggest that if the trench was filled by only Pannonian sediments the basement ($\Delta s = 0.7 \text{ g/cm}^3$) would be 500–600 metres deep. However, if it was filled by formations which are denser than the Pliocene ones the depth would be up to 1.5 kilometres thick (PINTÉR 1978).

More than 615 metres of Eocene sediments were exposed in the K-49 borehole of Balatonszabadi, South of the Balatonfő Block, in the South-eastern continuation of the Polgárdi Basin. So it cannot be excluded that Eocene sediments might be found in the Polgárdi Basin also.

The Polgárdi Basin can also be followed in the SzG-1 geoelectric profile which can be found North-east of the Go-27 profile. Based on this latter profile, the direction of the trench is not very favourable for industrial activity (Figure 34). The contact of the Lovas Slate Formation, which has a smaller resistance compared to the granite, seems to be tectonic with the granite range and the trench can be contoured clearly (DUDKO et al. 1989b).

The Polgárdi Basin is considered to be the analogy of the Várpalota Basin (KÓKAY 1976); the latter is not in this area. However, in contradistinction with KÓKAY's opinion, the basin formation could have had an extensional origin and the reverse fault which is unequivocally present, is also considered to be younger — i.e. Late Badenian in age.

Due to the compression the Polgárdi Fault changes its direction towards the NE and has a curvilinear shape that contract in a N–S direction. These changes suggest block rotations.

Börgönd Basin

On the Southeastern side of the granite range another secondary trench is sketched — the Börgönd Basin. This is situated on a minimum slope (based on the gravitational measurements) and has a smaller depth compared to the Polgárdi Basin (based on the magnetotelluric measurements).

Inasmuch as a borehole was not sunk in the area there is no geological knowledge about the basin. Approximately along the Go-27 seismic profile, a hydrocarbon exploration reflection profile was also carried out (LA-27, DÁVID 1993). In this profile the characteristic reflections dip towards the NW (DUDKO 1997).

Berhida Basin

Based on a seismic profile which intersects the Berhida Basin sediments have horizontal positions (NYITRAI 1987) and a fault can be observed in the Eastern part of the basin (Figure 43). According to KÓKAY (1987) this fault is also a compressional reverse fault. Based on the geological profile the highest rate of sinkage could have been in the Carpathian–Badenian (KÓKAY et al. 1991) and was equilibrated by the Sarmatian.

The Late Badenian compression was observed in the Várpalota and Polgárdi Basins as being connected with the North-eastern movement of the Southern unit of Hungary (BALLA 1984). This movement can be observed in the Mid-Transdanubian Unit, in the compressional zone that follows the Balaton Line (BALLA 1987). This zone, however, does not turn towards the Velence Hills, but can be followed in the direction of the Bugyi structure. The compression in the mentioned basins falls in with the background of the zone and is only present along the earlier listric zones to a small extent.

The Western edge of the Adony Basin

South and South-east of the Velence Hills the Adony Basin can be found and it can be characterized by a large gravitational minimum. The filling of the basin can be outlined only by the sequences of the boreholes sunk at the edges of the Basin. The formation mechanism of the basin is not known. The problems of the VÁL and KAJÁSZÓ Faults rise up in connection with the Western contour of the basin. The change of the strikes of Mesozoic formations in the Gerecse and Buda Mountains was explained by the VÁL fault, which has a NW–SE direction and can be found along the VÁL Valley (WEIN 1977). WEIN continued along the fault in the studied area and the basis of his explanation was that he presumed that both the mountain ranges were horizontally pushed forward along the fault. Our opinion is that another structural line can be found here, the so-called KAJÁSZÓ Fault (Figure 35).

Kajászó Fault. Data do not exist from the Kápolnásnyék Kny-2 borehole which can be found at the Eastern part of the area to its Eastern edge. Based on the gravitational map a deep fault with a N–S direction can be presumed (PINTÉR

1983). The Northern termination of this may turn towards the Vál Fault. The fault East of the palaeovolcano is situated at the Western border of the Adony Basin. This fault is called the Kajászó Fault. Both the Permo–Triassic basement and the sediment beds which are overlain are disturbed in the Go–7 seismic reflection profile, along the fault. According to the refraction seismic profile the basement continuously sinks towards the East and reaches a depth of 1600 metres at the studied fault (MAJKUTH 1981). Based on the surrounding boreholes thick Miocene and Oligocene and thinner Eocene sedimentary formations can be found above the basement (Figure 30).

Based on the results of the calculations of the gravitational object East of the Kny–2 borehole the basement sinks to a depth of 1800 metres. The difference between this calculation and the results got from the seismic profile presumably can be explained by the presence of the Eocene limestone, which has a smaller density but higher velocity. The Kajászó Fault was thought to be the youngest fault in the area and this is also reflected in the thickness distribution of the Pannonian formations (DUDKO 1988). However, the age of the formation of the Adony Basin is not known. Based on the size of the gravitational anomaly (Figure 34) this basin could have been a large and deep basin and analogies suggest that it could have a similar age (Early Miocene) to the other basins of the area. The Kajászó Fault which contours the basin from the West presumably was rejuvenated during the Pannonian.

The Eastern border of the Dinnyés–Seregélyes area. Based on the Bouguer anomaly map a gravitational minimum can be found South of the elevated Dinnyés–Seregélyes Block. Only one borehole provides information about the geology of the area, which is the K–149 borehole of Gárdony. This borehole crossed 773 metres of Lower and Upper Pannonian formations, 129 metres of Eocene andesite and 6 metres of Triassic dolomite suggesting that the main stage of the sinkage could have taken place in the Pannonian. The presence of pre-Sarmatian Miocene sediments is presumed South of the borehole in the area, based on regional geology and further boreholes. The Eastern contouring pre-Sarmatian fault of the Dinnyés–Seregélyes Block, like to the Kajászó Fault, could have been rejuvenated during the Sarmatian–Pannonian .

Summary of the structure of the area

The fingerprints of six significant events can be observed in the structural development of the area: nappes formed by Early Palaeozoic metamorphic formations; an Early Triassic sliver South of Pákozd, which formed due to the Middle Cretaceous compression; the remnants of the Eocene palaeovolcano; Eocene – Early Miocene strike slip faults; an Early Miocene basin formation; and a Late Badenian compression.

The remnants of the Middle–Upper Eocene palaeovolcano, together with the Middle–Upper Eocene sedimentary formations of the area, were detached by dextral faults. These strike slip faults followed the escape of the Transdanubian Range from the Alps.

Southwest of the Velence Hills the granite can be found as a narrow track with tectonic borders. Pull-apart basins filled with Miocene sediments can be found at both sides of the track, which were deformed by a Badenian compression.

Tectonic movements also occurred during the Sarmatian–Pannonian, but these movements were manifested by the rejuvenation of older tectonic lines (DUDKO 1988).

Evolution of the region

The evolution of the region will be discussed in the following five evolutionary periods:

- Early Palaeozoic (Ordovician – Early Carboniferous),
- Late Palaeozoic (Late Carboniferous – Permian),
- Mesozoic,
- Pre-Sarmatian Cenozoic,
- Sarmatian–Quaternary (in the territory of the Velence Hills and Balatonfő area).

Inside the single units first the sedimentation, then the volcanism and finally the metamorphism are outlined (the latter two are discussed only in those periods in which they occurred).

Early Palaeozoic

The Early Palaeozoic formations (up to the Early Carboniferous) have gone through metamorphism. This period is represented by the Lovas Slate (¹O–D), the Székesfehérvár Member (¹D₃) settled into the Lovas Slate, as well as the Alsóörs Porphyroid (^aO₃) and Bencehegy Microgabbro (^bcS–D) Formations in the area of the Velence Hills.

Furthermore, in several segments of the Balatonfő–Velence Hills area the beds of Balatonfőkajár Quartz Phyllite (^bO–S), Úrhida Limestone (^aD_{1–2}), Polgárdi Limestone (^pD₂) and the Szabadbattyán Formation (^sC₁) are also known. As biostratigraphic data are available only from a few levels of this very thick series and the formations have tectonic contact, the evolution of the succession can be outlined largely by referring to analogies with the Southern and Eastern Alps.

Sedimentation

The Early Palaeozoic sedimentation (the formation of the protoliths of Lovas Slate and Balatonfőkajár Quartz Phyllite) began in the Ordovician with the deposition of pelitic, fine-grained sediments (mudstone, siltstone) in a pelagic environment. The deposition of these sediments could have gone on until the end of Silurian in case of the protolith of Balatonfőkajár Quartz Phyllite, whereas it might have carried on up to the Late Devonian in case of the protolith of Lovas Slate. The latter one was finished by the deposition of pelagic carbonates (i.e. the Székesfehérvár Member of the Lovas Formation). The presence of Ordovician Acritarchs, Silurian Graptolites and Devonian Conodonts indicates the offshore environment of the sedimentation.

The formation of limestones began in the Devonian; evidence for this can be found in the vicinity of Úrhida and Polgárdi (Úrhida Limestone and Polgárdi Limestone Formations). The Úrhida Limestone was deposited in a pelagic environment containing Conodont fauna. The slope of the environment is represented by turbidites appearing in two levels of the Ú–4 borehole of Úrhida. The Polgárdi Limestone was deposited in a shallow marine environment; it has reef facies, which is indicated by the Bryozoa fauna and the lofer cycles.

The shallow marine environment of the Polgárdi Limestone was situated East of the other carbonate beds of other formations.

The siliciclastic–carbonate-bearing Lower Carboniferous formations (Szabadbattyán Formation) are known only from a small area around Szabadbattyán. The sequence (shale, metamorphosed sandstone, bituminous limestone, silt, lidite) was deposited in a shallow marine environment, as indicated by its Coral and Brachiopod fauna.

Magmatism

Magmatic activity developed in more periods during the Early Palaeozoic. The Alsóörs Porphyroid formed in the Upper Ordovician whereas the Bencehegy Microgabbro could have formed during the Silurian–Devonian.

The tuff and tuffite deposited in the Lovas Slate Formation (Antónia Hill of Nadap) is basically dacitic and it indicates a volcanism of calc-alkaline character. Based on the Alpine analogies the Late Ordovician age can be proposed for the magmatic activity, as this period is characterized by widespread acidic magmatism in both the Eastern and Southern Alps. The intermediate, andesitic tuff–tuffite beds found on the Varga Hill can be considered to be the meta-andesites of Révfülöp (LELKES-FELVÁRI 1998).

At the end of the Silurian (or maybe at the beginning of Devonian) smaller subvolcanic bodies developed (Bencehegy Microgabbro). The chemical composition of these intrusions is tholeiitic; they have a low K content, similar to the Litér Metabasalt. The differences between these two formations are shown by their facies as the bodies of the Bencehegy Microgabbro is a sill, crystallized in greater depths, whereas the Litér Formation is built up by lava and pyroclastite beds. The age of the formation can be given only for a wider interval (Silurian–Devonian) but, based on Alpine analogies, this formation is rather Silurian in age.

Metamorphism

All of the Lower Palaeozoic formations were affected by metamorphism. As the Permian sequence deposited on them is not metamorphosed, the age of metamorphism is probably Variscan. Based on the metamorphic grade two series can be distinguished, a low-grade metamorphic (greenschist facies) and an anchimetamorphic (very low-grade metamorphic) one. The greenschist facies is represented by the Balatonfőkajár Quartz Phyllite, whereas the anchimetamorphic series is composed of the Lovas Slate and the volcanites settled in it as well as the Devonian – Early Carboniferous pelagic– shallow marine (mainly carbonates) formations. The two series have tectonic contact.

In the series that suffered greenschist facies metamorphism the rocks have been completely recrystallized in an environment with low pressure and a high temperature of about 70 °C/km (LELKES-FELVÁRI 1998). The mineral assemblage is: quartz + albite + muscovite + chlorite + biotite + calcite + graphite.

The remains of sedimentary and igneous structures are common in the anchimetamorphic series. The metamorphism is most characteristic in the Lovas Slate Formation; it is weaker in the Bencehegy Microgabbro and Devonian limestones and very weak in the Lower Carboniferous series. The two basaltic formations (Bencehegy and Litér Formations) which are settled into the Lovas Slate show significant differences in metamorphic grade; this can be attributed to the different autometamorphic effects predating the metamorphism.

From a palaeo-structural point of view these areas belong to the same zones which comprise the anchimetamorphic complexes of the Eastern Alps, and the basement of the Southern Alps. Beyond this, regardless of the original composition of the Transdanubian Range, from the beginning of the Late Ordovician the unit has a Palaeozoic evolution which is similar to those of the Austroalpine and Southern Alpine phyllite series. The analogies can be applied with respect to the lithostratigraphic composition and models, for the characteristic sedimentary facies, for the defined palynomorphs and other faunas, as well as for the characteristics of Variscan metamorphism (LELKES-FELVÁRI et al. 1994). Even so, whereas the anchimetamorphic Lovas Slate is the basement of the Bakony–Vértes (and maybe the whole Transdanubian Range) autochthon, the Balatonfőkajár Quartz Phyllite Formation was connected to the Transdanubian zone only in Cretaceous–Palaeogene times.

Late Palaeozoic

Metamorphism was not apparent in the Upper Palaeozoic formations (Upper Carboniferous – Permian). The Upper Carboniferous Füle Conglomerate (ⁱC₂) as well as the Permian Balatonfelvidék Sandstone (^bP₂), Tabajd Anhydrite (P₂) and Dinnyés Dolomite (^dP₂) Formations were deposited in this period (the latter three can be found in the area of the Velence Hills). Among the igneous rocks, the Velence Granite (^vC₂), Gárdony Quartz Diorite (^gC₂) and Felsősomlyó Quartz Porphyry (^fC₂) are known.

Sedimentation

The terrestrial, cyclic, fan sequence of the Füle Conglomerate Formation, which has a molasse origin, was deposited during the Late Carboniferous. Based on the plant remnants found in the formation the deposition took place in a tropical climate. The metamorphic pebbles found in the formation, and the deposition of the conglomerate suggests post-orogene denudation. Predating and following the deposition of the conglomerate, sedimentation ceased and sediments are not known from those periods. The low-grade carbonification of the organic material of this formation suggests that a Permo-Mesozoic sequence had not been deposited onto this formation; furthermore, the thickness of the later deposits was only slight.

The next sedimentation cycle began in the Late Permian. Characteristic facies polarity can be observed in the Upper Permian formations in the territory of the Transdanubian Range (MAJOROS 1980, 1983, 1998). On the terrestrial, red beds (Balatonfelvidék Sandstone), which are thinned from the Bakony towards NE, shallow marine beds deposited (Tabajd

Evaporite, Dinnyés Dolomite) due to the eustatic transgression. The area situated between Vértes and Bakony Mts., East of Lake Velence, became a shallow marine ramp bordered by tidal flats at the end of the Late Permian (HAAS et al. 1988, BROGLIO LORIGA et al. 1990, HAAS, BUDAI 1995).

The sediments of the Balatonfelvidék Sandstone indicate terrestrial–fluvial facies in a semi-arid climate. The gradual change from terrestrial to marine sediments towards the Permian beds can be observed in the settlement of the beds one after another in the Di–3 borehole of Dinnyés and the Gá–1 borehole of Gárdony. In these boreholes the transgressive marine series have been deposited onto the Balatonfelvidék Sandstone. It is primarily hypersaline, sabkha (laguna) facies Tabajd Anhydrite which can be found. These usually fauna-free beds comprise gypsum, anhydrite and silt, indicating semi-arid climate. The overlying, but partly heteropic Dinnyés Dolomite indicates shallow marine sedimentation in a normal saline environment.

Magmatism

The intrusions of Late Palaeozoic acidic magmatism formed during the Late Carboniferous (up to Early Permian). The most important phase was during the formation of the Velence Granite; this constitutes the main mass of the Velence Hills. However, the formation of Gárdony Quartz Diorite exposed by boreholes South of the Hills, and the Felsősomlyó Granite Porphyry known from the area of Szabadbattyán can be connected with this magmatic activity.

The Velence Granite is a hypabyssal (3 to 7 km in depth) granite which has a calc-alkaline character. This might be S-type granite. Granites with a similar age and composition are known from the Southern Alps.

The crystallization sequence is the following: biotite, plagioclase, K-feldspar, quartz. In several cases the crystallization of quartz and feldspar is coeval, forming a graphic granite. The original composition of the granitic magma was close to eutectic, so that three rock types occur. If the original magma composition was close to eutectic, the granite acquired an equigranular texture; after the formation of biotite the further minerals crystallized in a normal sequence. If the amount of K-feldspar is a bit higher it could also be present as porphyritic mineral; if the amount of plagioclase is higher then it appears in the porphyritic phase (Figure 44).

The temperature at which eutectic crystallization occurs is 670 °C, at about 2 kbar H₂O partial pressure. The original formation temperature of the granite could not have been very different from this.

The geodynamic position of the granite could have been collisional; its age can be assumed to be Late Carboniferous. Most of the radiometric age data give an age of between 271 to 291 My. However, older data also exist (330 to 360 My).

Micropores exist in many cases in the granite (with voids up to 100 µm, in diameter). These voids are filled by epidote and/or natrolite, or they are empty. This suggests that the marginal part of the granite cooled quickly and the fluid phase remained in the internal part of the magma. The marginal facies of the granite can only be seen in few places, e.g. on the Bence Hill. Here the estimated thickness of the marginal facies is about 100 m. This also indicates quick cooling at a hypabyssal depth. Andalusite-bearing schist formed in the exocontact zones (Antónia Hill). In the Northeastern and Northwestern part of the Hills schist mantle indicates the original extension of the granite whereas towards the Southeast the batholith has tectonic contact with the surrounding formations. The original size of the granite batholith could be two or three times larger (i.e. 200 to 250 km²) than that which can now be observed on the surface. The granitic body contains more mafic, microdiorite xenoliths.

The granite magmatism, as it was presented in the description of the Velence Granite Formation, is divided into two major intrusion phases. The granite itself, the aplite and the microgranite were formed as differentiation products, in the first intrusion phase. The granite porphyry dykes were originated in the second intrusion phase from a different melt with chemical composition dissimilar to granite. They were formed later than the granite and the aplite but earlier than the microgranite. They can not be inserted in the differentiation series of granite, they might indicate a separate development of magma. It is probable that they were originated from a melt (more basic than the granite) which was situated at a deeper level.

The development of two dyke systems can be distinguished in the granite. The older one, the so-called Sukoró-type, is to a certain degree more mafic than the original granite, and it has only a thin contact zone with the granite. It means that this could have intruded into the warm granite. The younger, so-called Pátka-type dykes intruded into much cooler granite; thus they have thick, sometimes more than 1–2 m, contact zones. The material of these zones has a glassy texture and quartz porphyry character. The material of this latter dyke system has also been intruded into the schists. Metamorphic xenoliths occur in both dyke systems.

The granite porphyry – quartz porphyry dykes in the vicinity of Szabadbattyán (Felsősomlyó Formation) are rather similar to the material of the Pátka-type dykes. They might be the products of the later phase of magmatic activity. The quartz diorite and granodiorite (Gárdony Quartz Diorite Formation) exposed by the Gá–1 and Di–3 boreholes close to Gárdony are more mafic than the Velence Granite itself and thus they became separate formations. The genetic relationship between these two formations is not clear.

Mesozoic

During the Mesozoic, sedimentation took place in the Triassic (Alcsútdoboz Limestone — ^{al}T₁, Arács Marl — ^aT₁, Hidegkút Formation — ^hT₁, Budaörs Dolomite — ^{bö}T₂₋₃) with minor magmatic activity (Buchenstein Formation — ^bT₂, Tilospuszta Andesite — ^{tp}T₂₋₃). Following a significant gap further magmatic activity took place during the Cretaceous (Budakeszi Picrite — ^{bk}K₃).

Sedimentation

Due to the eustatic transgression at the Permian/Triassic border, the Late Permian alluvial plain and the connected tidal flat had become a wide, slightly dipping shallow marine ramp by the beginning of the Early Triassic (Alcsútdoboz Limestone). The intensive siliciclastic input (Zánka Sandstone) was also coupled with transgression at the Indian/Olenekian border (BUDAI, HAAS 1997). This was followed temporarily by the development of a shallower basin and the climate became more arid (Hidegkút Dolomite). Due to the subsequent transgression a direct connection with the open seas developed in the second phase of the Olenekian (Csopak Marl). The presence of pelagic fauna indicates the greatest depth of the Early Triassic basin.

Due to the sedimentation, a shallow marine carbonate ramp had formed by the beginning of the Middle Triassic, on a smooth surface. The shallow sub-littoral laguna was transformed to tidal sabkha due to regression during an arid climate. This is characteristic for the early stage of the Anisian (Aszófő Dolomite). In the following period of ramp evolution the deposition of carbonate sediments took place in partially closed, at the beginning badly ventilated, laguna (Iszkahegy Limestone). Following this phase a strong facies differentiation can be recognized in the area of the Southern Bakony in the Middle Anisian. The simultaneous formation of platforms and deeper basins at the same time indicates tectonic break-up (BUDAI, VÖRÖS 1992, 1993). The area of the Velence Hills (the South-eastern foreland) was most probably associated with the Anisian platform of the Vértes (Megyehegy Dolomite). However, we do not have direct evidence for this. The pyroclastites of the extensional volcanism aborted the carbonate deposition in the Ladinian. Following this period the platform formation was undisturbed in the later stage of the Ladinian.

Magmatism

Intensive volcanic activity was characteristic in the Middle Triassic, especially in the area (Buchenstein Formation) in which tuffaceous material is known in the Transdanubian Range. However, indications of this activity can also be recognized in the area of the Velence Hills (in the Sg-2 borehole of Seregélyes). Petrologically they vary from basaltic andesites to andesitic dacites, having a calc-alkaline character.

The Middle to Upper Triassic andesite dykes (Tilospuszta Andesite) found in the vicinity of Szabadbattyán can partially be connected to this activity. The root-zone of the dykes is not known. Skarn formation was intensive along the dykes (the endoskarn contains wollastonite, diopside, vesuvianite and garnet, whereas the exoskarn can be followed in a thick zone in the surrounding limestone). The andesite dykes intruded solely into the Polgárdi Formation. The recrystallization of the limestone is widespread and the appearing serpentinization and brucite-bearing zones indicate that the metasomatic effect was triggered by a large subvolcanic body. The presence of this large body however cannot be observed in the Szabadbattyán–Polgárdi structure which is imbricated and napped (HORVÁTH I., ÓDOR 1989).

The next magmatic activity went on in the Late Cretaceous, in the area of Velence Hills (Budakeszi Picrite Formation). Beforsite dykes are known in the East Velence area close to Sukoró; monchiquite dykes occur in the Western Velence Hills around Pákozd, whereas spessartite dykes were found in the vicinity of Kisfalud. The characteristic strike of the dykes is N–S. These lamprophyric, alkaline mafic dykes can be traced towards the North at Vál (Vál-3 borehole), Máty, Csabdi, Budapest, Budakeszi, and even in Slovakia. This magmatism belongs to an alkaline-ultrabasic-carbonatite association with diversified chemical composition. On the basis of their megatectonic position these type of rocks are linked with continental deep faults or they may indicate the opening phase of a deep rift-valley formation.

Those portions of the quartz and fluorite dykes which have high rare earth element contents are genetically connected to this magmatism. This is in accord with the fact that Lower Cretaceous dyke rocks also have high rare element contents.

Pre-Sarmatian Cenozoic

In the Cenozoic, predating the Sarmatian, carbonate sediments formed in the Middle and Late Eocene (Szóc Limestone — ^sE₂, Szépvölgy Limestone — ^sE₃); sediments from the Oligocene are not known. A new transgression period began in the Miocene which produced partly terrestrial formations (Somlóvásárhely — ^{sv}Me-k, Perbál — ^{pe}Mk-b) and partly marine formations (Garáb Schlieren — ^gMk, Fót — ^fMk, Badenian — ^bMb₁, Hidas — ^hMb, Rákoss Limestone — ^rMb₂).

Significant volcanic activity took place during the Middle and Late Eocene (Nadap Andesite — ⁿE₂₋₃). Early Miocene indications (Tar Dacite Tuff — ^tMk) are also known although their centre is situated further away.

Sedimentation

During the Cenozoic, predating the Sarmatian, Szőc and Szépvölgy Limestones were formed during the Middle to Late Eocene. During the Early to Middle Miocene the sediments of Somlóvásárhely, Perbál, Garáb Schlieren, Fót, Badenian, Hidas, and Rákos Limestone Formations were deposited.

The Middle Eocene Szőc Limestone and the Upper Eocene Szépvölgy Limestone are known at the North-western part of the Velence Hills (at the Lovasberény area), at Úrhida, as well as from the vicinity of Balatonbozsok. The Middle Eocene transgression began with the formation of basal conglomerate. This was followed by shallow marine carbonate deposition, during which tuff deposition was also frequent. In the Middle Eocene the sedimentation environment could be a several tens of metres deep, gradually sinking carbonate ramp (as suggested by the increasing amount of Orthophragminae). The continuous tuff deposition and the presence of andesite bombs indicate the coeval volcanic activity.

In the Middle Eocene the sedimentation took place in the deeper sub-littoral part of the gradually sinking carbonate ramp. The sedimentation happened below the photic zone, where the sea was around 100 m deep. This is indicated by the dominance of Orthophragminae and the increasing presence of Bryozoans (which do not require light). At the end of the Late Eocene Bryozoa-bearing marl was deposited and the sedimentation was shifted to the shallow bathyal part of the gradually sinking carbonate ramp (the dominance of the Bryozoans indicates that light did not reach the sea-bed). On the whole, this lithofacies is transitional into the Buda Marl Formation.

Sediments are not known from the Oligocene. At the end of the Oligocene there was a period of elevation and the area became sub-aerial.

In the Miocene, from the Eggenburgian to the Carpathian terrestrial–lacustrine sediments of a partially marsh-like nature formed Southwest of the Velence Hills (Somlóvásárhely Formation). During the Carpathian–Badenian, the terrestrial–lacustrine sedimentation took place (Perbál Formation). During this time, in the Carpathian, shallow marine sedimentation was occurring in the Berhida basin. This is indicated by the offshore, fine-grained, siliciclastic material of the Garáb Schlieren, and the sediments of the Fót Formation (built up by calcarenite and sandstone with calcite pebbles). The latter developed from the Garáb Schlieren in an archipelago split by reefs. The shallow marine sedimentation was spread over a larger area in the Early Badenian. The Baden Formation is known North of the Velence Hills, from the area of Lovasberény–Gyűrő–Vál. The coal-bearing beds of the Hidas Formation were deposited in the Berhida basin during the Badenian. Following the lignite and coaly-clay beds, as well as the Congeria-, Theodoxus-, Bithynia-bearing beds settled directly on the coal-bearing beds (Várpalota Coal-bearing Member), the pelitic, lacustrine sediments with tuff intercalations (Loncsos Alginite Member) were deposited at a time when a slight deepening of the basin was taking place.

The sediments of Szilágy Clay Marl, deposited in a deeper environment, were found Southwest and South of the Velence Hills, further from the edges, in the area of Soponya–Sárkeresztúr–Baracska. This indicates a minor transgression, in the Late Badenian. In contrast, in the North-east, in the vicinity of Gyűrő, shallow marine sediments formed (Rákos Limestone Formation or, as known by its new name, the Lajta Limestone Formation).

Magmatism

Evidence of magmatic activity is known in the Cenozoic from the Middle to Late Eocene (and Oligocene), in this area. Volcanic tuff is also known from the Miocene sediments.

The Eocene volcanism was relatively widespread (Nadap Andesite). Parts of the volcanic edifice can be found on the surface at the Eastern part of the Velence Hills (East Velence palaeovolcano). However, based on borehole and geophysical data, volcanic bodies are also known Southeast of the Hills (remnants of the Dinnyés–Seregélyes palaeovolcano). Tuffs are present over a large area both in Middle and Upper Eocene sediments.

The composition of the rocks is intermediate, varying from acidic–intermediate to mafic–intermediate, parallel to the younger age of the sequence (antidromic sequence).

Northeast of the Velence Granite, beneath the Nadap–Pázmánd range and Northeast of it, a diorite intrusion was found at a depth of 600 to 650 m (Cseplekhegy Diorite Member). Together with the overlying stratovolcanic complex (Kápolnásnyék Andesite Member) these are the products of the Middle–Upper Eocene (–Lower Oligocene) calc-alkaline andesite magmatism. Based on new geochemical data these volcanites can be connected to subduction. The igneous products of the East Velence area are considered to be different parts of one edifice and this is why it is referred to as Velence palaeovolcano. The original size of the palaeovolcano was much larger than it appears today, given the evidence of the widespread intrusions.

The andesite volcano was also present on the granite of the East Velence area, but it has been almost completely eroded. Only remnants of dykes, smaller andesite bodies and intrusive breccias indicate its former size. The thickness of the stratovolcanic complex is more than 1000 m, based on the Kny–2 borehole of Kápolnásnyék. The size of the volcano (about 80 to 100 km²) have reached 300–400 m in height.

Two dyke facies (Sorompóvölgy Andesite Member) are known from the granitic area: one amphibole-bearing (pyroxene–amphibole and amphibole–biotite) and the other pyroxene-bearing (hyperstene and diopside). The glassy (partially recrystallized) texture of the dykes indicates that the depth of the intrusion was not great.

The tuffs are present even in the Middle Eocene Szőc Limestone. They are also frequent in the Upper Eocene Szépvölgy Limestone, and in more distant areas they can be found in the Lower Oligocene Kiscell Clay. The age of the magmatism is between 44 and 31 my, based on radiometric dating.

Studying the radiometric data it is clear that the covered palaeovolcanic remnants (Dinnyés–Seregélyes) Southeast of the Velence Hills are older — Late Eocene (38 to 41 my). On the other hand, the stratovolcanic complex (Kny–2 borehole) and the dykes of the East Velence granite area are younger (average age is 33 to 35 my). This indicates an Early Oligocene age.

The thick, Pb–Zn-bearing and empty quartz dykes are more likely to be Eocene than Cretaceous (Carboniferous–Cretaceous–Eocene) and this possibility is indicated on the map. The formation of these dykes was at first linked to the granite (JANTSKY 1957), but it was also thought to be Triassic (KUBOVICS 1958) and Eocene (KASZANITZKY 1959). The direction of the andesite dykes is almost perpendicular to the average direction of the granite. Thus they do not fit within the structural evolution of the granite. The direction of the Cretaceous lamprophyre dykes is N–S, whereas these dykes form a half-arc with a Western centre. Based on exclusions, they are probably linked with the Eocene volcanites. It is however true that the andesite dykes can only be found in the East Velence area, whereas the quartz dykes are mainly situated in the West Velence Unit.

The Miocene pumiceous dacite tuff and tuff beds intercalated with the Garáb Schlieren and Fót Formation, found in the boreholes of the Berhida basin — can be placed in the Carpathian Tar Dacite Tuff Formation.

Sarmatian–Quaternary

Given that the pre-Sarmatian map of the Balatonfő–Velence Hills area delineates the formations up to the Sarmatian, the evolution of the whole area can only be followed until the Sarmatian. From this time only the evolution of the Velence Hills is presented.

In this period the following sediments were deposited: Pannonian terrestrial (Pannonian talus — Pa^v), Lower Pannonian terrestrial and lacustrine (Ősi Variegated Clay — ^oPa₁, Csákvár Clay Marl — ^cPa₁ and Csór Silt Formation — ^cPa₁₋₂), Upper Pannonian lacustrine and terrestrial (Kálla Pebble — ^kPa₂, Somló — ^sPa₂, Tihany — ^tPa₂, Nagyalföld — ⁿPa₂ Formations); then Quaternary fluvial, eolic, slope, proluvial, eluvial, lacustrine and marsh sediments.

Sedimentation

Sarmatian sediments are not known from the area of the Velence Hills.

Southeast of the Hills, a bit further away (based on the Kny–1 borehole of Kápolnásnyék), the lacustrine sedimentation began in the Early Pannonian. Following the basal variegated clay formations (Ősi Variegated Clay), pelitic sediments were deposited and this indicates sinking (Csór Silt and Csákvár Clay Marl). In and before this period talus (built up by granite rubble) formed due to the weathering of the granite.

The Late Pannonian sedimentation was more widespread than the Early Pannonian and its sediments also covered the area of the Velence Hills. The pebbly–sandy basal beds can be found as ruined remnants over the whole territory of the Hills. The zone of wave motion is shown by a number of polished cliffs in the Zsidó Hill of Pázmánd. These were formed at the same time as the abrasion beds at the metasomatite area. Following this period, shallow water sedimentation took place (Tihany Formation), with the formation of coaly-clay and lignite in the marsh which developed in the bay between the Eastern and Western Velence Units. Coaly beds are not known from the other parts of the hills. In these areas sandy and pelitic beds are characteristic, indicating a shallow water level. Towards the South-east the clayey-sandy beds of the Somló Formation can be distinguished beneath the Tihany Formation (Kny–1 borehole). The Somló Formation is replaced by the Tihany Formation at the edges of the hills. The Late Pannonian sedimentation is closed by a terrestrial sequence (Nagyalföld Formation, Vértesacsza Member), which can be assumed to be present in the Northwestern corner of the area, based on the boreholes around Magyaralmás.

Following this, after a sedimentation gap, terrestrial sediments were deposited during the Pleistocene. There is one fluvial sequence along the stream Császár and it has a local distribution which is Early to Middle Pleistocene in age. This sequence (known only from boreholes) is composed of fine pebbles, pebbly sand, sand and clay. The whole territory of the hills was covered by Upper Pleistocene loess, formed in the Würm. Due to slight slope movements the loess is mixed with talus. On flat areas the loess changes to sandy loess and loessy sand.

During the Pleistocene and Holocene the hills were continuously eroded and slope and proluvial sediments formed.

At the beginning of the Holocene a depression formed South of the hills and in this depression Lake Velence evolved. The streams ran from North-west to South-east from the hills towards the Danube. After the depression formed these streams were divided into two and three parts and the direction of those streamlets, which flowed Southeast of the Lake, turned and began to run into the Lake.

Early Holocene lacustrine sediments are known along the shoreline of the Lake, at a higher level than the New Holocene lacustrine sediments. This is consistent with the fact that the area of the Lake was (temporarily) much larger than it is today.

Along the only one larger streamlet, the Császár stream, terraces also developed, whereas along the smaller streamlets Late Holocene sediments were deposited. In smaller aerial depressions marsh sediments formed and are still forming. Alongside and in the Lake artificial replenishments complete the sedimentation.

Geochemical research in the Velence Hills

Numerous geochemical researches were carried out in the Velence Hills prior to the exploration programme. Some of these were carried out in order to learn about the geochemical characterization of rock types and the ore mineralization. Spectral analysis of monomineralic fractions was also performed (FÖLDVÁRI-VOGL 1947, 1970, FÖLDVÁRI, A. 1947a, b, JANTSKY 1957, KUBOVICS 1956, 1958, 1960, BÖJTÖS-VARRÓK 1966, 1967, NAGY, B. 1967a–c, 1969). The common characteristics of the above mentioned papers and analyses are that they were produced at the beginning of the acclimatization of spectral analysis when they gave semi-quantitative results. This means that the mentioned analyses can be considered only as approximate values. The analyses were carried out with the aim of the metallometric survey of single areas and the contouring of geochemical anomalies.

Hereinafter the mentioned measurements are described; furthermore the results of our thematic research are delineated.

Metallometric survey

Those researches which were carried out prior to and during the exploration programme are reviewed separately.

Researches prior to the exploration programme

KUBOVICS (1956) carried out the first soil-metallometric mapping in the area of Meleg Hill, Templom Hill and Cseplek Hill. Ag and Sb enrichments were found on the Meleg Hill, and he proposed that Zn enrichment could be observed in the andesitic area. The highest Mo and Sn values were found on the Templom Hill. LENGYEL (1960) indicated on a detailed, 1:2000 scaled map that Cu, Co and Ni enrichment could have been found southwest of the peak of the Meleg Hill. The highest Ag-values were found in the Antónia Hill area. Mo (Sn and W) was detected by LENGYEL et al. (1960) in the whole area of the hills by the testing of alluvium. GASZTONYI, SZABÓ (1978) carried out mapping but without a grid. Based on their observations the enrichment of Pb and Zn is negligible in the silicified zone, but they think that either the silicified zone or the area south of Meleg Hill are enriched in trace elements (Ag, Mo, Cu). Significant Mo enrichment was found on the Zsidó Hill. They found that the Pb and Zn enrichments in the metasomatic rocks of the Nadap–Pázmánd area are insignificant.

Results of the new survey

The geological exploration which began in 1979 provided new information about the the ore-mineralization of the Hills. The area of the detailed metallometric mapping was marked out by previous induced polarization (IP) profiling. The induced polarization measurements did not indicate that the geochemical anomalies, in connection with pyritization, were indicative of ore-mineralization in the largest area of the Hills. Only the granitic area of the East Velence Unit and the area the Nadap–Pázmánd Hill chain seemed to be favourable with respect to ore-mineralization. Hence soil and rock metallometric survey was carried out only in these areas, in a 50×100 metres grid. Among the results we have to emphasize the contouring of two anomalous areas, where the multi-element geochemical anomalies show good accordance with the IP measurements. These areas can be found northwest of Nadap, on the Meleg and Antónia Hills (ÓDOR et al. 1982) southwest of Pázmánd, close to the Zsidó and Csekés Hills.

Those anomalies, which were indicated by previous metallometric and IP measurements, were also partly supported by the new data (Figure 45). Two new anomalous areas were marked out, one of them on the Antónia Hill, and on the northwestern spur of it (Pb, Zn, Cu and Ag); the other was on the Sukoró pasture (Pb, Ag and Sb) south of the Meleg Hill. The area of the Zsidó and Csekés Hills also exceeded expectations with its anomalous trace element assemblage.

The most important results in this area were the contouring of Mo-anomalies and the suggestion of the possibility of Cu-porphyry ore-mineralization.

Thematic research

Numerous special analytical methods were used during the exploration, in order to characterize the formations (e.g.: rare earth elements analysis, C and O isotopic measurements, DTA). Hereinafter only the most important and most interesting results are summarized with respect to the features of granitoids, alkaline ultramafic rocks, andesites, metaso-matites and intrusive breccias and their metallogenic peculiarities.

Research of granitoids

It is important to separate the periods of granitic magmatism and the geochemical characterization of the products of single periods (HORVÁTH, I. et al. 1989). The granite magmatism was divided into two major intrusion phases by previ-ous authors (BUDA 1972, 1985, EMBEY-ISZTIN 1972, 1973, 1974, HORVÁTH, I. et al. 1989). The following types of rocks were formed in the first intrusion phase:

- biotitic, porphyritic granite,
- aplite,
- microgranite (intrusion).

The formation of granite porphyry dykes (old and young) belongs to the second phase of intrusion.

During the first part of the exploration the above-mentioned classification was used and this is the basis of the sum-mary of the geochemical results.

Magmatic as well as sedimentary (metamorphic) xenoliths can be found in the granite itself. In the aplite and microgran-ite — which can be regarded as a differentiation product of the granite — xenoliths could not be found. The granite porphyry, which also contains magmatic and metamorphic xenoliths, could be the result of another melt producing phase. 31 large, fresh samples were collected from the whole granitic area of the Hills. The chemical analyses indicate that the granite porphyry is more mafic than the biotite-bearing porphyritic granite, and the older granite porphyry is more mafic than the younger one. The main periods of the granite magmatism can also be well characterized by the distribution of rare earth elements (REE) (Table 19). Based on these special indicators it can be stated that the biotitic porphyritic granites, aplites and the intrusive microgranites can be placed in the same differentiation (magma evolution) trend. The granite porphyry shows different geo-chemical character compared to the above-mentioned rock types, having a more mafic composition.

Based on neutron activation analysis the same features can be observed (BÉRCZI 1982 —Table 19).

Table 19. The average rare earth and other trace element contents of the Velence Hills granitoids (in ppm)

Rock type	REE	La/Lu	Eu/Sm	Sc	Rb	Zr	Ba	Hf	Ta	Th	U
Biotitic and porphyritic granite	153.7	6.7	0.07	6.5	211.8	490	1037	4.0	1.7	12.7	4.1
Aplite	131.9	3.6	0.07	3.4	313.6	—	—	3.6	—	48.2	9.9
Microgranite (intrusion)	184.3	9.2	0.04	5.5	257.0	340	140	4.1	1.8	24.1	2.9
Granite porphyry	263.1	7.4	0.08	12.6	191.4	470	650	6.7	1.9	25.6	4.3
Clarke (VINOGRADOV 1962)	—	—	—	3	170	200	830	1	3.5	18	3.5

Regular variations can be observed in the abundance of some trace elements (e.g.: Sc, Rb, Th and U) and in the biotitic porphyritic granite–aplite–microgranite evolution trend. This suggests that the granite porphyry cannot be deduced from the differentiation trend of the biotitic porphyritic granite.

The research of the alkaline ultramafic complex

During the exploration in the Velence Hills the St–1 mapping borehole, east of Sukoró, cross-cut a new, remarkable formation in the Upper Carboniferous granite and granite porphyry. This dyke was composed of carbonatitic rocks (HORVÁTH, I. et al. 1983, HORVÁTH, I., ÓDOR 1984). The total carbonate content of the rock, which is composed of dolomite, Fe-bearing magnetite, phlogopite, acidic plagioclase, K-feldspar and quartz, varies between 47 and 51% (Figure 46). Consequently the rock is magnesite-bearing dolomitic carbonatite (beforsite). The chemical composition and trace element distribution of this rock is similar to those known from other alkaline–ultramafic–carbonatitic assem-blages. The K/Ar age determination carried out on phlogopites gave an age of 77.6 ± 0.3 my (BALOGH, Kadosa et al. 1983).

From the clayey-limonitic rocks found on the surface, in the surroundings of the borehole, 1390 ppm Nb was detect-ed by spectral analysis. The maximum concentrations of rare earth elements in the altered dyke rocks is 714 ppm, their average concentration is 416 ppm, while in the fresh dolomitic carbonatites the average REE is 530 ppm.

The evolution of the ultramafic magma could have been followed by the study of zoned clinopyroxene phenocrysts (DOBOSI, HORVÁTH, I. 1988). The zonation of clinopyroxenes and the chemical compositions of the ultramafic rocks are

similar in the Velence Hills and in the area between the Velence Hills and Buda Hills. This suggests their same source and crystallization history could be the same.

Mafic–ultramafic rocks related to the mentioned rock association can also be found in the boreholes of Alcsútdoboz (Ad–2), Diósd (Di–1) and Vál (Vál–3) and in some quarries of the Buda Hills (Nagykopasz, Budaliget) (DOBOSI, HORVÁTH, I. 1988). This magmatic rock association could be the carrier of some raw material occurrences (e.g.: P, fluorite, REE, Nb–Ta, Pb–Zn).

Characteristics of andesites, metasomatites and intrusive breccias

The geochemical features of andesites in the Velence Hills are summarized based on the manuscript of DARIDA-TICHY, ÓDOR (1987b). The Palaeogene magmatites of the hills are the products of orogene magmatism and most of them have a calc-alkaline character. Most of the volcanites are andesites and basaltic andesites but minor amounts of basalt, dacite and trachyandesite also occur. Based on the distribution of major elements, the volcanites can be classified as a transitional type between active continental margin and oceanic arc andesites.

The genetic relationships were also approximated by trace element distribution and discrimination diagrams. Based on the compatible element distribution (Ti, P, Zr and Y) the analyzed rocks can be classified as transitional ones between island arc and continental margin types. Based on those diagrams constructed from the elements (Cr, Ni, Sc, Yb, Y, La, Th, K and P) suggested by BAILEY (1981), the Palaeogene volcanites of the Velence Hills can be regarded as a transitional type between the continental margin volcanites deposited onto thin continental crust and the island arc volcanites deposited onto continental crust.

Interesting results were produced by the comparison of REE data in andesites and in metasomatites (Tables 20 and 21). Samples were analyzed by X-ray emission and neutron activation methods.

Table 20. REE abundance of Palaeogene volcanites in the Velence Hills

Rock type	Parameter	Σ RFF* (ppm)	La/Lu	Eu/Sm	N
Andesite	average	130.16	9.91	0.14	42
	deviation	42.78	3.46	0.04	
Metasomatite	average	121.37	11.56	0.14	6
	deviation	59.38	7.22	0.04	
Andesite**	oceanic	25–178	1.0–8.60	0.19–0.51	
	continental	67–341	1.5–21.50	0.15–0.35	

* = interpolated value, ** = literature data, N = number of samples.

Table 21. Results of the neutron activation analysis carried out on andesites and metasomatites (in ppm) (J. Bérczi, Reactor of the Technical University of Budapest)

Rock type		Sc	Cr	Fe%	Co	Rb	Zr	Cs	Ba	Hf	Ta	Th	U	N
Andesite	average	14.6	51.4	3.97	11.9	56.0	398	3.87	356	2.65	0.75	9.72	2.24	42
	deviation	8.3	36.7	0.95	4.25	38.3	223	3.56	198	0.83	0.38	3.15	1.48	
Metasomatite	average	14.3	62.5	4.97	16.9	57.7	355	2.92	88	3.02	0.95	11.4	2.23	6
	deviation	6.4	30.2	1.27	8.2	21.5	120	1.46	60	0.62	0.30	5.37	1.05	

N = Number of samples.

The data above provide convincing confirmation that the metasomatites do not differ significantly from the andesites in their REE content, notwithstanding the intensive alteration — i.e. the leaching processes have not affected the REE distribution.

Based on the composition of the metasomatites and the zoning of certain parts of the rocks the following relationships can be emphasized (UTADA 1980, DARIDA-TICHY et al. 1984): the two most important alterations are the intermediate type (pyrophyllitic zone, secondary biotite, mixed layer clay minerals and montmorillonite zone) and the acidic type (pyrophyllite zone, dickite, nacrite zone and kaolinite zone). First of all the siliceous zones can be studied on the surface. The pyrophyllitic zones (with topaz), which indicate higher temperatures, occur in the area of Cseplek and the Zsidó Hill whereas the quartziferous–alunitic zone appears in the other parts of the area. The diasporite present on the Nyír Hill also indicate higher formation temperature. The alterations also affected the previously altered rocks. A detailed study of these alteration products is important because the delineated alteration types are the same as those described in the model of the Cu-porphyry mineralization (LOWELL, GUILBERT 1970).

During the geological mapping numerous boreholes cross-cut formations having unusual compositions and textures. These had not been described in the previous domestic literature. These rock types were called intrusive breccias (ÓDOR et al. 1983). The previous explorations mention some formations such as tectonic breccias, contact breccias, tuff dykes, tuffitic pebbles and polymict breccias, which could also be intrusive breccias. The intrusive breccias (e.g. explosive breccias)

cias, hydrothermal breccias) are coarse-grained, polymict formations of a magmatic origin. They are composed of those formations which build up the area (BRYANT 1968, GILMOUR 1977, GOODE, TAYLOR 1980). Their matrix is grounded debris. The sandy matrix frequently shows flow bands. The areal distribution of the rocks is variable. They can form veins, steep dykes and they can be followed far away from their place of origin. They could originate from a subvolcanic-hypabissic environment and could be connected to the lithoclase system formed in and around the magmatic body during its cooling. The explosion of the fluids, which have a high pressure, tears the debris from the wall of the lithoclasts and the formed debris moves and intrudes into the extant joints by fluidization (i.e. when the debris became fluidized, REYNOLDS 1954).

The material of the intrusive breccias has been altered to variable extents. The smaller alteration can be observed on the breccias of Sukoró, which are slightly argillitized–pyritized. In the territory of Meleg Hill and in the area of the metamorphic shaley complex a high degree of argillitization can be observed. In the territory of the Nadap–Pázmánd metasomatites the degree of alteration cannot be determined easily. A common feature is that the breccias are silicified in the marginal zone, whereas in the inner part they are argillitized.

The intrusive breccias of the Velence Hills intersect the granite, metasomatites and metamorphic shales as chimneys, dykes and veins. Two major types can be distinguished: incoherent intrusive breccia with argillitic–pyritic cement (the most widespread) and silicified (pyritic) intrusive breccias (rare). The first type is related to the Eocene andesitic volcanism, whereas those in the second group belong to the granite magmatism. The second rock type can only be found in the granite and, based on the data available right now, it does not contain andesitic debris.

The study of andesitic breccias is important because the breccia bodies, which have high porosity, could have become the channels of later ore-bearing solutions. The Ag, Sb, Cu, Mo, Pb and Zn concentrations in the intrusive breccias of the Hills exceed by many times the averages found in the wall rock. The contrast observed between the compositions is clearest in the Meleg Hill area.

In some of the mapping boreholes of the Antónia Hill area, in the polymict intrusive breccias forming 0.2–2.0 metres thick dyke-like structures, ore indications of Cu, Ag, Au, Pb, Zn and Mo can be found (ÓDOR et al. 1983, HORVÁTH, I. et al. 1983). Their Cu, Zn and Pb contents are higher than 0.6, 0.43 and 0.2%, respectively, whereas their maximum Ag content is 142 ppm and Au is higher than 1 ppm.

Metallogenic features

From the results of the previous research, the polymetallic–fluoritic ore bodies and other ore indications were interpreted as follows: The ore formation in the granitic area was divided into two major periods with respect to both time and territorial distribution. The quartz–molybdenite ore formation, found in the Retezi gallery, was connected to the pneumatolithic effect of the Upper Carboniferous granitic magmatism. The quartz – polymetallic ore – fluorite – barite dykes developed in the granite were thought to be the result of postmagmatic–hydrothermal (mesothermal) effects (VENDL, A. 1914, JANTSKY 1957).

The ore indications of the Nadap–Pázmánd area and the enargitic post-volcanic ore formation of Meleg Hill were related to the andesite volcanism. Other authors have suggested that the sulphide ores of the granitic area could have had genetic relationships with the Eocene andesites instead of the granite (FÖLDEVÁRI A. 1947a, b, KISS 1954a–d, 1982, KASZANITZKY 1959).

New researches have led to new genetic interpretations with respect to the post-magmatic events which followed the granitic magmatism (HORVÁTH, I. et al. 1989). The presence and effect of the Triassic magmatism in the Velence Hills can be supposed but cannot be confirmed. The presence of silico-carbonatites and alkaline ultramafic rocks detected in the Hills and its environment extended the possibilities of a genetic interpretation with the introduction of the Upper Cretaceous age (HORVÁTH, I. et al. 1983, HORVÁTH, I., ÓDOR 1984).

Hereinafter, the ore indications found during the exploration in the single boreholes are discussed separately. The most important features of ore indications found in the granitoids and its contact zones are then summarized.

ORE INDICATIONS IN BOREHOLES

A complex Pb–Ag–As–Sb (Cu–Mo–Sn) geochemical anomaly and variable mineral assemblage (pyrite, molybdenite, galenite, fahlore, malachite, chrysocolla, antimonite, enargite, cinnabar) can be connected to the 15–30 metres wide silicified zone running on the ridge of the Meleg Hill, with an E–W strike. The W anomaly could be detected in the contact metamorphic shale of the Antónia Hill, whereas a sphalerite–galenite–fahlore–calcopryrite mineral assemblage in genetic relationship with the quartz veins was found in the granite and contact shale of the S–3 borehole of Sukoró. In the metasomatite range of Nadap–Pázmánd (from boreholes N–IV, N–VI, N–VIII, N–XI of Nadap; P–II of Pázmánd and V–II of Velence) a Cu, Pb, As (Ag, Sb, Mo, Sn) geochemical anomaly related to sphalerite–fahlore–galenite ore mineralization is known to exist. Molybdenite–calcopryrite–covellite indications related to the andesites were identified in the Pd–1 borehole of Pázmánd (Table 22).

Table 22. Review of ore indications found in the Velence Hills boreholes

	Borehole	Geological exposure	Concentrations (in ppm)					
			Cu	Pb	Zn	Ag	Au	Mo
Intrusive breccia — Cu, Ag, Au, (Pb, Zn) *	Nt-1, -2, -4, Lbt-1	dykes and bodies in shale and granite	2800–10 000	260–2300	600–4300	1.6–142	0.4–2.2	25–250
Metasomatites								
cementation — Cu	Pt-1, -2 Pd-2	variable	550–3800	70–600	100–1600	0.6–8.4	–	–
with copper — Cu (Ag, Au)	Pt-1, -2, -3	illite, kaolinite zone	450–2500	–	–	2–12	0.04–0.1	–
with molybdenite — Mo (Cu)	Pd-1, -2	quartz, topaz zone	160–1400	–	–	–	–	16–2800
with copper — Cu	Pt-4	montmorillonite zone	400–1000	–	–	–	–	–
hydrothermal veins	Pd-2	altered diorite with ore	250	2800	3600	3	–	–
Molibdenitic contact **	Nt-2, Lbt-1	sporadically in shale and granite, veins in alpine and microgranite	molybdenite visible to naked eye					
Molibdenite in granite***	St-3, -6	quartz- and carbonate-bearing veins in granite	molybdenite visible to naked eye					
Ambiguous (Pb, Au, Ag, Mo)	St-4	silicified argillitized granite	700	500–4800	500	8–12	0.03–0.73	40–250
Ambiguous (Au)	Pákt-2	altered granite	400	–	1300	6–8	0.06–0.4	–
Carbonatite — (Nb, RFF) ****	St-1	carbonatite dykes in granite	Nb 250–2500 REE 300–714					

* = see Table 23, 2nd type; ** = see Table 23, 9th type; *** = see Table 23, 4th type; **** = see Table 23, 5th type.

CHARACTERISTICS OF ORE DEPOSITS AND INDICATIONS IN GRANITOIDS AND IN THEIR CONTACT ZONES

The most important features of ore deposits and indications related to the granitoids are summarized in Table 23.

The genetic relationships between the first and second types of the ore-bearing formations and the Eocene andesite are confirmed by the presence of not only the granitic and shaley debris but also the andesitic debris in the intrusive breccia dykes and bodies. This latter fact also directly confirms their geological ages (as well as that of the second type). Further evidence is that the polymetallic ore veins and seams in the granite and shale (type 1) have a similar argillitized alteration as that observed in the metasomatites.

New data confirmed that the 3rd (thin carbonate- and fluorite-bearing veins) and 4th (quartz-, carbonate- and molybdenite-bearing veins) types are genetically related to carbonate metasomatism (BURNOL et al. 1980 — Table 23). The characteristics of REE distribution and fractionation in fluorites of the Velence Hills support their genetic relationship with the alkaline ultramafic-carbonatitic association (HORVÁTH, I. et al. 1989 — Figure 47). The fluorites in the Kápolnásnyék (Kny-1) and Úrhida (Ú-4) boreholes have a completely different REE composition and genesis. The C and O isotopic compositions of the carbonate minerals of silico-carbonatites, lamprophyres and those of the carbonates

Table 23. Characteristics of ore deposits and indications present in the granitoids of the Velence Hills' and in their contact zones

Type of ore mineralization	Geochemical anomaly	Ore indications	Ore deposits	Occurrence (in granite)	Magmatic connections	Age
1. Polymetallic*	+	+		seam	andesite	E ₃
2. Au, Ag, Cu (Mo)*	+	+		intrusive breccia dyke, body	andesite	E ₃
3. Fluoritic**		+		seam	alkaline lamprophyre	K ₃
4. Molybdenitic***	+	+		seam, vein	alkaline lamprophyre	K ₃
5. Nb, RFF	+			dyke	silico-carbonatite	K ₃
6. Fluoritic-baritic (Pákozd, Nadap)			+	dyke	alkaline ultramafic association?	K ₃ ?
7. Polymetallic (Pátka)			+	dyke	alkaline ultramafic association?	K ₃ ?
8. Polymetallic-fluoritic (Szűzvár)			+	dyke	alkaline ultramafic association?	K ₃ ?
9. Molybdenitic	+	+		pegmatitic vein in granite and shale	granite	C ₂

Notes: * = argillitization; ** = carbonate- and fluorite-bearing veins *** = quartz-, carbonate- and molybdenite - bearing veins related to carbonate metasomatism, in granite (BURNOL et al. 1980)

from the carbonate- and fluorite-bearing veins of the granite also confirm their genetic relationships (HORVÁTH, I. et al. 1989). The 6th, 7th and 8th mineralization types are those deposits which were exploited for several years. There is no direct evidence for the genetic relationship between the andesite and the formation of these mineral assemblages; only the regional ore forming significance of the andesite provides evidence. Based on data from the literature (BAUCHAU 1971, SAWKINS 1966) it is known that fluoritic Pb–Zn dykes are found to be related to ultramafic rocks, so the deposits of the Velence Hills are thought to be related to the alkaline ultramafic magmatism.

The molibdenitic ores in the 9th group are certainly related to the granitic magmatism (Table 23). They can be found close to the contact of the dykes and veins of microgranite and aplite (a maximum of 50 metres away from the contact). New special mineralogical and fluid xenolith studies have also confirmed the supposition that the molibdenitic ore mineralization of the Retezi gallery is related to the post-magmatic processes of granite magmatism instead of the hydrothermal activity induced by the andesitic magmatism (MOLNÁR 1997).

Raw materials

Numerous types of raw materials can be found in the area. Some of them were exploited whereas others were only explored. They are presented in the following order: non-ferrous ores, gold, fluorite, barite, raw materials of the ceramic industry, raw materials of the building- and ornamental-stone industry, other non-metallic raw materials, fissile materials, woody soft coal and finally water.

Non-ferrous ores

The exploitation of lead and zinc ores was carried out in the areas of Kőrakás and Szűzvár Hills, next to Pátka. The fluorite exploration of the *Kőrakás Hill* exposed sulphide ore mineralization in the lower levels (FÖLDVÁRI A. 1948d). The 200 m long inclined shaft, which was located in 1951, and the related construction projects crossed three larger and several smaller ore-bearing dykes. The variably thick, 150 m long, main ore dyke — the strike of which is NNE–SSW — can be followed from 71 metres above the sea-level up to the surface. The other two dykes which can be considered as the offsets of the previously mentioned formations (one of them is 80 m long and 0.8–4.0 m wide with a NW–SE strike, while the other is a maximum 7 m thick dyke with a NE–SW strike) are only found in deeper levels. A mylonitic dyke was exposed 600 m from the shaft in a Southern direction and the quality was excellent (the ore mineralization is situated South of a mylonitic tectonic zone). Smaller ore dykes were also found in the schist, in the vicinity of the granite–schist boundary.

The most important ore minerals, which fill the veins, are the galenite, sphalerite and (rarely) the antimonite. Sphalerite becomes dominant towards a greater depth and microscopic grey copper ores and chalcopyrite also appear. At greater depths the grey copper ores become rare, whereas the amount of the chalcopyrite increases. Sphalerite, scarce pyrite with Cu, Pb, Cd, Au and Ag occur at the deepest levels. A small amount of fluorite can also be observed as metamorphic precipitations or veins. The structure of the ore mineralization is basically brecciated. The locality is practically monomineralic and composed of sphalerite-bearing quartz stocks. The shape of the stocks is irregular, but their length is usually many times larger than their width. The formation of the stocks can be connected to tectonically preformed joint systems, which have variable directions. The quartz–sphalerite-bearing dykes, which were formed along faults, were crushed up by later tectonic movements and they are only rarely thickened to ore-stocks. Accordingly, the exploration followed thin, elongated ore-bearing quartz veins, which were connected to the thickened ore-stocks. The outlined texture was described as a dyke-structure by previous researchers. The mining, started the 1950s (MIKÓ, GERGÁCS 1964), ended in 1968 and was finally wound up in 1973, exploited 146 335 wet tons of ore with 0.68% of Pb and 4.06% of Zn contents. This amount formed the whole known reserves (KREISCHER et al. 1973).

Polymetallic ore was produced in the Szűzvár mine, but the main product here was the fluorite, that is why we will show the detail of its investigation in the chapter on fluorite.

Explorations before 1979 exposed and examined numerous ore indications, but only the most important ones are mentioned in the following. The siliceous dykes and veins of the Upper Carboniferous granite contain empty vugs which were formed by the leaching of former ore-minerals. However, ore indications and quartz bodies with remarkable ore content also occur. These dyke types and silicified zones are known from the Ördög Hill (with galenite, sphalerite and chalcopyrite) and Bence Hill (in the so-called Retezi gallery with molybdenite) of Sukoró; from the vicinity of the levelling base point of Nadap (pyritization with gold indications); from numerous small areas between Székesfehérvár and Pákozd (galenite, sphalerite and malachite); from the Northwestern side of Tompos Hill (polymetallic ore-mineralization); and from Southwest of the Sár Hill (i.e. the fluorite mine of Pákozd, with the presence of galenite, sphalerite and chalcopyrite).

Some of the known ore indications were explored by boreholes, excavations, drifts and geophysical and geochemical methods (for examples the inclined shaft of Retezi for molybdenite exploration; the Nadap gallery for the exploration of the ore mineralization of the Meleg Hill; and the inclined shafts of Ördög Hill and Suhogó, NW of Pákozd; the inclined boreholes of Ősi Hill; the excavations, boreholes and geophysical and geochemical explorations in the area between Pátka and Pákozd).

However, ore deposits with economic value were not exposed. One of the interesting findings of the exploration was that the degree of leaching of numerous quartz dykes (e.g. the dykes of Ősi and Ördög Hills) increases at greater depths. This makes probable a leaching process which was connected to ascendent hydrothermal fluids. This process can be principally observed in the Western part of the Hills.

The investigation of the lead ores occurring in the Polgárdi Limestone started at the end of the 1920s at the Szár Hill of Szabadbattyán (VITÁLIS 1929, CSAJÁGHY 1935, SCHMIDT 1938, BASSÓ, JENEY 1939, FÖLDVÁRI, A. 1948c, RENNER 1949, 1950). Galenite occurs in small small stocks in the limestone. The investigation with small production continued in the first half in the 1950s, too (KISS 1950A, B, 1951, HALÁSZ 1952), than because of the small reserve the production was finished (Jantsky 1956a, Pollner et al. 1960). There are few summary works (PANTÓ, G. 1952, 1954, PANTÓ, G. et al. 1953) dealing with the possibilities of the polymetallic ore occurrences in the areas of the Velence Hills and Szabadbattyán.

Gold, silver

KUBOVICS (1958) was the first to study the gold content of the rocks of the Hills. He found gold in the limonitic parts of the silicified breccia zone of the Meleg Hill. We also studied the gold content of the quartz dykes and volcanic rocks during the mapping process. The gold content of the larger quartz dykes (mainly in the West Velence area) did not exceed 0.2 g/t. The higher gold contents are connected to the unconsolidated intrusive breccia dykes penetrating the granite and schist in the Eocene volcanic area. A maximum 1.6 g/t gold content was detected beside 100 g/t of silver in the boreholes of the Antónia Hill (Nt-2 and Nt-4 at Nadap, Lbt-1 at Lovasberény — Table 22).

Geochemical sampling of stream deposits was carried out by Enargit Ltd. between 1996 and 1999, in the East Velence Unit. Only the gold contents of the samples were determined by Atom Absorption Spectrometry (AAS); this method has a 0.1 ppb detection limit. The determined anomalies proved unequivocally the connection between the gold anomalies and the andesite.

Fluorite

VENDL, A. (1914) noted the fluorite-bearing quartz dykes from the Hills. The raw material exploration begun, with the research of the fluorite-bearing quartz dyke of Kőrakás Hill in 1948. This was based on the directions suggested by Földvári A. (later this locality was shown to be sulphide-bearing). This exploration was significantly expanded during the following years with respect to both the aims and tools for achieving them. B. Jantsky and co-workers found the so-called 'fluorite dyke of Pákozd' on the surface North of Pákozd, in 1951. The discovery of the scattered ore-bearing quartz dyke at the Northwestern part of the Sági Hill, Pátka began in the same year. This occurrence had already been discovered due to A. Vendl's researches. The Szűzvár fluorite mine was settled in this locality (JANTSKY 1955c).

Strip-mining was carried out between 1952 and 1956 in the *Pákozd* mine. From 1953 to 1961 the resources of the deeper levels were exploited (Figure 48). The mine gave altogether 18 682 tonnes of raw materials, of which the fluorite content was 46% (8 621.7 t of fluorite). Most of this material was found at deeper levels (14 095 t of raw materials, giving 6009 t of fluorite). The 30–100 cm wide dyke, which can be found in a 4–10 m wide zone, contains numerous quartz and fluorite veins and can be followed for a length of 160 m on the surface. The strike of the dyke is 7 to 9°, whereas its dip is 80°. The strikes with flat dips, which are followed by kaolinitization, make the structure very complex. The fractures are mainly filled by fluorite, quartz, in some places with chalcopryrite, galenite and sphalerite indications. At a greater depth the dyke becomes unproductive — i.e. at 60 m. At a depth of 100 m the fluorite is completely absent.

58 188 t of fluorite and 11 294 t of non-ferrous ore (Pb 2.21%, Zn 1.62%) were exploited from the *Szűzvár mine* until its closure, in 1967. The 500 m long dyke that is exposed along its line of dip at a depth of 200 m has a N–S strike and western dip (70–80°). This dyke is a 40–60 cm wide lenticular body, filled by fluorite (southern limb) and in a 10–30 m long section by galenite, sphalerite and chalcopryrite. The dyke is settled in granite which is limonitized–kaolinitized for a width of about 15 m and is silicified in the vicinity of the dyke. It is crossed by strikes, the amplitudes of which increase towards the North. The Southern sequence is richer in fluorite and along the line of dip, towards the known depth (–12 m), the quality of the material does not decrease. The production was stopped because of the difficulties of transportation and the uneconomic exploitation. The registered geological resource of this mine is 5000 t of fluorite.

The Mn-oxide and calcite vein-bearing black fluorite contains In, the pale-green variant contains Y and Be whereas the galenite-bearing vein contains Sn, Sb and Ag. The latter two elements can be detected in the grey copper ores. In some places the weathering products of galenite, grey copper ores and chalcopryrite can be found namely, cerussite, pyromorphite, cinnabar as well as malachite and azurite.

Before 1967 no new valuable mineral deposits were found during the geophysical, geochemical, mining and drilling explorations, in the vicinity of the two fluorite mines. Three types of fluorite facies can be distinguished in the hills.

Small nests of pneumatolitic fluorite bodies can be found in the granite, on the Bence Hill of Sukoró. They frequently contain molibdenite. This deposit is of no economic importance. Independent, hydrothermal veins of fluorite are present and they are associated with sulphide ores and quartz — e.g. in the dyke of Pákozd, at Szűzvár. Similar, but not valu-

able dykes can also be found NW of Sár Hill (e.g. — dykes of Lászlótanya) and the superficial part of the dyke of Kőrakás Hill can also be considered to be similar.

Genetically similar assemblages with different modal compositions can also be found in dykes containing accessory amounts of fluorite. These dykes contain quartz, barite and sulphide. Most of the hydrothermal dykes of the Hills belong to this type. In these cases the economic value of fluorite is guaranteed by the complex utilization of the dyke material (e.g.: sulphide-bearing sections of the Szűzvár dyke). During the research into the schist surrounding the granite in the inclined shaft of Pátka, RADOVITS (1971) established that at the Northwestern edge of the Hills the fluoritic–nonferrous-ore dykes are also present in the schist. However, their contact is tectonic and the enrichment of fluorite is significant. The ore-indications of the Kny–1 borehole can also be mentioned. Grown up fluorite crystals can be observed in the cavities, in the vicinity of the litho-clases, whereas a massif microcrystalline assemblage can be found in the Permo-Triassic dolomite.

Barite

Barite dykes as well as barite-bearing quartz dykes and veins can be found in the area between the Southern slope of the Meleg Hill and Sukoró. Private companies carried out explorations and opencast mining in small volumes before 1949. Later the state (Ministry of Industry) took over this function and extended the raw material exploration to the barite as well. What were apparently the most important dyke sections were exposed by shafts and two drifts at a depth of 50 m and further dykes were explored by other excavations. Not all of these can be considered to represent comprehensive and systematic barite exploration. This exploration did not produce new, industrially valuable, barite bodies. Meanwhile, the superficial barite resources were exploited completely, so from the 1950's until the penultimate years, barite exploration was not carried out.

The 1–10 cm wide veins and occasionally 1 m wide barite-bearing dykes, found in the mentioned area, have roughly a N–S strike. From the top view they have an undulatory form, a lenticular–periodic structure and in some places their texture is confused by fractures. The largest bodies do not exceed 50 m in length, and they sink steeply towards the West. The filling-material of the known dykes varies rapidly as greater depths are reached; barite can be found to a depth of 20 m, and then the material changes to barite-bearing quartz and finally to sphalerite-bearing quartz. Galenite is also present in the thicker barite-bearing lenses. Based on the mineralogical research into the barites, Erdélyi J. established that they had been formed at relatively high temperatures (ERDÉLYI 1952).

There are no exact data on the quality of the exploited raw material. Some remaining dumps give some idea about the former exploration and mining. From one of these dumps the Central Mining and Developing Institution (KBFI) collected samples and carried out enrichment research on 150 kg of the samples. X-ray research illustrated that the material contains 39% of quartz, 4% of K-feldspar, 5% of muscovite (illite) and 52% of barite. The chemical analyses suggest 53% of BaSO_4 , 41.4% of SiO_2 and 2.8% Al_2O_3 contents.

Based on the previously mentioned analyses the material has a high barite content and there is silicate waste with relatively low metallic impurities. The enrichment experiments were very useful and established that from the examined, barite-bearing material valuable material can be produced for the industry.

Raw material for the ceramic industry (aplite)

Those biotite-poor, aplite dyke rocks, which are called microgranite, aplite dyke granite, aplite microgranite etc., can be found in many localities of the Hills. This material was mined for industrial purposes in small volumes from Mészeg and in significant volumes from the aplite quarry of Székesfehérvár (JANTSKY 1952a).

In the latter 972 400 t of geological reserves were discovered during the course of the explorations (which ended in 1969). The mining had become uneconomic by the mid-1970s, so that the quarry was closed (RADNÓTY 1969) and was filled mainly by rubbish. The raw material is present in aplite microgranite ranges of various degrees of development in a microgranite body, about 200 m wide. This is elongated in a NW–SE direction and is not contoured towards the North-west. The researches suggest that almost the half of the raw material of this quarry is valuable in an unprocessed condition, whereas the other part of the material can be made valuable with enrichment.

The greatest occurrence of aplite dykes can be found on the Ördög Hill, between Sukoró and Nadap, on the Ősi Hill and between the Zsellér, and the Sár Hills as a dyke range. The tourmaline-bearing aplite dyke of the so-called Lower Retezi quarry of Sukoró could be an excellent raw material according to the chemical analyses.

Raw materials for the building and ornamental stone industry

Since the beginning of the 20th century there have been data about the scarce utilization of the rocks of the Hills in the building industry. Granite was mined in the Olasz quarry North of Sukoró between 1908 and 1912 for the broad-stones of the arch-cluverts of the Budapest–Rijeka railway line. The phyllite–sericite schist (NW of Velence), the kaolinized

quartz-veined granite (i.e. the quarry of Zsellérek at Nadap), the pyroxene andesite (Nadap quarry), the biotite amphibole dacite (the quarry of Earl Cziráky, 1 km North-west of Nadap), and the andesite (Sukoró, in the vicinity of the highway) were used for road construction. The granite porphyry of the larger quarries was appropriate for local building operations (Öreg and Rác Hills of Székesfehérvár, Karácsony Hill West of Pákozd and the neighbourhood of the Királyberek dűlő, at Pákozd). The granite rubble (great quarry, East of Pákozd) and in some places the granite porphyry were also used for the reconstruction of the roads. Traces of smaller quarries can be found in many parts of the Hills. From these quarries the inhabitants of the neighbouring villages exploited loess, sand, sand with carbonate cement, granite rubble or granite for building material. The sand and pebbles, the granite rubble, and finally the granite, granite porphyry and andesite are described below.

Sand, pebble

The Upper Pannonian abrasion pebble-conglomerate has been exploited episodically at the Zsidó Hill of Pázmánd and has been used for road reconstruction.

Sand is exploited in larger amounts, in more localities of the hills, but these quarries have not been mined continuously. A superficial quarry in a 150×100 m field can be found directly West of Pákozd. In this quarry an Upper Pannonian sand bed can be found with a 10–15 m thickness in some places. The underlying beds are granite rubble and rubbled granite. The exploited Upper Pannonian sand is settled on Upper Pannonian mud in a 150 m long quarry SE of Pátka. The thickness of the sand is 4–6 m. Sand is also mined periodically North of Nadap from an approximately 80 m long quarry the wall of which is 8–10 m high, furthermore, from the sand quarry of Bence Hill, the size of which is about 100 m in diameter. The material of the latter is also used for the filling of the shoreline of the Lake.

Granite rubble

Smallscale, periodic mining has been carried out in one of the Western strip pits of the sand quarry of Pákozd and in the sand quarry of the Bence Hill. The granite rubble exploited from these quarries has been redeposited and is Pannonian in age.

Rubble is mined in high amounts only from the large quarries of Kisfalud. The exploited rubble is present in those beds which went through stronger rubble formation. These beds can be found above loosened granite. The walls of excavations can exceed 10–15 m in height. In the highest levels the material can be raised by excavators without artificial loosening. The rubble found in the highest level of the Rigó quarry is also utilized. The granite is more or less rubbled in almost all the quarries in the hills. This means that rubble beds having a significant thickness can be found almost everywhere in the hills.

Granite, granite porphyry, andesite

The superficial granitic rocks of the Hills are usually strongly cracked and rubble formation has affected the uppermost part of it. Therefore the exploitation of raw materials for the building industry has been carried out in only several localities and this was in the 1980's. Only several mines are currently in operation. These are the following:

- Nadap Eastern slope of the Bence Hill (granite, andesite).
- Sukoró, Rigó Hill (granite porphyry – plinth-rock for local building operations).
- Pátka, Berekdűlő (granite porphyry, granite).

The forecast about the possibilities for mining building material is based on previous explorations. These covered the whole area of the Hills and were finished in 1983. These researches established that, mainly in the area of Pákozd and Sukoró (in 5 separated quarries), 457.5 million m³ of granite could be mined for the building industry. The resources are appropriate for wall-, hydraulic- and road-construction as well as for the ornamental stone industry.

The larger, in situ granite bodies are suitable for polished facing-stones. The granites with a porphyritic or schlieren texture and with biotite nests can be used for internal decoration whereas the normal granite is for external coating. Those bodies which are not suitable for the ornamental stone industry satisfy the requirements of C-category rubble stone. The weathered and rubbled granite found on the surface and along the shear zones is good additive material for concrete. The granites of the Berekdűlő, in Pátka are of excellent mechanical quality, so they can be used in many areas of the building industry.

The ornamental stone exploration ended in 1982. This exploration suggests that the multi-product exploitation and realization of coarse-grained granite found on the Rigó and Sár Hills and North-west of Sukoró, the porphyritic granite of the Hurka Valley and Mészeg as well as the red (older) granite porphyry (Rigó Hill) for ornamental stone can be economic. The rocks are appropriate principally for the enveloping of external and internal spaces.

Limestone

Devonian Limestone assigned to the Polgárdi Limestone Formation was found and it is still quarried on the Somlyó Hill at Polgárdi. The big quarries are lined up in a row of approximately 1000–1200 metres (XVI. Plate: photo 3). This quarry has continuously been explored for the last 50 years (JUGOVICS 1951, 1967a–c, VARGA-MÁTHÉ 1971, REINER 1980). The quarry is still in operation and the limestone is used for road-beds and as admixture in iron metallurgy.

Other non-metallic raw materials

Most of the minerals found in area of Nadap–Pázmánd Hill chain, in the East Velence Unit can also be mentioned as raw materials. It is principally the quartzite, kaolinite (dickite, nackrite), alunite, pyrophyllite, topaz, diaspore, illite and pyrite (which build up the acidic metasomatites) that deserve attention.

These formations are known over relatively large areas. They can be found on the surface or close to the surface, beneath thin Upper Pannonian debris and on the hills between Nadap and Pázmánd. This complex was explored by using the old boreholes of Jantsky (boreholes nominated by Nadap N-roman numbers) and by the Pt–1, Pt–2, Pt–3, Pd–1, Pd–2 boreholes of Pázmánd (Table 24). The mineralization, formed by pneumatolytic–hydrothermal processes, has a complex structure. The texture of the mineral paragenesis and the amount of the individual minerals in them is very variable.

Some minerals provide significant indications about the area. These minerals are montmorillonite (in the Pt–2, Pt–4, Pd–2 boreholes), vermiculite (in the Pt–4, Pd–2 boreholes), halloysite (mentioned from the artificial quarries of Templom Hill by JANTSKY (1957), alleverdite (rectorite) (which was described by FÖLDVÁRI, M., FARKAS 1983, from the samples of the old V–I borehole, between depths of 34.2 and 46.2 m), sulphur (1% sulphur, from the Pd–2 borehole between depths of 367.2–377.2 m). A higher degree of zeolite formation was also observed (from the Kny–2 borehole, at depths between 760–810 m). These, however, are not significant and this is because of their small territorial distribution or low amounts; they can only be mentioned as mineralogical curiosities.

Table 24. The average modal composition (in%) of the metasomatites as non-metallic raw materials from the Pd–2 borehole of Pázmánd

Depth (m)	Thickness (m)	Type	Utilizable mineral	Pollutant mineral	Accessory mineral
50–114	64	Pyf	Pyf=33	Q=39, A=19, Py=1	Zu=1, Ka=1, Ru=1, Szi=1
118–166	48	T	T=27	Q=63, Py=6, Lim=1	Ka=3
166–204	38	Pyf–Ka	Pyf=18, Ka=21	Q=36, A=8, Py=8	Zu=1, Ru=1
206–216	10	T	T=30	Q=51, Py=3, Ka=12	Pyf=2, Ru=1
216–285	69	Pyf–Ka	Pyf=24, Ka=11, Di=2	Q=42, A=6, Py=9	T=4, Ru=1
285–325	40	Pyf–Di	Pyf=21, Di=15, Ka=2	Q=44, A=4, Py=9	T=4, Ru=1
325–390	65	Pyf–I (Di+Ka)	Pyf=22, I=9, Di=8, Ka=7	Q=38, A=5, Py=7	T=2, Ru=1

Pyf = pyrophyllite, T = topaz, Ka = kaolinite + dickite, Di = diaspore, I = illite, Q = quartz, A = alunite, Py = pyrite, Lim = limonite, Zu = zunyite, Ru = rutile, Szi = siderite.

Only the most important raw materials — such as quartzite, kaolinite, alunite, pyrophyllite and topaz — are emphasized in this review, which summarises our present knowledge.

Quartzite

A superficial quartzite range can be found between the Meleg and Zsidó Hills as in several metre wide zones or larger stocks. Most of them are strongly limonitized–haematitized. Alunite and in some places kaolinite (from the Templom Hill to the Cseplek Hill) as well as topaz (Zsidó Hill) can be found as accessory minerals.

The rock, found on the ridge of the Meleg Hill, was exploited by the millstone factory of Sukoró at the beginning of the 20th century. The Fe- and alunite-bearing quartzite of the Cseplek, Csekés and Csúcsos Hills was mined for building and paving stone.

The quartzite of the Zsidó Hill was exploited from the 1940's to the 1960's. Inasmuch as the quality of the rock is variable, 60% of the mined alunite-, kaolinite-, pyrite- and limonite-bearing rock was used as road pebbles or tiling material. 40% of the rock was appropriate for the manufacture of rock-brick. The chemical composition of the rock is:

SiO ₂	96.14–97.62%
Al ₂ O ₃	1.17–3.15%
Fe ₂ O ₃	0.32–0.34%
Loss of ignition	0.1–0.53%
Fire-resistance	33–34 SK°

The resources are not significant. The quartzite stock is divided into many parts towards the West. The sideways expansion of the exploitation was limited by the increasing Al₂O₃-content, the decreasing quality downwards and the groundwater (FÉLEGYHÁZI 1967a).

Kaoline

Kaoline is present in various amounts in all the boreholes that were sunk in the metasomatite area. B. Jantsky carried out research for the exploration of pyritized kaolinite at the beginning of the 1950s (using boreholes and a gallery in the Southwestern part of the Templom Hill). The artificial exposures showed the alternation of the slightly altered andesite and the kaolinite-bearing rock. The highest kaolinite content was present in the territory of the Templom Hill, where the

average kaolin content of the N–VI, N–VII, N–VIII, N–IX boreholes of Nadap varies between 20 and 39%, with 10% average pyrite content (JANTSKY 1954c, 1955a, 1956b). In the spoil bank of the Nadap kaolin gallery, besides the 23% kaolin content, 5.5% pyrite was detected. The following minerals are present together with the kaolinite: quartz, illite, dickite, nacrite, pyrite, limonite and in some places halloysite, pyrophyllite (N–VII), diaspore (N–VI, N–VII) and montmorillonite (in some of the samples of the kaolin gallery).

The Mining Exploration Institute (BÁKI) carried out enrichment researches between 1954 and 1955 (HALÁSZ, A. et al. 1955) and established that the kaolinite could have been separated from the pyrite using a hydrocyclic method. Besides 61.6% kaolin output, the produced material has 50–70% kaolinite content. The material of the spoil bank was re-examined by the KBFI in 1981 (KÁDÁR 1981). The examination established that a part of the Fe-content was washed together with the kaolinite, but there is a possibility to reduce it. The physical and chemical researches carried out first by the BÁKI (HALÁSZ et al. 1954), then by the KBFI (KÁDÁR 1981) determined that the fire-resistance of the material was between 34–35 SK° and that its wetting-capacity was high ($1/n=0.86$). Furthermore, the material had excellent plasticity and because of the fine grain size it has a large specific surface (160 m²/g). The technological examination of the enriched material was carried out in the 1950s (GYÖRGY 1955), and this suggested the sublimated material:

- had relatively low kaolinite content (55–65%), but it can be used if mixed with other raw clays;
- its pyrite content is low, but because of the 0.94–1.71% Fe₂O₃ and 0.31–0.49% TiO₂ contents, the colour of the fired product is bluish-grey;
- the quartz that has entered the product decreases the quality;
- it is white, compared to barite, and 73–81% of it can be observed by green filter.

Alunite

The alunite is present on the surface, in association with kaolinite, in the silicified zone between Nadap and Pázmánd. JANTSKY (1957) genetically connected the alunite to superficial oxidation. Nemecz E. detected 5–20% of alunite below the oxidation zone from the Pd–1 borehole which was sunk in 1978. The boreholes (Pd–2, Pt–3) sunk during the last phase of mapping, proved that the alunite had a hydrothermal origin and was also present in smaller amounts in association with kaolinite and pyrophyllite. The zones with higher alunite content (i.e. the quartz–alunite zone) are present in zones some metres wide, inside the acidic metasomatite areas. These zones contain 20–60% of the alunite (the associated minerals are quartz, pyrite and haematite). Such zones can be found in the Pd–2 and Pt–3 boreholes between 50 and 400 m and 105 and 200 m, respectively.

Enrichment tests were carried out on the samples of the Pd–2 borehole by the KBFI (KÁDÁR 1982). The composition of the rock is: 20–26% alunite, 60–66% quartz, 6% pyrophyllite, 2% kaolinite, 4% pyrite as well as goethite, feldspar and gypsum, in traces. The experiments established:

- the pyrite pollution is uniform, and only the 5 µ grain size fraction (pyrophyllite- and kaolinite-rich mud) is pyrite-barren;
- 62% of the pyrophyllite can be retrieved using a hydrocyclic method,
- for the enrichment of alunite good results were obtained by acidic floating (max. 61%),
- the pyrite can be removed from the rock by panning and acidic floating techniques.

Pyrophyllite

Pyrophyllite was first mentioned from the Hills by GYÖRGY (1955), from the N–VII borehole of Nadap. Gy. Varjú and E. Nemecz identified the mineral from a quarry of the Zsidó Hill (ref. in VARJÚ 1974b). Preliminary enrichment experiments were carried out on the samples by the KBFI (KÁDÁR 1974). Following these Gy. Varjú submitted a proposal for the exploration of the locality. E. Nemecz identified quartz, pyrophyllite, pyrite, topaz, alunite, zunyite, kaolinite, diaspore and rutile mineral assemblage from the Pd–1 borehole, sunk in 1978.

Pyrophyllite is present on the surface on the Cseplek Hill and in the small quarries on the Northern slope of the Zsidó Hill, as some metres wide, white, quite homogeneous patches and zones (with a maximum of 80% pyrophyllite content). The associated minerals are quartz, pyrite, rutile and alunite in very small amounts (1–2%). In the matrix of the completely altered and metasomatized andesite 20–40% of pyrophyllite can be found in the quarries between the Zsidó and Cseplek Hills. Quartz, alunite, diaspore, kaolinite, pyrite, limonite and rutile are also present.

The mineral is also present in the boreholes (Pt–1, Pt–2, Pt–3, Pd–1, Pd–2) which were sunk between the Csekés and Cseplek Hills. Its thickest sequences can be found on the Northern part of the Zsidó Hill, in the Pd–1 (between 0 and 310 m, in some sections with a maximum of 40–60% pyrophyllite) and in the Pd–2 borehole (between 50 and 400 m, in some sections with a maximum of 20–40% pyrophyllite).

The pyrophyllite is a very valuable raw material and can be used for the replacement of talc, as a raw material for special fire-resistant material industry, in the ceramic industry (as glazed tile mass or gloss) and as a filling material (e.g.: in paper industry).

The illite, kaolinite and diaspore contents of the rock are favourable for the fire-resistant material industry. The unfavourable compounds are the pyrite, Fe-oxides and quartz. Enrichment experiments were carried out for the removal

of the pollutant materials by the KBFI, on superficial samples (KÁDÁR 1981). These experiments established that the pyrophyllite could be sufficiently enriched by a multi-stage hydrocyclic technique from two samples of the Zsidó Hill. A maximum 94% concentration can be reached besides a 60% yield of pyrophyllite. The Al_2O_3 content of the product is above 27%, and its Fe_2O_3 content is about 2%. Perhaps further pyrophyllite can be extracted from the residual material.

Those two samples were found between the Zsidó and Cseplek Hills but cannot be enriched easily. The 6–14% alunite which appears in the rock is damaging. However, the enrichment of this mineral can be observed in another grain-size range. Because of the presence of alunite, the SO_3 content of the material can be extracted only by using an expensive chemical process.

According to the Research Laboratory of Magnezite Ltd. the raw material is appropriate for the manufacture of semi-acidic products and its fire-resistant behavior is similar to the clay of Bánk-Petény (28–30 SK°).

The possibilities for using the raw material for other purposes needs further research.

Topaz

In 1973 topaz (picnite) was described by Gy. Varjú and E. Némecz from the Pd-1 borehole. The 4–6 μ large grains can be found at a depth of 120–310 m and its amount is 5–35%. A higher topaz content can be found at a depth of 120–200 m (20–30%). The associated minerals are: quartz, pyrophyllite, pyrite, alunite, diaspore, zunyite, kaolinite, rutile and limonite.

The Pd-2 borehole, North of the Zsidó Hill, exposed topaz mineralization between 120 and 400 m. The topaz content of the rock varies between 10 and 40% at this depth and the associated minerals are quartz, pyrite, pyrophyllite and alunite.

The KBFI carried out topaz-enrichment experiments on the material of the Pd-2 borehole of Pázmánd (KÁDÁR 1978, 1979a, b). The aim of this work was to remove the clay mineral and pyrite contents of the material and to generate a product with quartz + topaz compounds for the University of Veszprém (for an experiment for the production of topaz glass).

The experiment was carried out on 3 larger samples of the boreholes (with 10%, 20% and 30% topaz contents, respectively). Enrichment technology was worked out for those topaz-bearing samples which contain 10% of topaz. With this technology four times as much topaz can be found in the enriched material than that was observed in the former sample (with a 25% topaz yield). Those samples which have a higher topaz content (20–30%) cannot be enriched by this process because these samples contain less pyrite and more limonite (as separated grains or colloids). However, the Fe-oxide can be extracted by the same process as the topaz. (So the subtraction of Fe-oxide from these samples also needs the development of a new technology.)

Fissile material

Fissile material were already investigated in the 1940s and 1950s (FÖLDVÁRI, A. 1948B, JANTSKY 1952E, SÖVÉNYI 1952, NÉMETH, RÓNAKI 1959, NÉMETH 1962). The exploration was carried out in 1957–1959 and it established that valuable enrichment of the material cannot be observed close to the surface or in the roadways of the explored pegmatitic, pneumatolytic and hydrothermal rocks in connection with the magmatic phases (LENGYEL 1960, TATÁR 1960, SÖVÉNYI 1960).

The natural radiation in the area is about 15 gammas. The average activity of the individual formations can exceed this value by a maximum of 2–4 gammas. The activity of the biotitic granite is 5 gammas higher than the average radiation. Neither the highest anomalies observed in many (albeit small) areas exceed 27 gammas (granite porphyry, aplite, kaolinitized-pyritized granite).

Those explorations which worked on the fissile materials in the Upper Pannonian beds (SZILÁGYI, Á., GLÖCKNER 1971), established that the enrichments are mainly syngenetic, but due to the effect of the moving groundwater solution-precipitation processes take place in the sediment. Syngenetic enrichment is not promising because of the inhomogeneous distribution of the enrichment, the low concentrations and the relatively small volumes and lenticular appearances of the bed rock. Nor do the secondary enrichments affect the large anomalies. The average U-concentrations of the Upper Pannonian formations is between 2.9 and 12.4×10^{-4} g/t (the highest values are between $5\text{--}250 \times 10^{-4}$ g/t). Higher concentrations are connected to the coaly-clayey beds, especially to those which have a carbonate cement.

Woody-soft coal

Coaly-clayey Upper Pannonian sediments containing variable amounts of granular or rarely pelitic, organic material (e.g. huminitic clay, soft coal, clayey coal etc.) were identified in numerous boreholes. The most characteristic quarries can be found in the large valley separating the Eastern and Western units of the hills (this could have been a bay during the Late Pannonian). The thickness of the coaly beds only rarely exceeds 1 m (in the Vt-11/68 borehole of Lake Velence and the Pá-2 borehole of Pákozd).

It is worth mentioning that in the 1920s investigations were carried out to find coal deposits of Eocene age in the North-eastern part of the Hills (VITÁLIS 1927).

Water

The annual precipitation in the area is 550–600 mm. The most elevated hilly area can be considered as the catchment area. The highest segment in the central part of the Hills has a NE–SW orientation and it is equal with the strike of the Hills; it forms a non-continuous watershed range. Valleys connected with fractures with NW–SE strike are characteristic not only in the hills but also in the whole area. In these valleys mainly periodic streamlets with low yields can be found.

All the larger streams of the area are more or less controlled. The base level of the streamlets is Lake Velence. The only exception is the Dinnyés–Kajtor channel which flows from the South-western edge of the Lake towards the South carrying the water of the Lake along the Sárvíz to the Sió. The Bágyom streamlet rushing in from the North-east, at Kápolnásnyék; the Császár-víz discharging into the Lake from NNW, at the Western edge; and the Bella streamlet arriving from the Northwest, at Pákozd are appropriate for agricultural purposes and for satisfying local needs (apart from drinking water).

The catchment lakes established by artificial swelling and bed formation, around Pátka, (the biggest is the Pátka reservoir) are used for fish breeding and for controlling the level of the Lake.

The surface of Lake Velence covers 24 km². Its length is 10.65 km, its maximum width is 2.5 and its average depth is 1.5 m. It is of great natural worth and great economic importance. This is a well-known holiday and fishing area, and fish breeding and reed cultivation (almost half of the surface is covered by reeds). The basement of the Lake, which is fed by streams and basement springs, is the North-eastern continuation of the Lake Balaton basin. This is a depression at an advanced stage of sedimentation. The origin of the Lake can be dated to the beginning of Early Holocene, based on geological, stratigraphical (SÜMEGHY 1952) and terrace morphological observations (ÁDÁM 1955).

The sub-surface and groundwater and the water of the joints moving along the bushy tectonic zones of the Palaeozoic formations play a significant role in the formation of the hydrogeologic relations. Only the fractures and dykes filled by water make possible the moving of the water in the basement formations (granites, schists). The moving of the water is more significant in the upper part of the granite (where the rock is loose and rubble) and on the slopes of the hills in the talus sediments. The water leaking in these places is conducted into the Upper Pannonian beds found on the granite and at the edges of the hills. The sandy beds are good permeable layers and the directions of the flows mainly depend on the position of the intercalations of the aquitard (clayey, coaly-clayey, marly) lenses. Moving away from the elevated areas of the hills the groundwater, leaking downwards, becomes confined water, under pressure. That part of the groundwater that moves in the talus sediment raises the groundwater level of the Quaternary, loessy and alluvial sediments.

Table 25. The chemical composition of the water from some of the wells of the Székesfehérvár and Kápolnásnyék waterworks

	Unit	Székesfehérvár, waterworks of Aszal Valley, Southern well-group		Kápolnásnyék, waterworks of Velence		
		waterworks, well no 6. K-210	waterworks, well no 7. K-211	waterworks, well no I. B-39	waterworks, well no I.	waterworks, well no III. B-40
Na ⁺ , K ⁺	mg/l	46.9	24.0	40.7	85.8	28.5
Ca ⁺⁺		47.0	49.0	73.3	82.4	61.3
Mg ⁺⁺		42.6	54.0	40.1	0.9	52.2
NH ₄ ⁺		0.5	–	0.2	0.3	0.4
Fe ⁺⁺		0.5	1.1	1.06	1.18	1.2
Mn ⁺⁺		0.1	0.06	–	–	–
NO ₃	mg/l	1.0	6.5	0.2	0.55	0.5
NO ₂ [–]		–	0.02	0.03	0.1	0.02
Cl		17.2	18.0	14.5	48.2	12.0
SO ₄		22.0	18.3	17.0	13.5	10.0
HCO ₃ [–]		427.0	427.0	494.1	427.0	494.1
Anion+cation	mg/l	604.8	598.02	683.2	659.9	660.2
pH	–	7.2	7.4	7.3	7.4	7.3
alkalinity	mval	7.0	7.0	8.1	7.0	8.1
Total hardness	Nk°	16.4	19.3	19.8	11.7	20.7
Carbonate hardness		16.4	19.3	19.8	11.7	20.7
Non carb. hardness		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Free CO ₂	mg/l	56.3	33.7	49.8	35.9	51.5
O decrease	O ₂ mg/l	1.5	1.9	1.3	1.5	1.3
Corrosional index	–	–0.3	–0.1	–	+0.2	±0.0
Temperature	°C	–	–	16.8	18.2	15.0

According to the above most of the springs of the area are periodic or low yield talus-springs or contact springs arising from the contact of the clayey-sandy beds and the granite. The water moving in the talus on the Southern slope of the Hills gets into the Lake by way of basement springs.

Numerous water exploration boreholes were sunk in the vicinity of all the villages and towns of the area. Drinking water was only found, with a sufficient yield, in the Upper Pannonian beds. Waterworks and most of the producing get the water from this beds (FERENCZ 1951, TANAY et al. 1955, OZORAI 1962, FARKAS et al. 1968, LÉCFALVI, GŐBEL 1972a, b). Geophysical measurement proceeded the drilling of deeper wells (NYITRAI 1976). The most important results — considering the composition of the water of the two important waterworks (Aszal Valley of Székesfehérvár) and Velence of Kápolnásnyék, Bika Valley) — can be found in Table 25.

Geomorphology of the Velence Hills

Based on the land classification of Hungary the Velence Hills together with the Vértes Hill represent a central region of the Transdanubian Range. Considering the further division of the hills and their environment it represents a subunit.

The map of the Hills (GYALOG, HORVÁTH, I. 2000) shows not only the hills themselves, but also extends to some of the surrounding hilly terrains. Because of the lithological variability and the unique erosion forms of the granite, the hills presents a characteristic topography.

The geomorphology of the area, besides a few articles (TÓTH, A. 1932, LÁNG 1963, SZÉKELY 1973) was studied in detail by ÁDÁM (in ÁDÁM, SOMOGYI 1972) and ÁDÁM, PÉCSI (in ÁDÁM et al. 1988).

Evolution of the surface relief forms

According to ÁDÁM, PÉCSI (in ÁDÁM et al. 1988) the hills represented an erosion surface from the Permian to the Pannonian and went through multi-stage block formation. It was a primary block-like structure formed in the Mesozoic and its redeposited material from it can be found as correlative sediments in the Lovasberény boreholes below the Upper Eocene beds. According to the mentioned authors the formation of the present block-like surface occurred in the Badenian due to tropical block formation. The andesite volcanoes overlying the granites were also eroded at that time and only the channel fills remained.

During the observation of the landscape and regarding the geomorphologic evolution of the hills it is important to consider the structural position of the area. The granite outcrop cannot be interpreted in itself simply by considering the landscape evolution. According to DUDKO (1987) the series of granite blocks among Buzsák, Ságvár and Velence can be regarded as an individual unit; it occupied its current position during the Meso-Alpine tectonic phase. The Late Eocene andesitic volcanism can also be connected to this tectonic phase and traces of it can be found as remnants of the East Velence Palaeovolcano in the studied area. In contradiction to the opinion of ÁDÁM, PÉCSI (in ÁDÁM et al. 1988) it is improbable that such a small area was on the surface for such a long time without any cover. It is however, a fact that if there had been any covering formation on the granite it would have been eroded without trace. According to DUDKO (1988) from the beginning of the Middle Cretaceous structural evolution many thousands of metres of Permo-Mesozoic sediment sequence was eroded. From the Middle to the Late Cretaceous (Santonian–Campanian) and between the Late Palaeocene and Middle Eocene (Lutetian) tropical stump formation took place in the area as part of the formation of an etchplain (KAISER 1997). (Etchplain: Stumped, eroded surface produced principally by lateritic weathering, in tropical, humid climate.) If thick sediments had covered the area until the Middle Cretaceous, the first predominant phase — considering the formation of the present stumpy surface of the granitic area — would have been the Late Palaeocene – Early Eocene erosion. Following the formation of this Early Eocene etchplain during the Middle–Late Eocene the products of andesite volcanism were deposited onto the granitic body, in the East Velence Unit. This volcanism could have had more centres.

The correlative erosion products of stump formation (Late Eocene limestone, marl and clay) alternate with the andesite tuff beds in the boreholes of Lovasberény (Lb–I, Lb–II and Lb–III). Sometimes quartz pebbles and granite debris can also be observed. This sequence contains some Upper Eocene eroded formations of the Hills. In the Lb–III borehole, between 549 and 738 metres quartz sandstone, sand containing mafic mineral phases, clayey sand, shale and occasionally coarse-grained pebbles have been deposited. This sequence is probably the product of the Early Eocene tropical erosion. However, without clay mineral tests it cannot be established exactly what kind of weathering, erosional and depositional processes took place in the area.

A predominantly subtropical climate (Subtropical climate: The average mid-temperature of the year is between 15 and 20 °C; conditions do not support lateritic weathering.) was characteristic in the Late Eocene, with valley formation,

but in relatively short periods the climate warmed initiating kaolinic weathering. From the Oligocene, erosion products are not known in the area. At the same time, the so-called Infra-Oligocene denudation was taking place in the Transdanubian Range. It caused pediplanation and later, fluvial erosion and accumulation were characteristic (KAISER 1998). According to KÖRPÁS (1981) the Velence Hills and its large neighborhood was part of the “Lake Balaton – Lake Velence Palaeogene Ridge”; it was a dry land until the end of the Palaeogene. However, it cannot be excluded that sedimentary formations were deposited during the Late Eocene and Early Oligocene — at least in a part of the area, e.g. Buda Marl, Tard Clay, Kiscell Clay and Hárshegy Sandstone Formations, though they were later eroded.

More stages of warm and humid cycles with kaolinic weathering could have occurred in the Miocene, when the climate was dominantly subtropical. Such a period was the Early Miocene and also (based on new research) the Late Carpathian – Early Badenian. Inasmuch as this time was too short for the formation of a planational surface and the structural movements were too intense we cannot speak about s. str. etchplain. However, the recent tropical landscape of the Velence Hills formed during this period. The Early Badenian tropical weathering can be proved by numerous palaeontological and geological data. Data on the Miocene climate of the studied area can only be found from the wide environment of the Hills. Based on the observations on Miocene coral fauna, SCHOLZ (1970) concluded that the climate of the area could have been subtropical, similar to that in the modern day Bermuda Islands. NAGYMAROSI (1980) allocated the temperature maximum of the Miocene to the Early Badenian (i.e. to the NN5 nannoplankton zone). In these warm and humid periods kaolinitic weathering took place in the area. Numerous traces of such weathering can be found in the wider environment of the Hills. Formations with high kaolinite content are known from the Kál Basin as well as from the Keszthely Hills and their environment (Cserszegtomaj Kaolinite Formation, CSILLAG, G. in BUDAI et al. 1999, CSILLAG, G., NÁDOR 1998). According to Mindszenty (BENCE et al. in BUDAI et al. 1999) laterite bauxite remnants can be recognized in the colouring earth from the sequence of the Vöröstó Formation. Farther away SCHWARTZ (1997) considered the lateritic weathered product deposited on basaltic rocks of Mid-Germany to be Badenian, upon their radiometric ages.

The climate became drier during the Middle and Late Badenian and the Sarmatian (ANDREÁNSZKY, KOVÁCS 1955, NAGY, E. 1992). The clay minerals are mainly illite and montmorillonite. Both North and South of the area in the Budajenő (RAVASZ 1978) and Tengelic (NÉMEDI-VARGA 1986) areas gypsum and sulphur precipitations can be observed. The pediment surfaces [Pediment (foot of the hill surface): clipped surface dipping outwards from the Hills, which was formed principally due to the erosion of the torrents under semi-arid climate. Glacis and the rock pediments formed on solid rocks can usually be distinguished on the surface of the hill foot. Both of them can be erosional or like an accumulation surface.] of the Northern part of the Velence Hills formed due to the erosional processes under semi-arid climate. The Lower–Middle Miocene marl and clay sequences found in the Lovasberény boreholes and the quartzite pebble beds in the Lb–III borehole of Lovasberény. The (presumably) Pannonian granite rubble deposited at the Southern edge of the hills could contain the erosion products of the pre-Pannonian pedimentation as well.

The Upper Pannonian sediments cover the Hills up to a height of 320 metres, which suggests that only the Meleg Hill could have cropped out from the Lake (ÁDÁM, PÉCSI in ÁDÁM et al. 1988). During the Pliocene – Early Pleistocene larger amounts of Pannonian sediments were eroded. Due to the elevation of the Hills during the Pleistocene glacis formed in the surrounding hilly terrain. The glacis surfaces do not form a continuous surface any more; the hills were divided into smaller segments by erosional and derasional valleys, then at the end of the Pleistocene loess covered almost the whole area. According to SÜMEGHY (1952), ÁDÁM (1955), JÁRAI (1972) the Lake formed in the Early Holocene.

Morphological features of the Velence Hills

The Velence Hills represent a slightly divided, low, ‘mountain range’ and the average height is around 200 metres; the highest peak is Meleg Hill, which is 351 metres high. The most characteristic forms of the relief are the elevated remnants of stumps, the pediments and the specific landscape of the granite surface cross-cut by dykes.

The surface of the stump remnants were formed principally during the Early Eocene due to the etchplain formation. Later tropical weathering took place only in the Miocene. The warm and humid period during the Miocene was too short for the formation of the stumpy surface but it was long enough for the formation of the weathered mantle of the granite. Therefore, this period did not constitute one denudation cycle, but the previously eroded surface kept on developed. According to ÁDÁM, PÉCSI (in ÁDÁM et al. 1988) the weathered mantle sequence, which can be more than 20–30 metres thick, consists of what was tropical soil and weathered as well as fresh debris. It can be considered to be a saprolite. The tors, called ‘gyapjúsák’ or ‘ingókő’ in Hungarian, have been exposed weathered out by the erosion which had an effect down until the lower border of weathering. The most beautiful cliffs occur North of Pákozd (Kocka – Cube on Plate VIII: photo 2, Oroszlán-szikla – Lion Cliff on Plate VIII: photo 3, Ingó-kő, Pogány-kő, Gomba-kő) and East (Gyapjaszsák) and North-west of Sukoró (tors — Plate IX: photo 1)

More research would be required to find out if the characteristic landscape of the granite complex and the weathered sequence formed only due to the Badenian tropical weathering or younger non-tropical processes also played a significant role in their formation. PIGOŇ (1997) noted that a similar landscape of granite was formed in North and Central Europe under nontropical climate.

During the erosion which happened after the tropical weathering, selective denudation played significant role (depending on the quality of rocks) which can be observed with respect to the formation of the present morphology (ÁDÁM, PÉCSI in ÁDÁM et al. 1988). During this denudation process formed the different morphologies of the hydrothermally altered and fresh granites. The authors have assumed that the 'rock bowls' and 'shells' can also be connected with this selective denudation. The dykes, which are harder than the bedrock, could also have had a significant role in the formation of mentioned forms. They are more resistant to the deflation determining presumably the places of the small depressions. Wind-blown surfaces in the quartzites can be found around the Cseplek Hill (VENDL, A. 1914) and on the Zsidó Hill of Pázmánd (HOLÉNYI 1981). The best example of the weathered-out quartz dykes is the Likas kő on Meleg Hill. According to VENDL, A. (1914) the weathered-out granite porphyry dykes are the results of the Holocene deflation.

Only the detailed study and interpretation of the selective denudation would enable to assess the role of this process during the tropical stump formation and later. The 'domed granite ridges' and 'granite residuals', found in the hydrothermally altered areas (ÁDÁM, PÉCSI in ÁDÁM et al. 1988), could be primary forms associated with to the tropical stump formation or they could be the remnants of dome-shaped inselbergs (BUTZER 1986). However, their formation could also be explained by the processes taking place after the exhumation of the area.

Later, the stumpy surface was broken apart due to the Neogene and Quaternary structural movements, and the broken parts were elevated to different heights. It was mainly during the Quaternary that erosional and derasional valleys cut the area apart. The sinking of the largest valleys could have begun before the Late Pannonian, because Pannonian sediments can be found in them.

The largest remnants of stumpy surfaces can be found on the 220–240 metres high hilltops Northeast and Northwest of Sukoró and Northwest and North of Pákozd. Smaller stump remnants can also be found South of the Sukoró hilltops sinking towards Lake Velence in sunken position at surfaces 150 metres height (Figure 49). The stumpy surface was exhumed from the Pliocene since underneath the Pannonian sediments.

In the North-western segment of the Hills rock pediment can be observed, partly on the granite and partly on the Lovas Slate Formation. The Western part of the area is an exhumed surface; due to the erosion of the Pannonian sediments the uncovered granite is on the surface (as exhumed pediment). The Pannonian Kálla and Tihany Formations cover the Eastern part of the glacia surface, and there is also a thin layer of loess (covered pediment).

A series of secondary volcanic cones can be found in the Eastern part of the Hills (Templom Hill, Csúcsos Hill, Csekés or Cseket Hill, Cseplek Hill and Zsidó Hill). The cones are not explosion centres, but the remnants of stratovolcanic complexes. Their material is metasomatite. The elevated areas are composed mainly of quartzite, whereas the strongly eroded, deeper hill saddles and valleys formed on argillitized andesite. A smaller amount of quartzite can be found on the Templom Hill and thus its slopes are more moderated and its shape is more rounded as compared to the other cones. Based on the traces of abrasion found on the Zsidó Hill (GYALOG, ÓDOR 1983) their formation preceded the deposition of the Late Pannonian sediments. The main volcanic centre was eroded; Pannonian sediments cover its remnants. Sporadic channel fills in the granitic area, occurring Southwest of the volcanic chain can be the remnants of former parasite craters.

A several metres thick weathered mantle, composed mainly of granite rubble, covers the surface of the granite. This mantle being thinner in the West is thicker in the East, where the surface is more divided because there are more dykes obstructing the erosion. The formation of the weathered surface took place mainly during the Miocene; then following the erosion of the Pannonian sediments it went on during the Pleistocene (mainly thorough mechanical disaggregation). Granite rubble can be found beneath the Late Pannonian basal sediment (Kálla Formation), so the rubble was conditionally classified as Pannonian sediment. The accumulation of the granite rubble was presumably going on not only in the Early Pannonian but also in the earlier Miocene.

Numerous dykes cross cut a part of the granite. These rocks evolved mainly during the dyke formation phase of the batholite development. Due to the erosion these dykes were weathered out and now they form longitudinal ribs and domed surfaces ('residual'); in many cases sequences of small elevations linked together by saddles indicate the presence of dykes. Occasionally smaller steps could also have been formed along the dykes. Flat and closed depressions as well as 'dishes' can be observed between the dykes. The most characteristic forms can be found on the stumpy surfaces North of Pákozd and around Sukoró. The dykes have predominantly South-west–North-east whereas the streamlets crossing the Hills and the larger valleys are perpendicular to them. They formed along fractures, which strike North-west–South-east directions. The highest peak in the Hills, namely Meleg Hill, is silicified granite formed through the weathering out of the silicified mass.

Quarries and the tailings of abandoned mines represent the anthropogenic formations of the Hills. Larger quarries can be found on the Zsidó and Bence Hills and tailings are present at Pátka, in the non-ferrous ore mines of Kőrakás Hill and Szűzvár, as well as in the environment of the fluorite mines North of Pákozd.

Morphological features of the hilly regions

There is a hilly area extending around the Hills themselves formed on Pannonian and covered by Quaternary sediments. The largest part of this hilly area is a pediment formed at the end of the Pliocene and during the Pleistocene.

West of the Császár streamlet the Fehérvár pediment can be found and it is shown on the Eastern edge of the map.

The surface dipping towards Southeast was eroded during the formation of the pediment by shower streamlet coming from the Vértes Hills. Around the Szőlő Hill and Császár streamlet of Székesfehérvár the granite, phyllite and the Pannonian sediments have been eroded to the same height (ÁDÁM, PÉCSI in ÁDÁM et al. 1988). This slightly undulatory surface is covered by thin loess and sand mantle.

Between the Császár streamlet and the Vál Valley the southern edge of the Lovasberény Ridge is delineated on the map. The pediment was formed in the area of the ridge during the Late Pliocene and Early Pleistocene. The erosional and derasional valleys incised later in the Pleistocene divided the former surface into flat as well as narrow ridges and remnants. According to ÁDÁM, PÉCSI (in ÁDÁM et al. 1988) these ridges formed due to young structural movements, fluvial erosional and derasional processes, and loess deposition.

In the Valley of Császár streamlet ÁDÁM (1955) detected an Early Holocene floodplain (Early Holocene terrace) and two Würm terraces. In the surroundings of the Pátka Basin the upper floodplain and the right IIa terrace smooth into the alluvium whereas the left IIa terrace can be found at a height of 4–5 metres at the Eastern edge of the Valley.

South of the Pátka Basin (Kőrakás Hill) the granite surface is cut by the antecedent valley of the Császár streamlet ÁDÁM (1955). In this part the upper floodplain follows the valley on the right side at a height of 2–3 metres. South of the canyon the IIa terrace runs for 2.5 km. Here the IIb terrace can also be seen at a height of 11–13 metres. South of the Csalapuszta the terraces are absent. These terraces follow the valley essentially as morphologic levels; terrace sediments were not observed during the mapping. According to ÁDÁM (1955) fluvial pebbles (quartz, dolomite and sometimes granite) and sand could be traced in the 1950s in some quarries which can no longer be identified.

Northeast of the Velence Hills up to the Vál Valley the Pázmánd–Vereb hilly area extends. Its surface formed one unit with the Lovasberény and Fehérvár pediment until the Quaternary. Limestone and dolomite debris which originated from the Gerecse can be found on the surface. The pediment was cut by valleys and was covered by loess during the Late Pleistocene.

Loess and sand are deposited on the Pannonian sediments South of Lake Velence, and a fan of granite rubble which originating from the Velence Hills was deposited at the Eastern segment of the Lake. According to ÁDÁM (1955) this debris can also be found West of this area. He thought that its deposition occurred during the Würm. The formation of this region is similar to those found in the Northern hilly area — i.e. a pediment evolved during the Pleistocene, which was later cut by several valleys. The continuation of the valleys running towards South-east can also be found South of the Lake. After the formation of the Lake the dips of these valley segments turned towards the North. The highest level of Lake Velence in the Early Holocene was 5.5 metres higher than today. The traces of the raised beach and the terraces indicating the one time high Lake level remained only in fragments recently (ÁDÁM 1955).

Human intervention has been significant at Lake Velence. The Eastern part of the shoreline is artificial, formed by fills. Due to the dredge of the lake bottom two artificial islands have been established [i.e. the Cserepes and Velence (Úttörő) Islands].

The limnogeology of Lake Velence

The formation and evolution, the characteristics of the accumulated sediments and the water are unique in every lake. The succession of the lake (i.e. the successive temporal changes, in the structure and function of the ecosystem) is a phenomenon which depends strongly on the relief and geology of the surrounding terrain and the climate of the region, which is reflected in the nature of the sedimentation. To sketch the formation and evolution of a lake a brief description of the relief, hydrogeology and geology is necessary.

In the following the relief, hydrogeology and the Quaternary sediments of Lake Velence as well as its formation and evolution are outlined.

Relief and hydrogeology

The catchment area of Lake Velence is 602 km². 446 km² of this area belongs to the North Mezőföld, 155 km² to the Velence Hills, and 97 km² to the Southern slope of the Vértes Hills. The catchment area is a very heterogeneous region with respect to both the geology and geomorphology. It is composed of mountainous (Velence and Vértes Hills), hilly (Pázmánd–Vereb hilly area, Lovasberény and Zámoly loess tables), and flat (Gárdony–Agárd fan) areas of different geological age, structure and different genetics. The most elevated region is the ridge and plateau of the Vértes Hills (average height is 350 m above sea level). The base level of the area is Lake Velence (103.3 m — in this case the benchmark of Agárd is '0', which corresponds to a 160 cm water level).

The following formations build up the catchment area of Lake Velence: granite, schist, metasomatite, amphibole andesite in the Velence Hills; Mesozoic marine sediments (Triassic Hauptdolomite and Dachstein Limestone) and Palaeogene sedimentary rocks (Eocene terrestrial and marine sediments) in the Vértes Mts; and Pannonian, Pleistocene (fluvial, proluvial, deluvial and aeolian) and Holocene (fluvial and lacustrine) sediments in the basins. About two-thirds of the surfaces, mainly of the hilly and plain areas are built largely up by Neogene and Quaternary sediments.

About 24 km² of the Southern part of the catchment area is occupied by Lake Velence itself. The basin of the Lake is larger than the area covered by water. The basin is a long and narrow depression found in the Southern foreland of the disintegrated blocks of the Velence Hills. The structural lines which determine the basin of the Lake follow the NE–SW strike of the Transdanubian Range and a perpendicular NW–SE direction. From the southwestern segment of the present-day Lake a basin branches out towards the SE. The size of that basin was similar to that of the present-day basin covered by water and extended up to the village Seregélyes. This basin is the present-day Nádas Lake which was filled partly by the Császár-víz but it had been completely drained by the end of the 18th century. The present-day Lake Velence was divided into three major basins according to the depth measurements of SÉDI (1944). These basins are the Agárd, Gárdony and Velence basins. These can be recognized easily by the isobath curves (the sizes and significance of these basins cannot be matched with those of Lake Balaton). Based on the isobath curves of the basin BENDEFY (1971) took for granted that the Lake is divided into two basins by a flat ridge limited by two structural lines striking are NW–SE. However, he did not attribute a significant tectonic role to these fractures with respect to the formation and evolution of the Lake.

The catchment area is connected to the Lake by two large streams: the Császár-víz from the West which collects 67% of the surface water, and the Bágyom streamlet, or Vereb–Pázmánd watercourse, from the East which collects water from 21% of the area. From 12% of the catchment there is no runoff. The redundant water of the Lake is led away by the Sárvíz which is connected to the Lake by the artificial Dinnyés–Kajtor channel running out in the southwest. Lake Velence has a large catchment area (about 25 times larger than the Lake itself) but the water supply is unbalanced. In order to prevent extreme water level changes two reservoirs were established in the Császár-víz: the reservoirs of Zámoly and Pátka, which have been in operation from 1970 and 1974, respectively. The two reservoirs, with combined capacity of 30% of Lake Velence, facilitate to regulate the water level between 130 and 170 cm. Besides the mentioned water levels the most important geometric data of the Lake are shown in Table 26 (SZABÓ 1997).

Table 26. The geometric features of Lake Velence

Water level (cm)	Average depth (m)	The area of the Lake	Free surface	Reeds	The volume of the water (10 ⁶ m ³)
		(km ²)			
130	1.61	23.91	13.95	9.96	38.54
170	1.99	24.23	14.05	10.18	48.18

Beside the superficial water, precipitation also affects the water balance of the Lake, although the groundwater and confined water do not have a significant influence on it. The climate has a serious effect on the water level of the Lake. Dry and hot periods decrease the amount of incoming water by more than 2.5 times; evaporation also increases. A characteristic feature of the catchment area is that several drier years occur every 25–30 years, and about every 100 years a strong dry period develops. Based on the historical maps and the literature (SÉDI, BENDEFY 1972, BARANYI, S. 1973, SZABÓ 1997) it can be verified that Lake Velence was desiccated several times and during the cooler and wetter climate periods very high water levels were observed. The years of the presumed desiccations are: 484, 593–594, 678–681, 761–764, 988, 1156, 1277, 1363, 1479, 1585, (1616), 1745 and 1866. High water levels are known for the years 1792, 1802–1804, 1838 and 1846.

The Lake has been eutrophized naturally in the recent decades, independently of anthropogenic effects (the water became enriched in nutrients, especially in nitrogen- and phosphorous-compounds). By the 1960's the succession of the Lake had reached old age: about 60% of the surface of the Lake was covered by reed and almost 11 million m³ loose mud with high organic matter content had accumulated (SZABÓ, FEJÉR 1988). The water of the Lake is Na(Mg)-HCO₃-bearing, with high SO₄- and organic material contents. Because of the shortened runoff (the outlet channel is next to the incoming Császár-víz) the total salt content of the Lake varies between 1000 and 2000 mg/l, in a mosaic arrangement. During the dredging, carried out from the beginning of the 1970's to 1987, as much as 9 million m³ mud was removed from the larger part of the present day basin of the Lake. Following the adjustment of the shoreline and the dredging the trophity of the water decreased (it is mesotrophic, meso-eutrophic actually) and the water of the biologically heterogeneous Lake became homogeneous; three water-quality sectors can be distinguished (i.e. the brown water of the Agárd basin range, the grey water of the dredged areas and the green water of the Eastern area). The trophity, halobios (the salinity and the complex of inorganic chemical features of the water which are important biological and ecological characteristics), dissolved phosphorous-content, pH and the quality of the sediments are different in the various water-quality sectors.

Quaternary sediments of Lake Velence

Because of the dredging which affected almost all the Lake, (except the Western reed area and several protected corners of the swimming fens) it is very difficult to drill undisturbed sections in the basement. That's why the analyses carried out on the material of the previous boreholes (BARANYI, S. 1973, JÁRAI 1972, SZABÓ, SZ., FEJÉR 1988) and on the MÁFI boreholes penetrated in 1999 (Vető-1 and Vető-2) are so important.

The sediments of Lake Velence were deposited in a very shallow lake. The depth and quality of the Lake were very variable both in space and time. The total desiccation of the Lake registered between 1866 and 1870 (that was presumably repeated several times during the evolution of the Lake) is present as a marker bed (as can also be observed by Lake Fertő). The development of calcareous mud formed by biochemical processes is the dominant feature in larger free-water surfaces. However, due to frequent redeposition under the action of waves annual mud accumulation is slight. The reworked material can mainly be found in the belt between the reed and open water. In the mouth of the rivers large amounts of incoming sediment can mix with the lacustrine mud and organic material. In the reeds (which occupy large areas) the ratio between the accumulation of the vegetal remnants and their breakdown controls the amount of the sediments. In the marshy areas the accumulation of the desintegrating plant remnants (i.e. the organic material) is predominant.

In connection with the basement conditioning works, significant changes have taken place in the natural state of Lake Velence (SZABÓ, FEJÉR 1988). In the 24 km² large lake 15 km² free-water, 9 km² reed, two artificial islands [Cserepes and Úttörő (Velence) Islands] and a deepened rowing lane have been formed. During the dredging 1–5 cm thick mud rich in organic matter was removed from the larger open water areas. 30–60 cm of thick muddy material was taken away from the fen, the reed and also from the smaller free-water areas and their borders. Furthermore, 90–140 cm thick sediments were cleared away from some marshy and reedy areas of the shoreline. The mentioned sediments were removed down to the “hard lake bottom”. With regard to the 1969 basement survey of Vituki (BARANYI, S. 1972) the thickness of the uppermost, loose mud was 30 cm and its volume reached 8 million m³.

The physical properties of the sediment of the Lake were determined by BARANYI, S. (in SZILÁGYI, J., BARANYI, S. 1972) based on the samples of 14 boreholes. These data are shown in Table 27.

Table 27. The physical properties of the lacustrine sediments

The name of the bed (general description)	Thickness (cm)	Water content (%)	Loss of ignition* (%)	Density (g/cm ³)
Loose, black mud with plant remnants	10–20	60–90	30–40	1.1–1.2
Light brown mud with decomposing organic material	20–40	50–70	30–40	1.4–1.6
Compact, gray, sandy mud	>20	20–30	20–25	1.7–2.0

* Loss of ignition of the dry material.

The pollen content of 6 boreholes in the mentioned 14 was studied by JÁRAI (1972). She distinguished three types of beds from a palynological point of view:

— *Pollen-rich, recent, black mud* rich in humus and containing more or less plant fragments. Its thickness varies between 0 and 120 cm [It corresponds to beds I and II of Cserny (Figure 50)]. The pollen association refers to rich, continental vegetation in which oak and beech are the dominant species. The non-arboreal species are represented by the cultivated plants and weed; the local flora of the Lake is represented by the spores and pollens of inferior or superior water plants. The pollen of wheat, rye and maize can be found all over the bed, which suggests that mud deposition for about the last 350 years ranged 0.7–3.4 mm/year.

— *Pollen-free bed of grey clay, mud or black sandy-mud*, with mottled veins, sometimes with organic matter or ochre patches. The thickness of this compact bed varies between 70 and 180 cm [which corresponds to bed III of Cserny (Figure 50)]. During the formation of this bed, which took place through almost the Holocene (boreal, atlantic, sub-boreal and sub-atlantic), the area was dry or if there was water the spores and pollen were destroyed because of long desiccation periods.

— *Pollen-rich bed containing Pinus and algae*. This bed is composed of light grey clay and sand. Occasionally it contains ochre patches and black strips. Its thickness exceeds 125 cm. It was deposited at the beginning of the Holocene, in an algae-rich lake.

In two protected segments of the Lake which were not disturbed by dredging MÁFI sunk two boreholes in 1999 (Vetó-1 and Vetó-2). They crossed four types of sediments (CSERNY, NAGY-BODOR 2000). The depth conditions of the Lake and the locations of the boreholes are shown in Figure 51. Based on the mineralogical, inorganic- and isotope-geochemical data (Figure 50) the four sediment types are as follows:

— Brownish-grey *peaty silt* which continuously passes to dark-grey *peat*. This is a very loose formation the thickness of which varies between 5 and 30 cm. The lower bedding surface is clearly recognisable.

— Grey *clayey silt*, which sporadically contains peat fibres and thin peat-strings. Towards greater depths it passes to clayey silt with high organic matter content, which has dark-grey, violet colour. The bed is compact, its thickness varies between 25 and 75 cm, and the lower bedding surface can be detected by its colour.

— The micro-bedded sequence in which *clayey silt with high carbonate content* and *clayey silt* (subordinates silt and fine-grained sandy silt) alternate. Based on the data of two boreholes three smaller cycles can be distinguished within the bed. Their thickness varies between 30–50 cm, while the grain size decreases downwards and usually ends with off-white calcareous mud. The colour of the bed is variegated, depending on the carbonate content, and it varies between light and dark grey, sometimes with bluish and violet tones and ochre patches. The bed is very compact, hard and its thickness is about 175 cm. The lower bed surface is sharp.

— *Calcareous, silty clay*, which continuously passes to clayey silt downwards the profile. It is bluish grey with ochre patches and very hard. Two, about 30 cm thick cycles can be distinguished in the Vetó-2 borehole.

The mineralogical composition of the beds is highly dependent on the ratio of the autochthonous and allochthonous minerals. The amount of the carbonates and other *in situ* formed minerals increases upward the profile, i.e. their significance increases. In the bottom of the sequence carbonate-free sediments can be found. They can probably represent a weathered product washed in from the shoreline of the Lake, or falling dust, or some material brought by periodic rivers. The calcite with a high Mg-content and the proto-dolomites indicate an evaporating, alkali lake due to the increasingly arid climate. These minerals are present in the first and second beds (Figure 51). The dolomites with Fe-content, the pyrite and the gypsum occurring in traces as well as the amorphous SiO₂, and the organic matter indicate accumulation in reductive environment. It is characteristic for almost all the sequence. The talc appearing in the lower part of the sequence is the result of intense weathering of the schist in the background. This material could have reached the Lake by aeral erosion or maybe by deflation. The dominant clay minerals are illite, chlorite and montmorillonite. The ratio between the total amount of mineralogically stable illite, chlorite and the amount of montmorillonite changes between 2–5, from the surface of the basement downwards the profile. It indicates the more consolidated state of deeper sediments and higher weathering stage of the minerals. Pyrite can be followed along the whole sequence as well as the ankerite and Fe-ochre patches which were formed by the oxidation of pyrite. They indicate the oxidation of sediments deposited in reductive environment and rich in organic matter. The oxidation suggests that the area became dry for long periods i.e. dry and hot climate. The pollen grains accumulated in the sediments before the last water-covered stage could have disappeared due to this effect. The pollen-free formations can be connected to depth instead of sediment-type. It means that in the area of the basement groundwater could have also sunk significantly during the long, dry periods after the disappearance of the surface water.

The palynological and Ostracoda studies (Nagy-Bodor, Szuromi-Korecz 2001) of the boreholes gave new data as to the palaeoclimate. Associations suitable for the determination of the subatlantic occurred only in the I. group of beds, the changes to a cooler and milder climate can be demonstrated in the sequences of the II. and in the upper part of the III. group of beds, too.

The formation and evolution of Lake Velence

SÉDI (1944) was the first to study the formation of Lake Velence in detail. He thought that the pebble bars around the lake indicate the former shoreline. Based on their stratigraphic position he proposed that the Lake formed during the Early Pleistocene. He thought that the basin of the Lake was a tectonic trench the final shape of which was formed by deflation. He proposed that the Lake reached its larger extent in the Pleistocene when the water level was 5–6 m higher than today. In this case the area of the Lake could have reached 61 km². Given this high water level he thought that an open surface could also have formed in Lake Nádas. The sediments brought by the streamlets emptied into the Lake and decreased the water level continuously, finally separating the two Lakes.

Later SÜMEGHY (1952) refuted Sédi's theory about the pebble banks having lacustrine origin. He proved that, based on their fauna they are the sediments of shower streams. He concluded that streams ran across the present-day basin of the Lake during the Pleistocene. Based on the detailed study of the terraces of the Seregélyes Valley Sümeghy concluded that the basin of the Lake formed in the Early Holocene instead of the Early Pleistocene.

Later, the theory of BULLA (1958) became generally accepted replacing the thesis of Sümeghy. The first one was based on geomorphologic studies realised by himself and KÉZ's (1931). They thought that the basement of Lake Velence was formed simultaneously with the trench of Lake Balaton during the last interglacial (riss-würm) due to tectonic subsidence.

ÁDÁM (1955) later proved Sümeghy's thesis and established that the pebble banks in the vicinity of Lake Velence contain Late Pleistocene continental and fluvial fauna and the shower streams rushing from the Velence Hills deposited them in their present-day position. Based on the study of the alluvial terraces of the Császár-víz – Seregélyes Valley, similarly to Sümeghy's theory, he concluded that the Lake basin formed after the development of the post-glacial terraces, in the Early Holocene (i.e. at the end of the boreal or at the beginning of the atlantic periods). According to him, the highest water level, that was 5–6 m higher than today, could have been characteristic before the atlantic or the sub-boreal age. He explained the latter by the cool, wet climate of the sub-boreal period. However, the high water level could not have been persistent, because Lake Velence had an outlet to the Sárvíz across the Háromág Valley. Based on his results ÁDÁM also concluded that the previous basins filled in today (i.e. Zámoly Basin, Sárrét, the valley of Császár-víz and the Lake Nádas), had the same age as Lake Velence.

BENDEFFY (1972) and JÁRAI (1972) proved the results of Ádám and Sümeghy, and completed them with further data. Based on palynological studies Járai established that the lacustrine sedimentation had begun only about 10 to 15 thousand years ago — i.e. at the end of the Würm and at the beginning of the Holocene. (Interpretation of pollen analytical results was more difficult because long sections of the boreholes showed no pollen evidence.) The absence of the pollens was explained by long, total or partial desiccation of the Lake. She also found that the water level was never higher than 1.2 to 1.5 m. Bendeffy tried to solve the contradiction in the study of Ádám who insisted that waterlevel was 5–6 m higher than today but water depth did not reach 7–8 m based on the present-day basement. According to him the higher position of the terrace, indicating the former water level, is the result of the neotectonic elevation of the Velence Hills. Later they published their common views in the Hydrology Atlas (ÁDÁM, BENDEFFY 1972).

The latest results of CSERNY (2001) modified some aspects of the previously delineated evolution i.e. that the soft, black mud rich in organic matter that was deposited on the pollen-free bed formed exclusively after the 1867–1870 desiccation of the Lake. Cserny believed that the pollen-free beds had been deposited in a shallow lake in the Holocene. In this lake the pollen was oxidized during the desiccation periods and the following decrease of the ground water level. During the dry periods a part of the previously deposited sediments could have been eroded by deflation. It means that the velocity of clay deposition in the Lake was 4–12 mm/year, based on the study of pollen-rich beds by JÁRAI (1972) (it refers to unconsolidated, loose sediments rich in organic matter and oversaturated with water). It is similar to the values determined for Lake Balaton. ¹³⁷Cs isotopic data determined in the sequence of the Vető-1 borehole, in which the first radioactive pollution (1945) is present at a depth of 20–25 cm also support this idea, this gives a sedimentation velocity of 1 to 6 mm/year for the unconsolidated sediments.

Towards the present archeological relics and written documents occur in progressively higher number, so the reconstruction of the evolution of Lake Velence gets more reliable. Traces of human activity around Lake Velence are known from the Neolithic times. Beside the snapped and polished tools of the Stone ages numerous relics of the Bronze age can also be found. During the Iron age (5th century B.C.) the area was already populated. During Roman times (4th century A.D.) the first regulation of the Lake was carried out. The stone bar of Pátka was built at this time, about which Sédi has also written. The last 2000 years of the Lake are characterized by the fluctuation between several desiccation events and high water levels as well as by the artificial regulation of the water balance and the removal of significant amounts of recent sediments from the 1970s.

Geological and other interesting features in the areas of the Velence Hills and Balatonfő

A significant area of the Velence Hills is crossed by tourist routes. This means that numerous interesting points, considering the geology, geomorphology and other features can be approached by car. We think it is important that the geological map of the Velence area, as well as its explanatory work, should be useful for those people who do not want to become immersed in geological, stratigraphic and structural details, but would like to get acquainted with some of the interesting features of the Hills. These places are represented both on the maps and in their legend. In the following explanations of this features are given in the same order that they are seen on the map, in the undermentioned alignment:

- Protected geological exposures in the Velence Hills.
- Other (geomorphologic, geodesic, archaeological) curiosities in the Velence Hills.
- Some geological curiosities of the Balatonfő Area.

Protected geological exposures in the Velence Hills

1. Székesfehérvár, the “Aplite quarry” — microgranite intrusion

Locality: The abandoned (Aranybulla) quarry can be found at the Eastern edge of Székesfehérvár, about 400 m South-west from the new Aranybulla monument. This is on the Csúcsos Hill, on the Southern side of highway 7.

Geological importance: A small intrusion of microgranite with contact towards the coarse-grained biotitic granite.

Description of the object: The microgranite intrusion became known over an approximately 200×300 m large area during the mining. At present the rocks can be observed only in a small part of the quarry, on its North-eastern side (Figure 7, Plate VIII: photo 1). The contact of the microgranite and the coarse-grained, biotitic granite is exposed there. The microgranite is a little bit more acidic than the granite itself and its characteristic modal composition is (in V%): 35% quartz, 39% alkaline feldspar, 23% plagioclase and 3% biotite. Parallel with the contact, fine-grained biotitic, contact metasomatic rock has formed in the granite; a pegmatitic K-feldspar – quartz – lath-shaped biotite assemblage developed in several decimetres wide, lens shaped, local pockets in the contact of the microgranite and granite. Thus the microgranite has generated a separate pegmatitic phase. Several dyke rocks are also connected to the microgranitic body. Parallel or nearly parallel with the contact are 1–3 m wide, some decimetres long aplite dykes which intrude into the granite. In the wider aplite dykes smaller miarolitic–pegmatitic pockets have developed.

Tourmaline-bearing, biotite-free, aplitoid microgranite has formed in the microgranite body due to an autometamorphic–autometasomatic effect. The process can be observed in the microgranite; it was divided by cooling cracks, passing from outside towards the centre of the blocks. The microgranite is considered to be the differentiation product of the granite and can be connected to the first intrusion phase of the magmatism of the Velence Hills (the granite porphyry dykes are connected with the second intrusion phase).

2. Pákozd: the great granite quarry — monchiquite dyke

Locality: About 500 m north of Pákozd, in the so-called Great (Nagy) quarry.

Geological importance: The only superficial occurrence of the Upper Cretaceous lamprophyres.

Description of the object: A dark-grey, fine-grained, slightly porphyritic rock is settled into the granite of the quarry. The strike of the 30–70 cm wide dyke is N–S whereas its dip is 60–75°. Inside the dyke (to a width of 10–20 cm) phlogopite crystals can be recognized. The sizes of the crystals vary between 0.5 and 1.0 cm in diameter. The rock is monchiquite, based on its chemical and modal compositions. Only this quarry has exposed the rock. It is susceptible to weathering, and now only its debris can be found on the surface

3. Pákozd: at the Honvéd monument of Mészeg — microgranite dyke

Locality: Between Pákozd and Sukoró, South of highway M7, by the Honvéd monument.

Geological importance: The microgranitic dyke-type, which is a characteristic development of the granite magmatism, can be studied in this locality.

Description of the object: In the E–W ridge of the Honvéd monument a microgranite dyke has been “drown” out of its granitic environment by weathering and it can be followed for a length of about 450 m. An approximately 5–6 m long section of the dyke can be seen as bedrock at the Eastern wall of the building of the Museum. The rock is white, micro-crystalline, contains a low amount of sporadic quartz and shows a fluidal structure in some places.

Three characteristic types of aplite are known in the Velence Hills: granular, porphyritic and fluidal ones. The characteristic minerals of the aplite are the acidic plagioclase, orthoclase (rarely) and biotite (in variable amounts). The fluidal aplite dykes comprises felsitic material and they frequently have a spherulitic-porphyritic texture. The dykes are usually 1–5 m wide and their length can reach 1000 m. These aplite dykes with a fluidal structure are very similar to the fluidal cooling edges of several granite porphyry dykes. In the vicinity of the exposure the fine to medium grained, porphyritic, biotite-rich granite can be seen, which is characteristic for the Mészeg. This texture indicates that this rock is close to the edge of the intrusion. The aplite can be considered to be the differentiation product of the granite and can be connected to the first intrusion phase of the magmatism of the Velence Hills (the granite porphyry dykes are connected with the second intrusion phase).

Supplement: About 700 m from the branch of the Pákozd–Sukoró highway, next to the Monument of the battle at the Don, a service road leads to the Arboretum of Pákozd. Here the local museum introduces the characteristic rock types and the geology of the Hills.

4. Sukoró: the quarry of Rigó Hill — cross of granite porphyry dykes

Locality: 1 km Northwest of the Sukoró–Pákozd road, on the dirt road.

Geological importance: The quarry exposes the slightly porphyritic, fresh, biotitic granite and both of the granite porphyry dykes of the Velence Hills can be observed here.

Description of the object: Due to local mining, one of the most beautiful and most instructive quarries has been created. This demonstrates the age relations of the intruded granite porphyry dykes. This is the only place in the Hills where the cross of granite porphyry dykes can be observed (Figure 6, Plate III: photo1). The granite is composed of quartz (32–40%), K-feldspar (30–35%), plagioclase (24–28%) and biotite (3–8%). Xenoliths are frequent in the granite. Three major types can be distinguished:

- Aplitoid microgranites (maximum 20–50 cm large),
- Microdiorite (2–10 cm),
- Metamorphites, of a pelitic origin (1–5 cm).

The microgranite xenoliths represent the marginal facies of a previous intrusive phase. The microdioritic xenoliths have a magmatic origin; they are composed of quartz, intermediate–basic plagioclase, green-amphibole and biotite. The contact hornfels xenoliths, which are of pelitic origin, recrystallized at a high temperature due to the effect of the granitic magma (the equilibrium of the mineral assemblage andalusite–sillimanite–corundum–spinel–biotite–K-feldspar–plagioclase–cordierite indicates a temperature between 620–680 °C). Fayalite can also be observed in some of the several cm large pegmatitic lenses of the granite.

In the Northern wall of the quarry the younger “Pátka-type” granite porphyry dyke can be seen while in the lower yard of the quarry the older “Sukoró-type” dyke can be seen (Plate III: photo 1). The porphyritic quartz, which is rounded and 2–5 mm in diameter, is relatively rare in the “Sukoró-type” dyke. The rock contains small carbonate patches and chloritized amphiboles. The quartz crystals, of sizes between 3–10 mm, are relatively frequent in the Pátka-type granite porphyry (Plate III: photos 2–3, Plate IV: photos 1–3); their section is almost square and they frequently contain xenoliths of biotite and the matrix itself. This latter granite porphyry is the dominant type in the Velence Hills (Figure 6).

5. Sukoró: andesite dyke in granite

Locality: In the centre of Sukoró, at the Northern side of the road an abandoned quarry can be seen.

Geological importance: Remnants of a subvolcanic andesite dyke that intruded the granite.

Description of the object: The Northeastern wall of the andesite quarry is a protected geological exposure. The Eocene andesite crosses the Upper Carboniferous granite. The andesite dyke is 20–30 m wide and can be followed towards the Northwest for a length of 200 m. The andesite in the quarry is almost completely exhausted and only its contact to the granite, which is parallel to the level of the wall, can be seen. The contact was moved along fault planes. The andesite and the granite is rubbled, altered and argillitized. The granite is greyish white, medium-grained, slightly porphyritic, altered and rubbled. The andesite (which can be considered biotitic amphibole andesite in a fresh variant) is also more or less altered, peperitized, bluish-greenish-grey, and contains porphyritic minerals (Plate IX: photo 3).

6. Sukoró: Ördög Hill — quartz dyke in granite

Locality: In the centre of Sukoró, South of the road, on the Northern side of the ridge of the Ördög Hill, a trench exposes an outcrop of the quartz dyke.

Geological importance: A quartz dyke several metres wide can be found on the ridge of the Ördög Hill. The exposure demonstrates the structure of the dyke.

Description of the locality: The Ördög Hill quarry exposes a zone of granite, which is cross cut by quartz veins and dykes (Figure 13). The dykes are 3.5–4.0 metres wide and their strike is NNW–SSE. The fresh granite of the area is red, coarse-grained orthoclase–oligoclase granite. It is argillitized in this zone. Several quartz dykes, which are 5–40 cm wide, and numerous thin quartz veins can be observed in the southern wall of the trench. Most of these have steep dips. The vein-filling quartz has a mainly banded structure or it is massif, off-white quartz (Plate IX: photo 2). The cellular quartz, which is one of the curiosities, is present as elongated patches inside the dykes. The shapes of the cells refer to the former galenitic and sphaleritic fills. Lithoclasts with a limonitic and at some places limonitic–argillitized coating are frequent in the quartz-veined granite. An inclined shaft was sunk in this area in the 1950's and it crossed leached dykes at a depth of 70 m. These dykes contain sphalerite, galenite, chalcopyrite and fluorite. The average metal content did not exceed 1%.

7. Sukoró: Meleg Hill — Likas-kő

Locality: At the western ending of the ridge of Meleg Hill, along the tourist signs.

Geological importance: A 4 metres large cliff, which is composed of the silicified, tectonized, intrusive breccia, and this builds up the ridge of Meleg Hill.

Description of the object: The Likas-kő is one of the most spectacular cliffs of the protected area of the Meleg Hill. The ridge of the Meleg Hill is built up by the tectonic zone separating the older metamorphic schist and the granite. Along this zone silicified tectonic and intrusive breccia can be found. This wide zone, due to its hardness and resistance to weathering, is elevated from its environment. The material of the quartz dyke was used for making millstones. The quartzite is red at many places because of the presence of Fe-oxide. Weathering of the quartz dyke could have started at those places where it contained more feldspar or where its material was less silicified; other parts have remained undamaged. This process could have formed the cavities, and holes in the quartz dyke.

8. Lovasberény: Antónia Hill — knotted schist (contact metamorphic schist)

Locality: About 200 metres left from the 7 km sign of the Nadap–Lovasberény highway, on the dirt road, at the western side of the mining pit.

Geological importance: A former clayey-sandy sedimentary rock was schistosed then folded and due to the contact effect of the granite intrusion it became knotted schist.

Description of the object: The NW dipping beds of the knotted schist variant of the contact schist can be seen in the abandoned quarry. Several mm wide, grey, dark grey spots can be seen on the face cleats of the rock. These patches formed due to the heat of the intruding magma. This has also affected the appearance of the schistosity. The folding of the schist can be observed by the folded quartz veins of the quarry. The rock-forming minerals are quartz, sericite, chlorite, magnetite and occasionally tourmaline.

The borehole Nt-2 of Nadap sunked in the quarry reached the granite at a depth of 85 metres (Figure 4). The schist is crossed by microgranite and aplite dykes and veins (a maximum of 50 metres from the granite–schist border) in which traces of molybdenite can be found. Tourmaline pockets and patches can be found along the lithoclasts of the altered, slightly folded schist. The shaley mantle is more tourmalinized on the Antónia Hill and its environment. The black, glittering columns of the tourmaline (schörl) pervade the whole rock at some places.

These contact metamorphosed rocks were originally sedimentary rocks. In certain layers clayey–muddy and sandy beds with a tuff content were found.

9. Velence: Bence Hill — andesite dyke in schist

Locality: At the Northern side of the M7 highway, next to the so-called Panoráma way which leads to the peak of the Bence Hill, (in front of the transmitter tower of Pannon GSM) an abandoned quarry exposes an andesite dyke, which is intruded into the metamorphic schist (the former Szőts quarry).

Geological importance: The quarry exposes the hydrothermally altered dyke of Eocene andesite, and it has been intruded into the metamorphic schist.

Description of the object: The exposure of the metamorphic schist and the intruded andesite dyke can be seen. The SE wall of the pit, which is 30×10 metres large, is the bedrock. The intruded andesite dyke, which is about 10 metres wide, has SW dip. The andesite could have originally been amphibole–pyroxene andesite. The lithoclasts of the rock can be seen well and along them an approximately 1–3 cm wide crust has developed. A peperitic structure follows the lithoclasts formed in the inner part of the dyke. Due to hydrothermal alteration the andesite is kaolinitized here, whereas in other parts it is chloritized. The metamorphic schist is green it has been formed from fine-grained sedimentary rock (Plate IX: photo 4).

10. Velence: Bence Hill — pegmatite lens in granite, microgabbro (“diabase”) in metamorphic schist

Locality: Along the so-called Panoráma way, which leads to the peak of the Bence Hill, behind the transmitter tower of Pannon GSM (North of it) an approximately 2 m deep pit exposes the pegmatite lens. From this locality a small byway

leads to a trench which exposes the microgabbro (its older name is diabase). The latter can be found 50 metres from the previous locality.

Geological importance: In the western pit the marginal facies of the Carboniferous granite can be found whereas the Eastern trench exposes the microgabbro, which can be found close to the granite–schist contact.

Description of the object: The slightly altered, biotite-poor microgranite, which is the marginal facies of the characteristic granite of the Bence Hill area, can be found in the Eastern edge of the 2 metres deep pit-like exposure. A 2–3 decimetre wide pegmatite lens with North-eastern dip is settled into the microgranite, which is exposed over a several m² large area. The pegmatite lens of the quarry is very close to the granite–schist boundary. Its modal composition is simple and beside the large quartz and K-feldspar crystals a smaller amount of biotite and some unidentified, totally altered mafic minerals can be found in it (Plate I: photo 3). It is characteristic of the distribution of the pegmatites that they mostly can be found at the Southern part of the Hills. Their thickness is between 0.2 and 0.4 m and they form several metres long lens-shaped bodies. Some of the pegmatites also contain a small amount of muscovite, tourmaline, garnet and occasionally molybdenite. The pegmatite formed in the upper part of the granite, at a depth of approximately 4–5 km depth and crystallized in a volatile-rich environment during slow cooling at relatively low temperatures.

The microgabbro is exposed by a 12 m long, 0.5 m wide and deep trench. The contact of the microgabbro with the schist can be seen in the SSW part of the trench. SSW from this locality the microgranite–schist contact can also be seen. The microgabbro (the older name was diabase) is a compact, toughish, dark greyish-green, block-structured rock (Plate I: photo 1). Major minerals are basic plagioclase, clinopyroxene, green amphibole and magnetite. (The drilling marks on the surface are the places of palaeomagnetic sampling.)

11. Pázmánd: Zsidó Hill — secondary quartzite, pyrophyllite, Pannonian abrasion surfaces

Locality: The large, so-called pyrophyllite quarry can be found about 300 m left from the ‘6 km’ sign at Pázmánd (red tourist sign), then left across the acacia forest. Towards the red sign, the lower small quarry can be found. In the uppermost part of the lower quarry abrasion surfaces can be seen 200 m NE from the waterworks, left of the peak of the Hill.

Geological importance: Metasomatites of andesitic origin formed due to the high temperature hydrothermal effects (e.g.: secondary quartzites, pyrophyllites are present). Well-rounded quartzitic cliffs and above them a coarse-grained, sandy pebble sequence (so-called basal beds) representing the abrasion effects of the Pannonian Lake are also present.

Description of the object: Those hills standing out as separate cones — also present between the Nadap–Lóvasberény highway and Pázmánd — are built up by metasomatites. At one time they were small islands of the Pannonian Lake. This rock was Eocene andesite, which had been highly altered at the end of the Eocene due to metasomatic (hydrothermal and pneumatolithic) effects. Now they are mainly composed of quartzite and a smaller amount of clay minerals are also present. The massive pyrophyllite (Plate XIII: photo 2) and quartzite (Plate XIII: photo 3), which are the results of high temperature, acidic metasomatism, can be found in the large, lower quarry. 100 m SW of the quartzite quarry the Zsidó Hill pebble quarry exposes the Late Pannonian basal beds in greater thickness. The argillitized (pyrophyllitic) metasomatites crop out at the bottom of the quarry. Their former porphyritic texture and andesitic origin can be recognized. Above this 6–7 m thick pebble, pebbly-sand and sand beds alternate with each other. They form three half-sequences which become finer as they progress upwards; the dipping of the beds is about 15–20° towards the NW. It can be clearly seen, that the coarse-grained beds are thicker in the vicinity of the formerly steep, abrasion shoreline.

The hard rock surfaces were rounded due to the strong swell and abrasion and came to the surface due to the erosion. They can be found as 2–4 m large rounded cliffs at the upper part of the quartzite quarry at the Western side of the Hill (Plate XV: photos 1–2). On the cliff surface the first so-called basal beds can be found with well-rounded, abrasion pebbles the sizes of which are between 10 and 20 cm. These formations can be seen in the small quarry. These sediments were deposited during the gradual expansion of the Pannonian Lake.

Other (geomorphologic, geodetic, archaeological) curiosities in the Velence Hills

12. Pákozd: Pogány-kő (granite cliffs)

13. Pákozd: Oroszlán-szikla (Lion cliff) and the “Kocka” (“Cube”) granite tors

14. Pákozd: Pandúr-kő (granite cliffs)

The granite is cut into blocks by lithoclase systems. The strongly cracked blocks of the granite have disintegrated into small rubbled particles and they are eroded easily. The erosion has cleared away the weathered product most quickly from the ridges and slopes. In those parts of the granite, where there is no posterior fracture formation, only cooling joints can be observed. The rocks are resistant to weathering and they rise from the eroding granite surface as large blocks and cliffs. The refining (physical weathering) of the rocks is more intensive on the peaks and edges than on the jointing sur-

faces and cleavage planes of the blocks. In accordance with the density of the cracks variable remnants with variable forms have developed. These elevate as 2–5 m large cliff groups from the flat surface (Pogány-kő, Pandúr-kő).

If the eroded blocks rest upon one another in an unsteady way an unstable cliff develops sooner or later. These, at first sight unstable, cliffs are named wobbly rocks (ingókő) in popular speech. These types of cliff can be seen at many places in the Velence Hills (Oroszlán Cliff — Plate VIII: photo 3, the Kocka (Cube) — Plate VIII: photo 2).

15. Sukoró: the range of the Sor Hill (hilly range, built up by granite porphyry dyke)

The range of the Sor Hill forms a conspicuous hill chain which can be seen from Lake Velence or from the Sukoró area. Its formation refers unequivocally to the presence of rock types with different degrees weathering resistance. These two rock types are the granite and the granite porphyry (which were later intruded into cracks of the almost homogeneous granitic body). The presence of the granite porphyry dykes is characteristic for almost all the territory of the Velence Hills. The granite porphyry mainly forms dykes with SW–WSW – NE–ENE strikes, as can be seen on the geological map (GYALOG, HORVÁTH, I. 2000). The rock of the dykes is more resistant to the weathering than the granite; it forms angular debris during the weathering in contrast to the rounded, rubbled, inconsistent weathering of the granite. So the erosion always “draws out” these dykes from their environment — i.e. they are always elevated as small hummocks. The Sor Hill is the most spectacular among them.

The Sor Hill can be followed from the ridge of the Meleg Hill in a WSW direction for a length of about 2 km to the Hurka Valley, which closes the East Velence Unit from the West. The granite porphyry is widest in the Southwest (about 15–20 m wide), but after the highest point of the Sor Hill (which is 281 m) its width decreases to 5–7 m. The granite porphyry is greyish-green, with a dark pink, brick red matrix. The rock contains biotites, feldspars and grey dihexaedric quartz (with sizes of 1, 2–4 and 3–6 mm, respectively). At some places 1–2 cm long porphyritic feldspars can also be seen. In the ridge of the Sor Hill several metres high granite porphyry cliffs can be found. In the superficial parts the rock is rubbled and “cankorous”, with Fe-rich crust due to the effect of the weathering. The granite porphyry dykes are cut by posterior fractures. The fractures can be recognised every 30–40 m, so the strike of the dyke varies a little bit.

The granite porphyry of the Sor Hill was mined in small pits because of its good rheologic features. These pits indicate the position of the dyke.

16. Sukoró: the tors (gyapjúsák)

The tors (in popular speech “wool sacks”) are rounded, sack-shaped formations found in granitic areas. The rocks have broken up into blocks along fractures and joint surfaces due to the weathering. The edges and peaks of the blocks became rounded due to further physical weathering. The blocks became peperitized. These structures could also have been formed in the tectonically broken granite of the Velence Hills.

17. Nadap: the benchmark (Levelling Point)

One of the famous sights of Nadap is the national benchmark, which can be seen at the border of the village. The benchmarks (geodetic signs) are the starting points for topographic surveys and geodetic measurements (they are of local and national significance). An obelisk with legend can be seen here, surrounded by iron bars; this is the main benchmark of the Hungarian geodetic survey. Behind the obelisk a granite wall can be found. The granite is altered and crossed by pyritized veins at some places (Plate I: photo 2).

The benchmark of Nadap is situated 173.8385 m above the Adriatic Sea and 173.1638 m above the Baltic Sea. This area was previously thought a particular place in Hungary which has been exposed to minimum movement. However it seems the situation of the benchmark is not constant, and calibration shows it has moved continuously such that its elevation have increased by several cm.

18. Nadap: sand pit, the den of prehistoric man (prehistoric settlement)

Locality: In the upper section of the valley which has an E–W direction and can be found West of the Velence–Nadap highway a settlement has been exposed by archaeological excavation.

Description of the object: In the foreground of the andesite–granite quarry and sand pit of Nadap an Upper Palaeolithic hunters’ den was discovered in 1985. The settlement was disturbed by mining. This small, temporary hunters’ den could have been one link of that settlement chain which occupied the main points at the edge of Mezőföld. The routes and fords of the herds of animals, were usually permanent, but their directions were seasonally variable and could be observed from this den. The entrances of valleys running across the Hills were observed in the expectation of good hunting. Three similar settlements are now known in the Mezőföld: Ságvár, Nadap and Dunaföldvár. (Although these settlements have different ages the noticeable archaeological features suggest the same lifestyle.)

In a calm interstadial period at the end of the Würm a small hunter group could have settled at the entrance of the valley which was gradually filled by granite rubble, sand and loess. The ‘camp’ was inhabited for a short time, for a maximum of one hunting season or after the successful capture of several animals. The living surface is an approximately 8 m long, near oval area, which is covered in patches by waste of human origin, in a 3–5 cm thickness: crashed bones of

the animals, stone tools, slivers of raw material and signs of fire. The remnants of those animals which existed in the locality are probably those which were the most preferred booties of the Upper Palaeolithic hunters: most of the remnants are of *Equus* (horse) and a smaller amount the *Rangifer* (deer). The large, open grassy area supported large herds of these herbivorous animals and at the same time had a strong influence on the lifestyle and hunting methods of the men.

Some of the bones were burnt and the loessy-clayey surface has been burnt in some places; wood char has not remained from the short-lived and presumably high temperature fires the hunters lit.

The archaeological material is composed of those tools which were characteristic for that era. From the 5–10 cm long, thin blades (which were chipped off from stocks), scrapers and chisels appropriate for leather and bone processing were made with great proficiency. The raw materials of the tools are partly the white, fine-grained, siliceous flint, which could be found in the vicinity of the area. The other half of the material is composed of the typical, dark liver-coloured radiolarite, which originated from the Jurassic of the Bakony Mts. The distance from the raw material determine the possibilities available to the small community. The high amount of Bakony radiolarite suggests there was a frequent and effective raw material supply.

The results of the excavation of the Nadap quarry locality did not make any big sensations, but they provided new data about the history of the late ice age. As the first Palaeolithic locality of the Velence Hills this settlement is important evidence of the fact that at the end of the ice age (in the Upper Palaeolithic), in periods with a favourable climate, the ethnical groups living on hunting and collecting populated the inner parts of Transdanubia.

19. Pákozd: the geological footpath

The granite footpath of the Velence Hills starts from the Eastern edge of Pákozd, as indicated by a table. Granite and granite porphyry dykes and quarries are present at many places. The path leads to the flat plateau to the previously described tors.

Some geological curiosities of the Balatonfő Area

20. Balatonfőkajár: Somlyó Hill — Balatonfőkajár Quartz Phyllite

Locality: Abandoned quarry, in the Northern slope of the Somlyó Hill, Balatonfőkajár.

Geological importance: The largest body of quartz phyllite which can be found over a large area in the Palaeozoic basement can only be observed on the surface in this quarry.

Description of the object: The strongly folded quartz phyllite, the so-called Balatonfőkajár Quartz Phyllite Formation, is exposed by a quarry the wall of which is about 5–6 m high. The rocks of this formation are mainly quartz phyllite and occasionally sericite–chlorite phyllite (Plate: XVI: photo 1). Other rock types (albite–chlorite phyllite, chlorite gneiss, mica quartzite, carbonate–quartz phyllite) are also present in the formation; they are exposed by the Bfj–1 borehole. The major minerals of the rocks are quartz, albite, muscovite, chlorite, biotite and carbonate minerals.

The original rocks were mainly sandy with subordinate clay and carbonate intercalations and thinner acidic pyroclastite beds. These beds could have been formed in the Early Palaeozoic, in the Ordovician–Silurian. The rocks were metamorphosed during Variscan orogeny, in the Carboniferous, in a low-pressure environment.

Numerous structural elements can be recognized and studied in the quarry — for example, the schistosity with flat and variable dips and the constant lineation caused by the line of intersection of the previously mentioned schistositities. There are compressed recumbent folds, curves and ripples; there are also quartz veins cross-cutting the ripples and numerous lithoclasts can be found.

21. Füle: Kő Hill — Füle Conglomerate

Locality: A conglomerate–sandstone sequence can be found about 1 km North of Füle, in a small quarry. The quarry can be found in a 1 km long ridge which has a NE direction. The southern block can be studied at the Northern side of the Kő Hill, in smaller quarries.

Geological importance: The only Upper Carboniferous Formation of Transdanubia, which can be found on the surface.

Description of the object: The variegated red and sometimes red rocks of the Füle Conglomerate Formation can be found in small quarries and 2–3 m high walls. Certain parts of the cyclic sequence can be observed in the quarries. The rock itself is composed of alternating beds of conglomerate, cross-bedded sandstone and silt. Cross-bedded, rippled sandstone and conglomerate can be seen in the quarries (Plate XIX: photos 1–3). The direction of pebbles of the conglomerate sequence can also be studied. The beds are the remnants of an earlier alluvial fan. A rich micro and macro flora assemblage is known from the sequence such as the filling of *Calamites* bodies (club-moss), the leaf remnants of *Pecopteris* and *Cordaitea* (fern). Based on these remnants (and the spore–pollen assemblage) the Upper Carboniferous age of the beds could be determined.

The 300 m deep borehole (Füle F-2) provided opportunities for the detailed study of the sequence. The borehole was sunk in the saddle of the Northern side of the Kő Hill. More than twenty fining upwards sequences (coarse material at the base and fine material at the top of a sequence) could be distinguished in the borehole (their average thickness is 7-8 m). The carbonized plant remnants are frequent in, thin clayey-sandy-coaly beds and can also be found in several horizons.

22. Szabadbattyán: Szár Hill, large quarry — Polgárdi Limestone, contact metamorphic and contact metasomatic effects, palaeokarstic phenomena

Locality: The Szár Hill of Szabadbattyán and the Somlyó Hill of Polgárdi connecting from the SW are built up by well-crystallized limestone in a length of approximately 3 km and a width 150–500 m. This is the so-called Polgárdi Limestone, which has been mined since the Roman times. Extraction takes place at several levels. Interesting features can be observed in the more than 10 m high walls of the quarry (Plate XVI: photo 3).

Geological importance: Devonian limestone is present in a large area of the quarry. Palaeokarstic features can be observed in the walls of the quarry. Granite porphyry and andesitic dykes cross-cut the limestone and the contact metamorphic and metasomatic effects of these magmatites can also be observed.

Description of the object: The limestone is built up by fossil poor banks. The rock was formed in shallow water, in so-called carbonate platforms and is characterized by the lofer cycles. The distinctive lofer cycles of the limestone can be studied in the lower quarry, at the South-western part of the Szár Hill. At the base of a cycle dissolution-shrinkage structures and slightly broken, reddish, reddish-violet limestone can be found (Level A). 20–30 cm thick, yellowish, fine-laminated (with algae lamellas) limestone with low dolomite content (Level B) is settled above the previously mentioned beds. This dolomitic limestone is followed by 50–100 cm thick grey, compact, unbedded, pure limestone (Level C). The algal facies can be observed in many parts of the quarry and the later metasomatic events have made it easy to see this structure.

Numerous phenomena have become observable in the quarry due to the limestone mining of the last several decades. It can be seen that the limestone has been strongly altered by secondary effects. Three main units can be distinguished in the quarry with respect to the distribution of the rock types:

- the dominance of the typical recrystallized limestone is characteristic,
- marble is visible,
- those rock types altered by metasomatic effects are present (they can be found in an erratic distribution).

The recrystallized, compact, off-white limestone the grain size of which varies between 0.05 and 0.2 mm formed due to the effect of regional metamorphism (Plate XVII: photos 1–2). Considerably different is the middle-coarse grained, white, light grey marble, with a grain size between 0.2 and 5 mm. This is present in a well-contoured area. This presumably could have been formed due to the contact metamorphic effect of a possible magmatic intrusion. (The minerals of the marble from the Kh-11 borehole of Kőszárhegy indicate a contact metamorphic effect.) The contact metasomatic phenomena have been formed due to later effects, which also affected the recrystallized limestone and the marble (Plate XVII: photo 3). In association with the structural lines rust brown, limonitic limestone is present (previous authors described it as ankeritic, ankeritic-sideritic limestone), and this can be seen in many parts of the quarry.

The existence of the elements of more folds could have been established in the laminated, thick-bedded limestone (isoclinal recumbent folds and flexural fold pairs). The presence of the isoclinal folds makes it quite obvious that a part of the limestone sequence is folded. The limestone is crossed by some Carboniferous granite porphyry (Plate XVIII: photo 1) and Triassic andesite dykes, which can be observed in the quarry. The contact of the andesite dykes is frequently followed by skarn, which contains 2–3 mm large garnet and vesuvian crystals.

In the recent years mining in the limestone quarry of Polgárdi opened up a sericite–chlorite phyllite sequence assigned to the Balatonfőkajár Quartz Phyllite Formation, which was caught in a tectonic block.

Palaeokarstic forms and phenomena have been known for a long time in the Polgárdi Limestone (KORMOS 1911, BÁRDOSSY, KORDOS 1989). The famous Polgárdi fauna, which is composed of various vertebrate remnants, was also described from this locality. The fauna can be found in cavities filled by Pannonian terrestrial sediments. Most recently KÖRPÁS (1998) worked on the multi-phase formation of the palaeokarst. This can be studied in numerous points of the Kőszár Hill quarry (e.g. ferrous palaeosoils, laminites, ferrous laterites in the palaeokarstic cavities).

**A Velencei-hegység–Balatonfő
kutatási területtel
foglalkozó irodalom jegyzéke**

**Bibliography
of the Velence Hills – Balatonfő region**

- ÁDÁM L. 1955: A Velencei-tó és a Zámolyi medence kialakulása. — *Földtani Közlöny* 79 (39), pp. 307–332.
- ÁDÁM L., BENDEFY L. 1972: A Velencei-tó kialakulása és vízszintváltozása. — In: SZILÁGYI J., BARANYI S.: A Velencei-tó és vízgyűjtője, Vízrajzi Atlasz Sorozat 12. *Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet kiadványa*, Budapest, pp. 15–20.
- ÁDÁM L., SOMOGYI S. 1972: A Velencei-tó és vízgyűjtője. Magyarázó az Atlasz 1–6. számú lapjaihoz. — In: SZILÁGYI J., BARANYI S.: A Velencei-tó és vízgyűjtője, Vízrajzi Atlasz Sorozat 12. *Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet kiadványa*, Budapest, pp. 8–14.
- ÁDÁM L., MAROSI S., SZILÁRD J. szerk. 1959: A Mezőföld természeti földrajza. — *Akadémiai Kiadó*, Budapest, 514 p.
- ÁDÁM L., MAROSI S., SZILÁRD J. szerk. 1988: A Dunántúli-középhegység, B) Regionális tájföldrajz. — *Akadémiai Kiadó*, Budapest, 494. p.
- ALBANI, R., LELKES-FELVÁRY, GY., TONGIORGI, M. 1985: First record of Ordovician (Upper Arenigian, Acritarchs) beds in Bakony Mts., Hungary. — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Abhandlungen, 170 (1), pp. 45–65.
- ANDREÁNSZKY G. 1955: A hazai fiatalabb harmadidőszaki flórák éghajlata. — In: ANDREÁNSZKY G., S. KOVÁCS É. szerk.: A hazai fiatalabb harmadidőszaki flórák tagolódása és ökológiája. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 44 (1), pp. 88–107.
- ANDREÁNSZKY, G. 1960: Calamites-Rest vom Bánya-hegy bei Füle (Westungarn). — *Acta Universitatis Szegediensis. Sectio Scientiarum Naturalium. Acta Biologica* Szeged, Nova Serie 6 (1–4), pp. 7–8.
- ÁRKAI, P. 1987: New data on the petrogenesis of metamorphic rocks along the Balaton Lineament, Transdanubia, W-Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 30 (3–4), pp. 319–338.
- BAGDASZARIAN, G. P. 1989: Velencei-hegységi minták radioaktív koradatai. — *Kézirat*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- BAILEY, J. C. 1981: Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. — *Chemical Geology* 32, pp. 139–154.
- BALLA Z. 1981: Magyarország kréta–paleogén képződményeinek geodinamikai elemzése. — *Általános Földtani Szemle* 16, pp. 89–182.
- BALLA, Z. 1984: The Carpathian loop and the Pannonian basin: A kinematic analysis. — *Geophysical Transaction* 30 (4), pp. 313–353.
- BALLA, Z. 1987: Tertiary palaeomagnetic data for the Carpatho–Pannonian region in the light of the Miocene rotation kinematics. — In: KENT, DRS, M. ed.: Laurasian palaeomagnetism and tectonics. *Tectonophysics* 145 (3–4), pp. 67–98.
- BALLA, Z. 1988: On the origin of the structural pattern of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 31 (1–2), pp. 53–63.
- BALLA, Z., DUDKO, A. 1989: Large-scale Tertiary strike-slip displacements recorded in the structure of the Transdanubian Range. — *Geophysical Transaction* 35 (1–2), pp. 3–63.
- BALLA Z., GYALOG L. 2000a: Cseppfolyós gáztermék tárolása föld alatti üregekben. A Velencei-hegység kutatásának tapasztalata. — *Kézirat*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- BALLA Z., GYALOG L. 2000b: Cseppfolyós gáztermék tárolása föld alatti üregekben. A Velencei-hegység kutatásának földtani eredményei. — *Kézirat*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- BALLA Z., HORVÁTH I. 1978: A hazai érckutatás távlati programjához. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- BALLA Z., HORVÁTH I., CSILLAG P.-NÉ, CSONGRÁDI J., KÖRÖSI L., JANTSKY B., NAGY B., BALOGH K., BÖJTÖS Á.-NÉ, PELIKÁN P., SZALAY I., VARGA GY. 1978: Konceptió-vázlat a Börzsöny–Dunazug, a Velencei-hegység–Balatonfő és a Darnói övezet színesérckutatására. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- BALLA Z., DUDKO A., REDLER-TÁTRAI M. 1987: A Közép-Dunántúl fiatal tektonikája földtani és geofizikai adatok alapján. — *A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Évi Jelentése 1986-ról*, pp. 74–94.
- BALOGH, KADOSA, ÁRVA-SÓS, E., BUDA, GY. 1983: Chronology of granitoid and metamorphic rocks of Transdanubia (Hungary). — *Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică* 61, pp. 359–364.
- BALOGH KÁLMÁN 1958: Magyarázó Magyarország 1:300 000-es földtani térképéhez. — *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*, Budapest, 115 p.
- BALOGH, KÁLMÁN, BARABÁS, A. 1972: The Carboniferous and Permian in Hungary. — *Acta Universitatis Szegediensis. Sectio Scientiarum Naturalium. Acta Mineralogica et Petrographica* 20 (2), pp. 191–207.
- BARABÁSNÉ STUHL Á. 1971: A Polgárdi–2. sz. fúrás palynológiai vizsgálatának eredményei. — *Őslénytani Viták* 18, pp. 29–50.
- BARABÁSNÉ STUHL Á. 1975: Adatok a dunántúli újpaleozoós képződmények biosztratigráfiájához. — *Földtani Közlöny* 105 (3), pp. 320–334.
- BARANYI I. 1969: Jelentés a 03-as témán végzett geofizikai mérésekről (Mecseki Ércbányászati Vállalat). — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- BARANYI I. 1972: Jelentés az 54-es téma 1972 végzett geofizikai mérésekről (Mecseki Ércbányászati Vállalat). — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- BARANYI I., SZARKA R. 1966: Jelentés az 1965. évi Velencei-hegységben végzett geofizikai mérésekről (Mecseki Ércbányászati Vállalat). — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.

- BARANYI I., VÁRFALVI L. 1963: Szeizmikus és geoelektromos szelvények Balatonfő-ívasberényi területen (Mecseki Ércbányászati Vállalat). — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- BARANYI S. 1972: A Velencei-tó vízrajzi viszonyai. — In: SZILÁGYI J., BARANYI S.: A Velencei-tó és vízgyűjtője, Vízrajzi Atlasz Sorozat 12. *Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet kiadványa*, Budapest, pp. 21–23.
- BARANYI S. 1973: A Velencei-tó hidrológiai jellemzői. Tanulmányok és kutatási eredmények 41. — *Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet kiadványa*, Budapest, 73 p.
- BÁRDOSY, GY., KORDOS, L. 1989: Palaeokarst of Hungary. — In: BOSÁK, P., FORD, D. C., GLAZEK, J., HORAČEK, I. eds: Palaeokarst. A systematic and regional review. *Elsevier and Academia*, Amsterdam–Praha, pp. 137–153.
- BASSÓ I., JENEY I. 1939: Jelentés a magyar királyi báró Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet által 1939. évben Szabadbattyán környékén végzett elektromos galenitkutató mérésekről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- BAUCHAU, C. 1971: Essai de typologie quantitative des gisements de plomb et de zinc avec la repartition de l'argent. — *Geol. appliquée. Chronique des mines*, pp. 401–402.
- BENDEFY L. 1972: A Velencei-tó kialakulása és fejlődéstörténete. — In: Tájékoztató az állóvizek hidrológiai feltárásáról, 1970. *Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet kiadványa*, Budapest, pp. 62–64.
- BENDEFY L. 1973a: Új adatok és szempontok a Velencei-tó keletkezésének és fejlődéstörténetének ismeretéhez. — In: BARANYI S.: A Velencei-tó hidrológiai jellemzői. Tanulmányok és kutatási eredmények 41. *Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet kiadványa*, Budapest.
- BENDEFY L. 1973b: A jelenkori kéregmozgások tanúsága a Velencei-tó kialakulásáról. — In: BARANYI S.: A Velencei-tó hidrológiai jellemzői. Tanulmányok és kutatási eredmények 41. *Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet kiadványa*, Budapest.
- BÉRCZI J. 1982: Velencei hegységi térképezés során gyűjtött minták neutronaktiválós vizsgálata és értékelése. BME. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- BÉRCZI I., JÁMBOR Á. szerk. 1998: Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. — *A Magyar Olaj- és Gázipari Részvénytársaság és a Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*, Budapest, 517 p.
- BOGNÁR L. 1969: Hazai gránitok cirkon elegyrészeinek ásványtan-geokémiai vizsgálata. Egyetemi doktori disszertáció. — *Kézirat*. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék Adattára, Budapest.
- BOLDIZSÁR I. 1971: 25-4/71. témaszámú zárójelentés: Nehézásványtársulások a Velencei-hegység K-i részének gránitjában. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- BÓNA J. 1972: Jelentés a Szabadbattyán–9. sz. fúrás mikroplankton vizsgálatáról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- BÖJTÖSNÉ VARRÓK K. 1966: A wolfram előfordulása a Velencei-hegységben. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1964-ről*, pp. 293–299.
- BÖJTÖSNÉ VARRÓK K. 1967: A palaköpeny hidrotermális ércesedése a Velencei-hegység K-i részén. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1965-ről*, pp. 499–505.
- BREZSNYÁNSZKY K., HAAS J., SZ. KILÉNYI É. 1986: Magyarország 1:500 000 méretarányú harmadidőszaki képződmények nélküli földtani térképe. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1984-ről*, pp. 15–21.
- BROGLIO LORIGA, C., GÓCZÁN, F., HAAS, J., LENNER, K., NERI, C., ORAVECZ SCHEFFER, A., POSENATO, R., SZABÓ, I., TÓTH MAKK, Á. 1990: The Lower Triassic of the Dolomites (Italy) and Transdanubian Mid Mountains (Hungary) and their correlation. — *Memorie di Scienze Geologiche* 42, pp. 61–113.
- BRYANT, D. G. 1968: Intrusive breccias associated with ore, Warren (Bisbee) Mining District, Arizona. — *Economic Geology* 63, pp. 1–13.
- BUBICS I. 1977: A Balaton-felvidék metamorf képződményeinek földtani-kőzettani felépítése. — *A Bakony természettudományi kutatásának eredményei* 10, 54 p.
- BUBITS I. 1987: Küngös–Csajág reménybeli barnakőszénvagyon földtani újvizsgálata. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- BUDA GY. 1968: A mecseki és Velencei-hegységi granitoid kőzetek földpátjának optikai és röntgen vizsgálata. Egyetemi doktori disszertáció. — *Kézirat*. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék Adattára, Budapest.
- BUDA, GY. 1969: Genesis of the granitoid rocks of the Mecsek and Velence Mountains on the basis of investigation of the feldspars. — *Acta Geologica Hungarica* 13 (1–4), pp. 131–155.
- BUDA GY. 1971: Vizsgálati jelentés a Dunántúl területén mélyfúrásokkal feltárt granitoid kőzetek ásvány-kőzettani vizsgálatáról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- BUDA GY. 1972: Magyarországi granitoid kőzetek genetikai és tektonikai csoportosítása, különös tekintettel a földpátok vizsgálatára. — *Geonómia és Bányászat, Magyar Tudományos Akadémia Föld és Bányászati Tudományok Osztályának Közleményei* 5 (1–2), pp. 21–26.
- BUDA, GY. 1974: Investigation of the alkali feldspar polymorphs of the Hungarian Granitoid Rocks. — *Acta Geologica Hungarica* 18 (3–4), pp. 465–480.
- BUDA GY. 1980: Vizsgálati jelentés a Velencei-hegységi térképezés során gyűjtött granitoid és kontakt metamorf kőzetek komplex ásvány-kőzettani vizsgálatáról. I–II. rész. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.

- BUDA GY. 1985: Variszkuszi korú kollíziós granitoidok képződése Magyarország és a Ny-Kárpátok — Központi Cseh-masszívum granitoidjainak példáján. Kandidátusi értekezés. — *Kézirat*. A Magyar Tudományos Akadémia Adattára, Budapest.
- BUDAI, T., HAAS, J. 1997: Triassic sequence stratigraphy of the Balaton Highland, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 40 (3), pp. 307–335.
- BUDAI, T., VÖRÖS, A. 1992: Middle Triassic history of the Balaton Highland: extensional tectonics and basin evolution. — *Acta Geologica Hungarica* 35 (3), pp. 237–250.
- BUDAI, T., VÖRÖS, A. 1993: The Middle Triassic events of the Transdanubian Central Range in the frame of the Alpine evolution. — *Acta Geologica Hungarica* 36 (1), pp. 3–13.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L., MAJOROS GY. 1999: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa* 197, 257 p.
- BUI MINH-TAM 1975: A Velencei-hegység granitoid kőzeteinek utómagmás és utóvulkáni átalakulása. Kandidátusi értekezés. — *Kézirat*. A Magyar Tudományos Akadémia Adattára, Budapest.
- BULLA B. 1958: A Balaton és környéke földrajzi kutatásairól. — *Földrajzi Közlemények* 6 [82] (4), pp. 313–324.
- BULLA B. 1964: Magyarország természeti földrajza. — *Tankönyvkiadó*, Budapest, 420 p.
- BURNOL, L., LE BEL, L., LOUGNON, I. 1980: Le stockwerk á molybdene de Breitenbach (Bas-Rhin) dans le granite du Kreuzweg. Premières données géologiques. — *Chronique de la Recherche Minière*. Mai-Juin, 1980. 455, pp. 36–59.
- BUTZER, K. W. 1986: A földfelszín formakincse. — *Gondolat*, Budapest, 520 p.
- CSAJÁGHY G. 1935: A szabadbattyáni Szárhegyről származó ólom vizsgálatáról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- CSAJÁGHY G. 1953: A Velencei-tó iszapjának kémiai, fizikai és termikus tulajdonságai. — *Hidrológiai Közlemények* 33 (11–12), pp. 427–429.
- CSALAGOVICS I., JUHÁSZ Á., SZEPESHÁZY K., CSÁSZÁR G., RADÓCZ GY. 1968: Magyarország paleozoós és mezozoós képződményeinek fedetlen földtani térképe, 1:500 000. — *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*, Budapest.
- CSÁSZÁR G. 1986: A Dunántúli-középhegység középső-kréta formációk rétegtana és kapcsolata a bauxitképződéssel. — *Geologica Hungarica, Series Geologica* 23, pp. 1–295.
- CSÁSZÁR G. szerk. 1997: Magyarország litosztratiográfiai alapegységei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*, Budapest, 114 p.
- CSÁSZÁR G. 2000: Platform-, lejtő- és medence fáciesű képződmények a Balaton-felvidéki és balatonfői alsó-paleozoikumban. — *Földtani Közöny* 130 (1), pp. 133–137.
- CSÁSZÁR G., GRIM G., HORVÁTH I., JANTSKY B., NAGY B., SZEKENYI L., MAJKUTH T., CSEH-NÉMETH J. 1978a: Velencei-hegység–Balatonfő színesérckutatói programja, 1978. december. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- CSÁSZÁR G., HAAS J., JOCHÁNY EDELENYI E. 1978b: A Dunántúli-középhegység bauxitföldtani térképe. — *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*, Budapest.
- CSEH-NÉMETH J. 1979: A hazai porfiroz réz- (molibdén) érckutatói lehetőségei. — *Geonómia és Bányászat* 12 (1–3), pp. 25–32.
- CSERNY T. 2001: A Velencei-tó limnológiai és földtani kutatói eredményeinek áttekintése, újabb limnogeológiai adatok alapján. — *Hidrológiai Közöny* 81 (5–6), pp. 349–352.
- CSERNY, T. 2002: A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatói eredményei. — *Földtani Közöny* 132/különszám, Budapest, pp. 193–213.
- CSILLAG, G., NÁDOR, A. 1997: Multi-phase geomorphological evolution of the Keszthely Mountain, SW Transdanubia and its relation to the karstic recharge of the Hévíz lake. — *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementbande* 110, pp. 15–26.
- CSILLAG J., FÖLDESSY J., ZELENKA T., BALÁZS E. 1983: The plate tectonic setting of the Eocene volcanic belt in the Carpathian Basin — In: BISZTRICSÁNYI E., SZEIDOVITZ GY. (eds): Proceedings of the Seventeenth Assembly of the European Seismological Commission. — *Akadémiai Kiadó*, Budapest, pp. 589–599.
- CSONTOS L. 1984: Jelentés a Gárdonyi-l. (Dunántúli Középhegység) mélyfúrás felső-perm korú Nagyvisnyói Formációjának mikrofácies-vizsgálatáról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F., KOVÁČ, M. 1992: Tertiary evolution of the Carpatho-Pannonian area: a model. — *Tectonophysics* 208 (1–3), pp. 221–241.
- CSÖRGEI J., MADARASI A., MAJKUTH T., MÁRTONNÉ SZALAY E., PINTÉR A., SCHÖNVISZKY L., VARGA G. 1982: A Velencei-hegység geofizikai előkutatója. — *Magyar Állami Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet Évi Jelentése 1981-ről*, pp. 21–28.
- DANK V., BODZAY I. 1971: A magyarországi potenciális szénhidrogénkészletek földfejlődéstörténeti háttere. — *Geonómia és Bányászat* 4 (2–4), pp. 261–268.
- DANK V., FÜLÖP J. főszerk. 1990: Magyarország tektonikai térképe, 1:500 000. Magyarország Földtani Atlasza. — *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*, Budapest.

- DARIDÁNÉ TICHY M. 1981: Előzetes jelentés a Nadap–Pázmánd közötti metasomatit összlet vizsgálatáról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- DARIDÁNÉ TICHY M. 1986: Pátka, Nadap, Székesfehérvár DK, 1:20 000-es fedett földtani térképek. — *Kézirat*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- DARIDA-TICHY, M. 1987: Paleogene andesite volcanism and associated rock alteration. — *Geologický Zborník – Geologica Carpathica* 38 (1), pp. 19–34.
- DARIDÁNÉ TICHY M., ÓDOR L. 1987a: Paleogene andesitic magmatism and metallogeny, Velence Hills, Hungary. — *5th Meeting of European Geological Societies "Orogeny, magmatism and metallogeny in Europe"*, Dubrovnik, p. 87.
- DARIDÁNÉ TICHY M., ÓDOR L. 1987b: A Velencei-hegységi paleogén andezit-vulkanizmus metallogéniai megítélése. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- DARIDÁNÉ TICHY M., HORVÁTH I., FARKAS L., FÖLDVÁRI M. 1984: Az andezitmagmatizmushoz kapcsolódó kőzetelváltozások a Velencei-hegység keleti részén. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1982-ről*, pp. 271–288.
- DARIDÁNÉ TICHY M., DUDKO A., HORVÁTH I., ÓDOR L., Ó. KOVÁCS L. 1985: Prognózismetodika a Velencei-hegység–Balatonfő körzetének nyersanyagprognózisához. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- DARIDÁNÉ TICHY M., DUDKO A., HORVÁTH I., ÓDOR L., Ó. KOVÁCS L. 1989: A Velencei-hegység 1:20 000-es földtani térképeinek (Nadap, Pátka, Székesfehérvár DK) magyarázója. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- DÁVID GY. 1993: 206–Sz–17/93. sz. adatszolgáltatás, a Középdunai-medence kutatási területen 1992–1993. években végzett reflexiós mérésekről. — *Kézirat*. Mol Rt. Adattára, Budapest.
- DÁVID GY., TURTEGIN E. 1997: 275–Sz–8/97 sz. adatszolgáltatás, a Várpalota–Mór–Velence–Ráckeve kutatási területen 1996. évben végzett reflexiós mérésekről. — *Kézirat*. Mol Rt. Adattára, Budapest.
- DEINES, P., GOLD, D. P. 1973: The isotopic composition of carbonatite and kimberlite carbonates and their bearing on the isotopic composition of deep-seated carbon. — *Geochimica et Cosmochimica* 37, pp. 1709–1733.
- DETRE CS. 1970: A szabadbattyáni karbon brachiopoda leletek. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- DETRE CS. 1971: A szabadbattyáni karbon brachiopoda leletek. — *Őslénytani viták* 18, pp. 77–88.
- DOBOSI G. 1982: A réz és ritkaelemek eloszlásának vizsgálata velencei-hegységi kőzetekben. — *Kézirat*. MTA Geokémiai Kutatólaboratórium, Budapest.
- DOBOSI G., HORVÁTH I. 1988: High- and low-pressure cognate clinopyroxenes from alkali lamprophyres of the Velence and Buda Mountains, Hungary. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Abhandlungen* 158 (3), pp. 241–256.
- DOELTER, C. 1873: Zur Kenntnis der quarzführenden Andesite in Siebenbürgen und Ungarn. — *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1873*. Mineralogische Mitteilungen, 83 p.
- DUDICH E., KOPEK G. 1980: A Bakony és környéke eocén ősföldrajzáinak vázlata. — *Földtani Közlöny* 110 (3–4), pp. 417–431.
- DUDKO A. 1986a: A Balatonfő–Velencei-hegység variszkuszi szerkezetalakulása. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1984-ről*, pp. 23–63.
- DUDKO A. 1986b: Pátka, Nadap, Székesfehérvár DK 1:20 000-es fedetlen földtani térképek. — *Kézirat*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- DUDKO A. 1987: Kelet-Velencei periklinális. — *Földtani Közlöny* 117 (3), pp. 255–260.
- DUDKO A. 1988: A Balatonfő–Velencei terület szerkezetalakulása. — *Földtani Közlöny* 118 (3), pp. 207–218.
- DUDKO A. 1991: A Balaton-felvidék szerkezeti elemei. Kirándulásvezető, 1991. szeptember 28. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- DUDKO A. 1997: Neogene tectonics of the Mezőföld (A Mezőföld neogén tektonikája). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1996-ról (II)*, pp. 213–223 (225–230).
- DUDKO A. 2000: A Balatonfő–Velencei-hegység mélyföldtani térképe (preszarmata felszín), 1:100 000. — *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*, Budapest.
- DUDKO A., LELKESNÉ FELVÁRI GY. 1992: A Dunántúli-Középhegység variszkuszi szerkezetének fő vonásai. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1990-ről*, pp. 39–67.
- DUDKO A., HORVÁTH I., MAJOROS GY., ÓDOR L., LELKESNÉ FELVÁRI GY. 1985: Terepbejárás a balatonfői alaphegység-rögök és a Velencei-hegység területén. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- DUDKO A., MADARASI, A., MAJKUTH, T., PINTÉR, A., CSÖRGEI, J., SCHÖNVISZKY, L. 1982: Komplexsznoe geofiziceszkoe izucsenie eocenovogo vulkanizma v rajone gor Velence (50 km jugo-zapadne g. Budapest). — *Proceeding of the 27th International Geophysical Symposium*, Bratislava, pp. 425–442.
- DUDKO A., DARIDÁNÉ TICHY M., HORVÁTH I., MAJKUTH T., STOMFAI R. 1987a: A kelet-velencei paleovulkán szerkezete. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- DUDKO A., DARIDÁNÉ TICHY M., ÓDOR L., HORVÁTH I., KIRÁLY ERVIN, MAJKUTH T., STOMFAI R. 1987b: A

- Balatonfő–Velencei-hegységi terület néhány földtani és geofizikai kutatási eredménye. — *Magyarhoni Földtani Társulat – Magyar Geofizikusok Egyesülete 1987. évi vándorgyűlése, Balatonszemes, Abstracts.* p. 39.
- DUDKO A., HORVÁTH I., KIRÁLY ERVIN, MAJKUTH T., STOMFAI R. 1989a: Új adatok a Balatonfő–Velencei-hegység délnyugati előterének szerkezetéről. — *Általános Földtani Szemle* 24, pp. 127–134.
- DUDKO A., MAJKUTH T., DARIDÁNÉ TICHY M., STOMFAI R. 1989b: A Kelet-velencei paleovulkán szerkezete. — *Általános Földtani Szemle* 24, pp. 135–148.
- DUNKL I. 1983: Szkarosodott és agyagászványosodott magmatitok a polgárdi Szár-hegy két mélyfúrásában. Szakdolgozat. — *Kézirat.* Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar, Közettan-Geokémiai Tanszék Adattára, Budapest.
- DUNKL I. 1991: A fission track módszer és használata a geokronológiai kérdések megoldásában. Kandidátusi értekezés. — *Kézirat.* A Magyar Tudományos Akadémia Adattára, Budapest.
- EMBEY-ISZTIN, A. 1972: A study of lamprophyric dike rocks of the Velence Hills (Hungary). — *Fragmenta Mineralogica et Paleontologica* 3, pp. 5–21.
- EMBEY-ISZTIN A. 1973: A Velencei-hegység földpáttartalmú telérközeteinek vizsgálata. Egyetemi doktori disszertáció. — *Kézirat.* Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék Adattára, Budapest.
- EMBEY-ISZTIN, A. 1974: Petrochemistry of the dyke rocks in the Velence Hills (Hungary) — *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* 66 (1), pp. 23–32.
- EMBEY-ISZTIN A. 1975: Dilatációs és kiszorításos (metaszomatikus) telérek a Velencei-hegységben. — *Fragmenta Mineralogica et Paleontologica* 6, pp. 43–61.
- ERDÉLYI J. 1928: Ismeretlen hidroszilikát-gél a székesfehérvári Rácbányából. — *Chemiai Folyóirat* 33 (9), pp. 133–135.
- ERDÉLYI J. 1939: A nadapi barit és hematit. — *Földtani Közöny* 59 (10–12), pp. 290–296.
- ERDÉLYI J. 1940: Újabb adatok a nadapi községi bánya ásványtani ismeretéhez. — *Mathematikai és Természettudományi Értesítő* 59, pp. 1039–1061.
- ERDÉLYI, J. 1952: Der Baryt von Sukoro. — *Acta Geologica Hungarica* 1 (1), pp. 1–9.
- ERDÉLYI, J. 1955: Beiträge zur mineralogischen Kenntnis des Gebirges von Velence. — *Acta Mineralogica et Petrographica* 8, pp. 3–12.
- ERDÉLYI, J., TOLNAI, V. 1954: Jarosite from Mount Gécsi. — *Acta Mineralogica et Petrographica* 7, pp. 65–67.
- EWART, A. 1979: A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary recent, dacitic, latitic, rhyolitic, and related salic volcanic rocks. — In: BARKER F. ed.: Trondhjemites, dacites and related rocks. *Developments in Petrology* 6, Elsevier, Amsterdam–Oxford–New York, pp. 13–121.
- EWART, A., LA MAITRE R. W. 1980: Some regional compositional differences within Tertiary–Recent orogenic magmas. — *Chemical Geology* 30, pp. 257–283.
- FALU J., SZABÓ A. 1966: Velence-hegység gránitjának kutatási terve. — *Kézirat.* Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FARKAS Á., DEÁK J., KARÁCSONYI S. 1968: Gárdony község perspektívikus vízkutató fúrása. — *Kézirat.* Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FEKETE J. 1936: Jelentés a báró Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet által 1936. január 30. – február 5. és február 17–18. között Pátka–Lovasberény–Seregélyes–Sárosd vidékén végzett földmágneses mérésekről. — *Kézirat.* Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÉLEGYHÁZI Zs. 1966: Jelentés az 1965. évi mátrai és Velencei-hegységi geokémiai munkákról. — *Kézirat.* Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÉLEGYHÁZI Zs. 1967a: Összefoglaló jelentés a Velencei-hegységben 1966-ig végzett földtani, geofizikai, geokémiai és bányászati kutatásokról. — *Kézirat.* Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÉLEGYHÁZI Zs. 1967b: Jelentés a lászlótanyai terület kutatásáról. — *Kézirat.* Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÉLEGYHÁZI Zs. 1967c: Magyarország kvarcitkutatásainak katasztere és távlati kutatási terve. 1967–1980. — *Kézirat.* Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÉLEGYHÁZI Zs. 1968: Pátka–Szűzvári bánya zárójelentése. — *Kézirat.* Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FERENCZ K. 1951: Geológiai szakvélemény a Székesfehérvár–börgöndi repülőtér vízellátásáról. — *Kézirat.* Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDEVÁRI A. 1947a: A molibdén Velencei-hegységi előfordulásának teleptani viszonyai. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1947-ről* B (Beszámoló a vitaülésekről) 9 (1–6), pp. 39–58.
- FÖLDEVÁRI A. 1947b: Szakjelentés és a Nadap–sukorói barit kutatással kapcsolatos bányakapitánysági zártkutatmányok eljárásáról szóló iratjegyzékek. — *Kézirat.* Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDEVÁRI A. 1948a: Érckutató fúrás Velence községben. — *Jelentés a Jövedéki Mélykutatás 1947/48. évi munkálatairól*, pp. 111–116.
- FÖLDEVÁRI A. 1948b: A magyarországi radioaktív anyagkutatás földtani és közettani vonatkozásai. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* B (Beszámoló a vitaülésekről) 10, pp. 35–62.
- FÖLDEVÁRI A. 1948c: A falubattyáni ólomércelőfordulás feltárására végzett szükséges kutató munkákról. — *Kézirat.* Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.

- FÖLDEVÁRI A. 1948d: Feljegyzés a pátkai szulfidosérc kutatásról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDEVÁRI A. 1949: Jelentés a pátkai fluoritkutatás 1949. I. 31-i állapotáról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDEVÁRI A. 1952a: A szabadbattyáni ólomérc- és kőületes karbon előfordulás. — *Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományok Osztályának Közleményei* 5 (3), pp. 25–53.
- FÖLDEVÁRI, A. 1952b: Lead ores and fossiliferous Dinantian (Lower Carboniferous) at Szabadbattyán. — *Acta Geologica Hungarica* 1 (1), pp. 11–36.
- FÖLDEVÁRI A. 1956: A Bakony és a Velencei-hegység löszéről. — *Földtani Közöny* 86 (4), pp. 351–356.
- FÖLDEVÁRI M., FARKAS L. 1982: Jelentés a sukorói St–2-jelű fúrás műszeres anyagvizsgálati eredményéről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDEVÁRI M., FARKAS L. 1983: Jelentés a Nadap Nt–2-es fúrás mintáinak műszeres fázisanalitikai vizsgálatáról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDEVÁRI M., FARKAS L. 1984: Jelentés az Nt–3 jelű fúrás (Nadap) műszeres ásványtani vizsgálatáról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDEVÁRI M., FARKAS L. 1985: Jelentés a Nadap Nt–4-fúrás műszeres ásványanalitikai vizsgálatáról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDEVÁRINÉ VOGL M. 1947: Színképanalitikai molibdén-meghatározások a Velencei-hegység kőzeteiben. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése B (Beszámoló a vitaülésekről)*. 9 (1–6), pp. 21–38.
- FÖLDEVÁRINÉ VOGL M. 1966a: A ritkafém szerződés anyagvizsgálati dokumentációja. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDEVÁRINÉ VOGL M. 1966b: A Velence Ve–3. sz. fúrás termikus vizsgálata. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDEVÁRINÉ VOGL M. 1967: A területi ritkafémkutatás új eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1965-ről*, pp. 495–498.
- FÖLDEVÁRINÉ VOGL M. 1968: Az országos területi ritkafémkutatás 1966. évi eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1966-ról*, pp. 291–297.
- FÖLDEVÁRINÉ VOGL, M., BÖJTÖSNÉ VARRÓK, K. 1968: Vergleichende geochemische Untersuchungen an Graniten aus Ungarn. — *Acta Geologica Hungarica* 12 (1–4), pp. 99–115.
- FÖLDEVÁRINÉ VOGL M., BÖJTÖSNÉ VARRÓK K., CSALAGOVITS I., NAGY B., ÓDOR L., VETŐ I. 1970: Összefoglaló értékelő jelentés a területi ritkafém-kutatás tájékoztató jellegű kutatási fázisának eredményeiről. — *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*, Budapest, 96 p.
- FREUDENTHAL, M., KORDOS, L. 1985: *Cricetus polgardiensis* sp. nov. and *Cricetus kormosi* Schaub, 1930 from the Late Miocene Polgárdi localities (Hungary). — *Scripta Geologica* 89, pp. 71–100.
- FÜLÖP J. 1990: Magyarország geológiája, Paleozoikum I. — *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*, Budapest, 325 p.
- GASZTONYI É., SZABÓ M. 1978: Jelentés a Velencei-hegység K-i részén 1975–76. évben végzett földtani térképezésről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- GERZSON I. 1983: Magyarázó a Velencei-hegység radiometrikus izogamma térképsorozatához. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- GILMOUR, P. 1977: Mineralised intrusive breccias as guides to concealed porphyry copper systems. — *Economical Geology* 72, pp. 290–298.
- GÓCZÁN, F., ORAVECZNÉ-SCHEFFER, A., HAAS, J. 1987: The Permian–Triassic boundary in the Transdanubian Central Range. — *Acta Geologica Hungarica* 30 (1–2), pp. 35–58.
- GOKHALE, N. W. 1964: Kőzetszerkezeti vizsgálatok a Velencei-hegységi gránitban és kvarcfillitekben. — *Földtani Közöny* 94 (2), pp. 177–183.
- GOKHALE, N. W. 1965: A Velencei-hegység gránit és metamorf kőzeteinek ásványtani, kőzettani és kőzetszerkezeti vizsgálata. Kandidátusi értekezés. — *Kézirat*. Magyar Tudományos Akadémia Adattára, Budapest.
- GOKHALE, N. W. 1966a: An areal, quantitative, chemical study of the granites of the Velence Hills, Hungary. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* 9, 1965, pp. 69–86.
- GOKHALE, N. W. 1966b: A Velencei-hegységi gránit kvantitatív ásványtani vizsgálata. — *Földtani Közöny* 96 (1), pp. 51–60.
- GOKHALE, N. W. 1970: Structural studies on the granite and the associated schists of the Velence Mountains, Hungary, and the granite emplacement. — *Acta Geologica Hungarica* 14, pp. 5–22.
- GOODE, A. I. I., TAYLOR, R. T. 1980: Intrusive and pneumatolytic breccias in south-west England. — *Report Institute of Geological Sciences*, 80 (2), 23 p.
- GULYÁS Á., KOVÁCSVÖLGYI S. 1999: Jelentés a Pákozd környéki kísérleti sekélygeofizikai mérésekről. — *Kézirat*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

- GYALOG L. szerk. 1993: Földtani térképek jelkulcsa. — *Kézirat*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- GYALOG L. szerk. 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa* 187, 171 p.
- GYALOG L., HORVÁTH I. 1999: Területek kijelölése és rövid jellemzése a Velencei-hegységben cseppfolyós gáztermék földalatti tárolására alkalmas kőzettestek kutatására. — *Kézirat*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- GYALOG L., HORVÁTH I. 2000: A Velencei-hegység földtani térképe, 1:25 000. — *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*.
- GYALOG L., ÓDOR L. 1983: Felső-pannóniai bázisképződmények a Velencei-hegység keleti részén. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről*, pp. 413–423.
- GYALOG, L., HORVÁTH, I., DUDKO, A. 1999: Underground LPG storage. Site investigation. Geological mapping and structural studies in Pákozd area, Velence Hills. — *Kézirat*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- GYÖRGY I. 1955: A nadapi pirittartalmú kaolinosodott kőzet technológiai kísérletei (19. sz. jelentés). — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HAAS J. szerk. 1996: Magyarázó Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával és Magyarország szerkezetföldtani térképe című térképlapokhoz (1:500 000). — *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*, Budapest, 186 p.
- HAAS, J., BUDAI, T. 1995: Upper Permian–Triassic facies zones in the Transdanubian Range. — *Rivista Italiana Paleontologia et Stratigrafia* 101 (3), pp. 249–266.
- HAAS J., JOCHÁNÉ EDELÉNYI E. 1979: A dunántúli-középhegységi felsőkréta üledékciklus ősföldrajzi elemzése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1977-ről*, pp. 217–224.
- HAAS J., TÓTHNÉ MAKK Á. 1993: Alcsútdoboz Mésző Formáció. — In: HAAS J. szerk.: Magyarország litosztratigráfiai egységei. Triász. *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*, Budapest, pp. 15–18.
- HAAS, J., GÓCZÁN, F., ORAVECZ-SCHEFFER, A., BARABÁS-STUHL, Á., MAJOROS, GY., BÉRCZI-MAKK, A. 1986: Permian–Triassic boundary in Hungary. — *Memorie della Società Geologica Italiana* 34, pp. 221–241.
- HAAS J., TÓTH-MAKK Á., ORAVECZ-SCHEFFER A., GÓCZÁN F., ORAVECZ J., SZABÓ I. 1988: Alsó-triász alapszelvények a Dunántúli-középhegységben. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve*, 45, 319 p.
- HAÁZ I. B. 1950: Jelentés a Seregélyes környékén 1949. november 20. – december 2. között végzett földmágneses mérésekről és eredményeiről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HAÁZ I. B. 1952: Jelentés a Velencei-hegység vidékén 1951-ben végzett földmágneses mérések eredményeiről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HALÁSZ A., DEMETER L., JUHÁSZ Z., DUNA GY. 1954: Hazai szegény-kénérc előfordulásaira irányuló kutató vizsgálatok. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HALÁSZ A., DEMETER L., JUHÁSZ Z., DUNA GY. 1955a: A nadapi kaolin fizikai-kémiai tulajdonságainak vizsgálata. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HALÁSZ A., DEMETER L., JUHÁSZ Z., DUNA GY. 1955b: A nadapi pirittartalmú kaolinosodott gránitok előkészítési kísérletei. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HALÁSZ L. 1952: Jelentés a MÁELGI 1952. évben végzett geoelektromos méréseiről Szabadbattyán környékén. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HAUER, F. 1870: Geologische Übersichtskarte der Oesterreichisch–Ungarischen Monarchie. — *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt* 20 (4), pp. 463–499.
- HEGEDŰS J. 1949: Pázmándi (Fejér m.) kvarcitbányászat zártkutatómáni iratai. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HERMANN L., NEDUCZA B., PRÓNAY ZS. (ELGI) 1999a: Refraction measurements at PB gas storage site Pákozd, Hungary [1st phase]. — *Kézirat*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HERMANN L., NEDUCZA B., PRÓNAY ZS. (ELGI) 1999b: Refraction measurements at PB gas storage site Pákozd, Hungary [2nd phase]. — *Kézirat*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HOLÉNYI L. 1981: Gerecse, Vértes, Velencei-hegység. — *Sport*, Budapest, 408 p.
- HONFI F. 1952: Jelentés a Pátkától D-re végzett Turam mérésekről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HONFI F. 1953a: Jelentés a Tompos hegyen végzett turam mérésekről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HONFI F. 1953b: Jelentés a Velencei-hegységben végzett turam mérések összefoglaló vizsgálatáról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HONFI F., SEBESTYÉN K., ZAKARIÁS L. 1953: Jelentés az 1952. évben a Velencei-hegységben végzett geoelektromos mérésekről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HORVÁTH I. 1981: A Velencei-hegység–Balatonfő földtani-ércföldtani kutatási programja. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HORVÁTH I. 1982a: A Dunántúli-középhegység granitoid képződményei. — In: JÁMBOR Á., LELKESNÉ FELVÁRI GY., MAJOROS GY., HORVÁTH I., RAINCSÁK GY., KONDA J., HAAS J., BERNHARDT B., KÖRPÁS L., KAISER M. 1982: A Dunántúli-Középhegység rövid földtani jellemzése. *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.

- HORVÁTH I. 1982b: Tájékoztató jelentés a Velencei-hegységi alunitt és pirofillit vizsgálatáról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HORVÁTH I. 1983: A Velencei-hegység–Balatonfő földtani előkutatási programja és eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről*, pp. 41–44.
- HORVÁTH I. 1985: Beszámoló a Velencei-hegység–Balatonfő földtani–ércföldtani kutatás helyzetéről. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1983-ról*, pp. 37–40.
- HORVÁTH I. 1996: A Budakeszi Pikrit Formáció. — In: CSÁSZÁR G. szerk.: Magyarország litosztratigráfiai egységei. Kréta. *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*, Budapest, pp. 76–77.
- HORVÁTH I., ÓDOR L. 1983: Alkáli ultrabázisos és szilikokarbonatitos kőzetek a Dunántúli Középhegység ÉK-i részén. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HORVÁTH I., ÓDOR L. 1984: Alkaline ultrabasic rocks and associated silicocarbonatites in the NE part of the Transdanubian Mts. (Hungary). — *Mineralia Slovacia* 16 (1), pp. 115–119.
- HORVÁTH I., ÓDOR L. 1989: A Polgárdi Mészke Formáció kontakt metamorf és metasomatikus jelenségei. Contact metamorphic and metasomatic phenomena in the Polgárdi Limestone Formation (Transdanubia, Hungary). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1987-ről*, pp. 137–144.
- HORVÁTH I., BALLÁNÉ DUDKO A., DARIDÁNÉ TICHY M., ÓDOR L. 1983a: Tájékoztató a Velencei-hegység K-i részén megismert néhány ércindikációról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HORVÁTH I., DARIDÁNÉ TICHY M., ÓDOR L. 1983b: Magnezittartalmú dolomitok karbonatit (beforszt) telérközet a Velencei-hegységből. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről*, pp. 369–388.
- HORVÁTH I., DUDKO A., ÓDOR L., BÉRCZI J., DOBOSSY G. 1985a: Alkaline ultrabasic rocks in the NE part of the Transdanubian Mts. (Hungary). — *Proceeding reports of the XIIIth congress of Carpatho-Balkan Geological Association 1985. part I, Sect. 3, Magmatism and metamorphism*. Poland, Cracow. Sept. 5–10, pp. 376–377.
- HORVÁTH I., ÓDOR L., DUDKO A. 1985b: Jelentés. Az ÉK-Dunántúl alkáli ultrabázisos képződményeinek vizsgálata. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HORVÁTH I., ÓDOR L., DARIDÁNÉ TICHY M., DUDKO A., Ó. KOVÁCS L. 1987a: A Velencei-hegység–Balatonfő körzetének ércprognóza. Összefoglaló jelentés. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HORVÁTH I., ÓDOR L., DUDKO A. 1987b: Upper Cretaceous lamprophyres in the Transdanubian Mts, Hungary. — *5th Meeting of European Geological Societies "Orogeny, magmatism and metallogeny in Europe"*. Dubrovnik, 1987. p. 44.
- HORVÁTH I., ÓDOR L., Ó. KOVÁCS L. 1987c: Upper Carboniferous granitic magmatism and its metallogenic evaluation. — *5th Meeting of European Geological Societies "Orogeny, magmatism and metallogeny in Europe"*. Dubrovnik, 1987. p. 43.
- HORVÁTH I., ÓDOR L., Ó. KOVÁCS L. 1989: A Velencei-hegységi gránit metallogéniai sajátosságai. Metallogenic features of the Velence Mts granitoids. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1987-ről*, pp. 349–366.
- INKEY B. 1875: A Székesfehérvár Velencei-hegység gránit- és trachitnemű kőzetei. — *Földtani Közlöny* 5 (6–7), pp. 145–158.
- IVANCSICS J., KISHÁZI P. 1984: Gárdony–1 sz. fúrás anyagvizsgálata. Kutatási részjelentés a 271.001.4. sz. „Magyarország metamorf képződményeinek átfogó litosztratigráfiai elemző értékelése” c. témához. — *Kézirat*. Központi Bányászati Fejlesztési Intézet Adattára, Budapest.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 62, 259 p.
- JÁMBOR Á. 1998: Cseppfolyós gáztermék tárolása föld alatti üregekben. A Szűzvár Sz–1 fúrás földtani leírása. — *Kézirat*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- JÁMBOR Á. 1999: Cseppfolyós gáztermék tárolása föld alatti üregekben. A Pákozd Pz–1 fúrás földtani dokumentációja. — *Kézirat*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- JÁNOSSY, D. 1991: Late Miocene bird remains from Polgárdi (W-Hungary). — *Aquila* 98, pp. 13–35.
- JANTSKY B. 1951: A Velencei-hegység hidrotermális ércesedése. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JANTSKY B. 1952a: A Velencei-hegység aplittjai és kerámiai felhasználhatóságuk. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1949-ről*, pp. 27–32.
- JANTSKY B. 1952b: A Velencei-hegység barit- és fluoritelőfordulásai. Magyarázó a barit- és fluoritkataszterhez. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JANTSKY B. 1952c: A Velencei-hegység hidrotermális ércesedése. — *Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományos Osztály Közleményei* 5 (3), pp. 69–83.
- JANTSKY B. 1952d: Előzetes jelentés a Velencei-hegységben újabban előfordult molibdenitről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JANTSKY B. 1952e: Radioaktív anyagok felkutatásának földtani vonatkozásai a Velencei-hegységben. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JANTSKY B. 1953: A Velencei-hegység földtani és kőzettani viszonyai. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1950-ről*, pp. 79–81.

- JANTSKY B. 1954a: Ipari mennyiségű pirit előfordulásának lehetőségei Magyarországon. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JANTSKY B. 1954b: Jelentés a hazai fluoritkutatás jelenlegi helyzetéről és várható fluoritkészletéről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JANTSKY B. 1954c: Jelentés a Nadap környéki pirites kaolin kutatási eredményeiről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JANTSKY B. 1954d: Velencei bánya – Pákozdi lejtőszakna. Beruházási nyilvántartó. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JANTSKY B. 1954e: Zárójelentés a Velencei-hegység 1953. évi fluoritkutatásáról. A Velencei-hegység fluoritja és a fluoritkutatás perspektivikus irányelvei. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JANTSKY B. 1954f: Zárójelentés a Velencei-hegység fluoritkutatásáról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JANTSKY B. 1954g: Zárójelentés az 1953. évi Sukoró-ördöghegyi bányászati kutatásokról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JANTSKY B. 1954h: Zárójelentés a Velencei I. és II. sz. fúrások földtani kiértékeléséről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JANTSKY B. 1955a: A nadapi kaolintáró. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JANTSKY B. 1955b: Zárójelentés a Velencei-hegységi fluorit 1951–55. évi földtani és bányászati kutatás eredményeiről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JANTSKY B. 1956a: A szabadbattyáni érc kutatás zárójelentése. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JANTSKY B. 1956b: A Velencei-hegység földtana. Kandidátusi értekezés. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JANTSKY B. 1957: A Velencei-hegység földtana. — *Geologica Hungarica series Geologica* 10, pp. 1–170.
- JANTSKY B. 1966: Velencei-hegység. — In: JANTSKY B.: Ásványtelepeink földtana. Nyersanyag-lelőhelyeink. Budapest, pp. 217–237 és 295–296.
- JANTSKY B. 1976: Javaslat a Velencei-hegység ÉK-i végének földtani kutatására. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JANTSKY B., NAGY B. 1978: A Velencei-hegység és környékének ércprognózisa. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JANTSKY B., VARJÚ GY. 1955: Jelentés a pázmándi kvarcitbányászat fejlesztési lehetőségeiről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JÁRAI M.-NÉ 1972: A Velencei-tó iszaprétegeinek pollenstatisztikai vizsgálata. — In: BARANYI S. szerk.: Tájékoztató az állóvizek hidrológiai feltárásáról 1970. *Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet kiadványa*, Budapest, pp. 64–67.
- JASKÓ S. 1949: Ásványi nyersanyagok magyarországi előfordulásainak jegyzéke. Kristályos kvarcit: Velencei-hegység. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JOKÉLY J. 1860: Das Velenceer-Gebirge. — *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt*. Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt. Sitzungsberichte 11, p. 5.
- JUGOVICS L. 1945–46: Adatok a székesfehérvári mélyfúrás kőzetanyagának ismeretéhez. — *Földtani Közlöny* 75–76, pp. 32–35.
- JUGOVICS L. 1951: Polgárdi mészkőbánya geológiai és kőzettani viszonyai, különös tekintettel a bánya fejlesztésére. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JUGOVICS L. 1967a: A polgárdi mészkő földtani kutatása. — *Építőanyag* 19 (11), pp. 406–413.
- JUGOVICS L. 1967b: Polgárdi „Szárhegy” (Kőszárhegy) mészkőterületének földtani, kőzettani, kőzetkémiai vizsgálata és készletszámítása. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JUGOVICS L. 1967c: A polgárdi Szárhegy mészkő és fillit vonulata. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KÁDÁR L.-NÉ 1979a: Kutatási jelentés a 219/78 sz. téma keretében végzett fonolit, turmalin és topáz minták tájékoztató jellegű dúsíthatósági kísérletéről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KÁDÁR L.-NÉ 1979b: Velencei-hegységi topáz dúsíthatóságának kutatása. — *Kézirat*. Központi Bányászati Fejlesztési Intézet, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KÁDÁR L.-NÉ 1981: Velencei-hegységi kaolinites-pirofillites kőzetminták minősítő vizsgálata és dúsíthatósági kísérletei. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KÁDÁR L.-NÉ 1982: Velencei-hegységi alunites kőzet dúsíthatósági vizsgálatai. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KAISER, M. 1997: A geomorphic evolution of the Transdanubian Mountains, Hungary. — *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbande* 110, pp. 1–14.
- KASZANITZKY, F. 1958: Genetic relations of the Pátka-Kőrakás-hegy ore occurrence, Velence Area, North Central Hungary. — *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* 50, pp. 19–30.

- KASZANITZKY F. 1959: A pátkai kőrákáshegyi érckutatás jelenlegi állása. — *Földtani Közlöny* 89 (2), pp. 133–141.
- KÁZMÉR M. 1984: A Bakony horizontális elmozdulása a paleogénben. — *Általános Földtani Szemle* 20, pp. 55–102.
- KÁZMÉR, M., KOVÁCS, S. 1985: Permian–Palaeogene palaeogeography along the eastern part of the Insubric–Periadriatic lineament system: evidence for continental escape of the Bakony–Drauzug unit. — *Acta Geologica Hungarica* 28 (1–2), pp. 71–84.
- KECSKEMÉTI T. 1980: A Bakony hegységi Nummulites-fauna paleobiogeográfiai áttekintése. — *Földtani Közlöny* 110 (3–4), pp. 432–449.
- KECSKEMÉTI T., VÖRÖS A. 1983: Jelentés az Úrhida-1 fúrás, valamint az úrhidai felszíni feltárások eocén rétegsorainak üledékföldtani és őslénytani vizsgálatáról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KELLER, J. 1982: Mediterranean island arc. — In: THORPE, R. S. ed.: *Andesites*. Wiley, XIII, Chichester–New York etc., 724 p.
- KÉZ A. 1931: A balatoni medencék és a Zala-völgy. — *Természettudományi Tudományos Közlemények*, pótfüzet, pp. 49–61.
- KIRÁLY ERVIN 1983: A Velencei-hegység előkutatása (1983. évi jelentés). — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KIRÁLY, EDIT, DUDKO, A., JÁMBOR, Á. 1998: Underground LPG storage. Site investigation. Geological mapping and structural studies. — *Kézirat*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- KISS J. 1950a: Előzetes jelentés a Szabadbattyán és Polgárdi közötti területen végzett földtani és érckutatásokról 1950. VI. 19. – X. 12. között. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KISS J. 1950b: Szabadbattyáni Somlyó és Szárhegy földtani és ércgenetikai viszonyai. Jelentés az 1950. VI. 15.–VII. 30. és IX. 1. – IX. 5. között végzett földtani és érckutatásról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KISS J. 1951: Szabadbattyáni Szárhegy földtani és ércgenetikai adatai. — *Földtani Közlöny* 81 (7–9), pp. 264–274.
- KISS J. 1954a: Az andezit és ércgenetikai jelentősége. (Működési jelentés). Színesérckutatás, Szabadbattyán–Szarhegy. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KISS J. 1954b: Szabadbattyáni andezit és ércgenetikai jelentősége. — *Földtani Közlöny* 84 (3), pp. 183–189.
- KISS J. 1954c: A Velencei-hegység északi peremének hidrotermális ércesedése. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KISS J. 1954d: A Velencei-hegység É-i peremének hidrotermális ércesedése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1953-ról*, pp. 111–139.
- KISS J. 1982: Ércteleptan II. — *Tankönyvkiadó*, Budapest, 731 p.
- KOCH S. 1943: A Fejér-megyei Szárhegy ólomérc előfordulása. — *Acta Universitatis Szegediensis. Sectio Scientiarum Naturalium. Acta Mineralogica et Petrographica* 1, Szeged, pp. 1–12.
- KÓKAY J. 1956: Hegységszerkezeti mozgásviszonyok Várpalota környékén. — *Földtani Közlöny* 86 (1), pp. 17–27.
- KÓKAY, J. 1976: Geomechanical investigation of the Southeastern margin of the Bakony Mountains and the age of the Litér Fault Line. — *Acta Geologica Hungarica* 20 (3–4), pp. 245–257.
- KÓKAY J. 1987: Előzetes jelentés az Ősi–Berhida és Küngös község területén 1986-ban végzett barnaköszén előkutatásról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KÓKAY J. 1989: A Várpalotai-medence és az Úrhida-1 sz. fúrás eocén képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1987-ről*, pp. 27–33.
- KÓKAY J. 1990: A budapesti középső-bádeni képződmények. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1988-ről* (I), pp. 101–108.
- KÓKAY J. 1991: Összefoglaló földtani jelentés a Várpalota-Dél barnaköszén terület előkutatásáról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KÓKAY J. 1996: A várpalotai neogén medence tektonikai összefoglalója. — *Földtani Közlöny* 126 (4), pp. 417–445.
- KÓKAY J., HÁMOR T., LANTOS M., MÜLLER P. 1991: A Berhida 3. sz. fúrás paleomágneses és földtani vizsgálata. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1989-ről*, pp. 45–63.
- KOLOSVÁRY G. 1951: Szabadbattyáni alsó-karbon korallok. — *Földtani Közlöny* 81 (7–9), pp. 275–283.
- KOMÁROMY I. 1952: Jelentés a Velencei-hegység vidékén az 1952. évben végzett földmágneses mérések eredményéről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KONDA J., HORVÁTH I. 1982: A Velencei-hegységi kőzetminták próbamegmunkálására alapozott építő-díszítőköipari minősítése. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KOPEK G., KECSKEMÉTI T., DUDICH E. 1966: A Dunántúli Középhegység eocénjének rétegtani kérdései. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1964-ről*, pp. 249–264.
- KORDOS L. 1991: Late Miocene paleovertebrate localities, Polgárdi, Mezőföld. Magyarország Geológiai Alapszelvényei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*, Budapest.
- KORECZ J.-NÉ 1968: Jelentés a Csv–18. sz. fúrás földtani anyagvizsgálatáról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KORMOS T. 1911: A polgárdi pliocén csontlelet. — *Földtani Közlöny* 41 (1–2), pp. 48–64.

- KORPÁS L. 1981: A Dunántúli-középhegység oligocén–alsó-miocén képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 64, 140 p.
- KORPÁS, L. 1998: Palaeokarst studies in Hungary. — *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary* 195, 139 p.
- KOVÁCH Á. 1963: A Velencei-hegység ólomérceinek izotóp analitikai vizsgálata. — *Magyar Tudományos Akadémia III. Osztály Közleményei* 13, pp. 239–252.
- KOVÁCH Á. 1970: Előzetes jelentés „A Pannon-medence kristályos aljzatából származó kőzetminták izotóp kormeghatározása” c. téma keretében a MÁFI és az MTA Atomki között az 1970. évre megkötött kutatási szerződés alapján elvégzett kormeghatározási munkákról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KOVÁCSNÉ BODROGI I. 1982: Jelentés a seregélyesi Sg–1 sz. víz- és szerkezetkutató alapfúrás földtani vizsgálatáról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KOZUR, H. 1984a: Fossilien aus dem Silur von Ungarn (Verläufige Mitteilung). — *Proceeding Geoinstitute* 17, pp. 163–181.
- KOZUR, H. 1984b: Muellerisphaerida eine neue Ordnung von Mikrofossilien unbekannter systematischer Stellung aus dem Silur und Unterdevon von Ungarn. — *Geologische Paläontologische Mitteilungen* 13 (6), Innsbruck, pp. 125–148.
- KÓHÁTI A. 1964: Gránitos kőzetek a dunántúli mélyfúrásokban. — *A Kőolaj- és Földgázbányászat Tudományos-műszaki Közleményei*, pp. 176–179.
- KREISCHER K., LUKÁCS L., RADOVICS L. 1973: Pátka–kőrakáshegyi színesércbánya zárójelentése. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KRETZOI, M. 1942: Eumellivora von Polgárdi und Csákvár. — *Földtani Közlöny* 72 (4–12), pp. 318–323.
- KRETZOI, M. 1952: Die Raubtiere der Hipparionfauna von Polgárdi. (A polgárdi Hipparion fauna ragadozói.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 40 (3), pp. 1–38.
- KUBOVICS I. 1956: A Velencei-hegység talajának nyomelemvizsgálata. — *Földtani Közlöny* 86 (3), pp. 217–243.
- KUBOVICS I. 1958: A sukorói Meleghegy hidrotermális ércesedése. — *Földtani Közlöny* 88 (3), pp. 299–314.
- KUBOVICS I. 1960: A Velencei-hegységi utómagmás képződmények nyomelemvizsgálata. — *Földtani Közlöny* 90 (3), pp. 273–292.
- KUBOVICS I. 1983: Magyarországi mezozoós ultrabázisos–bázisos, neutrális magmás képződmények kőzettani–geokémiai és vulkanológiai vizsgálata. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KUBOVICS, I., SZABÓ, Cs., HARANGI, Sz., JÓZSA, S. 1990: Petrology and petrochemistry of Mesozoic magmatic suites in Hungary and adjacent areas – an overview. — *Acta geodætica, geophysica et montanistica Hungarica* 25 (3–4), pp. 345–371.
- LÁNG G., OZORAI Gy. 1959: A Velencei- és a Vértes-hegység vízföldtani viszonyai. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- LÁNG S. 1963: A Dunántúli Középhegység keleti részének geomorfológiai vázlata. — *Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató* 10, pp. 123–139.
- LÉCFALVI S., GÓBEL E. 1972a: Gárdony–Bikavölgyi Vízmű bővítése. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- LÉCFALVI S., GÓBEL E. 1972b: A Velencei-tó környékének távlati vízellátása. Vízbiztosítás. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- LELKESNÉ FELVÁRI Gy. 1978: A Balaton-vonal néhány permnél idősebb képződményének kőzettani vizsgálata. — *Geologica Hungarica series Geologica* 18, pp. 193–240.
- LELKESNÉ FELVÁRI Gy. 1998: A Dunántúli-középhegység metamorf képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. szerk.: Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. *A Magyar Olaj- és Gázipari Részvénytársaság és a Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*, Budapest, pp. 73–86.
- LELKESNÉ FELVÁRI Gy., SASSI F. P. 1983: A magyarországi pre-alpi folyamatok vázlata. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1982-ről*, pp. 449–466.
- LELKES-FELVÁRI, Gy., SASSI, R., ZIRPOLI, G. 1994: Lithostratigraphy and Variscan metamorphism of the Paleozoic sequences in the Bakony Mountains, Hungary. — *Memorie di Scienze Geologiche* 46, Padova, pp. 303–312.
- LELKESNÉ FELVÁRI, Gy., ÁRKAI, P., SASSI, F. P. (with the collaboration of BALOGH, K.) 1996: Main features of the regional metamorphic events in Hungary: a review. — *Geologica Carpathica* 47 (4), 257–270.
- LENGYEL, S., KÓSA L., NÉMETH L., ELSHOLTZ L. 1960: Összefoglaló jelentés a Velencei-hegységben 1957–58–59-ben végzett hasadóanyag kutatásról. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- LENGYEL S. 1960: Jelentés a Velencei-hegységben 1957–59. évben végzett munkákról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- LESS, Gy. 1987: Paleontology and stratigraphy of the European Orthopragminae (Az európai Orthopragminák őslénytana és rétegtana). — *Geologica Hungarica series Paleontologica* 51, 373 p.
- LESS, Gy. 1998: The zonation of the mediterranean Upper Paleocene and Eocene by Orthopragminae. — *Opera Dela Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti* IV, 34 (2), Ljubljana, pp. 21–43.
- LESS, Gy., PAPAZZONI, C. A. 2000: Orthopragminid and operculinid events at the Middle, Upper Eocene boundary in Europe. — *Annali di Museo Civico di Storia Naturale di Ferrara*, 3, Ferrara, pp. 43–46.

- LESS, GY., KECSKEMÉTI, T., OZSVÁRT, P., KÁZMÉR, M., BÁLDI-BEKE, M., KOLLÁNYI, K., FODOR, L., KERTÉSZ, B., VARGA, I. 2000: Middle-Upper Eocene shallow water benthos in Hungary. — In: BASSI, D. (ed.): Field-trip guide-book. Shallow water benthic communities at the Middle, Upper Eocene boundary. Southern and North-Eastern Italy, Slovenia, Croatia, Hungary. 5th Meeting of the IUGS-UNESCO IGCP 393 July 18th–31st, 2000, *Annali Università di Ferrara* 8, Scienze della Terra, Ferrara, pp. 151–181.
- LÓCZY L., ID. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékekre szerinti telepedése. — A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. I. A Balatonnak és környékének fizikai földrajza. 1. A Balaton környékének geológiája és morfológiája. — *Kilián*, Budapest, 617 p.
- LÓCZY L., IFJ. 1941: Geológiai szakvélemény a Cseplek-hegyi kvarcitokról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- LOWELL, J. D., GUILBERT, J. M. 1970: Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper deposits. — *Economic Geology*, 65, pp. 363–408.
- MADARASI A., MAJKUTH T., PINTÉR A., VERŐ L. 1981: A Velencei-hegység geofizikai kutatása. — *A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Évi Jelentése 1980-ról*, pp. 27–34.
- MAJKUTH T. 1976: Jelentés a gárdonyi területen végzett szeizmikus mérésekről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MAJKUTH T. 1980: A Velencei-hegység előkutatása (1978–1979. évi jelentés). — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MAJKUTH T. 1981a: A Velencei-hegység geofizikai előkutatása (1980. évi jelentés). — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MAJKUTH T. 1981b: A Velencei-hegység 1981. évi geofizikai előkutatása (1981. évi működési jelentés). — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MAJKUTH T. 1982a: A Velencei-hegység 1981. évi geofizikai előkutatása (1981. évi jelentés). — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MAJKUTH T. 1982b: A Velencei-hegység 1982. évi geofizikai előkutatása (1982. évi működési jelentés). — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MAJKUTH T. 1983a: A Velencei-hegység előkutatása (1982–83. évi jelentés). — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MAJKUTH T. 1983b: A Velencei-hegység geofizikai előkutatása (1983. évi működési jelentés). — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MAJKUTH T. 1985: Adatszolgáltatás a Velencei-hegység környékén az 1984. évben végzett geofizikai mérésekről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MAJKUTH T., HOFFER E. 1979: Jelentés a Velencei-tó környékén végzett vízkutató geofizikai mérésekről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MAJOROS GY. 1969a: Javaslat a balatonfői karbon képződmények földtani kutatására. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MAJOROS GY. 1969b: Adatok a Dunántúli Középhegység földtani kutatási célprogramjának összeállításához. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MAJOROS GY. 1971: A balatonfői újpaleozoikum kutatása. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1969-ről*, pp. 675–676.
- MAJOROS GY. 1980: A permi üledékképződés problémái a Dunántúli-középhegységben: egy ősföldrajzi modell és néhány következtetés. — *Földtani Közlöny* 110 (3–4), pp. 323–341.
- MAJOROS GY. 1982: A Dunántúli-középhegység felső-paleozoikuma. — In: JÁMBOR Á., LELKESNÉ FELVÁRI GY., MAJOROS GY., HORVÁTH I., RAINCSÁK GY., KONDA J., HAAS J., BERNHARDT B., KORPÁS L., KAISER M.: A Dunántúli-középhegység rövid földtani jellemzése. *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MAJOROS, GY. 1983: Lithostratigraphy of the Permian Formations of the Transdanubian Central Mountains. — *Acta Geologica Hungarica* 26 (1–2), pp. 7–20.
- MAJOROS GY. 1998: A Dunántúli-középhegység újpaleozóos képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. szerk.: Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. *A Magyar Olaj- és Gázipari Részvénytársaság és a Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*, Budapest, pp. 119–147.
- MAROSI S., SOMOGYI S. szerk. 1990: Magyarország kistájainak katasztere. I. Velencei-medence. — *Magyar Tudományos Akadémia Földrajztudományi Kutatóintézetének kiadványa* pp. 112–116.
- MÁRTONNÉ SZALAY E. 1984: A Velencei-hegység magmás kőzeteinek paleomágnessége. — *Magyar Geofizika* 25 (2–3), pp. 48–55.
- MÁRTON, E. 1986: Paleomagnetism of igneous rocks from the Velence Hills and Mecsek Mountains. — *Geophysical Transactions* 32 (2), pp. 83–145.
- MAURITZ B. 1908a: Új zeolith lelethely. — *Földtani Közlöny* 28 (3–4), p. 190.
- MAURITZ B. 1908b: A nadapi zeolithek. — *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* 6 (2), pp. 537–544.

- MÉSZÁROS, L. GY. 1999: An exceptionally rich Soricidae (Mammalia) fauna from the Upper Miocene localities of Polgárdi (Hungary). — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis, Sectio Geologica* 32, pp. 5–34.
- MIHÁLY S. 1971a: Jelentés a szabadbattyáni kristályos mészkő faunavizsgálatáról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MIHÁLY S. 1971b: A szabadbattyáni Kőszárhegy alsókarbon koralljainak revíziója. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MIHÁLY S. 1971c: A szabadbattyáni kőszárhegyi bitumenes mészkőösszlet karbon korallfaunájának újvizsgálata. Jelentés a szabadbattyáni kristályos mészkő faunavizsgálatáról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MIHÁLY S. 1971d: A szabadbattyáni kőszárhegyi bitumenes mészkőösszlet karbon korallfaunájának újvizsgálata. Jelentés a szabadbattyáni kristályos mészkő faunavizsgálatáról. — *Őslénytani Viták* 18, pp. 51–76.
- MIHÁLY S. 1971e: Újabb pikermi-jellegű gerinces fauna előfordulása a polgárdi ipartelep nagy kőfejtőben. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MIHÁLY S. 1973: A szabadbattyáni Kőszár-hegy alsókarbon koralljainak revíziója. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1971-ről*, pp. 249–276.
- MIHÁLY S. 1980: Felsőkarbon növénymaradványok a fülel Kő-hegyről. — *Veszprém megyei Múzeumok Közleményei* 15, pp. 21–28.
- MIKE K. 1991: Magyarország ösvízrajza és felszíni vizeinek története. — *AQUA Kiadó*, Budapest, 698 p.
- MIKÓ L. 1962: A Velencei-hegységi árkok és ferdefúrások összefoglaló jelentése. Országos Érc- és Ásványbányák Kutatási Szolgálat. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MIKÓ L. 1964: A Velencei-hegységi kutatás újabb földtani eredményei. — *Földtani Közöny* 94 (1), pp. 66–74.
- MIKÓ L., GERGÁCS M.-NÉ 1964: Pátka-kőrákáshegyi színesérc előfordulás összefoglaló földtani jelentése és készlet-számítása. Országos Érc- és Ásványbányák. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MIKÓ L., POLLNER J. 1962: Zárójelentés a pákozdi fluoritbánya kutatási és termelési munkáiról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MOLNÁR F. 1997: Újabb adatok a Velencei-hegység molibdenitjének genetikájához: ásványtani és folyadékzárvány vizsgálatok a Retezi-lejtakna ércesedésén. — *Földtani Közöny* 127 (1–2), pp. 1–17.
- MONOSTORI M. 1971: Jelentés a szabadbattyáni fúrásokban harántolt bitumenes mészkőösszlet mikrofácies vizsgálatáról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MONOSTORI M. 1974: A szabadbattyáni (Dunántúli Középhegység, Magyarország) karbon mészkő mikrofaunája. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MONOSTORI M. 1978a: A szabadbattyáni (Dunántúli Középhegység, Magyarország) karbon mészkő mikrofaunája. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MONOSTORI M. 1978b: A szabadbattyáni karbon mészkő mikrofaunája. — *Geologica Hungarica series Geologica* 18, pp. 297–313.
- NAGY B. 1967a: A sukorói turmalinos pegmatit előfordulás ásványkőzettani, geokémiai vizsgálata. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1965-ről*, pp. 507–515.
- NAGY B. 1967b: A Velencei-hegységi gránitos kőzetek ásvány-kőzettani és geokémiai vizsgálata. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- NAGY B. 1967c: A Velencei-hegységi gránitos kőzetek ásvány-kőzettani és geokémiai vizsgálata. — *Földtani Közöny* 97 (4), pp. 423–436.
- NAGY B. 1969: Az ólom, cink, molibdén, bárium és fluor területi elterjedésének vizsgálata a Velencei-hegységi gránit ásványaiban. — *Földtani Közöny* 99 (4), pp. 313–319.
- NAGY B. 1970: A magyarországi hidrotermális szfaleritek indiumtartalmának geokémiai vizsgálata. — *Földtani Közöny* 100 (3), p. 285.
- NAGY B. 1974: A magyarországi hidrotermális szulfidásványok Se tartalma. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1972-ről*, pp. 39–48.
- NAGY B. 1980: Adatok a Velencei-hegységi és szabadbattyáni ércesedések és ércindikációk ásványparageneziséhez és geokémiájához. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1978-ről*, pp. 263–289.
- NAGY B., MORVAI G. 1967: A Velencei-hegység paleogén vulkanizmusa. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- NAGY ELEMÉR, FELVÁRI GY. 1971: Feljegyzés a KFH Kutatási Főosztály részére. Eddig ismeretlen feketekőszén előfordulás bejelentése (Füle 1. sz. fúrás). — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- NAGY ESZTER 1992: Magyarország neogén sporomorpháinak értékelése. A comprehensive study of Neogene sporomorphs in Hungary. — *Geologia Hungarica series Palaeontologica* 53, 379 p.
- NAGYMAROSI A. 1980: A magyarországi badenien korrelációja nannoplankton alapján. — *Földtani Közöny* 110 (2), pp. 206–245.
- NAGYMAROSY A. 1990: Paleogeographical and paleotectonical outlines of some Intracarpethian Paleogene basins. — *Geológiký Zborník – Geologica Carpathica* 41 (3), pp. 259–274.

- NAGYNÉ BODOR E., SZUROMINÉ KORECZ A. 2001: Őslénytani adatok a Velencei-tó múltjáról. Előzetes eredmények. — *Hidrológiai Közlöny* 81 (5–6), pp. 431–433.
- NAGYNÉ BODOR, E., SZUROMINÉ KORECZ, A. 2002: A Balaton negyedidőszaki üledékeinek legújabb sporomorpha és ostracoda eredményei. — *Földtani Közlöny* 132/különszám, pp. 214–222.
- NEDUCZA B., HERMANN L., PRÓNAY ZS. 1998: Refraction measurements at PB gas storage site Pátka, Hungary. — *Kézirat*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- NEMECZ E. 1977: Jelentés a gyenge minőségű bauxit tűzállóanyagként való felhasználása, valamint a pázmándi pirofillit fúrás anyagának vizsgálata. c. kutatási munka eredményeiről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- NEMECZ E. 1979: A pázmándi Pd–1. sz. pirofillit kutató fúrás anyagvizsgálata. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- NEMECZ, E. 1984: Pyrophyllite 1Tc occurrence at Pázmánd (Hungary) in fluorine-activated environment. — *Acta Geologica Hungarica* 27 (1–2), pp. 191–202.
- NÉMEDI VARGA Z. 1967: Földtani kutatási jelentés a sukorói „Zsellérek legelője” gránitterületről (felderítő fázis). — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- NÉMETH L. 1962: Radiohidrogeológiai vizsgálatok a Velencei-hegységben. — *Hidrológiai Közlöny* 42 (5), pp. 428–433.
- NÉMETH L., RÓNAKI L. 1959: Összefoglaló jelentés a VI. sz. kutatócsoport 1958. évi munkájáról. III. A Velencei-hegység radiohidrogeológiai felvétele (pp. 22–33). V. A balatonfőkajári, úrhidai fillit, a polgárdi kristályos mészkő és a fülei perm-foltok radiohidrogeológiai felvétele (pp. 40–43). — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- NYABA, P. A. 1982: Petrological and geochemical investigation of the northeastern Velence Mountains. — PhD Thesis. — *Kézirat*. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Közöttan-geokémiai Tanszék, Budapest.
- NYITRAI T. 1952: Jelentés az 1952. novemberében Kápolnásnyék–Lovasberény között végzett graviméter mérésekről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- NYITRAI T. 1967: Szakjelentés a Vértes-hegység és a Velencei-hegység között, 1967-ben végzett geoelektromos mérésekről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- NYITRAI T. 1976: Jelentés a Gárdony–Bikavölgy területén végzett vízkutató geofizikai mérésekről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- NYITRAI T. 1987: Jelentés az Ősi–Küngös környéki szeizmikus reflexiós mérésekről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- ÓDOR L. 1982: A sukorói részletező metallometriai felvétel eredményei. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- ÓDOR L., DUDKO A. 1980: A Velencei-hegység keleti részének metallometriai vizsgálata. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- ÓDOR L., SZEREDAI L. 1964: A Velencei-hegységbeli lászlotanyai fluorit ásványtani vizsgálata. — *Földtani Közlöny* 94 (1), pp. 75–81.
- ÓDOR L., DUDKO A., GYALOG L. 1982: A Velencei-hegység északkeleti részének metallometriai értékelése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1980-ról*, pp. 211–228.
- ÓDOR L., DARIDÁNY TICHY M., GYALOG L. 1983: Intruzív breccsák a Velencei-hegység északkeleti részén. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről*, pp. 389–411.
- ORAVECZ J. 1964: Szilur képződmények Magyarországon. — *Földtani Közlöny* 94 (1), pp. 3–9.
- OZORAI GY. 1962: Velence és Gárdony községek vízellátása. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- PAÁL T. 1953: Jelentés a Velencei-hegység kvarcitjának helyszíni és mikroszkópi közettani vizsgálatáról. Pázmánd, Zsidóhegy, Csúcshegy. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- PÁLFY M. 1923: Mágnesvasérc-nyomok a Velencei-hegységben. — *Természettudományi Közlöny* 4. (803–808), pp. 233–235.
- PANTÓ D. 1920: Liffa Aurél pátkai mágnesvasérc telepeken végzett vizsgálatairól szóló szakvéleményének bírálata. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- PANTÓ G. 1952: Ércünk felkutatása. — *Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományos Osztály Közleményei* 1 (1–2), pp. 106–111.
- PANTÓ G. 1954: Értékelő jelentés a színesérc-kutatás helyzetéről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- PANTÓ G., JANTSKY B., SCHERF E. 1953: Magyarországi színesérc-előfordulások előzetes katasztere. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- PANTÓ GY. 1972: Trace minerals of the granitic rocks of the Velence and Mecsek Mountains. — *Acta Geologica* 19 (1–2), pp. 59–93.
- PANTÓ GY. 1976: A ritkaföldfémek ásványtani megjelenési formái a magyarországi gránitokban. — *V. Országos Ritkafém Konferencia* 1. Miskolc, pp. 11–23.

- PANTÓ GY. 1977: Genetic significance of rare earth elements in the granitoid rocks of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 21 (1–3), pp. 105–113.
- PANTÓ GY. 1980: Ritkaföldfémek geokémiája és néhány alkalmazási területe. Doktori értekezés. — *Kézirat*. A Magyar Tudományos Akadémia Adattára, Budapest.
- PANTÓ GY., DOBOSI G., NAGY G. 1978: 3. sz. részjelentés „A Börzsöny és a Velencei-hegységek közet és ércmintáinak elektronmikroszkopos vizsgálata” témakörben, a Kmb. 17/G/1978./GKL számú, illetve a 3072/78. MÁFI nyilvántartási számú szerződés keretében végzett vizsgálatokról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- PECCERILLO, A., TAYLOR, A. R. 1976: Rare earth elements in East Carpathian volcanic rocks. — *Earth and Planetary Science Letters* 32, pp. 121–126.
- PESTY L. 1957: A Velencei-hegységi fluorit színeződése. — *Földtani Közöny* 87 (3), pp. 284–294.
- PIGOŃ, P. 1997: Paleoenvironmental significance of grus weathering profiles: a review with special reference to Northern and Central Europe. — *Proceedings of the Geologists' Association* 108, pp. 57–70.
- PINTÉR A. 1978: Munkaköri jelentés a Velencei-hegységben és környékén végzett előkészítő geofizikai kutatásokról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- PINTÉR A. 1983: Gravitációs és földmágneses anomáliák értelmezése bonyolult tektonikájú területen (Velencei-hegység). — *Geofizikai Közlemények* 29 (4), pp. 265–296.
- POLLNER J., JANTSKY B., SZILAS GY. 1960: Zárójelentés a szabadbattyáni ólomérc előfordulás földtani viszonyairól, ércbányászatáról és hasznosításáról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- RADNÓTY E. 1969: A székesfehérvári aplitbánya kutatásainak összefoglaló zárójelentése és készletszámítása. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- RADOVITS Z. 1971: Jelentés a Pátka lejtaknai gránitot övező pala kutatásáról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- RAVASZ CS. 1978: A budajenői kéntartalmú miocén evaporitok ásvány-kőzettani vizsgálata. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1976-ról*, pp. 177–188.
- REICHERT R. 1925: Laumontit a nadapi gróf Cziráky-féle bányából. — *Földtani Közöny* 54 (1), pp. 77–79.
- REINER GY. 1980: Polgárdi-Szárhegy porfűrész üzemi kutatása. Délkő. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- RENNER J. 1949: Jelentés a Magyar Áll. Eötvös Lóránd Geofizikai Intézetnek az 1949. évben Falubattyán vidékén végzett Eötvös-inga méréseiről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- RENNER J. 1950: Jelentés a Magyar Állami Eötvös Lóránd Geofizikai Intézetnek Falubattyán vidékén az 1950. év tavaszán végzett geoszeizmikus méréseiről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- REYNOLDS, D. L. 1954: Fluidisation as a geological process, and its bearing on the problem of intrusive granites. — *American Journal of Science* 252 (10), pp. 577–614.
- RISCHÁK G. 1960: Jelentés a Velencei-hegységben végzett kiegészítő geokémiai ércutató munkáról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- RISCHÁK G. 1961: Jelentés a Velencei-hegységben végzett újabb geokémiai kutatásról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- RISCHÁK G. 1962: Beszámoló a Velencei-hegységben végzett geokémiai fluoritkutatásról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- RISCHÁK G. 1964: A Velencei-hegységben végzett alkalmazott geokémiai kutatások, 1962. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1962-ről*, pp. 481–493.
- RISCHÁK G. 1965: A Velencei-hegység magmás kőzettípusainak geokémiai vizsgálata. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1963-ról*, pp. 157–165.
- RISCHÁK G. 1966: A Velencei-hegység kőzettípusainak röntgen-spektográfiai vizsgálata. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1964-ről*, pp. 285–292.
- RÓNAI A., SZENTES F. 1972: Magyarászó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozataihoz. L–34–VII. Székesfehérvár. — *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*, Budapest, 183 p.
- SAWKINS, F. J. 1966: Ore genesis in the North Pennine ore field, in the light of fluid inclusion studies. — *Economic Geology*, 61 (2), pp. 385–401.
- SCHAFARZIK F. 1908: Ásványtani közlemények. — *Földtani Közöny* 38 (6), pp. 590–592.
- SCHAFARZIK F., VENDL A., PAPP F. 1964: Geológiai kirándulások Budapest környékén. — *Műszaki Könyvkiadó*, Budapest, 296 p.
- SCHMIDT E. R. 1938: Előzetes vázlatos jelentés a Fejér-megyei Szárhegy ólomérc előfordulás bányageológiai viszonyairól. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- SCHOLZ G. 1970: A visegrádi Fekete-hegy tortonai korall faunája. — *Földtani Közöny* 100 (2), pp. 102–206.
- SCHRÉTER Z., MAURITZ B. 1952: A lovasberényi II. számú mélyfúrás földtani eredményei. — *Földtani Közöny* 82 (7), pp. 250–256.
- SCHWARTZ, T. 1997: Lateritic bauxite in Central Germany and implications for Miocene paleoclimate. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 129 (1–2), pp. 37–50.

- SEBESTYÉN K. 1952a: Jelentés a Slingram és Turam berendezések beméréséről a Velencei-hegységi Ördögkő-hegyen. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- SEBESTYÉN K. 1952b: Turam összehasonlító mérések a Slingram által mért területekről (Székesfehérvár–Szőlőhegy). — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- SÉDI (SZABÓ) K. 1944: Velencei-tó. — *A Velence-tavi Országos Szövetség Kiadványa*, Budapest, 106 p.
- SÉDY Z., SZÉNÁS GY. 1962: Jelentés a Velencei-hegység ÉNy-i peremén 1962. V. 7. és VI. 15. között végzett kísérleti szeizmikus mérésről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- SERRA-KIEL, J., HOTTINGER, L., CAUS, E., DROBNE, K., FERRÁNDEZ C., JAUHRI, A. K., LESS, GY., PAVLOVEC, R., PIGNATTI, J. S., SAMSÓ, J. M., SCHAUB, H., SIREL, E., STROUGO, A., TAMBAREAU, Y., TOSQUELLA, J. AND ZAKREVSAYA, E. 1998: Larger Foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. — *Bulletin de la Société Géologique de France* 169 (2), Paris, pp. 281–299.
- SIDÓ MÁRIA 1971: Adatok a hazai paleozoikum mikropaleontológiájához. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* 1969-ről, pp. 703–717.
- SIDÓ MÁRIA 1978: Szabadbattyáni érckutató-táró bitumenes mészkővének alsókarbon Foraminiferái. — *Földtani Közlöny* 108 (2), pp. 172–198.
- SÖVÉNYI I. 1952: Jelentés a Nadap és Velence községek között elterülő Gécsi-hegyen végzett radioaktiv mérésekről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- SÖVÉNYI I. 1960: Jelentés a Velencei-hegységben végzett radiometriás mérésekről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- SÜMEGHY J. 1952: A Velencei-tó kialakulása. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* 1944-ről, pp. 29–35.
- SZABÓ M. 1997: A Velencei-tó vízháztartása. — *Vízügyi Közlemények* 79 (2), pp. 173–189.
- SZABÓ SZ., FEJÉR V. 1988: A megfiatalított Velencei-tó. — *VIZDOK*, Budapest, 46 p.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E., JUHÁSZ, Á., BALÁZS, E. 1969: Erläuterung zur Karte der Metamorphite von Ungarn. — *Acta Geologica* 13, pp. 359–383.
- SZALAI M. 1953: Jelentés a kőszárhegyi Turam anomálián végzett váltóáramú ellenállás-mérésekről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- SZALAI T. 1937: Paleogén vulkáni lánc a magyar közbelső tömeg „0” vonala mentén. — *Bányászati és Kohászati Lapok* 70, pp. 306–308.
- SZALAI T. 1938: Eine palaogene vulkanische Kette entlang der „0”-Linie des ungarischen Internids. — *Zentralblatt für Mineralogie und Paläontologie, Abteilung A*, Stuttgart, pp. 65–69.
- SZARKA R. 1966: Jelentés az 1965. évi Velencei-hegységben végzett geofizikai munkákról. — *Kézirat*. A Mecsekérc Rt. Adattára, Pécs.
- SZARKA R. 1968: Jelentés a székesfehérvári aplit-bánya területén 1967. évben végzett geoelektromos mérések eredményeiről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- SZÉKELY A. 1973: A Magyar-középhegység negyedidőszaki formái és korrelatív üledékei. — *Földrajzi Közlemények* 21 (2), pp. 185–203.
- SZÉKYNÉ FUX V., BARABÁS A. 1953: A dunántúli felső-eocén vulkánosság. — *Földtani Közlöny* 83 (7–9), pp. 217–229.
- SZÉNÁS GY. 1962: Jelentés a Velencei-hegység ÉNy-i peremén 1962-ben végzett szeizmikus mérésekről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- SZENTES F., RÓNAI A. szerk. 1966: Székesfehérvár, L–34–VII., Magyarország földtani térképe, földtani változat, 1:200 000. — *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*, Budapest.
- SZILÁGYI Á., GLÖCKNER J.-NÉ 1971: Jelentés a Balatonfő és Velencei-hegység D-i előterében a pannóniai képződményekben végzett hasadóanyag kutatásról, 1970. — *Kézirat*. A Mecsekérc Rt. Adattára, Pécs.
- SZILÁGYI E. 1971: A szabadbattyán–polgárdi mészkővonulat földtani szerkezeti viszonyai. Egyetemi szakdolgozat. — *Kézirat*. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földtani Tanszék Adattára, Budapest.
- SZILÁGYI J., BARANYI S. szerk. 1972: Vízrajzi Atlasz sorozat 12. — *Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet kiadványa*, Budapest, 23 p.
- SZÓTS E. 1956: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. — *Geologica Hungarica series Geologica* 9, 320 p.
- TANAY J., BELLOSEVICH S., VÍGH GY. 1955: Székesfehérvári Csitáry kút körüli szénsavas fúrásra szakvélemény. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- TATÁR, J. 1960: Radiometrische Analyse des Velenceer Granitplutons. — *Acta Technica* 30 (3–4), pp. 319–336.
- TELEKI G. 1941a: Adatok a dunántúli paleozoikum tektonikájához. — *Földtani Közlöny* 71 (7–12), pp. 205–212.
- TELEKI G. 1941b: Polgárdi és környékének paleozoikus képződményei. — *Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése* 1936–38-ról 1, pp. 311–328.
- TELEKI G. 1942: A velencei gránitrög tektonikája. — *Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése* 1936–38-ról 3, pp. 1321–1376.
- TIMA Zs. 1967: A Velencei-hegységi Sukoró és pákozdi gránitterület kutatási terve. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.

- TOKODY, L. 1952: Kristallographische Untersuchungen an Pyriten aus dem Karpatenbecken. — *Acta Geologica Hungarica* 1, pp. 327–339.
- TOKODY, L. 1955: Minerogenetische Trachtstudien an Pyriten aus dem Velenceer-Gebirge. — *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* 6, Budapest, pp. 15–20.
- TÓTH A. 1932: Adatok a Velencei-hegység morfológiájához. — *Földrajzi Közlemények* 60 (4–5), pp. 48–52.
- TÓTH, GY., HORVÁTH, I. 1998: Underground LPG storage. Site investigation. Initial water balance. — *Kézirat*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- TÖRÖK K. 1973: Jelentés a Velencei-hegység kutatásának 1972. évi eredményeiről. — *Kézirat*. A Mecsekérc Rt. Adattára, Pécs.
- UTADA, M. 1980: Hydrothermal alteration related to igneous activity in Cretaceous and Neogene Formations of Japan. — *Mining Geology = Kozan Chishitsu Special Issue* 8, pp. 67–83.
- VADÁSZ E. 1953: Magyarország földtana. 1. kiadás. — *Akadémiai Kiadó*, Budapest, 462 p.
- VADÁSZ E. 1954: Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlata. — *Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományos Osztály Közleményei* 14 (1–3), pp. 217–255.
- VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana, 2. kiadás. — *Akadémiai Kiadó*, Budapest, 646 p.
- VÁRFALVY L., SZARKA R. 1963: Szeizmikus és geoelektromos szelvények a Balatonfő, Lovasberény területen. — *Kézirat*. A Mecsekérc Rt. Adattára, Pécs.
- VARGA G. 1980: Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata. Jelentés az 1979. évi tellurikus és magnetotellurikus mérésekről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- VARGA G. 1985: Magnetotellurikus mérések az MT–3 vonalban (Mór–Székesfehérvár) a Vértes-hegységben és a Go–24 vonalon. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- VARGÁNÉ MÁTHÉ K. 1970: A sukorói biotitgránit minták közettani vizsgálata. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- VARGÁNÉ MÁTHÉ K. 1971: A polgárdi kristályos mészkő közettani vizsgálata (műszaki felhasználhatóság vizsgálatához). — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- VARJÚ GY. 1974: Javaslat a pázmándi pirofillit előfordulás genetikai vizsgálatára és ezzel kapcsolatban kutató fúrások leemlélyítésére. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- VARRÓK K. 1951: Jelentés az 1951. évi Székesfehérvár–Velence környéki síkvidéki felvételtől. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- VASADY KOVÁCS F. 1955: Jelentés a Velencei-hegység vidékén az 1955. évben végzett földmágneses mérések eredményeiről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- VASADY KOVÁCS F. 1962: Földtani és geofizikai kutatások a Velencei-hegységben. — *Geofizikai Közlemények* 11 (1–4), pp. 120–151.
- VENCEL, M. 1994: Late Miocene snakes from Polgárdi, Hungary. — *Acta Zoologica Cracoviensa* 37 (1), pp. 1–29.
- VENCEL, M. 1997: Late Miocene anurans from Polgárdi, Hungary. — *Herpetologia Bonnensis*, pp. 383–389.
- VENDEL M. 1971: Nehézsavanyúságok a Velencei-hegység K-i részének gránitjában. BÁKI–KT–H. szerződés. (Beszámoló az eddig végzett munkáról). — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- VENDL A. 1912a: Jelentés a Velencei-hegységben végzett részletes földtani vizsgálatokról. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1911-ről*, pp. 40–45.
- VENDL A. 1912b: Jelentés a Fejér megyében végzett reambuláló felvételtől. — *Mathematikai és Természettudományi Értesítő* 31, pp. 95–101.
- VENDL A. 1912c: Az andaluzit új előfordulása hazánkban. — *Földtani Közlöny* 42 (11–12), pp. 909–911.
- VENDL A. 1913a: Jelentés a Fejér megyében végzett reambuláló felvételtől. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1912-ről*, pp. 154–155.
- VENDL A. 1913b: A nadapi alunite. — *Mathematikai és Természettudományi Értesítő* 31, pp. 95–101.
- VENDL A. 1914: A Velencei-hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 22 (1), pp. 3–170.
- VENDL A. 1928: A Somlyó és Szárhegy geológiája és egykori hévforrásai. — *Hidrológiai Közlöny* 1924–26 (4–6), pp. 37–44.
- VENDL M. 1923: Újabb adatok a Velencei-hegység kőzeteinek ismeretéhez. — *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* 20, pp. 81–84.
- VICZIÁN I. 1980: Duzzadó agyagásványok röntgenvizsgálata Velencei-hegységi hidrotermálisan bontott magmás kőzetekben. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- VITÁLIS I. 1927: Jelentés Pátka, Lovasberény, Pázmánd községek reménybéli eocénkori szenéről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- VITÁLIS I. 1929: Szakvélemény a Szabadbattyán határában feltárt olomérc előfordulásról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- VOGL V. 1909: Új felső-eocén lelethelyről. — *Földtani Közlöny* 39, pp. 152–153.

- WEIN, GY. 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 13 (1–4), pp. 399–436.
- WEIN GY. 1974: A Budai-hegység szerkezetalakulása. — *Földtani Kutatás* 17 (3), pp. 23–34.
- WEIN GY. 1977: A Budai-hegység szerkezete. — *Földtani Közlöny* 107 (3–4), pp. 329–347.
- WINKLER B. 1871: A Székesfehérvár–Velencei-hegység földtani alkotása. — *Földtani Közlöny* 1 (1–3), pp. 1–16.
- ZAKARIÁS Z. 1952: Jelentés a székesfehérvári Szőlőhegyen végzett slingrám mérésekről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- ZSILLE A. 1957: Jelentés a Velencei- és Pilis-hegység közötti területen az 1955–1956-ban végzett mágneses mérések eredményeiről. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- ZSIVNY V. 1953: Cserusit a Velencei-hegységből. — *Földtani Közlöny* 83 (4–6), pp. 156–162.

Táblák

Plates

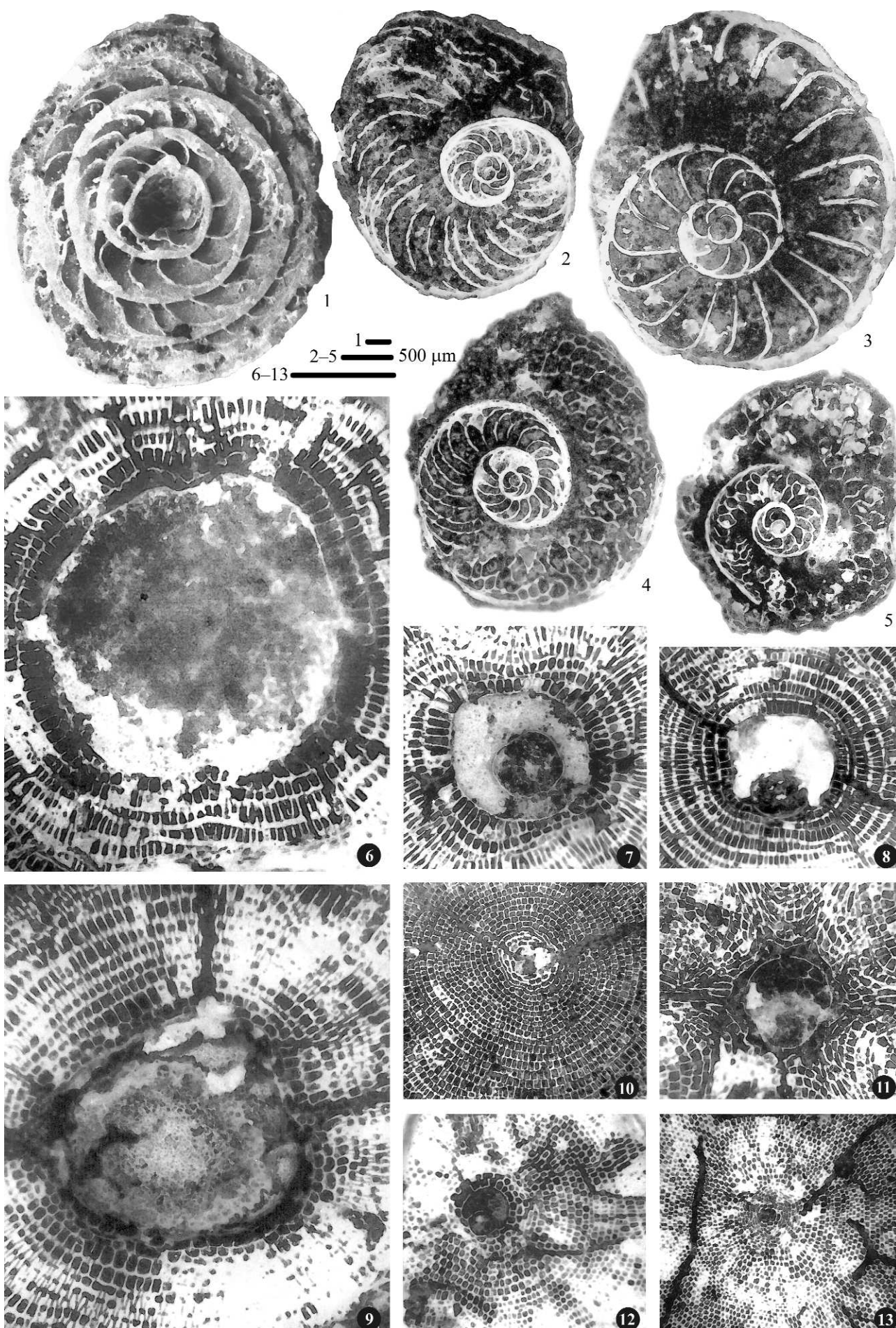
Fekete-fehér táblák — Black and white plates: p. 288–292

Színes táblák — Colour plates: p. 293–316

I. fekete-fehér fényképtábla — Plate (black and white) I

Eocén nagyforaminiferák A-formáinak equatoriális metszete az úrhidai Szőci Mészakőből
Equatorial sections of Eocene larger Foraminifera from the Szőc Limestone of Úrhida (all A-forms)

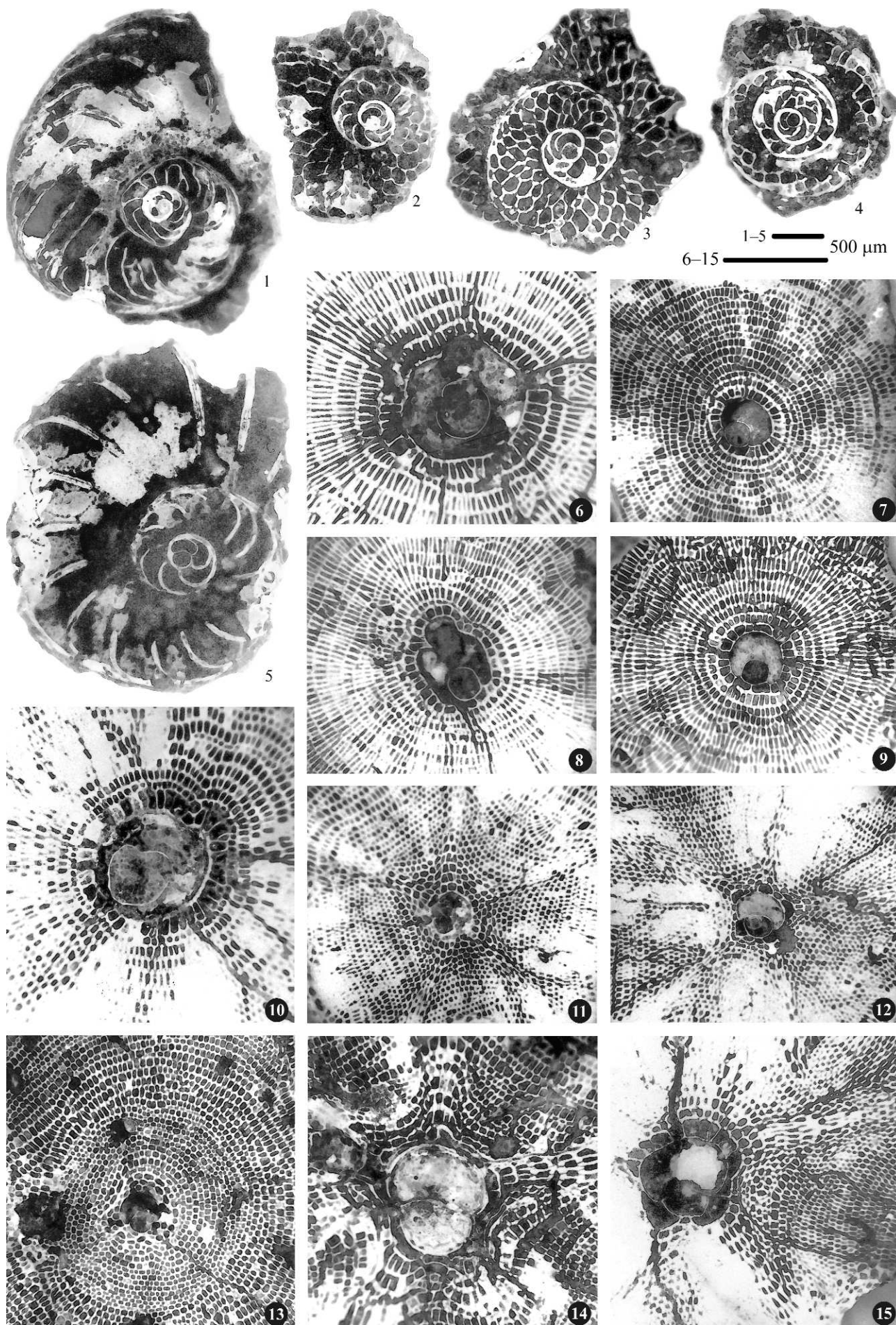
1. *Nummulites millecaput* (BOUBÉE), Kossuth u. 50, 10×
2. *Operculina gomezi* COLOM et BAUZÁ, Kossuth u. 50, 20×
3. *Assilina schwageri* (SILVESTRI), Kossuth u. 50, 20×
4. *Heterostegina reticulata* RÜTIMEYER *hungarica* n. ssp., Kossuth u. 50, 20×
5. *Heterostegina reticulata* RÜTIMEYER *urhidensis* n. ssp., Petőfi u. 42–44, középső — middle, 20×
6. *Discocyclina discus* (RÜTIMEYER) *adamsi* SAMANTA et LAHIRI, Petőfi u. 42–44, középső — middle, 20×
7. *Discocyclina pratti pratti* (MICHELIN), Petőfi u. 42–44, alsó — lower, 40×
8. *Discocyclina dispansa dispansa* (SOWERBY), Kossuth u. 50, 40×
9. *Nemkovella oezcani* n. sp., Petőfi u. 42–44, középső — middle, 20×
10. *Discocyclina trabayensis* NEUMANN *vicenzensis* LESS, Petőfi u. 42–44, középső — middle, 40×
11. *Asterocyclina alticostata* (NUTTALL) *danubica* LESS, Petőfi u. 42–44, középső — middle, 40×
12. *Nemkovella strophiolata* (GÜMBEL) *tenella* (GÜMBEL), Kossuth u. 50, 40×
13. *Nemkovella daguini* (NEUMANN), Kossuth u. 50, 40×



II. fekete-fehér fényképtábla — Plate (black and white) II

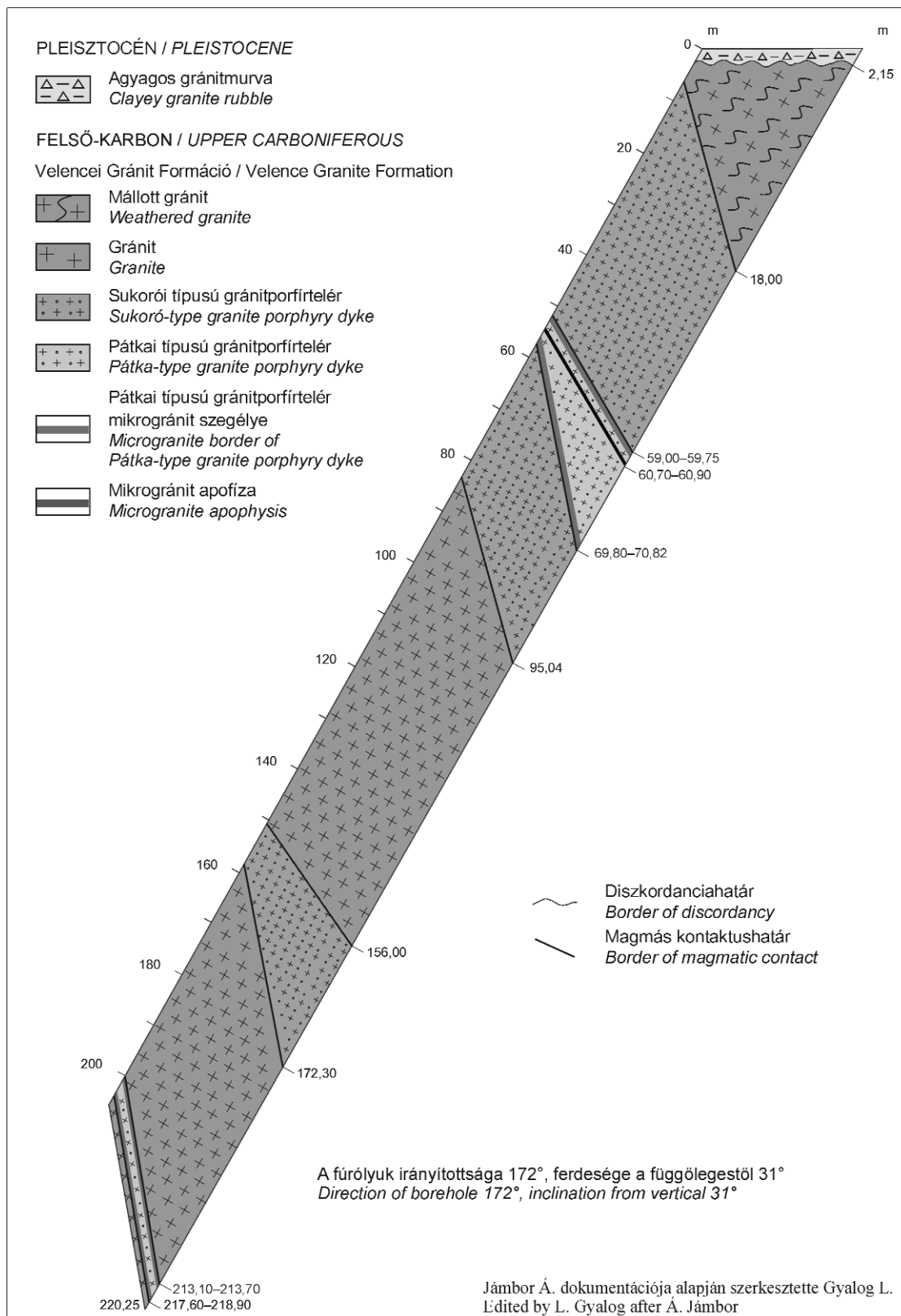
Eocén nagyforaminiferák A-formáinak equatoriális metszete az úrhidai Szépvölgyi Mészköből
Equatorial sections of Eocene larger Foraminifera from the Szépvölgy Limestone of Úrhida (all A-forms)

1. *Operculina gomezi* COLOM et BAUZÁ, Petőfi u. 42–44, felső — upper, 20×
2. *Heterostegina reticulata reticulata* RÜTIMEYER, Petőfi u. 42–44, felső — upper, 20×
3. *Heterostegina reticulata* RÜTIMEYER *mossanensis* n. ssp., Jókai u. 7, 20×
4. *Spiroclypeus sirotti* n. sp., Jókai u. 7, 20×
5. *Assilina schwageri* (SILVESTRI), Petőfi u. 42–44, felső — upper, 20×
6. *Discocyclina pratti* (MICHELIN) *minor* MEFFERT, Jókai u. 7, 40×
7. *Discocyclina augustae augustae* VAN DER WEIJDEN, Jókai u. 7, 40×
8. *Discocyclina radians radians* (D'ARCHIAC), Jókai u. 7, 40×
9. *Discocyclina nandori* LESS, Jókai u. 7, 40×
10. *Orbitoclypeus varians varians* (KAUFMANN), Jókai u. 7, 40×
11. *Asterocyclina stella* ex. interc. *stella* (GÜMBEL) – *praestellaris* BRÖNNIMANN, Jókai u. 7, 40×
12. *Asterocyclina stellata* (D'ARCHIAC) *stellaris* (BRÜNNER in RÜTIMEYER), Jókai u. 7, 40×
13. *Nemkovella strophiolata* (GÜMBEL) *tenella* (GÜMBEL), Petőfi u. 42–44, felső — upper, 40×
14. *Asterocyclina alticostata* (NUTTALL) *danubica* LESS, Jókai u. 7, 40×
15. *Asterocyclina kecskemetii* LESS, Jókai u. 7, 40×



III. fekete-fehér tábla — Plate (black and white) III

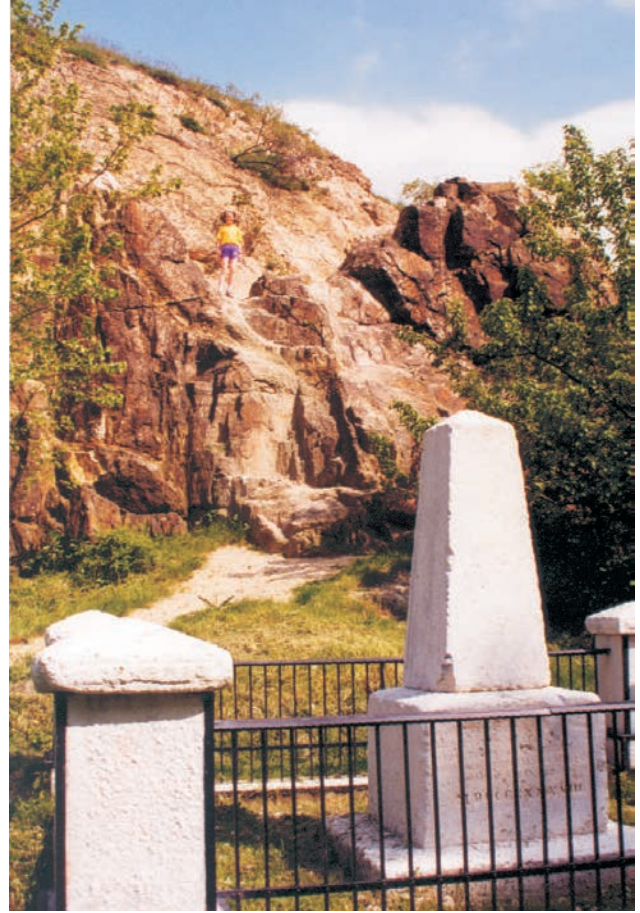
A pákozdi Pz-1 ferdefúrás szelvénye. — The section of Pz-1 deflected borehole of Pákozd



I. tábla — Plate I



1. A Bencehegyi Mikrogabbro típusfeltárása a Bence-hegyen
1. Type locality of Bencehegy Microgabbro on the Bence Hill

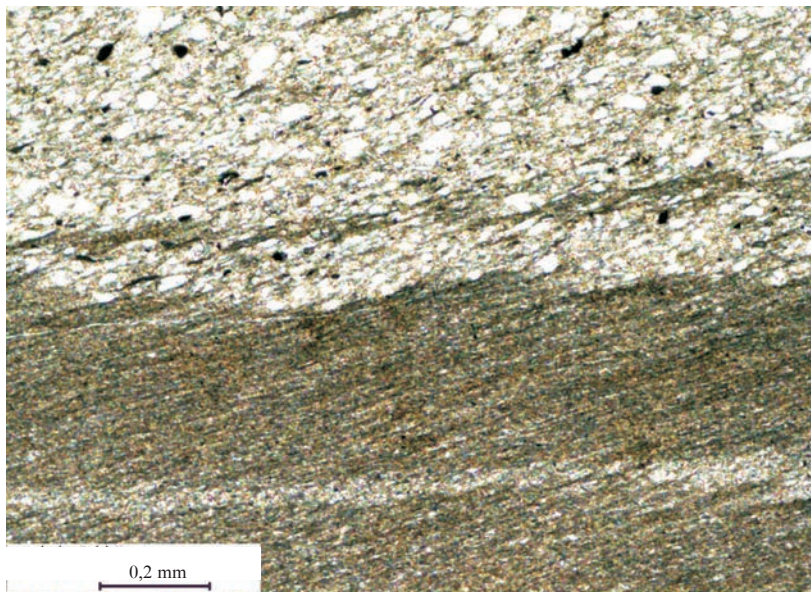


2. A Velencei Gránit feltárása a nadapi alappontnál
2. Outcrop of Velence Granite at the base point of Nadap



3. Gránitpegmatit típusfeltárása a Bence-hegyen (Velencei Gránit)
3. Type locality of granite pegmatite on the Bence Hill (Velence Granite)

II. tábla — Plate II

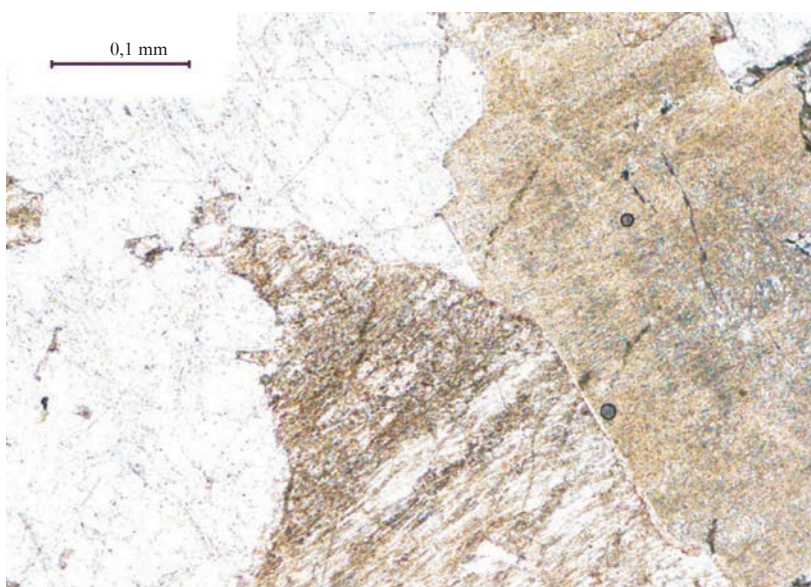
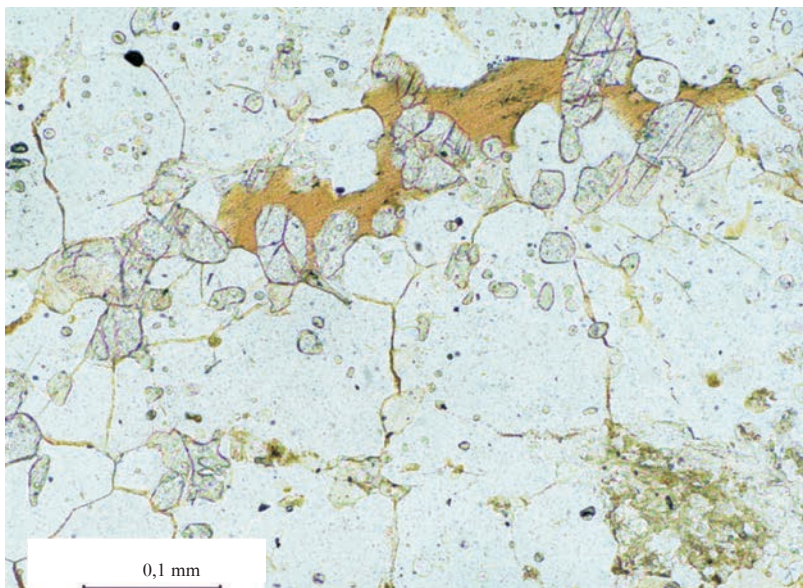


1. Lovasi Agyagpala (agyagpala-aleurolitpala határa) csiszolati képe (Székesfehérvár Szfv-I fúrás, 678,0 m)

1. Photomicrograph of Lovas Slate (the border of clay schist and siltstone schist) (Szfv-I borehole of Székesfehérvár, at 678.0 m)

2. Kontaktizált pala csiszolati képe (a Lovasi Agyagpala és a Velencei Gránit határán), Bence-hegy

2. Photomicrograph of contact schist (at the border of Lovas Slate and Velence Granite), Bence Hill



3. Gránit csiszolati képe (Pákozd P-4 fúrás, 212,4 m)

3. Photomicrograph of granite (P-4 borehole of Pákozd, at 212.4 m)

III. tábla — Plate III



1. Sukorói és pátkai típusú telér (Pákozdi Gránitporfir Tagozat) a sukorói Rigó-hegy kőfejtésében (balra a pátkai, jobbra a sukorói típusú telér)

1. The Sukoró and Pátka type dykes (Pákozdi Granite Porphyry Member) in the Rigó Hill quarry of Sukoró (Pátka-type dyke on the left, Sukoró-type dyke on the right hand side)



2. A pátkai típusú gránitporfir határa a gránittal (sukorói Rigó-hegy kőfejtésében)

2. The contact of the Pátka type granite porphyry and the granite (Rigó Hill quarry of Sukoró)



3. A pátkai típusú gránitporfir szövete (sukorói Rigó-hegy kőfejtésében)

3. The texture of Pátka-type granite porphyry (Rigó Hill quarry of Sukoró)

IV. tábla — Plate IV



1.

2.



1–3. Pátkai típusú gránitporfirtelések mikrogránit szegélyének kontaktusa a gránittal (sukorói Rigó-hegy kőfejtője)
 1–3. The contact between the micro-granite margin of Pátka-type granite porphyry and the granite (Rigó Hill quarry of Sukoró)



3.

V. tábla — Plate V

1. Pátkai típusú gránitporfirtelérek a gránitban (a 811-es út pátkai elágazásától 500 m-re DDK-re)

1. Pátka type granite porphyry dykes in the granite (500 m SSE from the Pátka branch of road No. 811)



2. Pátkai típusú gránitporfirtelér kipreparálódott mikrogránit szegélye (Pákozd, Zsellér-legelő)

2. The weathered out microgranite edge of Pátka-type granite porphyry (Zsellér pasture of Pákozd)



3. Kaolinos bontás gránitporfírban (Pákozd, Zsellér-legelő)

3. Kaolinitic alteration in granite porphyry (Zsellér pasture of Pákozd)



VI. tábla — Plate VI

A pákozdi Pz-1 fúrás mintái. A fűrőmagok átmérője 23 cm. — Samples of Pz-1 borehole of Pákozd. The diameter of the cores is 23 cm.



1–2. Mikrodiórit zárványok a gránitban (96,0, illetve 102,5 m)
1–2. Microdiorite xenoliths in granite (at 96.0 and 120.5 m)



3. Sukorói típusú gránitporfir szövege (77,4–78,6 m között)
3. The texture of Sukoró-type granite porphyry (between 77.4 and 78.6 m)

4–5. Sukorói típusú gránitporfir kontaktusa pátkai típusú telér mikrogránit szegélyfáciájával (59,0, illetve 70,8 m)
4–5. The contact between Sukoró-type granite porphyry and the microgranite edge facies of Pátka-type dyke (at 59.0 and 70.8 m)

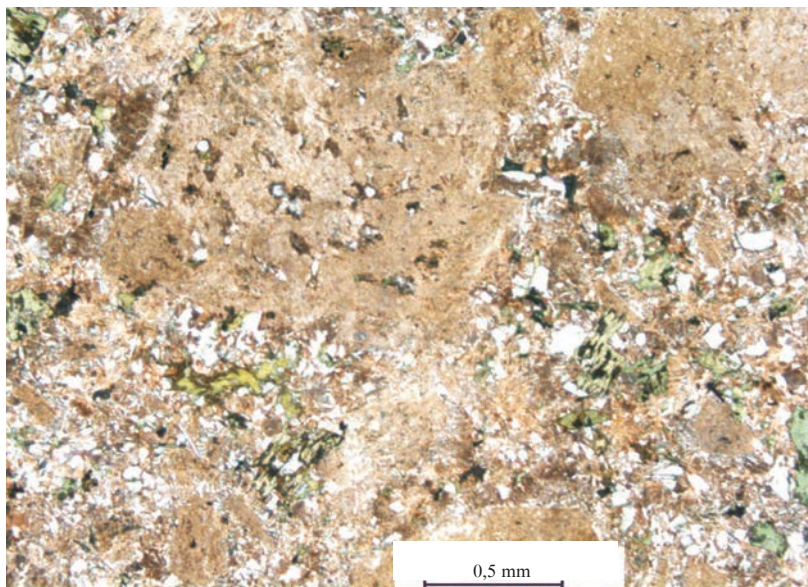
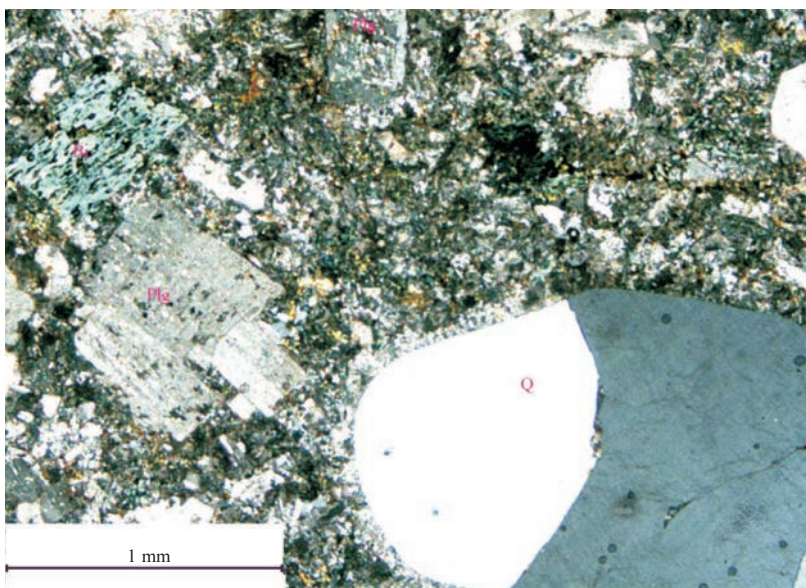


6. Pátkai típusú telér mikrogránit szegélyfáciájának kontaktusa gránittal (212,9–213,2 m között)
6. The contact between the microgranite edge facies of Pátka-type dyke and the granite (between 212.9 and 213.2 m)

VII. tábla — Plate VII

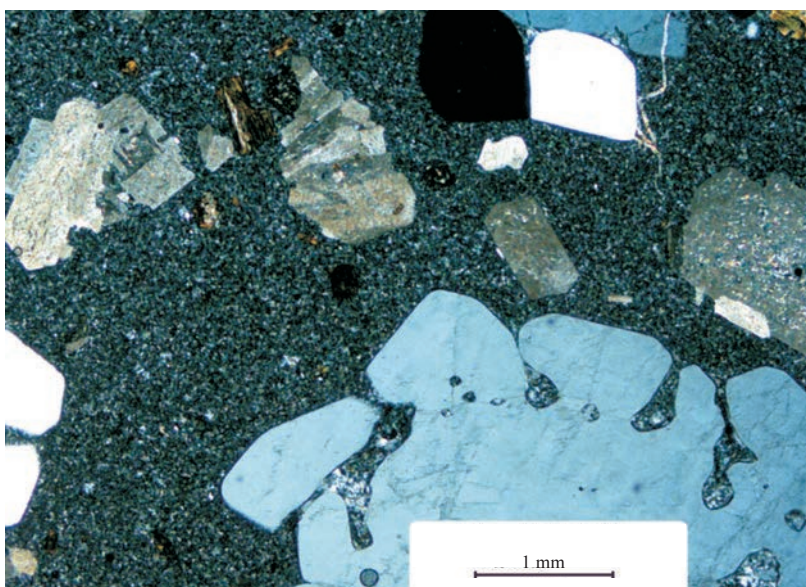
1. Gránitporfirtelér csiszolati képe (Sukoró, Sor-hegy), Bi = biotit, Plg = plagioklász, Q = kvarc

1. Photomicrograph of granite porphyry dyke (Sor Hill of Sukoró), Bi = biotite, Plg = plagioclase, Q = quartz



2. Sukorói típusú gránitporfir csiszolati képe (Sukoró, Rigó-hegy)

2. Photomicrograph of Sukoró-type granite porphyry (Rigó Hill of Sukoró)



3. Pátkai típusú gránitporfir csiszolati képe (Sukoró, Rigó-hegy)

3. Photomicrograph of Pátka-type granite porphyry (Rigó Hill of Sukoró)

VIII. tábla — Plate VIII

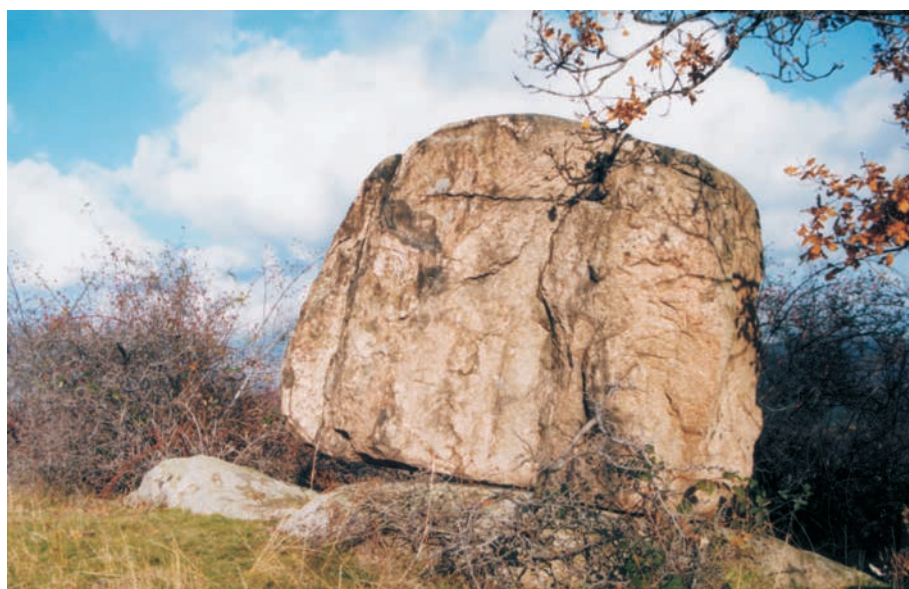
1. Mikrogránit intrúzió (Kisfaludi Mikrogránit Tagozat) típusfeltárása a székesfehérvári „Aplítbányában”

1. Type outcrop of microgranite intrusion (Kisfalud Microgranite Member) in the aplite mine of Székesfehérvár



2. Gránit ingók (a Kocka) — Pákozdtól 2 km-re É-ra

2. Balanced rock of granite (the Cube) — 2 km North from Pákozd



3. Gránit ingók (az Oroszlán-szikla) — Pákozdtól 2 km-re É-ra

2. Balanced rock of granite (the Lion Cliff) — 2 km North from Pákozd

IX. tábla — Plate IX



1. Gránit gyapjúsák (Sukorótól ÉNy-ra)

1. Tor of granite (NW of Sukoró)



2. Kvarctelér védett feltárása (sukorói Ördög-hegy)

2. Protected outcrop of Quartz dyke (Ördög Hill of Sukoró)

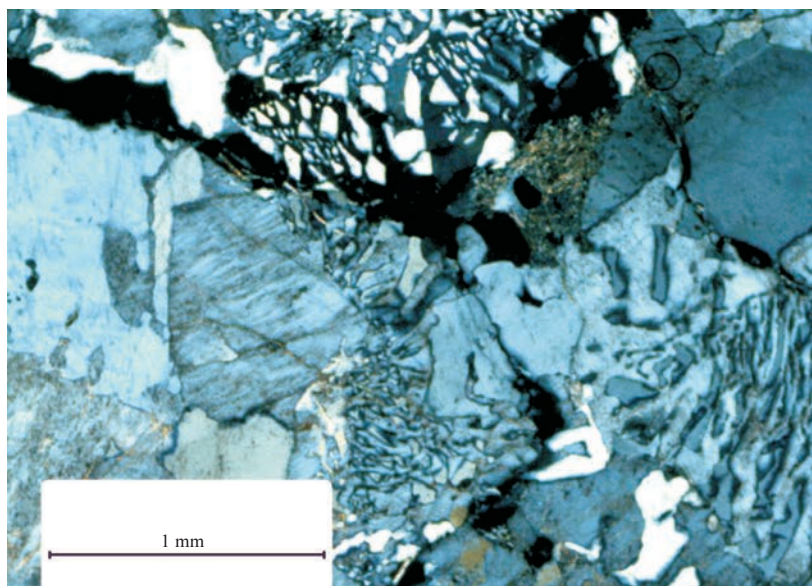
3. Andezittelér gránitban (Sukoró, védett feltárás)
3. Andesite dyke in granite (Sukoró, protected outcrop)



4. Andezittelér palában (Bence-hegy, védett feltárás)
4. Andesite dyke in schist (Bence Hill, protected outcrop)



X. tábla — Plate X

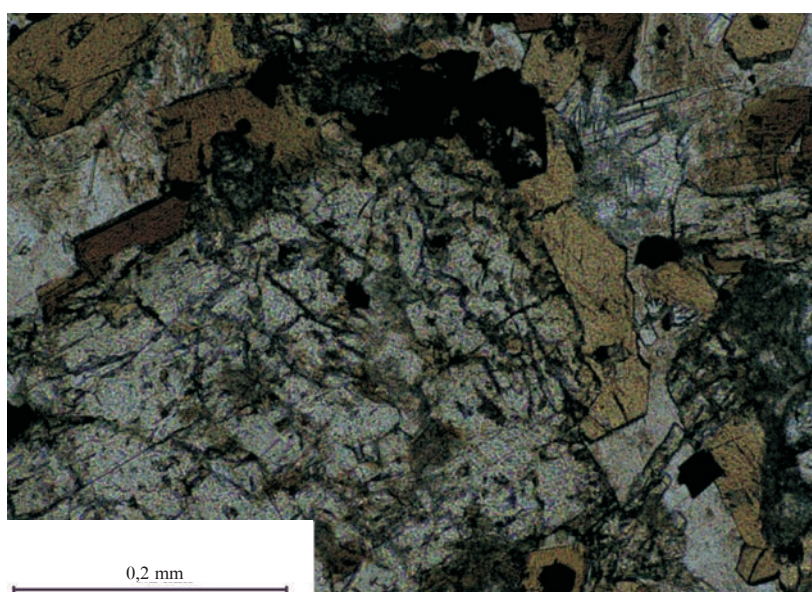
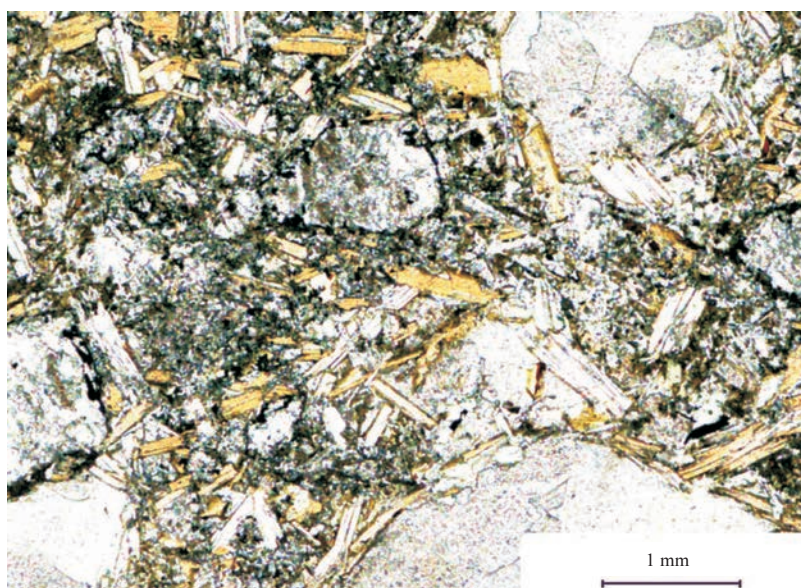


1. Írásgránit csiszolati képe (Tác-1 fúrás, 313,0 m)

1. Photomicrograph of graphic granite (Tác-1 drill hole, at 313.0 m)

2. Flogopitos beforszit (szilikokarbonatit) csiszolati képe, karbonát ocellumokkal (Sukoró, St-1 fúrás, 63,8–65,4 m)

2. Photomicrograph of beforsite (silico-carbonatite) with carbonate ocelli (St-1 drill hole of Sukoró, between 63.8 and 65.4 m)



3. Spesszartit csiszolati képe (Kisfalud, felszíni mintából)

3. Photomicrograph of spessartite (surface sample from Kisfalud)

XI. tábla — Plate XI

A kápolnásnyéki Kny-2 fúrás (Kápolnásnyéki Tagozat) mintái. Samples of Kny-2 borehole of Kápolnásnyék (Kápolnásnyék Member)



1.



2.



3.



4.

1. Agyagásványos andezit-agglomerátum (266,8–267,0 m). 2. Andezit lávabreccsa hematitos kitöltéssel (350,8–351,0 m). 3. Andezit-agglomerátum (393,6–393,9 m). 4. Andezit lávabreccsa (424,8–425,1 m). 5. Andezit lávabreccsa (562,4–562,7 m). 6. Andezit-agglomerátum (633,0–633,8 m). 7. Tufahomokkő, tufagravellit (646,3–646,7 m) 8. Tufakonglomerátum (685,6–685,9 m)

1. Argillitized andesite agglomerate (between 266.8 and 267.0 m). 2. Lava breccia of andesite with haematite infilling (between 350.8 and 351.0). 3. Andesite agglomerate (between 393.6 and 393.9 m). 4. Lava breccia of andesite (between 424.8 and 425.1 m). 5. Lava breccia of andesite (between 562.4 and 562.7 m). 6. Andesite agglomerate (between 633.0 and 633.8 m). 7. Tuff sandstone, tuff gravellite (between 646.3 and 646.7 m). 8. Tuff conglomerate (between 685.6 and 685.9 m)

5.



6.



7.



8.



XII. tábla — Plate XII

A kápolnásnyéki Kny-2 fúrás (Kápolnásnyéki Tagozat) mintái. Samples of Kny-2 borehole of Kápolnásnyék (Kápolnásnyék Member)



1.



2.



3.



4.

1. Andezit-agglomerátum (743,3–743,5 m). 2. Andezit-agglomerátum (863,2–863,5 m). 3. Andezit-agglomerátum (895,0–895,3 m). 4. Tufaaleurit, tufakonglomerátum beágyazással (931,4–931,8 m). 5. Tufahomokkő fekete aleurolitban (997,2–997,7 m). 6. Tufahomokkő és tufaaleurolit csúszásos szerkezetben (1081,1–1081,5 m). 7. Tufakonglomerátum (1165,9–1166,2 m). 8. Tufagravellit, tufaaleurit (1185,2–1185,6 m)

1. Andesite agglomerate (between 743.3 and 743.5 m). 2. Andesite agglomerate (between 863.2 and 863.5 m). 3. Andesite agglomerate (between 895.0 and 895.3 m). 4. Tuff conglomerate embedded in tuff aleurite (between 931.4 and 931.8 m). 5. Tuff sandstone in black aleurolite (between 997.2 and 997.7 m). 6. Tuff sandstone and tuff aleurolite in sliding structures (between 1081.1 and 1081.5 m). 7. Tuff conglomerate (between 1165.9 and 1166.2 m). 8. Tuff gravellite and tuff aleurite (between 1185.2 and 1185.6 m).

5.



6.



7.



8.



XIII. tábla — Plate XIII

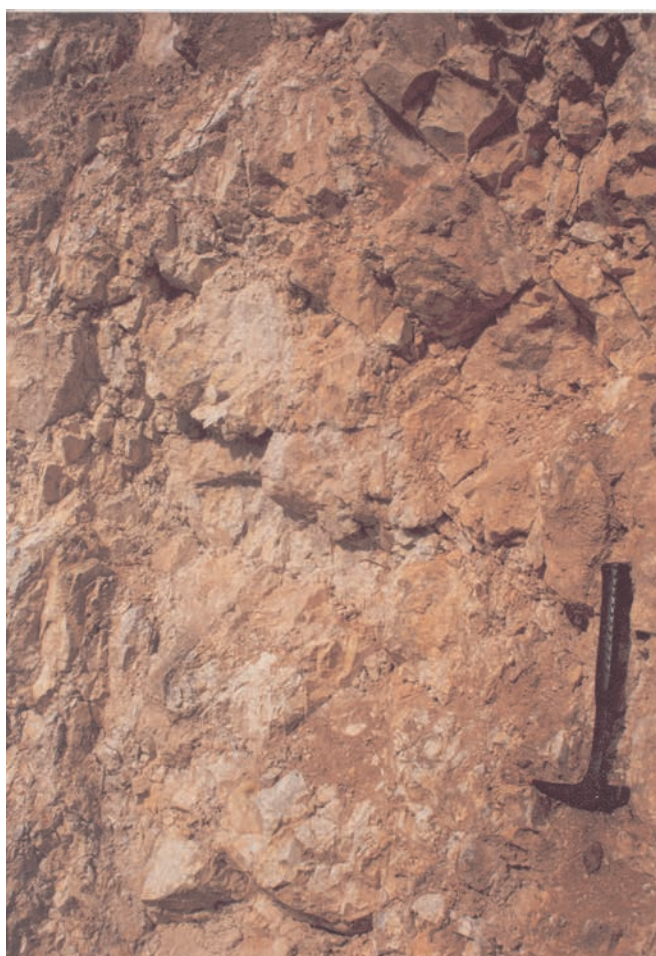
1. Alunitos metasomatit tömb
(Nadap, Templom-hegy)

1. Alunitic metasomatite block
(Templom Hill of Nadap)



2. Pirofillites metasomatit (Pázmánd, Zsidó-hegy, pirofillit-kőfejtő)

2. Pyrophyllitic metasomatite (Pyrophyllite quarry on the Zsidó Hill of Pázmánd)

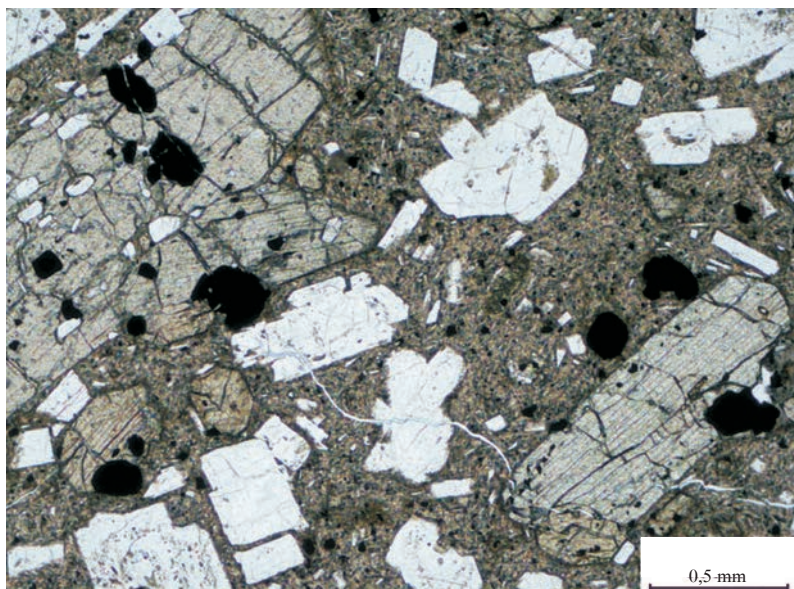


3. Másodlagos kvarcit (Pázmánd, Zsidó-hegy, pirofillit-kőfejtő)

3. Secondary quartzite (Pyrophyllite quarry on the Zsidó Hill of Pázmánd)



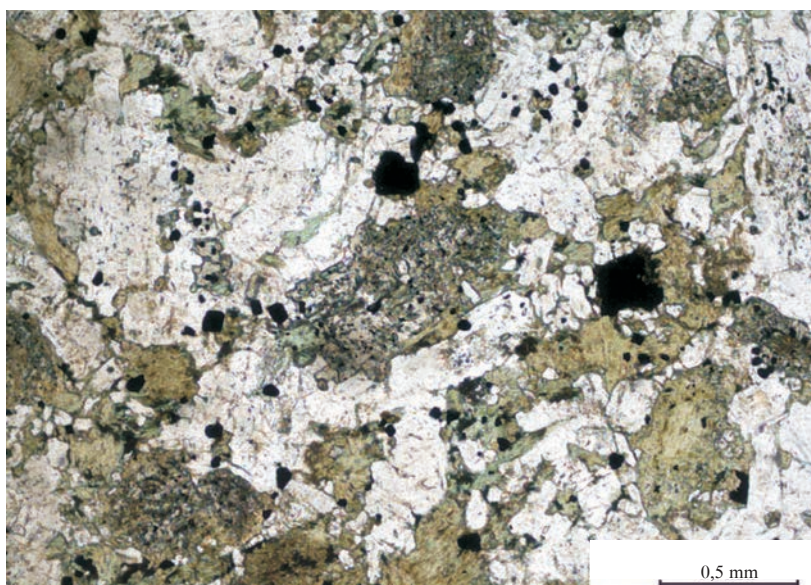
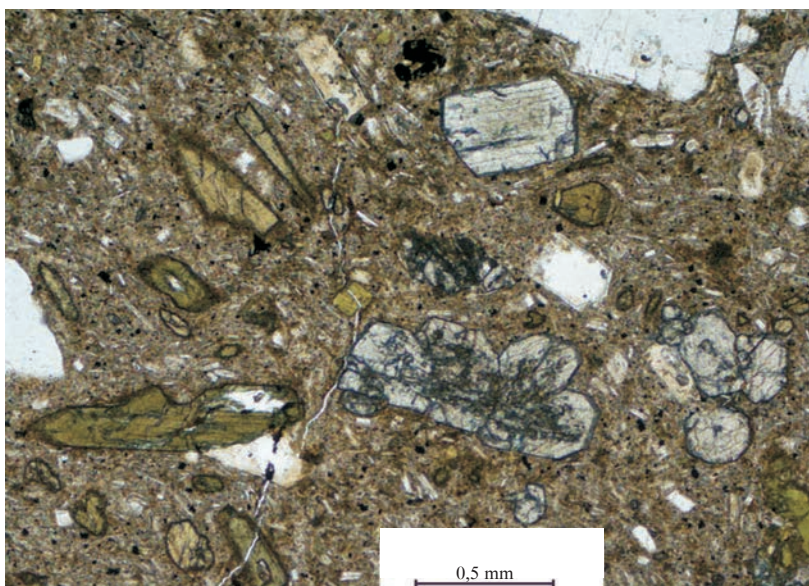
XIV. tábla — Plate XIV



1. Amfibolos mikrodiorit csiszolati képe piroxén reliktumokkal (Pázmánd, Pd-2 fúrás, 1136,1 m)

1. Photomicrograph of amphibole-bearing microdiorite with relics of pyroxene (Pd-2 borehole of Pázmánd, at 1136.1 m)

2. Piroxénandezit csiszolati képe (Kápolnásnyék Kny-2 fúrás, 598,6 m)
2. Photomicrograph of pyroxene andesite (Kny-2 borehole of Kápolnásnyék, at 598.6 m)



3. Amfibolos piroxénes andezit csiszolati képe (Sorompó-völgy, felszíni mintából)

3. Photomicrograph of amphibole and pyroxene-bearing andesite (from superficial sample of Sorompó Valley)

XV. tábla — Plate XV

1.



1–2. Pannon abrációs sziklafelszín eocén metasomatiton (másodlagos kvarciton), Pázmánd, Zsidó-hegy, nagy kavicsfejtő

1–2. Pannonian abrasional surface on Eocene metasomatite (on secondary quartzite), large pebble quarry on the Zsidó Hill of Pázmánd



2.

XVI. tábla — Plate XVI



1. Balatonfőkajári Kvarcfillit típusfeltárása (Balatonfőkajár, Somlyó-hegy, kőfejtő)
1. Type locality of Balatonfőkajár Quartz Phyllite (large quarry on the Somlyó Hill of Balatonfőkajár)



2. Balatonfőkajári Kvarcfillit (középen) a Polgárdi Mész-kőben (Polgárdi, nagy mészkőbánya)
2. Balatonfőkajár Quartz Phyllite (in the middle) in Polgárdi Limestone (large limestone quarry of Polgárdi)



3. A Polgárdi Mész-kő nagy mészkőbányája (Szabadbattyán, Szár-hegy)
3. The large quarry of Polgárdi Limestone (Szár Hill of Szabadbattyán)

XVII. tábla — Plate XVII

Szabadbattyán, Szár-hegy, nagy mészkőbánya. Large limestone quarry of Szár Hill, Szabadbattyán



1. A Polgárdi Mészkő enyhén gyűrött rétegei
1. The slightly folded beds of Polgárdi Limestone

2. Pados mészkő
2. Bedded limestone



3. Kontakt metasztatizált Polgárdi Mészkő, brucit és szerpentin erekkel
3. Contact metasomatized Polgárdi Limestone with brucite and serpentine veins



XVIII. tábla — Plate XVIII

Szabadbattyán, Szár-hegy, nagy mészkőbánya. Large limestone quarry of Szár Hill, Szabadbattyán



1. Kvarcporfirtelér (Felsősomlyói Gránitporfir) a Polgárdi Mészkőben
1. Quartz Porphyry dyke (Felsősomlyó Granite Porphyry) in Polgárdi Limestone

2. A Polgárdi Mészkő fölött települő Kállai Kavics homokrétegei és a rétegsort lezáró pleisztocén lösz
2. Sand beds of Kálla Pebbles deposited on Polgárdi Limestone and the Pleistocene loess closing the sequence



XIX. tábla — Plate XIX



1.



2.

1–3. A Fülei Konglomerátum típusfeltárása a fülei K□-hegy D-i részén
1–3. Type locality of Füle Conglomerate at the Southern part of K□ Hill, Füle



3.

XX. tábla — Plate XX

1.



1–2. A Szépvölgyi Mész kő feltárása az úrhidai nagy kőfejtőben
1–2. Outcrop of Szépvölgy Limestone in the large quarry of Úrhida

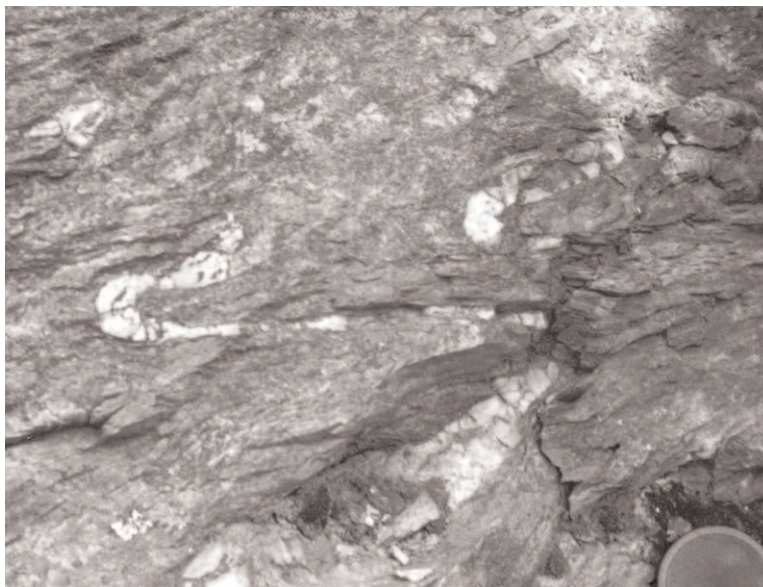
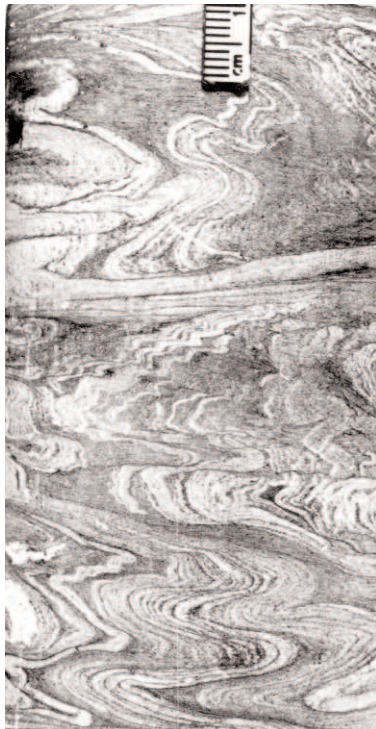


2.

XXI. tábla — Plate XXI

1. Palás kvarcfillit belegített kvarccal (Balatonfőkajári Formáció) a balatonfőkajári kőfejtőben

1. Schistosed quartz phyllite with folded quartz (Balatonfőkajár Formation) in the quarry of Balatonfőkajár



3. Diszharmonikus redőztőség a balatonfőkajári Bfj-1 fúrásban (192,2–192,6 m)

3. Disharmonic folding in the Bfj-1 borehole of Balatonfőkajár (192.2–192.6 m)



2. Kulisszás kvarc a Balatonfőkajári Kvarcfillitben (balatonfőkajári kőfejtő)

2. En echelon quartz in the Balatonfőkajár Quartz Phyllite (quarry of Balatonfőkajár)

4. Izoklinális redő a Polgárdi Mész-kőben (Polgárdi, kőfejtő)

4. Isoclinal fold in the Polgárdi Limestone (quarry of Polgárdi)

XXII. tábla — Plate XXII



1. Tömbös elválású gránitporfír az erdősen töredezett gránitban Pátkától délre, kis kőfejtő

1. Granite porphyry showing blocky joints in strongly fragmented granite in the small quarry South of Pátka

2. Tömbös elválású gránitporfír az erdősen töredezett gránitban Pátkától délre, kis kőfejtő

2. Granite porphyry showing blocky joints in strongly fragmented granite in the small quarry South of Pátka



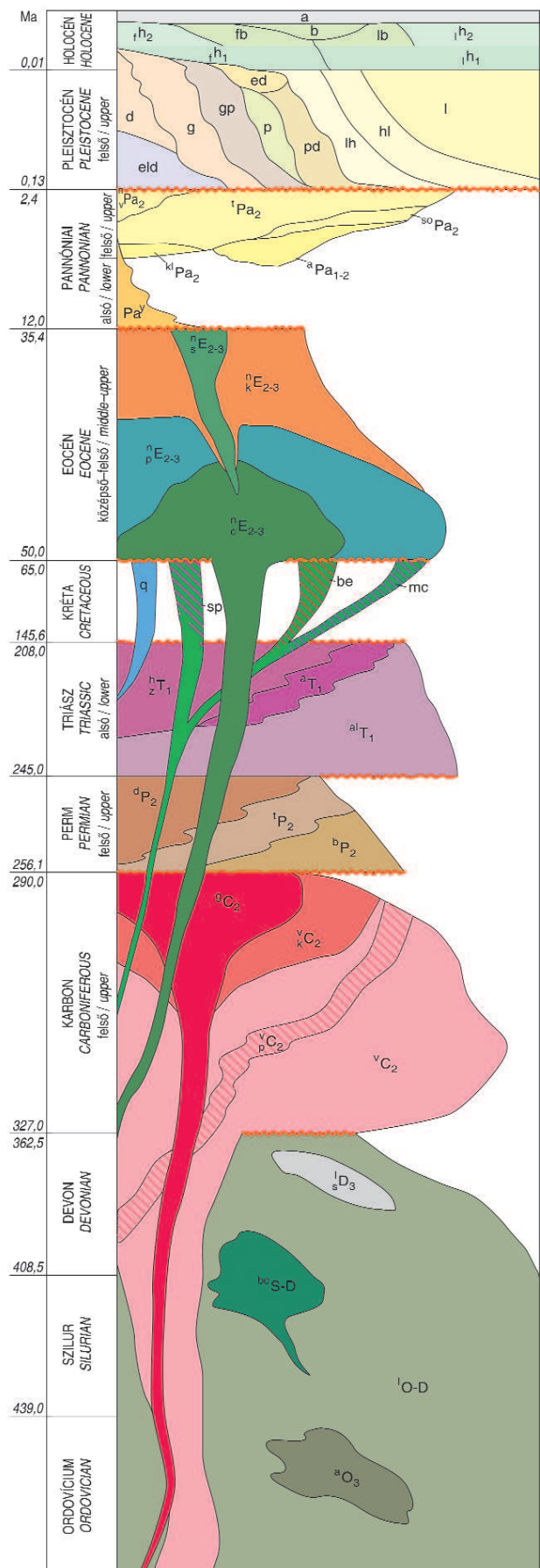
3. Lemezes elválású, kaolinosodott gránit a tömbös gránitban Pátkától délre, kis kőfejtő

3. Kaolinitized granite showing slab jointing structure in blocky granite in the small quarry South of Pátka



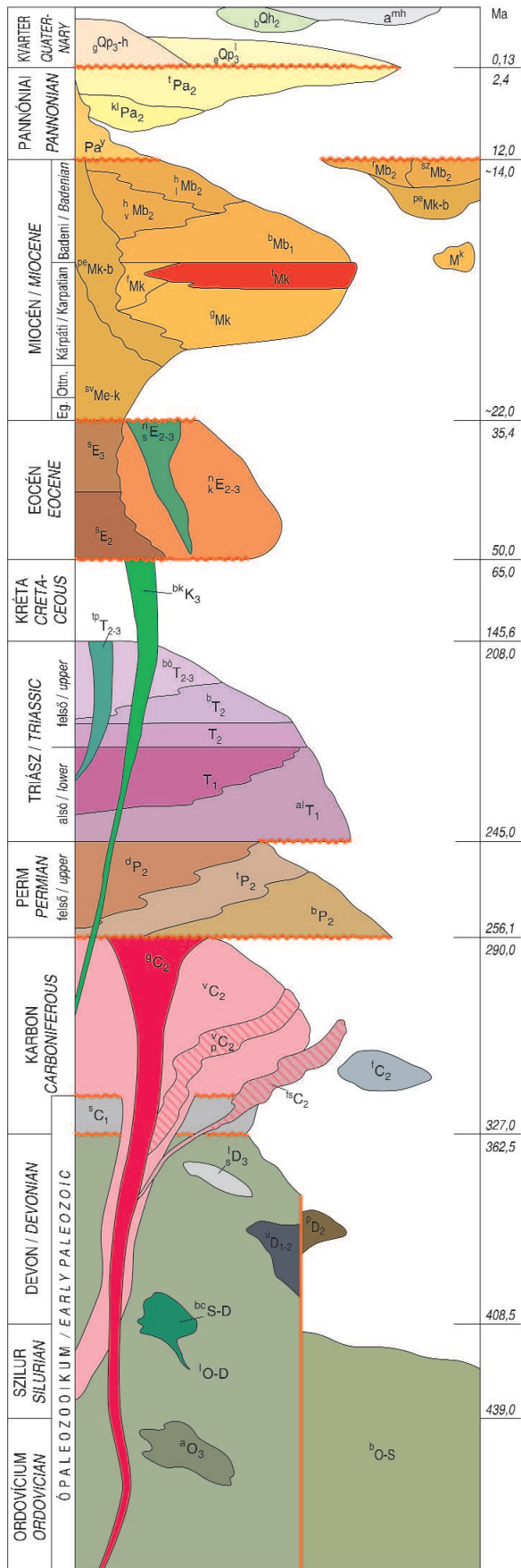
XXIII. tábla — Plate XXIII

A Velencei-hegység képződményeinek elvi rétegoszlópa — Generalized columnar section of the Velence Hills



XXIV. tábla — Plate XXIV

A Balatonfő-Valencei-hegység területe preszarmata (és a balatonfői röögök) képződményeinek elvi rétegoszlopa — Generalized columnar section of the pre-Sarmatian formations of the Balatonfő-Valence Hills region (as well of the younger formations of the Balatonfő blocks)



- HOLOCÉN / HOLOCENE**
- a^{mh} mesterséges képződmények, meddőhányó / antropogene deposits, dump
 - b^{Oh}₂ mocsári képződmények / peat deposits
- PLEISZTOCÉN–HOLOCÉN / PLEISTOCENE–HOLOCENE**
- g^{Qp3-h} Lejtőüledékek / slope deposits
- PLEISZTOCÉN / PLEISTOCENE**
- g^{Qp3}_l löss / loess
- PANNÓNIAI / PANNONIAN**
- t^{Pa}₂ Tihanyi Formáció / Tihany Formation
 - kl^{Pa}₂ Kállai Kavics Formáció / Kálla Gravel Formation
 - Pa^v áthalmazott lejtőtörlemék / redeposited talus
- ALSÓ-KÖZÉPSŐ MIOCÉN / LOWER-MIDDLE MIOCENE**
- M^k miocén kavics általában / Miocene gravel undivided
 - r^{Mb}₂ Rákosi Mésző Formáció / Rákos Limestone Formation
 - sz^{Mb}₂ Szilágyi Aggagmarga Formáció / Szilágy Clay Marl Formation
 - h^{Mb} Hidas Formáció / Hidas Formation
 - h^l_l Mb₂ Loncsosi Alginít Tagozat / Loncsos Alginite Member
 - h^v_l Mb₂ Várpalotai Szénteles Tagozat / Várpalota Coal-bearing Member
 - b^{Mb}₁ Bádai Formáció / Baden Formation
 - t^{Mk} Tari Dácittufa Formáció / Tar Dacite Tuff Formation
 - f^{Mk} Fóti Formáció / Fót Formation
 - g^{Mk} Garábi Slir Formáció / Garáb Formation
 - pe^{Mk-b} Perbáli Formáció / Perbál Formation
 - sv^{Me-k} Somlóvásárhelyi Formáció / Somlóvásárhely Formation
- KÖZÉPSŐ–FELSŐ-EOCÉN / MIDDLE-UPPER EOCENE**
- s^E₃ Szépvölgyi Mésző Formáció / Szépvölgy Limestone Formation
 - n^E₂₋₃ Nadapi Andezit Formáció / Nadap Andesite Formation
 - sⁿ_s E₂₋₃ Sorompóvölgyi Andezit Tagozat / Sorompóvölgy Andesite Member
 - kⁿ_k E₂₋₃ Káponásnyéki Andezit Tagozat / Kápolnásnyék Andesite Member
 - s^E₂ Szőci Mésző Formáció / Szóc Limestone Formation
- KRÉTA / CRETACEOUS**
- bk^K₃ Budakeszi Pikrit Formáció / Budakeszi Picrite Formation
- TRIÁSZ / TRIASSIC**
- tp^T₂₋₃ Tilospusztai Andezit Formáció / Tilospuszta Andesite Formation
 - bd^T₂₋₃ Budaörsi Dolomit Formáció / Budaörs Dolomite Formation
 - b^T₂ Buchensteini Formáció / Buchenstein Formation
 - T₂ felosztatlan középső-triász / Middle Triassic undivided
 - T₁ felosztatlan alsó-triász / Lower Triassic undivided
 - al^T₁ Alcsútdoboz Mésző Formáció / Alcsútdoboz Limestone Formation
- FELSŐ-PERM / UPPER PERMIAN**
- d^P₂ Dinnyési Dolomit Formáció / Dinnyés Dolomite Formation
 - t^P₂ Tabajdi Anhidrit Formáció / Tabajd Anhydrite Formation
 - b^P₂ Balatonfővidéki Homokkő Formáció / Balatonfővidék Sandstone Formation
- FELSŐ-KARBON / UPPER CARBONIFEROUS**
- f^C₂ Fülei Konglomerátum Formáció / Füle Conglomerate Formation
 - g^C₂ Gárdonyi Kvarcdiorit Formáció / Gárdony Quartz Diorite Formation
 - v^C₂ Velencei Gránit Formáció / Velence Granite Formation
 - p^v_p C₂ Pákozdai Gránitporfir Tagozat / Pákozd Granite Porphyry Member
 - fs^C₂ Felsősomlyói Kvarcporfir Formáció / Felsősomlyó Quartz Porphyry Formation
- ÓPALEOZOIKUM / EARLY PALEOZOIC**
- s^C₁ Szabadbattyáni Formáció / Szabadbattyán Formation
 - p^D₂ Polgárdi Mésző Formáció / Polgárd Limestone Formation
 - ú^D₁₋₂ Úrhidai Mésző Formáció / Úrhida Limestone Formation
 - bc^{S-D} Bencehegyi Mikrogabbro Formáció / Bencehegy Microgabbro Formation
 - l^{O-D} Lovasi Aggagpala Formáció / Lovas Slate Formation
 - d^S₃ Székesfehérvári Mésző Tagozat / Székesfehérvár Limestone Member
 - a^O₃ Alsóörsi Porfiroid Formáció / Alsóörs Porphyroid Formation
 - b^{O-S} Balatonfőkajári Kvarcfillit Formáció / Balatonfőkajár Quartz Phyllite Formation
- Eg. = eggenburgi / Eggenburgian; Ott. = ottngani / Ottngian.