

Jb. Geol. B. A.	Bd. 104	S. 273—349	Wien, Oktober 1961
-----------------	---------	------------	--------------------

Geologie der Hainburger Berge

Von G. WESSELY *)

Mit 6 Tafeln (19—24) und 5 Textabbildungen

Inhalt

	Seite
Vorwort	274
Einleitung	275
Historischer Überblick	276
Grundgebirge	279
1. Kristalliner Kern	279
a) Granit	279
b) Kristalline Schiefer	280
2. Permisch-mesozoische Hülle	281
a) Quarzit	281
b) Kalke und Dolomite	282
3. Tektonik des Grundgebirges	282
Tertiär und Quartär	283
A. Allgemeiner einführender Überblick	283
B. Einzeldarstellung der geologischen Beobachtungen	285
1. Torton	285
a) Untertorton	285
b) Mitteltorton	285
b 1) Randfernere Fazies	285
b 2) Randnahe Fazies	286
c) Obertorton	291
2. Sarmat	292
a) Untersarmat	292
a 1) Randfernere Fazies	292
a 2) Randnahe Fazies	293
b) Mittelsarmat und Obersarmat	294
b 1) Randfernere Fazies	294
b 2) Randnahe Fazies	295
3. Pannon	300
a) Unterpannon und tieferes Mittelpannon (Zonen B—D)	300
I. Tiefere Schichtgruppe	300
II. Höhere Schichtgruppe	301
b) Höheres Mittelpannon	305
c) Oberpannon	305
4. Oberes Pliozän (?), Quartär	308
Flußablagerungen, Terrassen	308
a) Hochgelegene Schotter und Verebnungen innerhalb der Berggruppe	308
b) Terrassenreste südöstlich und nordöstlich Edelstal	310

*) Anschrift: Dr. GODFRID WESSELY, Österr. Mineralölverwaltung AG., Wien IX, Otto Wagner-Platz 5.

	Seite
c) Terrasse von Petronell—Prellenkirchen und Erosions- und Akkumulationsflächen an der N- und E-Seite der Hainburger Berge	311
d) Terrasse von Wolfsthal und Berg—Gattendorf mit Äquivalenten bei Petronell, Hainburg und Hollern	313
e) Tiefstgelegene Flußablagerungen um Kittsee und Pama sowie längs der Donau	314
Äolische Ablagerungen, Solifluktionssedimente	315
C. Biostratigraphie, Fazies	317
1. Torton	318
a) Mitteltorton	318
b) Obertorton	319
2. Sarmat	320
a) Untersarmat	320
b) Mittel- und Obersarmat	322
3. Pannon	325
4. Quartär	327
D. Tektonik	327
1. Tektonisch bedingte Morphologie	327
2. Tektonik am Rand des Wiener Beckens	328
3. Tektonik am Rand der Kleinen Ungarischen Tiefebene	329
4. Quersenzen im südlichen Karpatenrumpf	330
5. Tektonischer Vergleich zwischen den Anteilen des Wiener Beckens und der Kleinen Ungarischen Tiefebene	331
6. Bewegungen der Gebirgsachse	331
E. Geomorphologie	333
1. Tertiäre und ältestquartäre (?) Landschaftsformung	333
2. Quartäre Landschaftsformung	337
F. Entwicklung des Gebietes in Tertiär und Quartär	341
Literaturverzeichnis	345

Vorwort

Vorliegender Arbeit liegt eine Dissertation gleichen Themas zugrunde, welche dem Verfasser zur Bearbeitung im Frühjahr 1955 von Prof. Dr. E. CLAR, Vorstand des geologischen Institutes der Universität Wien, übergeben wurde.

Für die Zuerkennung und weitestgehende Förderung dieser Arbeit dankt der Verfasser Herrn Prof. Dr. E. CLAR auf das herzlichste. Ebenso gilt sein aufrichtiger Dank dem Direktor der Geologischen Bundesanstalt, Herrn Prof. Dr. H. KÜPPER für seine Unterstützung in jeder Weise.

In gleichem Maße sei den Herren gedankt, die in paläontologischer, stratigraphischer und sonstiger Hinsicht behilflich waren: Dr. R. GRILL, Dr. K. KOLLMANN, Prof. Dr. O. KÜHN, Prof. Dr. A. PAPP, Prof. Dr. R. SIEBER, Prof. Dr. E. THENIUS und vor allem Dr. A. TOLLMANN. Herr Hofrat C. A. BOBIES bestimmte freundlicherweise einige Bryozoenarten, doch sein Ableben verhinderte die weitere Bearbeitung des noch vorliegenden Materials. Quartärgeologisch sehr aufschlußreich waren Aussprachen und eine Exkursion mit Herrn Prof. H. MAJDAN, dem der Verfasser ebenso wie Herrn Prof. Dr. J. FINK für die Bereitstellung schwer zu beschaffender Literatur zu großem Dank verpflichtet ist. Auch Herrn Prof. Dr. H. SPREITZER sei gedankt für Hinweise geomorphologischer Art anlässlich einer geographischen Exkursion.

Von großem Wert erwies sich die Erlaubnis der „Österreichischen Mineralölverwaltung AG.“, in das Material und die Auswertung (paläontologische Bearbeitung durch Dr. K. TURNOVSKY) der in diesem Gebiet abgeteufte Counterflush-Bohrungen Einblick nehmen zu dürfen, ebenso die Möglichkeit, bei Bohrungen der „Österreichischen Elektrizitätswirtschafts AG.“ zur Erfassung der Untergrundverhältnisse für Donaukraftwerksbauten anwesend sein zu können und Untersuchungsmaterial zu erhalten. Dafür dankt der Verfasser ganz besonders den Herren Prof. DDr. K. FRIEDL und Dr. G. HORNINGER. Herr Direktor K. WERTHANEK von der „Hollitzer Baustoffwerke AG.“ in Deutsch-Altenburg und die Bauleitung der „Austria Tabakwerke AG.“ in Hainburg überließen dem Verfasser in dankenswerter Weise Bohrmaterial aus Brunnenbohrungen und aus Bohrungen zur Untersuchung der Baugrundverhältnisse.

Einleitung

Geographisch umfaßt der bearbeitete Abschnitt die Berggruppe von Hainburg und die dieser benachbarten Niederungen. Im N wird er durch die Donau zwischen Petronell und der Staatsgrenze, im E durch die Linie Staatsgrenze—Kittsee—Pama—Gattendorf, im S durch die Leitha bzw. den morphologisch ausgeprägten Abfall zur Leithaniederung und im W durch die Linie Petronell—Schafhof (südlich Petronell) begrenzt.

Geologisch nimmt das Gebiet eine besondere Stellung durch das Auseinandergrenzen dreier Einheiten ein: der Kleinen Karpaten, des Wiener Beckens und des Westpannonischen Beckens. Erstere, vertreten durch den südlichsten Anteil, der nur geographisch durch die Donau von der Hauptmasse des Gebirges isoliert und durch eine Schwelle unter den tertiären Sedimenten der Brucker Pforte mit dem Leithagebirge verbunden ist, trennt die beiden letzteren und damit zwei Gebiete mit gänzlich voneinander abweichender Entwicklungsgeschichte: eines mit dem Schwergewicht der Entwicklung in älteren und eines mit einem solchen in jüngeren Anteilen des Zeitabschnittes Neogen—Quartär.

Bei der geologischen Erfassung dieses Raumes sollte das Tertiär und Quartär eingehend, der vortertiäre Anteil des Gebietes kursorisch behandelt werden (letzterer wird in dieser Arbeit der Einfachheit halber mit dem an sich anderwertig verwendeten Ausdruck „Grundgebirge“ bezeichnet).

Die wesentliche Aufgabe bestand in einer Einordnung der Tertiär- und Quartärsedimente in das im Wiener Becken bestehende stratigraphische System. Auf Grund der Ausbildung, der Lagerungsverhältnisse und der Verbreitung der Sedimente und unter Berücksichtigung tektonischer und geomorphologischer Beobachtungen und Studien sollten Rückschlüsse auf die Entwicklungsgeschichte des gesamten Gebietes in Tertiär und Quartär gezogen werden. An dieser Stelle sei noch auf die im gleichen Band dieses Jahrbuches von H. KÜPPER erfolgte Veröffentlichung der eingehenden Untersuchungen der geologischen Verhältnisse um die Therme von Deutsch-Altenburg hingewiesen.

Historischer Überblick

Die Geologie der Hainburger Berge wurde zwar häufig in verschiedenen Abhandlungen gestreift, umfassendere Aufnahmen, besonders aus neuerer Zeit, liegen jedoch in geringerer Anzahl vor.

Die wahrscheinlich ältesten Begehungen führte J. CZJZEK um die Mitte des vorigen Jahrhunderts (1852) durch. Neben seinen Ausführungen über das Grundgebirge gab er auch eine Übersicht über die vorhandenen Tertiär- und Quartärablagerungen. Von J. CZJZEK stammen die ersten Profile durch die Hainburger Berge.

Wenige Jahre später (1854) nahm G. A. KORNHUBER in einer vorläufigen Notiz zur Entstehung des Donaudurchbruches bei Theben Stellung. Fußend auf A. PENCK (1887—1888) baute er später (1897—1898) diesen Artikel unter Vornahme von Änderungen aus.

Im Jahre 1857 waren Fossilfunde, besonders Seeigel im Torton südlich Hainburg Gegenstand einer weiteren Notiz G. A. KORNHUBERS. Dasselbe Tortonvorkommen rückte 1867 durch den Fund eines Halitherienskelettes abermals in das Blickfeld geologischer und paläontologischer Betrachtungen durch F. HAUER und G. STACHE.

T. FUCHS gab 1868 eine genaue Charakteristik der tertiären Sedimente, wobei er Bezug nahm auf die Nubecularien führenden, sarmatischen Oolithe, auf tortone Tegel aus dem Stadtgebiet von Hainburg und auf die sarmatischen Schichten am Donauabfall in der Umgebung von Deutsch-Altenburg, von denen er ein Tegel-Sandprofil mit einer Serpultlage wiedergab. Ihm fiel bereits das Vorkommen von Melanopsiden inmitten von Sarmatfossilien in dem Steinbruch östlich des Weges Hundsheim—Hainburg, knapp bevor dieser die Wasserscheide erreicht, auf. F. TOULA (1886) fand in dem Steinbruch außerdem Congerien und stellte daher den ganzen Aufschluß in die Congerienschichten.

L. BURGSTEIN (1881 und 1882) brachte im Rahmen einer Studie über die Therme von Deutsch-Altenburg eine eingehendere geologische, zum größten Teil das Tertiär betreffende Darstellung der näheren Umgebung dieses Ortes mit Beschreibung einiger Foraminiferenfaunen. Durch thermometrische Untersuchungen an Brunnenwässern von Deutsch-Altenburg grenzte er die Thermalwirkung auf einen annähernd ellipsenförmigen Bereich mit N—S Erstreckung ein. Für eine diese Thermalwirkung bedingende Störung nahm er nachmiozänes Alter an. Ein kurzer Abschnitt ist Thermalabsätzen und deren Zersetzungsprodukten gewidmet.

Eine umfassendere Arbeit über das gesamte Gebiet lieferte D. STUR (1891) durch seine Kartierung im Maßstab 1:75.000. Wenn auch das von ihm gezeichnete geologische Bild in bezug auf Grundgebirge und Tertiär noch sehr von dem abweicht, das wir heute von diesem Gebiet besitzen, stellt es dennoch eine erste umfassendere geologische Grundlage dar.

H. BECK und H. VETTERS (1902, 1903) übernahmen ohne wesentliche Änderung diese Darstellung (1:75.000). Entgegen bisheriger Ansicht schrieben sie jedoch der Hülle des Kristallins permisch-mesozoisches Alter zu. (Schon 1863 und 1864 hatten F. ANDRIAN und C. M. PAUL auf Grund von Fossilfunden bei Ballenstein nördlich der Donau für den größten Teil der Kalkzone liasisches Alter angenommen.) Die 1904 der Karte gefolgtten Ausführungen von H. BECK und H. VETTERS beschäftigten sich fast aus-

schließlich mit dem Grundgebirge. Die von H. VETTERS 1910 herausgegebene neue Karte dieses Gebietes im Maßstab 1:25.000 unterschied sich wenig von der 1903 veröffentlichten.

Von H. HASSINGER (1905) stammen die ersten ausführlichen geomorphologischen Studien. Diese waren besonders den an die Hainburger Berge angrenzenden Donauterrassen und ihrer Parallelisierung mit denen des Wiener Raumes gewidmet.

Eine exakte petrographische Bearbeitung des Grundgebirges nach modernen Methoden wurde erstmals von P. St. RICHARZ (1908) durchgeführt.

G. GÖTZINGER und H. LEITER (1914) befaßten sich wieder eingehend mit der Geomorphologie des Thebener und Hainburger Gebietes. Sie wiesen wie seinerzeit J. CZJEK im Leithagebirge auch hier auf die starken Höhenunterschiede der Tortonvorkommen am Thebener Kogl hin und machten dafür eine Spiegelschwankung verantwortlich. Die markanten Verebnungen in den Hainburger Bergen und im Thebener Gebiet schrieben sie der Abrasion des pontischen Sees zu und ordneten sie in die von H. HASSINGER aufgestellten 12 Niveaustufen ein. Für die Thebener Pforte nahmen sie prämiözäne Anlage an. Eingehend schilderten sie die quartäre Entwicklung der Pforte. Sie machten auf die auffällige, durch Tektonik bedingte Parallelität zahlreicher Talverläufe aufmerksam. Die Schwefeltherme von Deutsch-Altenburg brachten sie gemeinsam mit den Quellen von Mannersdorf, Brodersdorf und Stampfen mit einem Abbruch des östlichen Randgebietes zum Wiener Becken in Zusammenhang. Sie wiesen auf die Jugendlichkeit des Karpatenabbruches hin und verbanden damit die Mineral- und Thermalquellen von Preßburg, St. Georgen und Bösing.

H. HASSINGER führte 1918 ebenfalls auffällige Formen innerhalb der Berggruppe an. Die Entwicklung der Thebener Pforte stellte er sich in ähnlicher Weise wie G. GÖTZINGER und H. LEITER vor. Im Zusammenhang mit einem Hinweis auf die tektonisch bedingte Parallelität von Talverläufen legte er nahe, daß auch die Donau einer tektonischen Linie folgt. Über seine Deutung der hohen Schotter in den Hainburger Bergen Kap. E. 1.

Umfassend wurde die Geologie dieses Gebietes durch T. KRÄUTNER (1923) in einer unveröffentlichten Dissertation behandelt. Vor allem das Grundgebirge wurde eingehend dargestellt und die durch P. St. RICHARZ vorliegenden petrographischen Kenntnisse ausgebaut. Die Ausführungen über das Tertiär und Quartär entsprechen in vielen Fällen, vor allem in stratigraphischer Hinsicht, nicht mehr den heutigen Kenntnissen.

J. STINI (1923) bezeichnete im Zusammenhang mit seinen Untersuchungen über die Laaseer Senke die Hainburger Berge als Hochgebiet mit Horsten. Er unterstrich die Jugendlichkeit von Krustenbewegungen und führte Laaerbergschotter vom Braunsberg und Hundsheimerberg an. J. STINI wie schon K. FRIEDL, 1927, nahm auch zur Frage eines östlichen Randbruches Stellung.

E. V. SZADÉCKY-KARDOSS (1938) widmete in seiner „Geologie der Rumpfungarländischen Tiefebene“ den fluviatilen Terrassen dieses Gebietes eine ausführliche Beschreibung, wobei auch petrographische Gesichtspunkte in den Vordergrund traten. In der Parallelisierung mit den Terrassen Wiens zog er in stärkerem Maße tektonische Überlegungen heran.

A. PAPP und H. HÄUSLER (1940) brachten eine kurze Skizzierung von Tertiärschichten in den Hainburger Bergen. Sie unterschieden im Torton eine kalkigere und eine klastischere Fazies. Bryozoen- und Serpulkalkriffe wurden von beiden Autoren als dritte Ausbildungsart in das obere Torton gestellt. Diese Zuordnung wurde jedoch von A. PAPP (1954) dahingehend revidiert, daß er für sie sarmatisches Alter annahm. Ausgenommen davon wurde ein kleines Vorkommen (Nähe Kote 354, südöstlich Hundsheim), das er auf Grund der Bestimmung einer kleinen Fauna im Torton beließ. In diesem Zusammenhang sei auch auf C. A. BOBIES (1957) verwiesen, der auf Bryozoen dieses Gebietes einging. A. PAPP und H. HÄUSLER nahmen auch auf die Sarmatschichten am Donauabfall und südwestlich Wolfsthal und auf ein fossilführendes Pannonvorkommen südwestlich Wolfsthal Bezug. Von den hochgelegenen Schottern vermuteten sie pliozänes Alter. Ein kurzer Abschnitt ist noch morphologischen und tektonischen Betrachtungen gewidmet.

Beiträge zur Kenntnis der Paläontologie dieses Gebietes brachten E. KAMPTNER (1942) durch die Beschreibung zweier Carallinaceenarten, die in Vergesellschaftung mit stockbildenden Nubecaulrien im Sarmatoolith von Wolfsthal vorkommen und F. BACHMAYER (1951) durch eine Arbeit über die Dekapodenfauna des tortonischen Leithakalkes von Deutsch-Altenburg (Sattel östlich des Pfaffenberges) mit einer Charakteristik der geologisch-stratigraphischen Position der Fundstelle und einer Liste einer Molluskenfauna aus dieser Lokalität.

Die geologischen Verhältnisse der dem Burgenland angehörigen Gemeinden dieses Gebietes beschrieb A. TAUBER (1954) in der „Allgemeinen Landestopographie des Burgenlandes“. In einer jeweiligen Charakterisierung der Grundwasserverhältnisse kamen vor allem Terrassenschotter dieses Gebietes zur Sprache. Bei der Beschreibung der Gemeinde Edelstal wies er auf die oberpannonen und quartären Schichten im Talkessel dieses Ortes hin. Die Oberpannonsteinbrüche am Osthang des Steinberges stellte er wie alle übrigen Forscher, die bisher diese Stelle kartierten, in das Sarmat.

In verschiedenen Zusammenhängen wurde hin und wieder Geomorphologie und Quartärgeologie in neuerer Zeit gestreift. Dabei wurde besonders auf die auffälligen Formen, die den Hundsheimer Berg umsäumen (Pfaffenberg, Spitzer Berg usw.) und die als torton angelegte „Großform“ gelten (H. KÜPPER, 1953, 1955, 1958) besprochen. Von den jüngeren Terrassen war hauptsächlich der Schotterzug von Petronell—Prellkirchen Gegenstand geologischer Notizen (besonders H. KÜPPER, 1953, 1955). J. FINK (1955) brachte in der „Morphologischen Karte des Marchfeldes“ eine Übersicht des Abschnittes südlich der Donau nach mündlichen Angaben von H. MAJDAN. P. SZABO (1959) führte einige Schwermineralspektren aus Terrassenschottern dieses Gebietes an. Über die letztgenannten Arbeiten siehe Näheres im Kapitel E.

Abschließend sei noch einiges über die Erforschungsgeschichte der quartären Vertebratenfauna von Hundsheim (Hundsheimer Spalte) und Deutsch-Altenburg gesagt. Erstmals wurde diese Fauna durch F. TOULA (1902) bekannt und in den folgenden Jahren des öfteren von demselben Forscher behandelt. Es folgten unter anderem hauptsächlich Unter-

suchungen von W. FREUDENBERG (1908, 1914), K. EHRENBURG (1924, 1933), O. SICKENBERG (1933), TH. KORMOS (1935, 1937). Die letzten Arbeiten stammen von A. BACHOFEN VON ECHT (1942), H. ZAPPE (1939, 1941, 1948) und E. THENIUS (1947, 1948, 1955).

Grundgebirge ¹⁾

1. Kristalliner Kern

a) Granit

Der Granit bildet die Hauptmasse des Grundgebirges. Ein südöstlich von Hainburg gelegener kleinerer Teil (Teichberg usw.) wird durch jüngere Ablagerungen weitgehend getrennt von dem im Osten der Berggruppe gelegenen größeren Wolfsthaler Massiv mit Königswart, Kobel, Kindlerberg usw. Der fein- bis mittelkörnige Granit ist ein Zweiglimmergranit mit Vorherrschen von Biotit über Muskowit. Die Feldspäte sind durch Mikroklin und Oligoklas vertreten. Quarz überwiegt mengenmäßig. Als Übergemengteile kommen Apatit und Zirkon vor (petrographische Untersuchungen durch P. St. RICHARZ 1908 und T. KRÄUTNER 1923).

Schiefrige Partien am Rande und im Inneren des Granitgebietes wurden von P. St. RICHARZ als Zerstörungs- und Zersetzungsprodukte der Granite nachgewiesen. Sie lassen sich also geologisch-stratigraphisch nicht vom Granit trennen, so daß die Ausscheidung eines zusammenhängenden Gneisvorkommens auf den Karten von D. STUR und H. BECK und H. VETTERS nicht zu Recht besteht. Nach H. BECK ist die Verschieferung tektonischer Wirkung zuzuschreiben. Die Schieferzonen streichen nach T. KRÄUTNER SW—NE. Nördlich der Donau wurden von J. KOUTEK und VL. ZOUBEK (1936) ebenfalls eine Anzahl parallellaufender Schieferungszonen kartiert.

Der Wolfsthaler Granit ist reich an Pegmatit und Aplit. Der Pegmatit ist charakteristisch durch seinen bläulichen bis blaugrauen Mikroklin. Neben Quarz und Muskowit ist Granat ziemlich häufig. Turmalin konnte nicht beobachtet werden. Die zum Teil SW—NE streichenden Pegmatite können einige Meter mächtig werden. Sie sind vor allem in einigen Granitsteinbrüchen an der Straße Wolfsthal—Berg aufgeschlossen, wo in einigen Fällen nur der Feldspat für Industriezwecke abgebaut wird. Nach T. KRÄUTNER wurden auch die Pegmatite an manchen Stellen von Mylonitisierung erfaßt.

Für die Granitintrusion nahm P. St. RICHARZ postliasisches Alter an, welches T. KRÄUTNER zu Recht bezweifelte. Er erwog in Analogie zur Hohen Tatra im Sinne von V. UHLIG präpermisches Alter, ließ jedoch eine genaue Bestimmung offen.

¹⁾ Folgender als Übersicht gedachter Abschnitt stützt sich zum Teil auf vorliegende Literatur. Die kartenmäßigen Abgrenzungen und verschiedene ergänzende Einzelbeobachtungen fußen auf eigenen Begehungen.

b) Kristalline Schiefer

Paragneis bei Berg

Der südöstlichste Ausläufer des Königwartes besteht zum größten Teil aus einem stark verfältelten Gneis nach T. KRÄUTNER bestehend aus Quarz, Feldspat (meist Oligoklas) und reichlich Biotit, seltener Muskowit. Übergemengteile: Granat, Apatit, Hämatit. Der Glimmer ist in Lagen angereichert, zwischen denen granoblastisches Gewebe von Quarz und Feldspat aderförmig und die Fältelungen mitmachend durchzieht. Die Lagerungsverhältnisse zum Granit zeigt anschaulich ein Aufschluß an der Straße Berg—Wolfsthal (666)¹). Richtungslos körniger Granit dringt gangartig in den stark gefältelten Gneis ein, der dadurch in metergroße Schollen aufgelöst erscheint. Den Granit und den Gneis durchschlagen zentimeter- bis meterbreite Pegmatitgänge (s. Abb. 1).

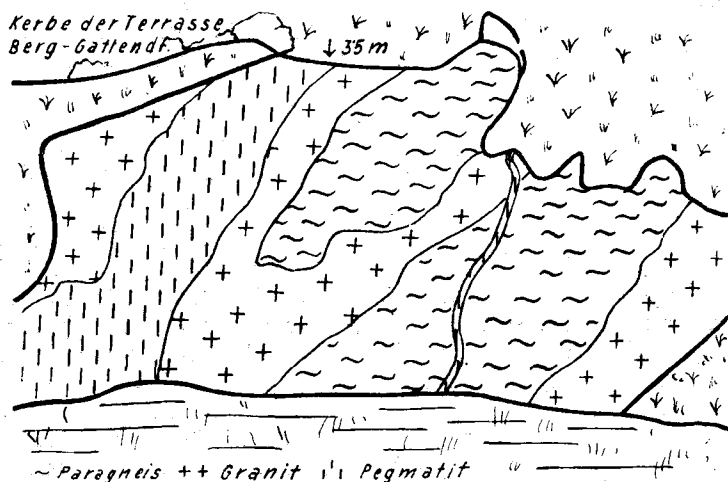


Abb. 1

Kristalline Schiefer im W des Granitmassives

Im Hangenden des Granits treten diese an den Osthängen des Braunsberges, Schloßberges und Hundsheimer Berges in verschiedenen Typen zutage.

Am häufigsten findet man die in der älteren Literatur als Quarzit-Biotit-Schiefer und Quarzit-Biotit-Phyllit (Biotit-Gneis-Phyllit) bezeichneten Gesteine. (Nach P. St. RICHARZ zählen beide zu den Glimmerschiefern.) Ersteres Gestein besteht nach mikroskopischer Untersuchung durch T. KRÄUTNER aus einem feinen schiefrigen Gemenge von Quarz und Feldspat (Albit-Oligoklas), parallel geschichtetem Biotit und aus Muskowit in Parallelverwachsung mit Biotit. Übergemengteile: Staurolith, Granat (beide häufig), Zirkon, Apatit, Magnetit, Chlorit. Letzteres setzt sich zusammen aus feinem granoblastischem Grundgewebe von zersetztem

¹) Ziffern in Kursivschrift bezeichnen hier und im folgenden Aufschlüsse und Stellen der Probenentnahme. Sie entsprechen den auf der Karte (Tafel 19) und zum Teil in den Fossilisten (Tafel 22—24) vermerkten Ziffern.

Feldspat, Quarz, Biotit, feinen Chloritschuppen und aus Porphyroblasten von Biotit. Übergemengteile: Epidot (Klinozoisit), Turmalin, Zirkon, Titanit. Als Neubildung tritt Feldspat (Oligoklas-Albit) hinzu. Beide Gesteinsarten werden in kennzeichnender Weise von präkristallin gefalteten, größeren Quarzlagen durchzogen.

Vom Osthang des Braunsberges und Schloßberges sind auch Grünschiefer und vom Schloßberg auch Kalksilikathornfelse bekannt.

P. St. RICHARZ führt die Metamorphose der kristallinen Schiefer auf die Intrusion des Granits zurück. Diese Kontaktmetamorphose wird mit Annäherung an den Granit stärker. Aus den Kleinen Karpaten nördlich der Donau beschreibt er einen unmittelbaren Kontakt des Granits zum kristallinen Schiefer: Durchdringung des Schiefers und Auflösung in Schollen durch den Granit, makro- und mikroskopische Vermischung sowie Eindringen von Pegmatitgängen in die Schiefer. Ähnliche Verhältnisse, wenn auch nicht aufgeschlossen, dürften am Ostgehänge des Braunsberges und Hundsheimer Berges vorliegen, wie aus einzelnen Granitstücken und am Hundsheimer Berg auch Pegmatitstücken im Bereich der kristallinen Schiefer zu entnehmen ist.

An den kristallinen Schiefen sind immer wieder zwei Arten von Fäلتung festzustellen: eine engere, intensivere, jüngere neben einer weiteren, älteren, deren Achsen meist einen Winkel von 75 bis 85° einschließen. Eine Orientierung der Faltenachse ist nicht durchführbar, da die Gesteine nirgends mit völliger Sicherheit unverrutscht anstehen.

Als leicht verwitterndes Gestein bilden die Schiefer eine gute Gleitfläche für losgelöstes, im Fließen begriffenes hangendes Gestein, so daß im Bereich kristalliner Schiefer (besonders am Braunsberg) riesige Blöcke Quarzites oder mesozoischen Kalkes liegen, die Anstehendes vortäuschen. Das mag auch der Grund sein, warum am Braunsberg und Hundsheimer Berg bei älteren Autoren die Gesteinsgrenzen anders gezogen sind als es den Tatsachen entspricht.

Am Ostabhang des Hundsheimer Berges sind an mehreren Stellen Porphyroide aufgeschlossen. Ihre Verbreitung nimmt gegen S stark zu, wo sie anscheinend überhaupt an Stelle der übrigen kristallinen Schiefer treten und das unmittelbar Hangende des Granits und das Liegende des Quarzites bilden. (Am Thebener Schloßberg sind sie nach P. St. RICHARZ konkordant in Phyllite eingelagert.) Das hellgrün gefärbte Gestein besteht nach Untersuchungen durch P. St. RICHARZ und T. KRÄUTNER aus Einsprenglingen von Quarz, Orthoklas, Plagioklas (Oligoklas), der schon größtenteils in Serizit umgewandelt ist, in einer Grundmasse von Serizit und feinem Gemenge von Quarz und Feldspat. Manchmal kommt Pyrit vor. Quarze und Feldspate sind häufig zertrümmert. Verschiedene Anzeichen sprechen dafür, daß das Ausgangsgestein der Porphyroide Quarzporphyre waren.

2. Permisch-mesozoische Hülle

a) Quarzit

Über den kristallinen Schiefen folgt an den Osthängen des Braunsberges und Hundsheimer Berges Quarzit. Am östlichen Schloßberg deuten nur vereinzelte Lesestücke an, daß er auch hier vorhanden ist. Er ist

größtenteils gebankt und besitzt meist rötliche Farbe, wobei jedoch nur das Bindemittel gefärbt ist. An der Basis des Quarzitkomplexes überwiegen grüne Varietäten (Südhang des Braunsberges). Das Gestein kann sehr feinkörnig sein, es kann jedoch auch ziemlich grobklastisch werden (Südhang des Braunsberges), wobei jedoch neben Quarzkomponenten auch sehr selten noch zu untersuchende Bestandteile eines dunklen Gesteins vorkommen. Die Quarze werden bis einige Zentimeter groß, sind farblos und fast nicht gerundet. An der Grenze der Quarze zum kieseligen Bindemittel haften oft feine Serizitschüppchen. An feinkörnigen Abarten des Quarzites ist an der Südseite des Braunsberges machmal Kreuzschichtung zu erkennen. Der Quarzit ist völlig fossilieer. Im Laufe der Erforschungsgeschichte wurde ihm verschiedenes Alter zugeschrieben. J. CZJZEK (1852) bezeichnete ihn wie die unten angeführten Kalke und Dolomite als Grauwackengesteine, D. STUR (1891) als Silur. Aus Gründen der Ähnlichkeit im Aussehen mit Verrukano und außeralpinem Rotliegenden sowie auf Grund der Lagerungsverhältnisse im übrigen Karpatengebiet (Hohe Tatra) und in den Alpen (Semmering) legten ihn H. BECK und H. VETTERS (1902) auch hier als permotriadisch fest. Die Grenze zwischen Quarzit und dem Kalk-Dolomitkomplex bildet am Braunsberg ein geringmächtiges Schieferband.

b) Kalke und Dolomite

Sie bauen den Spitzer Berg, den Pfaffenberg und Kirchengberg, den Hauptteil des Hundsheimer Berges und des Schloßberges und einen großen Teil des Braunsberges auf. Ihre Farbe ist meist dunkel, bläulichgrau, seltener sind hellere graue oder bräunliche Varietäten. Die Kalke sind meist kenntlich durch Bankung und durch verschieden helle Bänderung. Zum Unterschied von den Kalken sind die Dolomite meist massig ausgebildet und zeigen oft brekziöse und zellige Struktur (endostratische Brekzie). Zwischen den Komponenten ist die Brekzie mehr oder minder durch Kalzit ausgefüllt. Die Kalke und Dolomite neigen sehr zu Karst- und Höhlenbildung. Der Kalk enthält außer undeutlicher Crinoidenreste (HOFFMANN 1877) keine Fossilien.

Wie dem Quarzit wurde auch dem Kalk-Dolomit-Komplex verschiedenstes Alter zugeschrieben. F. ANDRIAN und C. M. PAUL (1863 und 1864) fanden in einem Anteil der Kalke bei Ballenstein nördlich der Donau Liasfossilien (Brachiopoden und Belemniten). Bei Marienthal gehen die Kalke nach oben zu in Marienthaler Schiefer über, die sicher Oberlias (Lias epsilon) sind. Es bleibt jedoch die Fragen offen, ob und wie weit die Kalke und Dolomite hier und am Thebener Kogel Äquivalente des Kalkes bei Ballenstein sind. Eine Beantwortung dieser Frage ist vor allem aus dem Karpatenteil nördlich der Donau zu erwarten (M. MAHEL 1959).

3. Tektonik des Grundgebirges im Gebiet von Hainburg

Den Granit überlagern im W (Profil 1, Taf. 20) kristalline Schiefer nach T. KRÄUTNER am Hundsheimer Berg mit Streichrichtung N—S, am Braunsberg mit NE—SW, Quarzit mit Streichrichtung N—S bis NNE—SSW und der Kalk-Dolomit-Komplex mit Streichrichtung NNE—SSW am

Braunsberg, N—S am Hundsheimer Berg und NW—SE am Spitzer Berg. Wie T. KRÄUTNER bereits feststellte und am Südhang des Braunsberges ersichtlich ist, zeigt die Grenzlinie zwischen Quarzit und Kalk ein Steilerwerden in der Fallrichtung (von 25 auf 50°). Die Kalkvorkommen im Bereich des Quarzites (Kote 238 und Kalkfelsen mit der Ruine Rottenstein) deutet T. KRÄUTNER als Reste, die nach Erosion des übrigen den Quarzit überlagernden Kalkes übriggeblieben sind. Diese Deutung steht somit im Gegensatz zu der früherer Autoren, die Bruchtektonik dafür verantwortlich machten (u. a. D. STUR 1891, H. BECK und H. VETTERS 1902/1903). Allgemein in diesem Zusammenhang von Bedeutung ist die Feststellung, daß an manchen Stellen mesozoischer Kalk ohne (Kote 311 am Ostabhang des Hundsheimer Berges) oder nur mit dünner Quarzitunterlage (Schloßberg, die genannte Kote 238 und eventuell Rottenstein) auf kristallinen Schiefern aufrucht. Als Erklärung dieser Erscheinung könnte wohl tektonische Ausdünnung der Quarzite oder eine Diskordanz heranzuziehen sein. Wahrscheinlich entspricht jedoch diese Anordnung nicht dem ursprünglichen Schichtverband, sondern es erfolgte nachträglich eine Verlagerung dieser Kalk-Dolomitkörper in vorliegende Position, vielleicht weniger durch Tektonik als durch alte exogene Gleitvorgänge großen Ausmaßes, wofür die stets unregelmäßige Begrenzung dieser Kalk-Dolomitblöcke sprechen würde. Als vortortone Verlagerung geben sich auf jeden Fall der Schloßberg und die Kalk-Dolomitrippe mit Kote 311 durch ihre verhältnismäßig tiefe Lage zu erkennen.

Die weit nach Osten reichende Verbreitung der Kalke und Dolomite am Spitzer Berg erklärt T. KRÄUTNER durch ein auch aus anderen noch anzuführenden Anzeichen zu ersiehendes Absinken der allgemeinen Gebirgsachse gegen S.

Großtektonisch gehören die Hainburger Berge wie die nördlich der Donau anschließenden Kleinen Karpaten der hochtatischen Zone der Karpaten mit all deren Kennzeichen an. Mit dem Leithagebirge bilden sie ein in seiner Stellung umstrittenes Bindeglied zu den Ostalpen.

Tertiär und Quartär

A. Allgemeiner einführender Überblick

Entsprechend der Verschiedenartigkeit ihrer Entstehungsbedingungen sind auch die Ablagerungen des Torton bis Pannon sehr mannigfaltig. Grundsätzlich sind jedoch zwei Faziestypen zu unterscheiden: eine des unmittelbaren Küstenbereiches und eine etwas küstenfernere. Erstere ist fast durchwegs gekennzeichnet durch eine verfestigte klastische, kalkig-klastische und kalkige Ausbildung der Sedimente, wobei die Kalke zu einem großen Teil biogen sind; letztere durch eine mergelig-sandige, selten schottrige, zum Teil ebenfalls verfestigte Ausbildung. Der Faziesunterschied kann auch in paläontologischer Hinsicht verfolgt werden. Aus nachpannoner Zeit liegen nur mehr fluviatile Sedimente vor; Löß- und Flugsandanwehungen, Solifluktion und Schwemmtätigkeit ließen entsprechendes Sedimentmaterial zurück.

Vor allem für die lokale Stratigraphie sind Unterschiede in der petrographischen Beschaffenheit der Sedimente in vielen Fällen heranziehbar. Sie können jedoch nur als wertvolle Ergänzung für die hauptsächlich an das Wiener Becken und dessen Ränder anknüpfende Biostratigraphie zu betrachten sein. Die Grundlagen derselben bildeten die Zoneneinteilungen nach R. GRILL im Torton und Sarmat und nach A. PAPP unter Berücksichtigung neuerer Erkenntnisse durch K. KOLLMANN im Pannon.

Folgender Unterteilung der angeführten tertiären Stufen wird in dieser Arbeit der Vorzug gegeben:

Oberes Pliozän

Pannon	Oberpannon	F, G, H
	Mittelpannon	D, E
	Untersarmat	A, B, C
Sarmat	Obersarmat	N.-granosum-Zone
	Mittelsarmat	E.-hauerinum-Zone
	Untersarmat	E.-reginum-Zone
Torton	Obertorton	Rotalienzone
	Mitteltorton	Sandschaler- und Bolivinenzone
	Untertorton	Lagenidenzone

Die Gliederung des Quartär lehnt sich hauptsächlich an die im Wiener Raum bestehende Terrassengliederung an.

Die Lagerungsverhältnisse der Sedimente besonders am Rand sprechen für häufigen Wechsel von Transgressionen und Regressionen, Sedimentations- und Erosionsvorgängen im großen wie im kleinen. An den widerstandsfähigen Hängen der mesozoischen Kalke und Dolomite, die in vielen Fällen schon seit Beginn des Torton immer wieder als Steilküste dienten, haften beispielsweise tortone bis pannone klastische Sedimente oft nur mehr in Resten verschiedenster Höhenlage meist in unmittelbarer Ablagerung. Auch über das übrige vortertiäre Gestein transgredieren stellenweise Sedimente verschiedener Zeitabschnitte. Sedimentationslücken innerhalb der tertiären Schichtfolge sind verbreitet. Der Höhenunterschied gleichartiger Sedimente, der teilweise Beträge von 200 m überschreitet, zwingt zur Annahme größerer Strandverschiebungen, vor allem, wenn die Ablagerungen Organismen enthalten, die nur in bestimmten Tiefenbereichen leben können.

Die Sedimente treten in einer Anordnung zutage, die sehr deutlich die Verschiedenartigkeit von Wiener und Pannonischem Becken in diesem Raum herausstreicht. Während die älteren Sedimente im Gebiet nördlich und westlich an die Hainburger Berge heranreichen, wobei neben einem Jüngerwerden der Schichten gegen die Mitte des Wiener Beckens auch ein solches gegen die Brucker Pforte zu verzeichnen ist, breiten sich die jüngeren südöstlich der Berggruppe aus. Wenn auch diese Anordnung vor allem für die Sedimente der Niederung gilt, spiegelt sie sich dennoch in groben Zügen am unmittelbaren Rand wider. In östlichen Anteilen der Berggruppe ist der Rand streckenweise überhaupt frei von tertiären Sedimenten. Von den nachpannonen Flußablagerungen liegen die älteren Terrassenschotter innerhalb der Berggruppe, die jüngeren am Fuß derselben.

B. Einzeldarstellung der geologischen Beobachtungen

1. Torton

a) Untertorton (Lagenidenzone)

Diese Zone wurde im untersuchten Gebiet nicht nachgewiesen.

b) Mitteltorton (Sandschalerzone und Bolivinenzone)

b 1) Randfernere Fazies

Zur Untersuchung der Baugrundverhältnisse ließ die „Austria Tabakwerke AG.“ in Hainburg auf dem Gelände zwischen Plenklerstraße, Krückelstraße und der Bahntrasse Hainburg—Wolfsthal etliche Bohrungen mit 8—12 m Tiefe durchführen. Zur näheren mikropaläontologischen Untersuchung gelangten die Bohrungen HT5, HT9 (auf der Karte nicht vermerkt), HT12, HT13, HT15 und HT16 (Tafel 22). Folgende Sedimentfolge war immer wieder zu beobachten:

Quartär	Humus: 40—60 cm mächtig, reiner, feinkörniger, graugelber Flugsand: 1—3 m mächtig, Grob-, Mittel-, Feinkies, Solifluktionsschutt: 1—2 m mächtig
Bolivinenzone	Tonmergel, gelb, bräunlich, braungrün, oft Zwischenlagen reinen Nulliporenkalkes, reiche Mikrofauna: 1—7 m mächtig
Sandschalerzone	Tonmergel, blaugrau, meist sandig und feinglimmig, manchmal Leithakalkzwischenlagen, reiche Mikrofauna: (nicht durchteuft)

An der Preßburger Reichsstraße wurde von der Stadtgemeinde Hainburg vor der Errichtung dreier großer Siedlungshäuser ebenfalls der Baugrund abgebohrt (HG1, HG2, HG3). Die vorliegenden Bohrprofile lassen sich leicht mit denen der Tabakfabrik bei ähnlichen Mächtigkeiten korrelieren.

An der Rußbachmündung nördlich der Donau wurden durch Bohrungen der Österreichischen Verbundgesellschaft (R, B1, R, B2, M, B10) wieder blaugraue etwas sandige Tegel der tieferen Sandschalerzone unter 12—14 m Donauablagerungen erbohrt. Sie stehen wahrscheinlich in Verbindung mit dem blauen Tegel bei Neudorf a. d. March, aus dem F. TOULA (1914) ebenfalls Sandschalerfauna beschrieb.

Im westlichen Stadtgebiet von Hainburg kamen beim Grundaushub für das Altersheim dieselben gelben Mergel wie in der Bohrung der Tabakfabrik mit typischer Bolivinenfauna (Tafel 22) und mit immer wieder zwischengelagerten zentimeter- bis metermächtigen Leithakalkbänken zutage (98). Aus einer Brunnenbohrung bei einer heute nicht mehr bestehenden Nadelfabrik wurde schon von T. FUCHS (1886) aus blauen Tegeln in Wechsellagerung mit Leithakalken Makro- und Mikrofauna angegeben. Letztere ist der Bolivinenzone einzustufen. Gegen W zu (641,

661) wird die Mikrofauna ärmer und erhält das Gepräge der Randzone (Tafel 22).

Im Schwellenbereich der Brucker Pforte wurde durch CF-Bohrungen Bolivinenzone in meist über 40 m Mächtigkeit unter jüngerer Bedeckung erbohrt (CF P 8, 9, 10, 11, CF Pa 16, 11, 10). Sie ist zum Großteil in Leithakalkfazies entwickelt. Bei CF P 11 folgen unter Untersarmat 37 m Leithakalk, in dem Sedimente mit reicher Mikrofauna der Bolivinenzone eingelagert sind. In den letzten 4 m liegt bereits Sandschalerzone vor (häufiges Auftreten von *Uvigerina semiornata semiornata* ORB.) an. Darunter folgen bis zur Endtiefe 29 m fossilere grobe Sande und Kiese („Konglomeratserie“ nach Prof. DDr. K. FRIEDL), die wie bei CF Pa 16 so wahrscheinlich auch hier auf dem Grundgebirge aufruhend. Aus den Bohrungen CF Pa 16, 11, 10 ist ersichtlich, daß der Leithakalk über die Pfortenschwelle reicht. Ob und wie weit er sich in den ungarischen Raum fortsetzt, läßt sich nicht weiter verfolgen (Profile 6, 7; Tafel 20).

b 2) Randnahe Fazies

1. Gebiet um Pfaffen- und Kirchenberg

Das wichtigste und größte Vorkommen mitteltortoner Küstenbildungen ist am Sattel östlich des Pfaffenberges durch eine Reihe großer Steinbrüche aufgeschlossen. Es liegen kalkig-klastische Sedimente, bestehend aus Nulliporen, knolligen Bryozoen, Mollusken (siehe Tafel 22), Seeigeln, Serpulgängen und organischem Zerreibsel sowie einem charakteristischen hohen Gehalt an millimeter- bis zentimetergroßen, öfter eckigen als gerundeten Bestandteilen ausschließlich der benachbarten mesozoischen Kalke und Dolomite in kalkiger Verkittung vor. Das harte Gestein ist meist massig, seltener gebankt und enthält nirgends richtige Mergelzwischenlagen, sondern höchstens plattige, mürbe Einschaltungen mit armer Mikrofauna (Tafel 22). Ein System zahlreicher Klüfte und zum Teil mit Höhlenlehm erfüllter Spalten durchzieht, beschränkt auf diesen, den Tortonkomplex.

Die Serie der Aufschlüsse im Sattel beginnt im Westen mit einem zirka 18 m hohen Steinbruch (43, SH zirka 280 m), der einheitliches kalkig-brekziöses Torton erschließt. Wie auch die fast nur aus Austern und Pecten bestehende Molluskenfauna zeigt, liegt der Aufschluß in unmittelbarer Küstennähe. Nur undeutlich sind die klastischen Einschlüsse zu Lagen von Kalksandstein oder Kalkbrekzie mit biogenem Bindemittel angereichert. Einer grobklastischen Lage nach zu schließen fällt der Kalk 210/12°. Dieser Steinbruch ist die durch F. BACHMAYER, 1951, bekanntgewordene Dekapodenfundstelle. Über dem Torton liegt Solifluktionsschutt, bestehend aus angeführtem Gestein, seltener aus Cardien führenden Bryozoen- und Serpulkalkstücken. Eine Mikroprobe aus diesem Schutt ergab ein Gemisch von Torton- und Obersarmatfauna. Lehmiges Verwitterungsmaterial enthielt Quarzschotter (Höhe 290 m). Über diesen Schuttbildungen folgt im westlichen Anteil des Steinbruches Flugsand.

Der nächste ostwärts anschließende Steinbruch (61) liegt topographisch und stratigraphisch höher als der erste (Sohle zirka 290–300 m SH, Aufschlußhöhe zirka 15 m). Das Gestein enthält bereits weniger Komponenten des mesozoischen Kalkes und wesentlich mehr Abdrücke und Steinkerne

von Bivalven und Gastropoden. An einer plattigen Lage, die sich an der Ostseite des Steinbruches verfolgen läßt und gegen N, also die Höhe des Sattels zu, auskeilt, läßt sich ein Fallen von $190/16^\circ$ erkennen. Im Westteil beträgt es $180/18^\circ$. An der westlichen und nordwestlichen Seite wird das Torton von Sarmat überlagert (Profil a, Tafel 19). Auf diese Transgression ist auch die mürbe Ausbildung und die gelbe und bräunliche Färbung des Leithakalkes zurückzuführen. Mit sarmatischem Mergel gefüllte Fugen durchziehen das Gestein. Einzelne weite Spalten enden unter der Sarmatüberlagerung. Das Torton an der Ostseite ist frisch und zeigt keine Sarmatüberdeckung. Über dem Tertiär folgt wieder Quartärbedeckung einschließlich Quarzgeröllen. Im östlichen Anschluß an diesen Steinbruch folgen weitere Aufschlüsse in Form einer unbewachsenen Felspartie (330 m SH), in der zwei kleine, zirka 5 m hohe Steinbrüche angelegt sind; der feinkreidige Leithakalk ist hier sehr reich an knolligen Bryozoenkolonien in Vergesellschaftung mit Serpeligängen und enthält zahlreiche Austern; Nulliporen treten zurück.

Der östlichste Steinbruch (78, Sohle 310 m SH, Aufschlußhöhe 25 m) erschließt wieder die harten, an klastischem Küstenmaterial reichen Leithakalke, hier in horizontaler Lagerung mit einer Fossilführung wie im ersten Steinbruch. Im unteren Teil der östlichen Wand des Steinbruches (Abb. 2) kommt mesozoischer Kalk zum Vorschein, u. zw. an der Stelle, wo die Fortsetzung einer von Nordosten herabziehenden Felsrippe von mesozoischem Kalk unter dem Torton zu erwarten ist. Nach einer nicht sehr breiten Umrahmung dieses Ausbisses durch gröbere Strandbrekzie folgt die im übrigen Steinbruch verbreitete Ausbildung des Torton. Das heutige Relief an den mesozoischen Kalcken hat also zum Teil schon im Torton bestanden. (Sedimentäre Auflagerung des Torton ist auch an der südlichen Westbegrenzung des Leithakalkkomplexes ersichtlich.) Bemerkenswert ist der Steinbruch auch durch die Überlagerung des Torton durch Obersarmat in Form von Konglomeraten mit kalksandigen und mergeligen Zwischenlagen. Der Großteil der Klüfte und Spalten im Leithakalk endet an der Unterkante des Obersarmat und nur bei wenigen ist eine Fortsetzung im Sarmat angedeutet. Über dem Tertiär folgen wieder Fließerde, Löss und Flugsand.

Die gleiche Ausbildung des Torton wie in den übrigen Aufschlüssen findet sich in gleicher Höhe mit diesen in einem kleinen, wenige Meter hohen Steinbruch am Nordabhang des Sattels und auf dem Weg zur Anhöhe desselben (208).

Das Gelände unterhalb der großen Steinbrüche am Südabhang des Sattels ist durch Schutt, besonders Haldenschutt stark überstreut, wodurch Gesteinsabgrenzungen sehr erschwert werden. Im südöstlichen Teil, oberhalb der Kote 230 liegen bei den Aufschlußziffern 65, 212, 647, 648, 649 Nulliporenästchen, meist lose, seltener zu Nulliporenkalk verfestigt, in großer Anzahl auf Feldern und Wegen. Die Mikrofauna (Tafel 22) dürfte der Sandschalerzone angehören. Einen größeren Teil des Geländes nehmen jedoch weiße, poröse, mürbe, teilweise plattige Kalksandsteine und detritäre Kalke ein, welche letztere ein verfestigtes Zerreibsel von Bryozoen, Nulliporen, Molluskenschalen und anderen nicht mehr erkennbaren Organismen darstellen. Sehr häufig sind Fragmente, manchmal aber auch vollständige Exemplare von Austern und Pecten. Die stratigraphische Stellung dieser

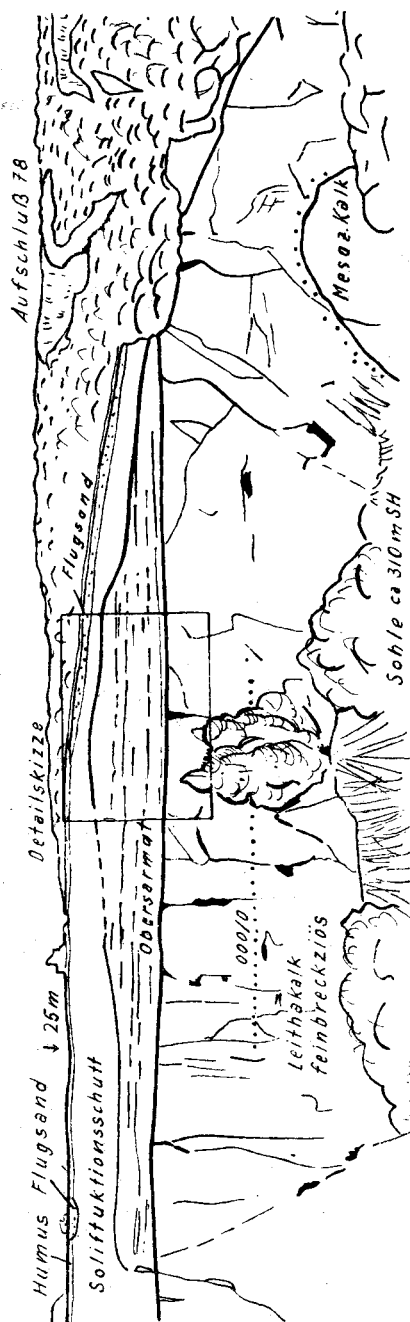


Abb. 2

detritären Kalke ist etwas unsicher. Möglich ist, daß sie noch dem Torton angehören, wofür auch die erwähnten vollständigen Molluskenschalen sprächen. Ein Teil davon ist jedoch wahrscheinlich in das Obersarmat zu stellen. Etliche Mikroproben, die dem mürben Kalk entnommen wurden, führten (umgelagerte ?) Leithakalkfauna (213, 650). Eine davon (650 a) enthielt jedoch auch Obersarmatfauna.

Vom letzten großen Steinbruch im Sattel an setzen sich die tortonen Strandbildungen nach SE an den Hängen des Ballensteiner Kalkes in 320—340 m SH in Form meist kleiner Flecken von Brekzien, Konglomeraten und brekziösen Kalken fort, stets begleitet von Löchern von Bohrmuscheln im Mesozoikum. Ein kleiner Aufschluß (69) zeigt wieder Überlagerungen des tortonen Leithakalkes durch obersarmatische Konglomerate. Südlich davon (71) liegt sarmatischer detritärer Leithakalk aufgeschlossen.

Im westlichen Anschluß an das Tortonvorkommen im Sattel folgen am SW-Hang des Pfaffenberges mit mehreren Unterbrechungen Sedimente hauptsächlich rein klastischer Beschaffenheit. Nur an einer durch die „Hollitzer Baustoffwerke AG.“ aufgesprengten Stelle (63) erreichen sie die aus dem Sattel bekannte Beschaffenheit mit reicher Fossilführung (Tafel 22). Ansonsten haften zu Halden gehäuft in kalkiger Verkittung (reich an organischem Zerreibsel) zentimeter- bis metergroße Bestandteile des mesozoischen Kalkes in verschiedenen Abrundungsgraden an einer stellenweise auch durch Löcher von Bohrmuscheln gekennzeichneten fossilen Steilküste. Am mächtigsten wird dieses Sediment im unteren Teil des Hanges. Nach oben zu zeigen sich immer häufiger die bloßen mesozoischen Kalke des Steilhanges, die ab 280—290 m überhaupt sedimentfrei sind.

Die gleichen Ablagerungen nehmen auch den größten Teil des Abhanges nordöstlich und östlich der Kote 327 (Pfaffenberg) ein, wo sie beinahe bis zur Hochfläche reichen. Etwas tiefer sind sie unter starker Lößbedeckung in einem Steinbruch (217) erschlossen.

Die Brandungssedimente des SW-Hanges erreichen gegen NW zu Anschluß an das südliche Ende des großen Steinbruches der „Hollitzer Baustoffwerke AG.“ oberhalb Deutsch-Altenburg (42), wo weitere tortone Küstenbildungen über mesozoischem Dolomit angeschnitten sind. Das hier stark endogen-brekziös entwickelte Mesozoikum wurde durch die Brandung aufgearbeitet und die Komponenten durch kalkiges Bindemittel organischer Herkunft zu massiger Brekzie verkittet, die sich sehr un deutlich vom Küstengestein abhebt. Mit der Entfernung von der Küste nimmt das Bindemittel überhand und die Brekzie geht in gebankten Nulliporenkalk über. Brekzie und Kalk sind reich an Austern, Pecten, Bivalven und Gastropodensteinkernen. Neben den Nulliporen sind knollige Bryozoenkolonien und Korallen vertreten (Tafel 22). Letztere sprechen mehr für tieferes Mitteltorton.

Ähnliche Verhältnisse finden sich am Ostabhang des Kirchenberges, wo an der Ostseite eines großen Steinbruches (204) ebenfalls Torton über Mesozoikum transgrediert. Am Südwestabhang des Kirchenberges sind geringmächtige Flecken klastischer Tortonablagerungen auf die Böschung südlich der Kirche beschränkt. Im Bereich von Deutsch-Altenburg waren die Aufschlüsse sehr spärlich. Bei Hausbauten (639 und 640) wurden Blockschutt (Leithakalkblöcke) mit eingelagerten Mergellinsen erschlossen (Soli-

fluktions- und Schwemmmaterial?). Proben von beiden Punkten ergaben reiche Leithakalkfauna, die in das tiefere Mitteltorton zu stellen sein dürfte.

Verstreut kommen tortone Küstensedimente auch am Nordfuß des Pfaffenberges unter Quartärbedeckung zum Vorschein.

2. Gebiet um Hainburg und westlich Wolfsthal

Randliches Torton am NE-Abhang des Hundsheimer Berges ist besonders in einem von F. HAUER und G. STACHE beschriebenen, durch den Fund eines Halitherienskelettes bekannten Steinbruch (80, 190 m SH) in Form von 8 m Sandstein und Feinbrekzie aufgeschlossen. Das Gestein ist gelbgrau, mürbe, durch weichere, feinerkörnige, 8° gegen NW fallende Lagen gebankt. Die kalkig verkitteten, meist eckigen Stücke von Quarzit und mesozoischem Kalk entstammen wieder dem nahen Küstengestein. An Fossilien sind Nulliporen und Bryozoenbruchstücke, Splitter von Pecten und Austern und die übliche mikrofaunistische Vergesellschaftung des randlichen Torton vertreten. Von G. A. KORNUBER (1857) und G. STACHE (1867) liegen aus dieser Lokalität Aufzählungen von Fossilien, besonders Seeigeln vor.

In einem Aufschluß über dem Steinbruch folgen grobklastische Ablagerungen in Form von Blockwerk und Konglomerat, das sich unter Lößbedeckung hangaufwärts fortsetzt. Bei 634 führen sie Nulliporen und Löcher von Bohrmuscheln. Das höchste Tortonvorkommen in den Hainburger Bergen ist ein kleiner Aufschluß von Bryozoenkalk (knollige Kolonien) mit *Pecten* sp. in 360 m Höhe (635). Die Tortonablagerungen im S Hainburgs setzen sich am Nordfuß des Schloßberges fort (G. STACHE beobachtete sie bei Grundaushüben des k. k. Kadetteninstitutes). Heute sind sie jedoch nicht mehr erschlossen, nur am mesozoischen Kalk des Nordhangs des Schloßberges wurden Löcher von Lithodomus entdeckt.

Gegen E zu verdeckt starke Quartärbedeckung jegliches Tertiär. Erst in einer Schottergrube westlich Wolfsthal (583) steht an der Sohle kalkig verkitteter Sand granitischer Herkunft mit Leithakalkfauna der Bolivinenzone an (Tafel 22).

3. Gebiet nördlich Hundsheim

Der Steilhang aus mesozoischem Kalk im Nordwesten von Hundsheim trägt wieder klastische und kalkige Tortonssedimente, teils in zusammenhängenderen Partien, teils nur mehr als Reste in Höhen von 270 bis 300 m und darüber. Da hier jedoch mehr die biogen-kalkige Ausbildung der Sedimente überwiegt, dürften wie im Sattel östlich des Pfaffenberges ruhigere Ablagerungsbedingungen geherrscht haben. Ein kleiner Steinbruch (74) in 280 m Seehöhe erschließt zuunterst massige Brekzie, darüber brekziösen und konglomeratischen Leithakalk mit Nulliporen, Bryozoen, und zahlreichen Mollusken (Tafel 22), der gegen oben mürber und schließlich von Sarmat überlagert wird [s. Kap. B. 2. b) b 2) 2.].

4. West- und Südteil des Spitzer Berges

Am westlichsten Ende des N-Hanges und am westlichen S-Abhang (554) haften ebenfalls am mesozoischen Kalk Reste von Konglomeraten, Brekzien und brekziösen Nulliporenkalken mit Bryozoen, Serpeln, Pecten und Austern (Höhe 200–230 m). Die östlichste zusammenhängende Partie

zeigt waagrechte bzw. hanggeneigte Bankung und wird von Spalten und Klüften derselben Richtung wie im Sattel östlich des Pfaffenberges durchzogen.

5. Nordwesthang des Braunsberges

Das einzige Anzeichen einer einstigen Angehörigkeit des Nordwestabfalles des Braunsberges zur tortonen Küste sind Löcher von Bohrmuscheln im mesozoischen Kalk. Sehr fraglich ist die tortone Zuordnung der nordwestlich davon anstehenden klastischen Sedimente, bestehend aus Blöcken von Quarzit, seltener mesozoischem Kalk, unten grob und kantig, nach oben zu feiner und gerundet, verfestigt durch graues, kalkig-sandiges Bindemittel. Der absolute Mangel an Fossilien spricht gegen tortone Einstufung.

Die Armut des Braunsberges, Nordwestabhanges des Hundsheimer Berges und Nordostabhang des Pfaffenberges an Tertiärsedimenten ist vermutlich auf Erosion durch die Donau zurückzuführen, der diese Anteile sicher am meisten ausgesetzt waren.

c) Obertorton (= Rotalienzone) (Randfernere Fazies)

Entgegen der ursprünglichen Darstellung (G. WESSELY 1959) ist ein Auftreten von Obertorton am Donauabfall recht zweifelhaft. Von einem Teil der in Betracht kommenden Sande wurde mittlerweile vom Verfasser untersarmatisches Alter nachgewiesen, der übrige Teil dürfte nur reichlich oberortone Umlagerungen enthalten.

In dem an die Hainburger Berge angrenzenden westlichen und nordwestlichen Beckengebiet stellt das Obertorton ein markantes Schichtglied dar. Wie Profile zeigen (Profile 2, 7, Tafel 20), gewinnt es gegen das Beckeninnere zu rasch eine das Sarmat und Pannon bei weitem übertreffende Mächtigkeit, gegen den Rand der Berggruppe bzw. die Schwelle der Brucker Pforte zu keilt es aus. In den Bergen, auf der Schwelle und östlich davon fehlt es.

Die Brunnenbohrung H DA 1 erreichte nach Untersarmat bei 40-10 m das Obertorton in Form von dunklen, grauen Tegeln mit dünnen, Pflanzenhäcksel führenden Sandfasern. Zwischengelagert sind feinkörniger, grauer Sandstein und Kies.

Bohrungen der „Österreichischen Verbundgesellschaft“ längs der Donau (St, B 8, P, B 9, St, B 6, DA, B 7, St, B 3, St, B 4, H, B 5) trafen unter zirka 12–14 m Donauablagerungen graugrüne oder dunkelgraue, plastische, reine Tonmergel mit Sand-, Sandstein-, und Schotterlagen. Unterhalb des Quartär (bis 14-40 m) folgende Schotter- und Sandlagen enthalten in Bohrung P, B 9 eine reiche Molluskenfauna (s. Tafel 22). Darunter liegt eine bis 30-20 m reichende Folge von Tonmergeln, aus denen eine Reihe von Mikroproben untersucht wurden (s. Tafel 22) und von Sanden, die eine der obigen ähnliche Molluskenfauna enthielten.

Die starke Mächtigkeitszunahme beckenwärts ist vor allem aus den CF-Bohrungen im Westen und Südwesten der Hainburger Berge ersichtlich. Alle Bohrungen, die Obertorton antrafen, verblieben nach meist einer Strecke von 100 bis 200 m darinnen, außer CF P 8, die es infolge des Auskeilens an der Schwelle der Brucker Pforte in geringerer Mächtigkeit durchfuhr.

2. Sarmat

a) Untersarmat (E. reginum-Zone)

a 1) Randferne Fazies

Das Untersarmat liegt mit einer schwierig zu erfassenden Grenze über dem Obertorton und greift in Randnähe über dieses hinweg. An seiner Basis lagern, auch in den CF-Bohrungen ersichtlich, Schichten mit reduzierter Fauna und vielfach mit häufigem Auftreten von *Cibicides lobatulus* (J. u. W.) und *Rotalia beccarii* (L.). Darüber folgt erst der Abschnitt mit der typischen, optimalen Untersarmatfauna (Tafel 23).

Zutage tritt das Untersarmat am Donauabfall zwischen Petronell und Deutsch-Altenburg und im näheren Umkreis letzteren Ortes. Der Donauabfall östlich Petronell erschließt vorerst die fossilreichen Untersarmatschichten (15, 16, 18, von 22 bis 25 lange Böschungsabbrüche), die in Profilen (Tonmergel mit Serpulitlage, gegen unten zu Sand) durch T. FUCHS (1868) sowie J. FINK und H. KÜPPER (1955) bekannt wurden (24, 25). Die Schichtneigung an dieser Lokalität beträgt $165/5^\circ$. Gegen NE zu wird die Donauböschung immer weniger von Tonmergeln und immer mehr von Sanden, zum Teil wechsellagernd mit Tonmergeln eingenommen (26). Südwestlich von Deutsch-Altenburg treten fast nur mehr braune und graubraune, nur selten Cerithien führende Sande und Schotter zu einem Großteil in verfestigter Form in Erscheinung (28–40). Die Komponenten der Schotter sind Quarz und häufig Gesteine der Kleinen Karpaten. Außer in einer Sandprobe (32) ist Untersarmat in allen übrigen mikrofaunistisch schwer zu erkennen. Häufig treten tortone Umlagerungen auf. Die Schichtneigung ist infolge stets vorliegenden Gesteinsverrutschungen nur an einer Stelle (32) feststellbar: $150/10^\circ$. Fließdecken eines stellenweise fossilreichen Untersarmatmergels überdecken die Schotter und Sande besonders im Oberteil der Böschung. Am nordöstlichsten Ende der Böschung und im Ackergebiet westlich Deutsch-Altenburg tritt grünlicher Tonmergel zutage (41, 638, 700, 621). Er ist durch das erwähnte basale Massenaufreten von *Cibicides lobatulus* (J. u. W.) und *Rotalia beccarii* (L.) gekennzeichnet. In vielen Proben ist auch hier das Untersarmat schwer zu erkennen, da nicht mehr die optimale Fauna wie bei Petronell vorhanden ist und außerdem umgelagerte Tortonfossilien dominieren. Immer wieder vorkommende Sarmatelemente besonders unter den Ostracoden lassen jedoch stets die richtige Einstufung finden. Südlich davon, wurden bei Grundaushüben in der neuen Siedlung dieselben Sedimente angetroffen (53, 55). Ähnliche Mikrofaunen enthielten die in der benachbarten Brunnenbohrung H DA 1 unter 5-60 m Quartär angetroffenen, bis 40-10 m Tiefe reichenden, grauen, graugrünen und rötlichen Tonmergel mit zahlreichen Ervilien, selten *Cardium* sp. und Rissoiden an den Schichtflächen. Zwischengelagert waren geringmächtige Lagen von Feinkies. Leider fehlten verschiedene Kernstrecken und die Tiefenanlage war nur auf Grund mündlicher Angaben zu ermitteln. Die grünlichgrauen Tonmergel im „Weingartenfeld“ südlich Deutsch-Altenburg (613–617, 597–599, 551) führten wieder optimale Untersarmatfauna. Sarmatische Makrofauna enthielt Sand und Sandstein im Wegeinschnitt bei 598.

Die CF-Bohrungen im Bereich des angrenzenden Wiener Beckens durchfuhren das Untersarmat in einer Mächtigkeit von 43 bis 58 m. In der Brucker Pforte erbrachten sie den Nachweis eines Auskeilens über der Schwelle der Pforte und des Fehlens auf der südöstlichen Seite, also im Grenzbereich der Kleinen Ungarischen Tiefebene. In CF P 8, CF P 9 und CF P 11 ist noch normale, in CF P 10 und CF Pa 16 nur mehr verminderte Mächtigkeit vorhanden. In CF Pa 10 und CF Pa 11 fehlt Untersarmat bereits, so daß Mittel- und Obersarmat auf Mitteltorton liegen.

a 2) Randnahe Fazies

Das bereits angeführte Untersarmat um Deutsch-Altenburg findet seine randliche Fortsetzung am Südwest-Fuß des Pfaffenberges. Südlich des Steinbruches der Hollitzer Baustoffwerke AG. wurde es in zwei Bohrungen (H DA 2 a und H DA 2 b, Bohrtiefe 17,2 und 20 m) angetroffen. Auffällig ist die Verschiedenheit der Profile und Schichtneigungen bei der geringen Distanz (ca. 3 m) beider Bohrlöcher. Diese Erscheinung, der Glimmerreichtum und der Gehalt mancher Schichten an Schollen älterer, aufgearbeiteter Lagen sprechen für häufigen Wechsel von Erosion und Sedimentation und sind sehr kennzeichnend für küstennahe Sedimentationsverhältnisse (vgl. Oberpannon südlich Edelstal). Nach 2 m Humus und Nulliporenkalkschutt und 1-50 m Löß folgt eine Wechsellagerung von bräunlichgrauen, hellglimmerigen Sanden, Sandsteinen, Mergeln und Kalken mit gelegentlichen Anhäufungen von Serpeln — *Hydroides pectinata* (PHIL.) —, Bryozoen und umgelagerten Nulliporen oder anderen Tortonfossilien; bemerkenswert sind unkenntliche Knochenreste. Die Mergellagen enthielten typische Untersarmatfauna (s. Tafel 23). Die Kalke sind meist detritär. Die Sande und Sandsteine führen lokales und ortsfremdes Material (mesozoischen Kalk, Quarz, Glimmer). Eine der Bohrungen (H DA 2 b) traf bei 18-50 m auf grünlich-grauen Tonmergel des Mitteltorton, wobei Obertorton fehlt. Die Schichtneigungen schwanken von 0 bis 30°. Ein größerer Gesteinshohlraum an der Bohrlochsohle in H DA 2 a dürfte von einer Spalte oder einem Bruch herrühren.

Außer eines den Abhang bei 62 hinanreichenden Blockwerkes von aufgearbeitetem Gestein mit mikrofossilführendem Zwischenmittel entsprechen die übrigen am SW-Fuß des Pfaffenberges angetroffenen Untersarmatsedimente zum Großteil den erbohrten. So die braungelben, glimmerigen Sande, die bei einer Kanallage zirka 60 m nordöstlich der Bohrung zutage kamen. Einer harten Lage nach zu schließen, bogen sich die Schichten mit auflagernden kryoturbaten, quartären Terrassenschottern bei geringer Mächtigkeitszunahme letzterer etwas gegen NE (dem Gebirge zu); ein darüber lagerndes Siltpaket verbreitet sich in der gleichen Richtung, also wahrscheinlich einer bis in jüngere Zeit wirksamen Störung unbekannten Ausmaßes und einer wahrscheinlich dem Gebirgsrand folgenden Richtung zu. Nach einem weiteren Aufschluß (209) mit gleichem Sediment an einem von der Bohrung südostwärts führenden Weg gelangt man in einen zum Teil verschütteten Steinbruch (665) mit grauem, an Glimmer und kantigen Quarzkörnern reichen, durch zahlreiche Hohlräume herausgelöster, kleiner Molluskenschalen porös erscheinenden Kalk. Die häufigsten Abdrücke und Steinkerne stammen von Ervilien. Kennzeichnend sind auch zahlreiche Röhren von *Hydroides pectinata* (PHIL.). Mürbere Lagen führen untersarmatische Mikrofauna. Bei guter Bankung konnte ein Einfallen

von 170/20° festgestellt werden, das sich auf die Anlagerung an den südlichsten Ausläufer des Pfaffenberges zurückführen läßt.

Von den Sarmatüberlagerungen in den Leithakalksteinbrüchen des Sattels östlich des Pfaffenberges ist Untersarmat mikrofaunistisch nur als Umlagerung in einer mittel- oder obersarmatischen, dünnsschichtigen Mergel-Kalkfolge an der nordwestlichen Seite des Steinbruches mit Ziffer 61 vertreten. Diese öfter beobachtbare Erscheinung weist auf randliche Aufarbeitung und teilweise Abtragung des Untersarmat im jüngeren Sarmat hin.

Eine sehr kennzeichnende, besonders an Steilküsten verbreitete Fazies stellen dunkelgraubraune, harte und spröde Riffkalke dar, an deren Bildung besonders die flächigen Bryozoenkolonien von *Cryptosula terebrata* (SINZ.), die Serpelart *Hydroides pectinata* (PHIL.) mit ihren regellos das Gestein durchziehenden Röhren und bestimmte Algengruppen beteiligt waren. Von den Mollusken gehörten vor allem Modiolen, Cardien und Trochiden dieser Riffgemeinschaft an. Oft sind die Strukturen der Bryozoen nur mehr schwer erkennbar und es liegt nur dunkler, kompakter Kalk vor. Stellenweise kann er auch klastische Küstenkomponenten enthalten.

Vorkommen dieser Riffkalke finden sich über dem Leithakalk zwischen den zwei westlichsten Steinbrüchen im Sattel (51, 300 m SH.), weiters am Ostabhang des Pfaffenberges, zirka 100 m östlich der Kote 327 (315 m SH.) und am Nordfuß desselben (214, 190 m SH.), anscheinend auch über Leithakalk.

Wo der südöstlichste Ausläufer des Hexenberges an die Straße Deutsch-Altenburg—Hundsheim bei Kote 210 heranreicht, überdeckt der Bryozoenkalk den mesozoischen Kalk ohne Tortonunterlagerung (73). Das gleiche gilt für den größten Teil des Vorkommens, das sich in 240—270 m SH. entlang des Südostabfalles des Hexenberges dahinzieht (222). Einzelne Reste des Kalkes kleben auch darüber.

Auch am Spitzer Berg haften untersarmatische Bryozoenkalke in 200—210 m Höhe direkt auf dem mesozoischen Kalk des schmalen Westabhangs, höher reichen sie in einzelnen, zum Teil fossilreicheren Vorkommen auf der Südseite (561).

b) Mittelsarmat (*Elphidium-hauerinum*-Zone) und Obersarmat (*Nonion-granosum*-Zone)

b 1) Randfernere Fazies

In an die Hainburger Berge anschließenden Beckengebieten und im Bereich der Brucker Pforte folgen über dem Untersarmat Schichten mit einer meist armen und kleinwüchsigen Fauna. Nach oben zu fehlt mangels Hervortreten der faunistischen Unterschiede — *Elphidium hauerinum* ORB. scheint zwar in einzelnen Proben gehäuft, sonst jedoch nur sehr unregelmäßig auf — eine deutliche Abgrenzung zum Obersarmat.

Nach Bohrungen tritt die Mächtigkeit des Mittelsarmat gegenüber der des Obersarmat zurück. Im untersuchten Gebiet kommt jedoch fast nur Mittelsarmat zutage.

Die wichtigsten Aufschlüsse sind längs des Donauabfalles östlich und westlich Petronell zu verfolgen (17, 20, 4, 5, 7, 10). Hauptsächlich trifft man auf graue, dunkle Tonmergel, an Schichtflächen hin und wieder mit

Blattresten. Bei Ziffer 5 sind sie in einem 30—40 m langen, 2—3 m hohen Abbruch unter braunem Terrassenschotter und Mauerresten aus der Römerzeit erschlossen. Eine dünne, Muschelsplitter führende Lage zeigt leichtes Westfallen. Bei Ziffer 10 kommen neben dem Tonmergel auch gelbe, feinkörnige Sande vor. Höhere Proben besitzen bereits obersarmatisches Gepräge.

Handbohrungen, durchgeführt in der Delle, die von Deutsch-Altenburg südwärts verläuft, erbrachten an den Punkten 652—656, 659, 594—596 grünlichgraue, bräunliche Tonmergel mit armer, kleinwüchsiger zum Teil als mittelsarmatisch erkennbarer Mikrofauna. Mehrere Anzeichen deuten auf Süßwassereinfluß hin.

Die Gesamtmächtigkeit des Mittel- und Obersarmat beträgt in den CF-Bohrungen westlich der Hainburger Berge 68—78 m, im Pfortenbereich 38—47 m und östlich der Schwelle steigt sie wieder, wie CF Pa 10 zeigt, auf 75 m an (Profile 2, 6, 7, Tafel 20). CF Pa 9 verblieb nach 22 m, CF Pa 5 nach 42 m unter Pannon im Sarmat. In den Bohrungen CF Pa 10 und CF Pa 11 liegt Mittel- und Obersarmat auf tortonem Leithakalk.

b 2) Randnahe Fazies

Nur an wenigen Stellen spricht das Auftreten von *Elphidium hauerinum* (ORB.) für ein Vorhandensein von Mittelsarmat am Rand, so in der Sarmatüberlagerung im Nordwestteil des Steinbruches 61 im Sattel östlich des Pfaffenberges. Es handelt sich um eine in einer breiten Tasche lagernden, geringmächtigen Mergel-Kalkfolge, an der Basis mit einer dünnen Mergelfuge und mit einer Bank detritären Kalkes, zum überwiegenden Teil bestehend aus umgelagerten tortonischen Bryozoen. Eine breite Spalte im Leithakalk endet ungefähr an der Grenze zum Sarmat. Auftretende obersarmatische Faunenelemente lassen aber auch eine Umlagerung von Mittelsarmat erwägen (Tafel 23). Es ist durchaus möglich, daß auch an anderen Stellen in kalkigen oder klastischen Sarmatsedimenten diese Zone zumindest in Form von Umlagerungen steckt (71, 74).

Große Verbreitung besitzt das Obersarmat, das sich nicht nur an den äußeren Küstenstrichen der Berggruppe findet, sondern auch bis ins Innere über vortertiäres Gebirge transgrediert und dabei eine Höhe bis über 410 m erreicht.

Im Sattel östlich des Pfaffenberges und an den Abhängen des Hundsheimer Berges und Hexenberges ist Obersarmat zum Großteil klastisch, seltener kalkig entwickelt. Beiderseits der Hundsheimer Senke treten biogene Kalke in den Vordergrund, ebenso inmitten des Hainburg—Wolfs-thaler Granitmassives, wo es auch zur Bildung von Kalkoolithen kam.

1. Sattel östlich des Pfaffenberges

Neben der oben angeführten vermutlich mittelsarmatischen Tasche über dem Leithakalk an der Nordwestseite des Steinbruches mit Ziffer 61 ist eine weitere sarmatische Taschenbildung an der Westseite desselben Aufschlusses zu beobachten. Mergeliges Material in Klüften in und an der Grenzfuge zum Sarmat enthielt obersarmatische Mikrofauna (61 h). Das Sarmat selbst, das nur bei näherer Betrachtung vom Leithakalk zu trennen ist, liegt in Form einer massigen Brekzie mit eckigen, kleineren und einigen

wohlgerundeten, größeren Bestandteilen von mesozoischem Kalk vor. Bindemittel ist brauner, fossilereer Kalk. Herausgelöste Bestandteile geben der Brekzie zum Teil zelliges Aussehen.

Im östlichsten der großen Steinbrüche im Sattel (78) liegen über dem mitteltortonen Leithakalk in 6 m Mächtigkeit horizontal gelagerte Grob- bis Feinkonglomerate, gut gebankt durch weichere, dünnere kalksandige und mergelige Zwischenlagen (Abb. 3) mit oberarmatischer Mikrofauna

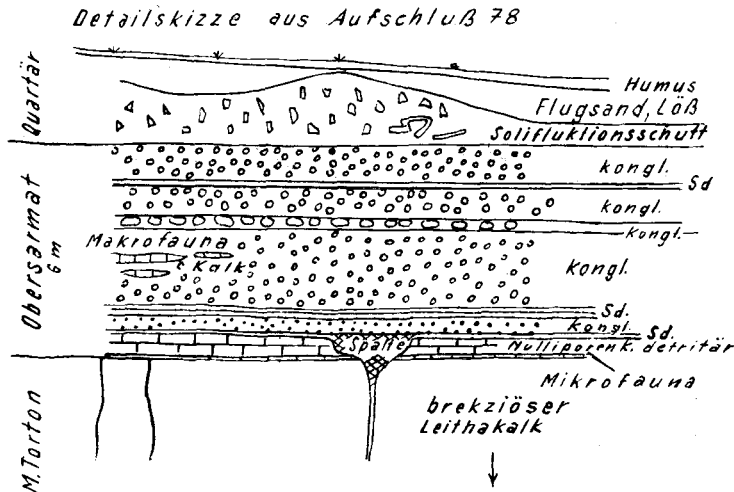


Abb. 3

(Tafel 23). Kennzeichnend für die Konglomerate sind die wohlgerundeten, lagenweise besonders großen Komponenten ausschließlich des benachbarten, mesozoischen Kalkes, die häufig aus dem weicheren, braunen fossilereen Kalkbindemittel herausragen. (Diese Beschaffenheit, die alle in der Folge zu beschreibenden oberarmatischen Konglomerate zeigen, läßt sie unschwer von den kalkig-klastischen Sedimenten des Torton unterscheiden.) Kalkreichere Partien im Konglomerat zeigen stellenweise Algenstruktur und führen vereinzelt Nubecularien. Vor allem enthalten sie Steinkerne und Abdrücke einer durch Calliostomen erkennbaren oberarmatischen Molluskenfauna (Tafel 23 — „Obere Ervilienschichten“ nach A. PAPP). Untersarmat fehlt gänzlich. Es wurde hier entweder vor dem Obersarmat abgetragen oder kam wahrscheinlicher nicht mehr so hoch zur Ablagerung. Das Enden der Klüfte an der Unterkante des Obersarmat, von wo ab sie sich nur mehr in unbedeutenden Sprüngen nach oben fortsetzen, könnte auf eine Aufwölbung des Gebirges in einem zwischen Mitteltorton und Obersarmat gelegenen Zeitabschnitt zurückzuführen sein.

Zumindest zu einem Teil steckt Obersarmat in dem sich im Gelände unterhalb der großen Tortonsteinbrüche des Sattels ausdehnenden, bereits in Kap. B, 1. b 2) 1. angeführten detritären Kalk, da eine der vielen Proben aus dem mürben Kalk oberarmatische Mikrofauna enthielt (650 a, siehe Tafel 23).

2. Hundsheimerberg—Hexenberg (West-, Nordost- und Südostabhänge)

Über dem zuletzt angeführten Steinbruch haften die obersarmatischen Konglomerate nur mehr in Resten auf den Hängen des mesozoischen Kalkes. Dagegen finden sie sich in ziemlich geschlossener Verbreitung an der westlichen Seite des Hexenberges, wo sie bis zu einer Höhe von 410 m anzutreffen sind. Den Konglomeraten zwischengeschaltet sind stets harte und spröde, graue bis rötliche, poröse Kalke, wahrscheinlich Algen- oder Bryozoenkalke mit nicht mehr erkennbarer Struktur. Selten enthalten sie obersarmatische Fossilien (642). Ein kleiner Aufschluß (71) zeigt Wechsellagerung horizontal geschichteter detritärer Kalke, Konglomerate, rötlicher, spröder Kalke und Mergelbänder mit obersarmatischer Mikrofauna. Ein unmittelbar südlich von diesem gelegener tieferer Aufschluß (71b) enthält mürben, detritären Leithakalk.

An der Nordostseite des Hundsheimer Berges zieht sich in 410 m Höhe ein horizontaler zirka 500 m langer Streifen klastischer Bildungen den Steilhang entlang. Zumeist bestehen sie aus groben, meist kantigen Blöcken des lokalen Küstengesteins (Quarzit, mesozoischer Kalk, seltener Porphyroid). Nach oben zu gehen sie in Feinkonglomerat über. Wie die meisten Sarmatkonglomerate besitzen sie fossilieeres, braunes Kalkbindemittel. Über dem genannten Gestein liegen Blöcke aus bräunlichgrauem, hartem Kalk, mit stellenweise noch erkennbaren Strukturen der bereits aus dem Untersarmat bekannten Bryozoenart *Cryptosula terebrata* (SINZ.). Dünnschliffe zeigen außerdem Algenstrukturen und Knötchen von *Nubecularia novorossica nodula* KARR. u. SINZ. Obersarmatisches Alter ist auch durch eine Molluskenfauna belegt (662).

Am Südostabhang des Hundsheimer Berges und Hexenberges (Steilhang nördlich Hundsheim), liegt nubecularienführendes Obersarmat über dem Torton (74) als geringmächtige Wechsellagerung von Mergel, Konglomerat und Kalk detritärer Natur vor. Ansonsten ist es abgesehen von einem zusammenhängenden Vorkommen nordöstlich oberhalb des genannten Aufschlusses nur mehr in Form von auf der Karte im Detail nicht darstellbaren Resten vorhanden, die meist direkt dem mesozoischen Kalk anhaften und manchmal tiefer, im allgemeinen aber höher als die älteren Sedimente liegen (bis 400 m SH). Diese Reste sind hauptsächlich kalkiger Natur: Lumachelle-Kalke, hellgraue, plattige Kalke mit vereinzelt großen Geröllen von Mesozoikum und graue oder rötliche Bryozoenkalke mit manchmal gut erkennbaren Strukturen von krustenbildenden Bryozoen (hauptsächlich *Schizoporella montifera* ULLR. u. BASSLER), mit Röhren von *Hydroides pectinata* (PHIL.), häufig festzustellenden Knötchen von Nubecularien und zahlreichen doppelklappig umwachsenen Modiolen. Rein klastische Vorkommen sind seltener.

3. Randstreifen nördlich und südlich der Hundsheimer Senke

Im Küstengebiet, das angefangen vom Ostabhang des Hexenberges die Nordseite der Hundsheimer Senke entlang zieht, sind keine älteren Sedimente als Sarmat anzutreffen. Das Obersarmat liegt überall direkt dem Kristallin auf (Granit oder Porphyroid). Da dieses weit weniger widerstandsfähig ist als der mesozoische Kalk und zu grusiger Zersetzung neigt, kam es zu keiner Steilküstenbildung, sondern flacher Strand herrschte vor.

Zur Ablagerung gelangten hauptsächlich Kalke, an deren Aufbau zu einem großen Teil Bryozoen, Algen und Mollusken beteiligt waren. An der Basis führen die Kalke reichlich kantige Bestandteile des Kristallins, die zu kalkig verkittetem Kristallingrus angereichert sein können. Häufige Fossilien in diesen Sedimenten sind Pirenellen. Konglomeratlagen mit mesozoischem Kalk und Quarzit weisen auf zeitweise Sedimentation aus dem höhergelegenen westlichen Bereich hin. Die meisten Schichten zeigen eine Hangneigung gegen Süden, also gegen die Hundsheimer Senke.

Reine Bryozoenkalke mit gut erhaltener, schichtiger Struktur, mit Röhren von *Hydroides pectinata* (PHIL.) und mit zahlreichen doppelschalig umwachsenen Modiolen stehen am Abfall des Plateaus, östlich und westlich der Kote 354 an (102 und 105). Nach C. A. BOBIES handelt es sich bei den Bryozoen um die Art *Schizoporella montifera* ULLR. u. BASSLER, die nach V. P. KOLESNIKOW im Schwarzmeerbereich im Bessarab (= Mactraschichten und Verarmungszone nach A. PAPP, 1955) riffbildend ist. Abgesehen von dieser Feststellung legt eine aus dem Verwitterungsmaterial der Bryozoenkalke entnommene Mikroprobe eine Zuordnung zum Obersarmat nahe. Ein Streifen ähnlichen Kalkes, nur verunreinigt durch Quarzit und Porphyroidbestandteile und reich an Pirenellen und Cardien zieht sich auf der Anhöhe der Wasserscheide westlich des Weges Hundsheim—Hainburg den Ostabhang des Hexenberges entlang.

Eine etwas andere Art von Sedimenten, die wahrscheinlich auch höhere Anteile des Obersarmat vertritt, schließt der bereits aus der Literatur (T. FUCHS, 1868, F. TOULA, 1886) bekannte Steinbruch (109) östlich des die Wasserscheide hinanführenden Weges Hundsheim—Hainburg auf: graue, meist bräunlich verfärbte, mürbe, poröse Kalke mit zahlreichen Abdrücken und Steinkernen von Bivalven und mit unzähligen Hohlräumen herausgelöster Bivalvenschalen, die zu einer Art Lumachelle zusammengeschwemmt waren. Sie entstammen hauptsächlich den Gattungen *Modiolus*, *Cardium*, *Ervilia* usw. Stellenweise ist der Kalk reich an knotenförmigen Nubecularien. Seltener sind knollige Bryozoenkolonien zu finden (westlicher Teil unten). Hin und wieder schalten sich dem Kalk konglomeratische Lagen mit gut gerundeten Komponenten mesozoischen Kalkes und Fugen gelben Mergels mit sehr individuenreicher Mikrofauna dazwischen. Die Lagerung der Schichten ist sehr unstet. Immer wieder keilen Lagen aus oder werden erosiv abgeschnitten. Ihr Einfallen ist unregelmäßig, verschieden steil, im allgemeinen gegen SE gerichtet; am südöstlichen Ende beträgt es 140/17°. Es handelt sich hier um ein wechselnd ablagernden und aufarbeitenden Bedingungen unterworfenen Küstensediment. Einige Bedeutung erlangt dieser Steinbruch durch die Feststellung einer Überlagerung des Obersarmats durch Unterpannon. Die Grenze ist schwer erkennbar, da im Pannon so reichlich Umlagerungen an Sedimenten und Fossilien aus dem Sarmat vorliegen, daß kaum ein Unterschied zu dem an sich schon mürben, echten Sarmat zu erkennen ist. Auch die unregelmäßigen Lagerungsverhältnisse sind gemeinsam. Die Grenze ergibt sich nur durch das Auftreten pannoner Faunenelemente.

Die im Steinbruch vorliegende Beschaffenheit des Obersarmat läßt sich auch an anderen Stellen der Abhänge des Plateaus mit der Kote 354 finden. Der Südabhang ist stark von Schutt und Löß verhüllt. Außer im Steinbruch findet sich Anstehendes nur auf dem Fußweg Hundsheim—

Hainburg gegen die Anhöhe zu in Form kalkig-klastischer Gesteine mit Nubecularien und Molluskenabdrücken und in einem 10 m langen, 3 m hohen Aufschluß (120) mit hellen nubecularienreichen Kalken und zum Großteil aus mesozoischem Kalk bestehenden Konglomeratlagen, der im Obersarmat verbreiteten Art. Platten dieser Gesteine und gelegentlich anstehende obersarmatische Mergel lassen sich in einem langen Streifen längs des Waldrandes, der die Hundsheimer Senke nach N begrenzt, weit nach SE verfolgen. Im östlichsten Teil dieses Streifens liegen im Wald alte Pingen (173, SH zirka 300 m) mit horizontal gebankten, bräunlich-grauen, harten, kompakten Kalken und mit reicher Obersarmatfauna (Calliostomen, zahlreiche doppelklappig umwachsene Exemplare von *Irus vitalianus* ORB. und Modiolen). Ein Dünnschliff dieser Kalke zeigt, daß sie zur Hauptsache aus Bryozoen und Algen mit zahlreichen eingebetteten Knötchen von *Nubecularia novorossica nodula* KARR. u. SINZ. bestehen. Weiter nach Osten zu fehlt das Sarmat.

Einen Großteil der Nordseite des Spitzer Berges nehmen denen am N-Rand der Senke ähnliche, biogene, gelegentlich ebenfalls an Einschlüssen des Küstengesteins reiche Kalke ein. Ihre Entstehung ist wieder Bryozoen, Algen, Serpeln, Mollusken und Nubecularien zu verdanken. Stellenweise (233) bestehen Gesteinspartien fast nur aus Steinkernen und Abdrücken von Modiolen, Cardien und Exemplaren der obersarmatischen Varietät von *Irus vitalianus* (ORB.). Calliostomen weisen auf „Obere Ervilien-schichten“ nach A. PAPP hin. Die Schichten, die stets direkt dem Mesozoikum auflagern, sind leicht gegen die Senke geneigt. Wie an der Nordseite der Hundsheimer Senke endet das Sarmat gegen Osten zu.

4. Gebiet um Wolfsthal („Herrschaftssteinbrüche“, Teichberg, Donaudurchbruch)

Den hier anzuführenden Sedimenten gemeinsam ist ihre isolierte Lage unmittelbar über dem Granit des Hainburg-Wolfsthaler Massivs, die kalkig-oolithische, an Granitgrus reiche Ausbildung und ihr Reichtum an einer charakteristischen Fossilgesellschaftung.

Das größte Vorkommen liegt südwestlich Wolfsthal, wo Kalkoolithe an den Abhängen eines jungen Plateaus zutage treten und in den Herrschaftssteinbrüchen (136) aufgeschlossen sind. Diese drei direkt nebeneinander liegenden, aufgelassenen Steinbrüche zeigen bis zu 3 m mächtige Bänke hellen, lagenweise an Granitgrus reichen Oolithes mit schichtweise angereicherter obersarmatischer Molluskenfauna und reicher Mikrofauna in mürberen Lagen. Im größten der drei Steinbrüche schalten sich, gebunden an eine 3 m mächtige Oolithbank, Riffpartien von Kalkalgen und der stockbildenden Foraminiferenart *Nubecularia caespitosa* STEINM. (E. KAMPTNER, 1942) dazwischen. Häufig werden von den Riffbildnern Bivalven, besonders doppelklappige Modiolen, eingeschlossen. Die Schichten in diesem zirka 15 m hohen Steinbruch liegen horizontal, während sie in einem 120 m westlich gelegenen Steinbruch (137) 2° gegen S geneigt sind. Die Auflagerung des Oolithes auf Granit ist auf einem Weg, der von Wolfsthal kommend auf das Plateau im Südwesten führt, ersichtlich.

Die Anhöhe des Teichberges (Kote 304) trägt eine Kappe von Obersarmat in Form eines hellgrauen, oolithischen, stellenweise graubraunen,

dichten Kalkes mit oversarmatischer Fauna (636), darunter zahlreichen Miliolinen.

Von den Bohrungen der Österreichischen Verbundgesellschaft, die zur Untersuchung der Felssohle des Donaubettes durchgeführt wurden, erbohrten W, B 3, W, B 5, W, B 6a, W, B 12 und W, B 25 unter durchschnittlich 12 m quartären Donauablagerungen Oversarmat. Davon trafen W, B 3, W, B 5 und W, B 6a dieselben Schichten wie sie in den Herrschaftssteinbrüchen aufgeschlossen sind. In Bohrung W, B 12 wurde kein Oolith, sondern ein lagenweise fossilreicher, grünlicher, kalkig verfestigter Granitgrus bzw. kompakter Kalk mit granitischen Einschlüssen angetroffen. Bei W, B 25 liegt nur mittel- bis feinkörniger Sand (meist gerundete Quarzkörner) mit kleinen Erviliensplittern vor.

Die im Osten benachbarten Bohrungen trafen auf Granit (W, B 7, W, B 8 bis 11), die Bohrungen im Westen davon (W, B 24, W, B 23, W, B 22) erbohrten kaolinisierten Granitgrus bzw. Mylonit.

3. Pannon

a) Unterpannon und tiefes Mittelpannon (Zonen B—D) (Randferne und randnahe Fazies)

Besonders im südlicheren Teil des untersuchten Gebietes nimmt das Pannon eine beträchtliche Fläche ein, während es in den nördlichen Anteilen und nach den vorliegenden Kartierungen im benachbarten Bereich nördlich der Donau fehlt. Vor allem aus Gründen der Abgrenzung und im Hinblick auf die Mikrofauna wird die Schichtgruppe B—D in einen tieferen und einen höheren Anteil gegliedert. Der tiefere enthält Zone B und die derselben nahestehende untere Zone C, der höhere die meist fossilarme höhere Zone C und Zone D.

I. Tiefere Schichtgruppe (B, tieferes C)

Die Zonen B, tieferes C treten obertags nur in einzelnen Vorkommen hauptsächlich am Nordrand der Hundsheimer Senke zutage.

In dem in Kap. B, 2, b 2) 3, angeführten Steinbruch (109) liegen über dem Oversarmat von diesem fast nicht zu unterscheidende, mürbe, poröse, oft plattige, bräunliche Kalke mit gegen oben zu sich mehrenden Konglomerateinschaltungen, bestehend aus groben Komponenten von überwiegend mesozoischem Kalk, seltener anderen Lokalkomponenten und von mürbem, porösen Kalk als Bindemittel. Eine Mergellage bildet durch das Auftreten von Pannonostracoden (Tafel 24) den untersten Anhaltspunkt für pannones Alter. Die Schichten häufig *Melanopsis impressa* (KRAUSS) und *Congerina soceni soceni* JEK. neben unzähligen umgelagerten sarmatischen Mollusken, Foraminiferen und Ostracoden, die bei Fehlen des Pannon Sarmat vortäuschen könnten.

Ähnliche Verhältnisse liegen an einem Wegeinschnitt nördlich des Kreuzjoches (116) und an einer Stelle am westlichen Nordhang des Spitzer Berges (200) vor, wo in zirka 240 m SH eine Konglomeratbank mit mesozoischen Kalkkomponenten, seltener Quarzstücken und hin und wieder mit großen, gerundeten Blöcken von sarmatischem Bryozoenkalk ansteht.

An beiden Stellen kamen *Melanopsis impressa* (KRAUSS) und *Congeria soceni soceni* JEK. neben der sarmatischen Molluskenfauna und zum Teil auch zusammen mit Nubecularien vor.

Sichere Zone B findet sich in Form von Lesesteinen eines an granitischen Bestandteilen reichen Kalkes mit Abdrücken von *Congeria ornithopsis* BR. und *Melanopsis impressa* KRAUSS bei 644 nordöstlich Hundsheim. Weißgelber, kreibiger Mergel in unmittelbarer Nähe führte eine für tieferes Unterpannon sprechende Fauna. An wenigen verstreuten Punkten am Nordrand der Hundsheimer Senke fand sich eine ähnliche Fauna (111, 164, 501). Die Verteilung derselben spricht für eine unregelmäßige Überlappung der Schichtgruppe durch höhere Zonen.

Im randferneren Bereich wurde diese Schichtgruppe am Erosionsrand der Petronell—Prellenkirchner Terrasse südlich Petronell und nordwestlich Hollern sowie im Dellenbereich derselben Terrasse südlich Hundsheim in Form von Tonmergeln, seltener von Sanden vorgefunden (630—633 a, 552, 657, 658).

II. Höhere Schichtgruppe (höheres C, D)

1. Senke von Hundsheim—Edelstal

Im ausgedehnten Ackergebiet des Bereiches östlich von Hundsheim („Oberfeld, Mitterfeld“), auf Wegen am Ostrand der „Neurissäcker“ und im Waldgebiet des „Kuchelmais“ kommen allenthalben, graue, grünliche, bräunlichgraue und gelbgraue plastische Tonmergel zutage, von denen besonders die des „Oberfeldes“ und „Mitterfeldes“ sehr fossilarm sind. Neben den vorliegenden Ostracoden spricht dieser Umstand nach K. KOLLMANN, 1959, für höhere Zone C. Kennzeichnend ist der Gehalt des Schlämmrückstandes an limonitisierten Pyritwürfeln. Fossilreicher sind die Proben der „Neurissäcker“, der „Kuchelmais“, die jedoch meist auch höheres C darstellen. Sande sind seltener. An etlichen Stellen jedoch, wo der Tonmergel zutage tritt, liegen verstreut auch vereinzelt lose Stücke von Sandsteinen und feinkonglomeratischen Kalken mit Molluskenabdrücken. Inmitten dieser Gebiete treten vereinzelt Vorkommen auf, deren Ostracodenfauna bereits ein der Zone D entsprechendes Gepräge hat.

Zusammenhängendere Vorkommen von Zone D liegen um den „Steinriegel“ (Kote 287) und östlich davon. Diese Ablagerungen unterscheiden sich von den obigen westlicheren durch lebhafteren Wechsel von teils feinsandigen, gelbbraunen bis braunen und grünlichgrauen Tonmergeln mit feinkörnigen Sanden und plattigen Sandsteinen von brauner, manchmal auch rötlicher und violetter Farbe und gelegentlichem Reichtum an hellem Glimmer (Anklänge an das Oberpannon). Makrofauna liegt nur von wenigen Punkten vor. Die Mikroproben waren teils ostracodenführend, teils fossil-leer. Einige Faunen zeigen bereits starke Anklänge an Zone E (z. B. Probe 250). Derartige Sedimente stehen unter anderem in einem Hohlweg bei 186 (zirka 300 m SH.) an. An den Schichtflächen der leicht gegen Osten geneigten Sandsteinplatten sind häufig Rippelmarken, zahlreiche regellos verlaufende Wurm kriechspuren, Trockenrisse, seltener Blattabdrücke und Skulptursteinkerne von Limnocardien (s. Tafel 24) zu beobachten. Mikroproben erwiesen sich als fossil-leer. Reichlichere gleiche Makrofauna und

eine eher für Zone D als Zone E sprechende Mikrofauna enthielten ähnliche Sedimente bei 346 (Kote 259). Die in diesen Schichten vorhandenen Hinweise auf Seichtwasserverhältnisse erlangen Bedeutung bei Vergleichen hinsichtlich der Wasserbedeckung in Pannon, Sarmat und Torton.

Aus der Verteilung der Sedimente des Unterpannon und tieferen Mittelpannon in der Hundsheimer Senke geht hervor, daß gegen Osten zu immer jüngere Schichten einsetzen und zwar im S in einer topographisch tiefer gelegenen Position und früher als im N. Dieses Einsetzen geht nicht mit scharfer Grenze vor sich, sondern allem Anschein nach in Form von unregelmäßigen, zum Teil bereits isolierten Lappen. (Die gleiche Erscheinung tritt mit Einsetzen des Oberpannon auf.)

Zum Unterschied von den meist lockeren, mergeligen und sandigen Ablagerungen im Inneren der Senke liegen die Sedimente am unmittelbaren Rand derselben meist verfestigt vor. Da ein großer Teil dieser lithologisch den in den Tonmergeln der Senke E bzw SE von Hundsheim nur zwischen-geschalteten kalkig-klastischen Partien entspricht, sei vorerst eine Charakteristik derselben gegeben; hiefür wird als typisches Vorkommen dasjenige bei 197 unmittelbar südöstlich Hundsheim herangezogen, das aus gehäuft zutage tretenden großen Gesteinsblöcken auf den Feldern besteht. Es handelt sich um durch ihr braun und schwarz gesprenkeltes Aussehen charakteristische Konglomerate bzw. Brekzien mit mittel- bis grobkörnigen Lokalkomponenten von hauptsächlich mesozoischem Kalk und Granit (Quarz), meist eckig und kantengerundet, seltener gerundet und mit reichem grauen und graubraunen, kalkigen Bindemittel. Das Sediment enthält meist Abdrücke und Steinkerne von Melanopsiden, Congerien und Limnocardien (s. Tafel 24). Diese Fauna scheint in allen Sedimenten dieser Art auf und wurde in den Abschnitt höheres Unterpannon—tieferes Mittelpannon gestellt. Derartige Ablagerungen bedecken auf dem Plateau mit der Kote 354 nordöstlich Hundsheim das Obersarmat in geringer Mächtigkeit. Aufgeschlossen sind sie in einer alten Pingbe bei 646, ansonsten liegen sie nur in losen Platten vor. Am Südrand der Senke in der Nähe des ehemaligen Spitzer Kreuzes sind die gleichen Sedimente in alten, verwachsenen Pingben (232) anzutreffen, ebenso am westlichen Ortsende von Edelstal an einer Wegkreuzung (419), hier jedoch fossilreicher und mit mehr Granitkomponenten (ehemaliges Granitufer in der Nähe?). Die Schichten fallen hier 070/05°. Ein nahe anstehender Tonmergel enthielt Ostracoden der Zone D. Auf einem Waldweg, der den Steinberg hinanführt (237) steht gleiches Gestein, hier jedoch mit Rippelmarken und Wurmkrüchspuren an den Schichtflächen, an. Unterlagernder, gelber Mergel führte wieder Mikrofauna der Zone D. Konglomeratischer, zelliger Kalk, wie er noch näher beschrieben wird, liegt in Blöcken südlich 419. Nochmals zum Nordrand zurückkehrend sei der transgressive Charakter der Schichtgruppen C—D an einigen Vorkommen dieser Zone auf dem Plateau östlich des „Wangheimer Waldes“ (155) und südwestlich bzw. südöstlich davon (171, 296) aufgezeigt. Bei 155 liegen über dem Granit bräunliche, mittel- bis grobkörnige mürbe Sandsteine ausschließlich bestehend aus kalkig verbundenem Granitgrus mit zahlreichen Abdrücken von Brotia, Melanopsiden, Congerien und Limnocardien (Tafel 24). Ähnliche Sedimente mit gleicher Makro- und reicher Mikrofauna (höhere Zone C) sind in einem etwa 2 m tiefen Hohlweg (171) aufgeschlossen. Als lose Stücke wurden sie bei 296 gefunden. Gegen Osten

zu wurde kein Unter- oder Mittelpannon am Nordrand der Senke nachgewiesen. Oberpannon tritt an deren Stelle unmittelbar an den Granit heran.

2. Bereich des südlichen Spitzer Berges

Längs des Südfußes des Spitzer Berges liegt das Pannon der Zonen C und D hauptsächlich in mergel-sandiger Fazies vor. Im westlicheren Teil zeigen an mehreren Stellen umherliegende, lose Platten von Sandstein wie er bei 232 vorkommt, darunter anstehendes Pannon an. Etwas hangaufwärts (542) treten gelber und grünlichbrauner, mikrofossilführender Mergel sowie braungraue, stellenweise plattig verfestigte Sande zutage.

Am Südrand des Spitzer Berges selbst liegen die Sedimente hauptsächlich verfestigt in Form von schmutzigbraunen, meist plattigen, feinsandigen Kalken bzw. kalkigen Feinsandsteinen mit geringem Gehalt an Glimmer und ebenfalls braunen, konglomeratischen oder brekziösen Kalken mit Komponenten mesozoischen Kalkes, seltener Granitbestandteilen vor. Durch zahlreiche herausgelöste Komponenten erhält der Kalk oft zellige Struktur. Ausgesprochen grobklastische Bildungen wie im Torton oder Sarmat fehlen. Besonders im westlichen Abschnitt des Südrandes haften die Pannonsedimente in verschieden großen Flecken meist direkt am mesozoischen Kalk oder füllen karstartige Vertiefungen aus (gut ersichtlich in einem während des Krieges angelegten, bis 280 m reichenden Laufgraben). Stellenweise trifft man pannone Anlagerungen an Mesozoikum auch unterhalb der Ablagerungshöhe von Torton und Sarmat, wodurch Erosion vor ihrer Ablagerung wahrscheinlich wird. Die höchsten Vorkommen reichen bis 280–290 m, bis zu welcher Höhe auch die sehr spärliche, für Zone D sprechende Makrofossilführung reicht (s. bei 562, 564, 565 in Tafel 24). Bemerkenswert ist die Sedimentbeschaffenheit im untersten Teil des erwähnten Laufgrabens und Umgebung (444), wo grober Sandstein (Schichtneigung 215/15°) fast ausschließlich aus ungerundeten, grüßartigen Granitbestandteilen in brauner, kalkiger Verkittung besteht. Da infolge der von Wolfsthaler Granitmassiv abgewandten Lage des Sedimentes dieses kaum als Lieferant in Frage kommt, besteht die Wahrscheinlichkeit, daß im Osten eine Granitaufragung bestanden hat, die die westlich anschließenden Gebiete mit Sedimentmaterial belieferte und die im Zuge der Absenkung des östlichen Bereiches während des Oberpannon in die Tiefe versank.

Entlang der weiteren, ostwärts verlaufenden Grenzlinie zwischen mesozoischem Kalk und Pannon sind Brekzien und Konglomerate der bereits beschriebenen Art zu verfolgen. Bei 421 fanden sich reichlich Makrofossilien zu einer Art versteinerten Lumachelle zusammengeschwemmt. Diese Fauna und eine aus benachbart anstehenden, gelben Mergeln gewonnene Mikrofauna sprechen wieder für Zone D (Tafel 24).

An den darunter liegenden Abhängen überwiegen in diesem östlicheren Teil u. a. aufgeschlossen in drei den Bergrücken hinanführenden Hohlwegen braune Feinsandsteine, manchmal mit konglomeratischen Lagen (Komponenten: mesozoischer Kalk, seltener Quarz). Kennzeichnend sind Limonitknöten und zuweilen riesige laibförmige Sandkonkretionen. Das Gestein führt mäßig Abdrücke von großen Limnocardien (*ex gr. schedelia-num*) seltener Congerien und Melanopsiden. An den Schichtflächen sind

nicht selten Kriechspuren und Rippelmarken festzustellen (tiefstgelegenes Auftreten derselben bei zirka 200 m SH.). Die Schichten liegen im allgemeinen horizontal bzw. sind hanggeneigt und werden meist von quartärem Schutt oder Sandlössen bzw. Flugsand überlagert. Im unteren Teil der zwei östlicheren Hohlwege (439 und 424 — echte Zone D) beginnt mergelige Fazies. Gegen Osten liegen nur mehr lose, teilweise fossilführende Platten der genannten Gesteine vor, die zum Teil bereits eine Aufarbeitung durch Oberpannon darstellen (413 a).

Erwähnenswert ist eine Pingel zirka 30 m östlich der Kote 286 des Steinbergs, wo Spalten und Taschen im Mesozoikum durch braunen, feinkörnigen Sand ausgefüllt sind, in dem zahlreiche, leicht zerfallende Knochenreste und -splitter eingebettet sind.

3. Erosionsrand an der Petronell—Prellenkirchner Terrasse zwischen der Gegend nördlich Hollern und Deutsch-Haslau sowie nördlich Prellenkirchen

Im Anschluß an die Zonen B und tieferes C am Erosionsrand der Terrasse zur Leitha folgt gegen Osten zu höhere Zone C (627, 626) und eine sehr eindeutige, ziemlich mächtige Zone D (625—622, 612—607) in Form von grünlichen und bräunlichgrauen Tonmergeln, seltener gelben, sandigen Mergeln oder Sanden. Teile dieser Sedimente entsprechen bereits petrographisch denen der Hundsheimer Senke oder des Spitzer Berges. Der wichtigste Aufschluß, eine Schottergrube (607), befindet sich östlich der Straße Deutsch-Haslau—Prellenkirchen, knapp bevor diese die Terrassenoberfläche erreicht. Der Sockel der Schotter besteht aus grauen und braunen, limonitisch gefärbten, feinkörnigen Sanden, in denen kalkig verfestigte, große, konkretionäre Absonderungen liegen. Diese führen zahlreiche Limnocardien der Gruppe *L. böckhi-schedelianum*. Das Sediment gleicht in Ausbildung und Fauna dem in den drei erwähnten Hohlwegen am Südhang des Spitzer Berges aufgeschlossenen. Der unter dem Sand liegende gelbgraue Mergel enthielt eine Ostracodenfauna der Zone D. Tonmergel der höheren Zone C (589) und der Zone D (591—592) liegt nördlich Prellenkirchen vor (Tafel 24).

4. Seichtbohrungen im Wiener Becken, der Brucker Pforte und der Kleinen Ungarischen Tiefebene

Über Verbreitung und Mächtigkeit des Unter- und Mittelpannon geben zahlreiche CF-Bohrungen Aufschluß. Die Obersarmat-Unterpannon-Grenze verläuft zwischen Petronell und CF P 4 in Richtung WNW und schwenkt erst weiter westlich nach N um. Genannte Bohrung durchfuhr als nördlichste das Unterpannon in 22 m Mächtigkeit. Die südlicher folgenden Bohrungen westlich der Schwelle der Brucker Pforte begannen alle nach dem Quartär im Unterpannon und tieferen Mittelpannon und durchfuhren beides in verschiedenen, maximal 65 m betragenden Mächtigkeiten (CF P 9, CF P 10). In CF P 11 (nördlicher Pfortenbereich) erreichte sie 59 m; in der Brunnenbohrung der Bundessportschule Spitzer Berg sicher 40 m, wahrscheinlich jedoch mehr (genauere Angaben wegen zu großer Intervalle bei der Probenentnahme nicht möglich). In den Bohrungen CF Pa 16, CF Pa 11 und CF Pa 10 (Pfortenbereich) liegt nach Arbeiten der ÖMV. (Dr. K. TURNOVSKY) über zirka 33 m mächtigem Unterpannon Mittelpannon (tieferer Teil) in zirka 58 m Mächtigkeit. Östlich der Pforte ist

eine Mächtigkeitszunahme des gesamten unter- und mittelpannonen Schichtpaketes bei Einsetzen von *Limnocardium carnuntinum* (PARTSCH) festzustellen, die aber verglichen zu der des Oberpannon nicht sehr groß ist (Profile 6, 7, Tafel 20).

b) Höheres Mittelpannon (Zone E)

In den Seichtbohrungen östlich der Brucker Pforte wurde bereits Zone E beobachtet. Mit diesem Schichtglied dürfte sich schon im höheren Mittelpannon die verstärkte Absenkung im Oberpannon ankünden. Im angrenzenden Bereich des Wiener Beckens setzt Zone E erst weiter im Beckeninneren ein. Im Gebiet der Hainburger Berge liegen zwar Anklänge an diese Zone vor, doch ist sie selbst nicht nachgewiesen.

c) Oberpannon

Das Oberpannon ist ausschließlich auf den südöstlichen Abschnitt der Hainburger Berge beschränkt, wo es den Ostteil der Senke von Hundsheim—Edelstal, des Steinbergs und dessen östlich und südöstlich vorgelagerte, hügelige Niederung einnimmt. In der Brucker Pforte findet es seine östliche Begrenzung längs der Linie Prellenkirchen—Deutsch-Haslau und südwestwärts.

An den Rändern transgrediert Oberpannon über vortertiäre Gesteine. Die Sedimente sind lebhaft wechsellagernde Feinsande und Tonmergel, die durch ihre bunten Farben, durch ihren reichen Gehalt an hellem Glimmer und durch ihren Mangel an Fossilien gekennzeichnet sind. In den Niederungen liegen sie in loser, am Rande (Ostteil des Steinberges) teilweise in verfestigter Form vor. Grobklastische Küstensedimente sind selten. Einschaltungen von Schotterhorizonten wurden nirgends beobachtet.

Für eine genaue Zuordnung zu den bestehenden Pannonzonen fehlen zwar konkrete stratigraphische Anhaltspunkte; es dürfte jedoch, wie auch Seichtbohrungen zeigen, die nach A. PAPP (1951) nicht nur im Wiener Becken, sondern auch im ganzen mittleren Donaubecken regressive Serie (Zone F) auszuschließen und die transgressiven Zonen G und H („obere blaue“ und „gelbe“ Serie nach K. FRIEDL (1948) in Betracht zu ziehen sein.

Vier Steinbrüche im Osten des Steinberges geben einen anschaulichen Querschnitt über Sedimente und Lagerungsverhältnisse im Oberpannon (190—193). Die feinkörnigen, braunen, manchmal violett und rötlich getönten, aber auch weißen glimmerreichen Sande oder Sandsteine und ähnlich gefärbte, ebenfalls hellglimmerige Mergel bilden zentimeter- bis metermächtige, lose bzw. verfestigte Lagen.

Der an der N-Seite des Höhenrückens gelegene Steinbruch (190, Sohle zirka 230 m SH.) zeigt am deutlichsten die küstennahe, seichtwasserbedingte Lagerung der Sedimente. Ältere Lagen werden von jüngeren diskordant abgeschnitten (Abb. 4), jüngere, unverfestigte Sande lagern in Erosionstaschen verfestigter älterer (Abb. 5) und die Sande und Sandsteine sind häufig kreuzgeschichtet und enthalten stellenweise Mergelschollen aufgearbeiteter, älterer Schichten. Mergelproben erwiesen sich, abgesehen von einigen Splittern von Süßwasserschnecken als fossilleer.

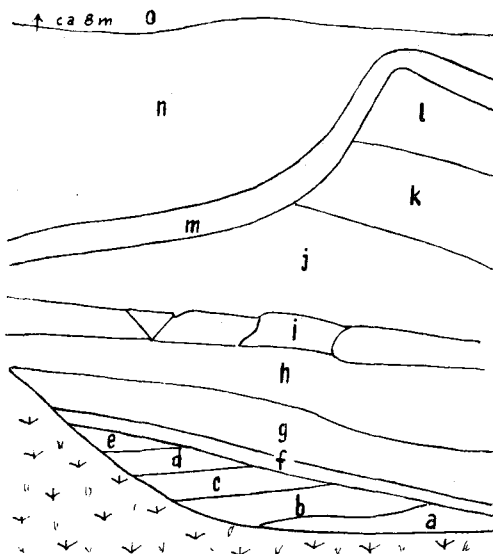


Abb. 4

- a—e, g, i, m—o: brauner, feinkörniger, hellglimmeriger Sand und Sandstein, z. T. kreuzgeschichtet;
 f: gelbbrauner, fossilreicher Tonmergel;
 h, j—l: brauner, feinkörniger, hellglimmeriger Sand mit umgelagerten Tonmergel- und Sandsteinschollen.

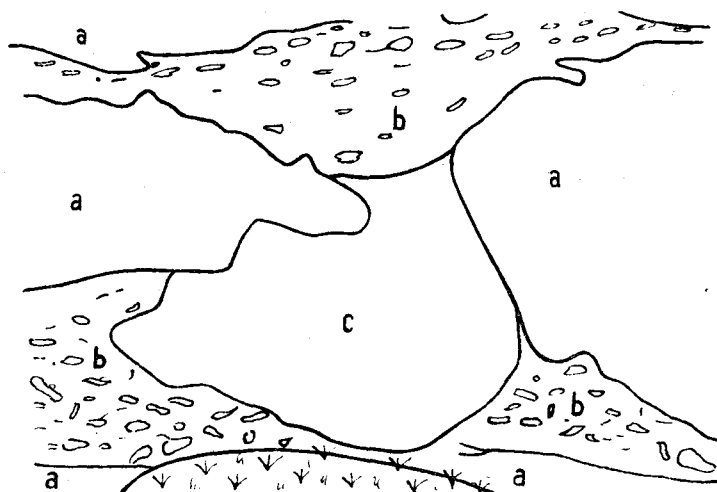


Abb. 5

- a: Sandstein, violettbraun;
 b: Sand und Sandstein mit umgelagerten gelben Tonmergelschollen;
 c: Tasche mit rotbraunem und weißem Sand.

Von den drei an der Südseite des Höhenrückens gelegenen Steinbrüchen zeigt der westlichste (192) die nahe Transgression des Oberpannon auf mesozoischen Kalk durch einzelne, riesige, in das Pannon eingebettete Blöcke des Küstengesteins und durch wenige, mit eckigen Stücken mesozoischen Kalkes angereicherte Lagen. Ausgesprochene Brandungssedimente wie im Torton fehlen. Der Kalk steht in nächster Nähe oberhalb des Aufschlusses an. Im östlichen Teil des Steinbruches neigen sich die Schichten mit gelegentlichen, $120/75^\circ$ fallenden, kleineren Verstellungen gegen die Kleine Ungarische Tiefebene zu, wobei sich immer mehr neu einsetzende Sedimentlagen dazwischenschalten. Diese Erscheinung und die Art der Verstellung lassen auf eine Absenkung während der Sedimentation schließen und die Küstenlinie dürfte hier tektonisch vorgezeichnet gewesen sein. An organischen Resten enthielt das Sediment Pflanzenabdrücke, Splitter von Süßwasserschnecken und an einer Stelle umgelagerte, limonitisierte Pannonostracoden. Der östlich anschließende Steinbruch erschließt neben den beschriebenen Sedimenten einen braunen und bläulichgrauen, gegen oben zu dünnplattigen glimmerreichen Sandstein. An der Nordwand des Steinbruches liegen in hellem Sand limonitisch verfärbte, walzen- und laibförmige, verfestigte Absonderungen (vgl. Kap. B, 3., a), II., 2. und 3.). Der östlich davon gelegene kleinere Steinbruch führt ähnliche Sedimente.

In der Literatur wurden bisher die Steinbrüche als Sarmataufschlüsse gedeutet. Gegen diese Auffassung spricht die petrographische Beschaffenheit, der Fossilmangel und die erwähnten, umgelagerten Pannonostracoden.

Unmittelbar östlich der Steinbrüche kommt wieder eine Aufragung mesozoischen Kalkes zum Vorschein. Ansonsten wird der ganze östliche Teil des Höhenrückens des Steinberges nur mehr von oberpannonen Sanden mit gelben, grauen und graublauen Tonmergelzwischenlagen in der bereits beschriebenen, unregelmäßigen Lagerung bedeckt. Sie stehen vor allem in einigen zur Anhöhe emporführenden Hohlwegen unter teilweise starker Lößbedeckung an (388, 392, 410, 412, 414).

Östlich und südöstlich der Straße Edelstal—Prellenkirchen erstrecken sich diese schon an der Farbe des Ackerbodens kenntlichen, bunten Sande mit blauen oder grauen plastischen Tonmergeleinschaltungen bis zu den der Erosion gegenüber widerstandsfähigeren, morphologisch hervortretenden Terrassenkörpern im Osten. Im Süden läßt sich Oberpannon längs des Erosionsrandes der Prellenkirchner Terrasse verfolgen bis es westlich der oben erwähnten Straße an Unterpannon (höhere Zone C) grenzt. Da Zone D erst etwas weiter westlich folgt, ist eine Erosion derselben vor dem Oberpannon wahrscheinlich. Die hier kartierte Oberpannon-Unterkante liegt genau in der Verlängerung der Linie, die sich aus den östlich gelegenen Bohrungen CF Pa 9 und CF Pa 15 konstruieren läßt.

In der Hundsheimer-Edelstaler Senke schließt an die tieferen Pannonzonen, einschließlich Zone D, im Osten Oberpannon an, ohne daß Hinweis für ein Vorhandensein von Zone E vorliegen. Ein Rest von Oberpannon in Form von bunten Sanden und blauen Tonmergeln liegt bereits westlich der Hauptverbreitung vorgelagert (350—353, 340).

Geschlossenes Oberpannon in der vielfach genannten Sedimentbeschaffenheit liegt an den Abhängen nördlich, nordöstlich und östlich Edelstal vor. Aufgeschlossen ist es in einem langen Graben (376—377) in Hohl-

wegen (385, 447—448) und an zahlreichen Stellen auf den Feldern. Stellenweise zeigen Sandsteinplatten an den Schichtflächen Rippelmarken. Mancherorts sind auch Pflanzenabdrücke zu beobachten.

Vorkommen von Oberpannon in unmittelbarer Nachbarschaft des Granits liegen westlich von Berg vor. An einer Hohlweggabelung zirka 1 km westlich Berg (470, SH 180) kommen unter Löß graue und braune, oft kohlige Einschaltungen enthaltende Tone und ebenso gefärbte glimmerige Sande zum Vorschein. Eine Tonlage enthielt neben unkenntlichen Knochensplintern den Rest einer Unterkiefersymphyse von *Hipparion* sp. (Bestimmung durch Prof. Dr. E. THENIUS). In der Umgebung sind auch bunte Sande und Tonmergel anzutreffen. Näher gegen Berg zu, ebenfalls an einer Hohlweggabelung (179) stehen unter zum Teil verlehnten Löß graue, feinkörnige, mergelige Sande an.

Im Leithatal, nordwestlich von Deutsch-Haslau, bilden in einer Schottergrube (603) graue, feinkörnige, glimmerreiche Sande des Oberpannon das Liegende der quartären Schotter.

Wie vor allem aus den CF-Bohrungen hervorgeht, setzt das Oberpannon längs der Linie Steinberg—Prellenkirchen—Deutsch-Haslau, also längs der Schwelle der Brucker Pforte ein und nimmt gegen die Kleine Ungarische Tiefebene rasch an Mächtigkeit zu (Profile 6, 7, Tafel 20). Diese im Vergleich zu den tieferen Tertiärschichtgliedern starke Mächtigkeitszunahme läßt auf eine besondere Absenkung dieses Raumes im Oberpannon schließen, die sich jedoch, wie zahlreiche Profile zeigten, ohne zu erkennende Bruchbildung vollzog.

Im Anteil des Wiener Beckens setzt das Oberpannon erst weit außerhalb des kartierten Gebietes ein, innerhalb der Berggruppe fehlt es.

4. Oberes Pliozän (?), Quartär

Flußablagerungen, Terrassen

Ab Ende des Oberpannon sind abgesehen von den äolischen Sedimenten des Quartär nur mehr Ablagerungen und Geländemarken fluviatiler Entstehung zu verzeichnen. Ein Versuch einer stratigraphischen Aufgliederung derselben auf den Zeitabschnitt Oberes Pliozän und Quartär wird wegen der dabei der Morphologie zukommenden Bedeutung im Kapitel Geomorphologie unternommen.

a) Hochgelegene Schotter und Verebnungen innerhalb der Berggruppe

Die höchste einigermaßen deutlich erkennbare Fläche liegt in einer Höhe von 340 bis 354 m. Ihr gehört das spärlich mit gut und schlechter gerundeten, rötlichen Quarzitstücken und mit Quarzen bestreute Plateau mit der Kote 354 südlich von Hundsheim und mit Vorbehalt die schotterfreien Gipfelbereiche des Königwartes und Braunsberges an.

Die auffälligste und ausgedehnteste, zum Großteil schotterüberstreute Verebnungsgruppe nimmt Höhenlagen von 280 bis 320 m ein. Über Oberpannon bis Oberpannon und Granit hinweg greift im Gebiet nördlich von Edelstal bzw. östlich von Hundsheim ein zum Teil nur mehr aus Resten und Spuren bestehender, morphologisch als langgestreckter Rücken von ungefähr gleichbleibender Höhe hervortretender Schotterkörper. Der

Hauptteil desselben trägt die Koten 283, 281 und 281. Die Höhe des Sockels und die Mächtigkeit dieses Körpers ist durch das Herabfließen der Schotter am Hang ringsherum nicht mehr zu ermitteln. Das Material ist Quarz, seltener Quarzit mit oft erheblicher Geröllgröße (bis 1 dm). An zwei gegen N talabführenden Wegen sind die Schotter rotbraun verfärbt und enthalten lehmiges Zwischenmittel. Westlich dieses größeren liegt ein kleineres Vorkommen derselben Art, das hier jedoch bis über 300 m SH emporreicht. Die Schotter finden ihre Fortsetzung im Westen in einem nicht klar abzugrenzenden N—S verlaufenden Streifen (Koten 284, 287 und südlich eines Wegeinschnittes 280). Westlich des Streifens fließen die Schotter tiefer hinab. Die Kote 327 östlich davon weist Lößbedeckung mit eingestreuten Quarzen auf. Einzelne Funde größerer Quarzgerölle lassen den Horizont am N-Rand der Hundsheimer Senke weiter westwärts verfolgen. Östlich des genannten Hauptvorkommens liegen innerhalb des Granitmassives von Wolfsthal—Berg zahlreiche Verebnungsflächen in ähnlicher Höhenlage wie die Schotter und könnten daher als mit denselben gleichartige Erosionsflächen zu deuten sein. So die Hochfläche des Kindler Berges (295 m), des Kobels (290 m), verschiedene Flächen rings um den Königswart (280—320 m SH) und der von demselben gegen NW ziehende lange Rücken von fast konstanter Höhe mit der Kote 300. Bis auf ganz vereinzelte Quarzschotter sind diese Flächen jedoch schotterfrei.

Vielfach bekannt sind die Schotter südlich des Teichberges (175) Der Hauptanteil derselben erreicht maximal 300 m SH. (Die auf der Karte 1 : 25.000 vermerkte Höhenkote von 353 ist nach eigenen Höhenmessungen und nach Vergleich mit umliegenden Erhebungen unrichtig; der Bergücken erreicht maximal 325 m SH). Die Schotter lassen sich in Resten auf dem in gleicher Höhe gegen S ziehenden Kamm weiter verfolgen. Die Verebnung am Teichberg mit dem nordwestwärts ziehenden Rücken (Koten 277, 283) und verschiedene Ebenheiten im Granitgebiet westlich davon (Koten 321, 322, und Kamm in 320 m Höhe westlich davon) dürften mit den Schottern in genetischem Zusammenhang stehen. Die Teichbergsschotter bestehen hauptsächlich aus Quarz. Von E. v. SZARDECKY-KARDOSS beschriebene, gerundete, rötliche Quarzitkomponenten konnten zwar nicht mehr am Teichberg, jedoch westlich davon zusammen mit lokalem Granitgerölle nahe der Kote 322 in zirka 300 m Höhe in Mengen gefunden werden. Es sind allerdings nicht durch einen Fluß verfrachtete „Herkömmlinge aus dem Semmeringgebiet“, sondern lokale oder zumindest aus den Kleinen Karpaten stammende Gesteine. Auch der Ostabhang des Hundsheimer Berges enthält einige flurentragende Kuppen in 290—320 m Höhe, wobei an einer Stelle (82) in 280 m SH gut gerundete Granit- und Quarzitgerölle von bis 2 dm Durchmesser neben Quarzschottern in ungefähr gleicher Häufigkeit nebeneinander in rotbraunem lehmigem Zwischenmittel vorkommen. Der Schloßberg gibt sich mit seiner Höhe von 290 m ebenfalls als zu dieser Flächengruppe gehörig zu erkennen.

Auch das Plateau des Pfaffenberges und der östlich anschließende Sattel war, wie an verschiedenen Stellen zu sehen ist, mit Quarzschotter bedeckt. Oberhalb des Steinbruches der „Hollitzer Baustoffwerke AG.“ bei Deutsch-Altenburg waren sie bei Aufgrabungen im Solifluktionsmaterial zu finden (Höhe 290 m). Klüfte im Steinbruch selbst enthalten neben Höhlenlehm auch manchmal braunen Sand und Quarzschotter, die

nur vom Plateau stammen können. Auf der Hochfläche kommen Quarze gehäuft zusammen mit braunem Lehm an einer Stelle oberhalb eines kleinen Leithakalksteinbruches östlich von dem mit Ziffer 61 vor (310—320 *m* SH). An anderen Stellen treten sie nur sporadisch auf. In den Steinbrüchen 43, 61 und links oberhalb des Weges, auf dem man in den Steinbruch 78 gelangt, sind die Quarze in braunem, lehmigem Zwischenmittel enthalten, das jeweils unter jüngerer, eiszeitlicher Fließerde bestehend aus Leithakalkblöcken und kroidigem Verwitterungsmaterial liegt (Höhe zirka 300 *m*).

Schon bei nicht allzu langer Suche findet man auch auf dem gesamten Höhenrücken des Spitzer Berges und Steinberges (291—286 *m*) über dem mesozoischen Kalk einzelne Quarzschotterstücke, meist gelb oder rot verfärbt, häufig frostgesprengt. Die zahlreichen verstreuten Quarzschotter am Südhang sind vielleicht von der Anhöhe im Laufe der Zeit hinabgeflossen.

Eine Verebnung in 320 *m* SH ist auch auf dem Braunsberg zu verzeichnen.

Eine weitere, ebenfalls die Landschaft beherrschende Flächengruppe liegt in einem Höhenbereich von 230 bis 260 *m*. Der größte Teil derselben breitet sich durch die nächsthöhere Verebnungsfläche gegen E, S und W zu abgeschlossen, und durch einen deutlichen Abfall von derselben getrennt, südwestlich und südlich Wolfsthal über sarmatischem Oolith, Pannon und Granit aus; sie wird durch ein System von Talungen zerschnitten, wobei einzelne Teile innerhalb einer bestimmten Zone, sei es infolge tektonischer Einsenkung oder erosiver Wirkung tiefer liegen. Die am Ostabfall des Wolfsthaler Granitmassives in 230 *m* Höhe erkennbare Plattform könnte zu diesem Niveau gehören. Außer den Flächen, die im Massiv des Königwartes eingekerbt sind und die keinerlei Schotter tragen, sind fast alle übrigen Flächen bedeckt mit einer Schichte quarzeführenden Sandes oder Lösses. Auf dem Plateau über dem Oolith sind die Schotter meist rot und gelb verfärbt, windgeschliffen und frostgesprengt. An verschiedenen Stellen sind Gerölle oder Blöcke lokalen Gesteins zu finden, so in 250 *m* Höhe unterhalb des Abfalles nördlich des Kindlerberges, wo Granitgerölle neben Quarzschottern über anstehendem Granit liegen (321) und auf einem Weg (322) eine Größe von einem halben Meter erreichen. Weiter nördlich finden sich dieselben Sedimente in zirka 200 *m* SH (!) auf einem Weg bei 149. Auf dem Plateau über dem Oolith können in 230 *m* SH gerundete Oolithblöcke beobachtet werden. Eine Anhäufung von Geröllen des darunter anstehenden Quarzites wurde am N-Abhang des Braunsberges westlich der Kote 238 in 240—250 *m* Höhe festgestellt. Im südlichen Anteil der Berggruppe waren keine sicheren Äquivalente dieser Fläche auffindbar.

b) Terrassenreste südöstlich und nordöstlich Edelstal (Oberkanten 190—220 *m*)

Quer zur Senke von Edelstal zieht eine Reihe morphologisch hervortretender, schotterbedeckter Kuppen mit den Anhöhen über 200 *m* westlich Berg und den Koten 192, 220, 195 und 194. Gehäufte, braune Schotterstücke zwischen 197 *m* und 210 *m* SH auf dem Weg, der von Kote 191 den Steinberg hinanführt, dürften demselben Horizont angehören. Der Schotterkörper ist in dem Vorkommen mit Kote 195 und 194 (475 und 475 *a*) abgeschlossen. Die intensiv braungefärbten, meist groben Schotter bestehen

hauptsächlich aus Quarz, seltener Quarzit, Gneis, Hornstein und Quarzporphyr. Sandlagen schalten sich gelegentlich dazwischen. An der Basis der Schottergruben fanden sich bis 2 dm große, eckige Blöcke von Wolfsthaler Granit und ein zirka 1 m großer Block sarmatischen Bryozoenkalkes. Durch Herabfließen der Schotter von den Kuppen ist die Ermittlung ihrer Unterkante erschwert. Sie muß, wie aus der Höhe des Oberpannon westlich und südwestlich der Kote 195 hervorgeht, dort über 185 m SH liegen. Bei 469 (Kuppe westlich Berg) ist die Höhe des Sockels durch unterlagerndes Oberpannon mit 195—200 m festgelegt. Dazwischen (Kote 220) dürfte sie über 200 m liegen. Ob die Schotterkuppe mit Kote 234 nördlich Edelstal zu dieser Gruppe gehört oder einen isolierten Rest von abgeglittenen Schottern des dort in zirka 280 m SH anstehenden Vorkommens darstellt, läßt sich mangels morphologischer Anknüpfungspunkte schwer entscheiden.

c) Terrasse von Petronell—Prellenkirchen und Erosions- und Akkumulationsflächen an der Nord- und Ostseite der Hainburger Berge (Oberkanten 165—188 m SH)

1. Terrasse Petronell—Prellenkirchen

Die ausgedehnteste Akkumulationsterrasse des untersuchten Raumes läßt sich entlang des südlichen Donauufers aus dem Bereich von Maria Ellend her bis Petronell und Deutsch-Altenburg verfolgen und nimmt einen großen Teil der Brucker Pforte ein. Im Gebiet von Petronell und nördlich Schönabrunn liegt ihre Oberkante bei 185 m und höher, gegen Prellenkirchen zu sinkt sie kaum merklich auf unter 180 m und noch weiter gegen Osten zu wohl hauptsächlich infolge starker, randlicher Zerdellung und Solifluktion auf 170 m und noch tiefer. Aus CF-Bohrungen sind folgende Werte für Oberkante, Unterkante und Mächtigkeit der Schotter zu ersehen:

	Cf P 1	Cf P 3	Cf P 4	Cf P 9	Cf P 10	Cf P 11	Cf Pa 35
SH.....	183·20	183·10	188·80	182·20	178·40	181·10	180·10
Sch. OK ...	182·90	182·10	188·20	181·00	178·10	180·80	179·50
Sch. UK ...	178·20	175·90	182·10	175·20	171·40	175·20	172·90
Sch. M	4·70	6·20	6·10	5·80	6·70	5·60	6·60

(Cf Pa 35 liegt auf der Parndorfer Platte an der Straße zwischen Neudorf und Parndorf und wurde aus Vergleichsgründen angeführt.)

Der Schotterkörper selbst ist erschlossen an zahlreichen Stellen des Donauabfalles, in einigen Schottergruben am Rand der verzweigten Delle südlich Deutsch-Altenburg, in Schottergruben südöstlich Prellenkirchen und nördlich Deutsch-Haslau und in einigen Gruben am Erosionsrand der Terrasse gegen das Leithatal zu. Kennzeichnendes Merkmal der Schotter ist ihre starke Braunfärbung infolge tiefgreifender Bodenbildung. Sandzwischenhaltungen sind häufig. Kryoturbationen, Taschen gefüllt mit Sand, Aulehm und Löß sind immer wieder zu beobachten.

Den Sockel bilden tertiäre Sedimente. Die Terrassenoberfläche ist arm an Deckschichten. Selten ist Lößbedeckung, etwas häufiger Flugsand-anwehung festzustellen (J. FINK, H. KÜPPER 1955: Profil am Abfall des römischen Lagers Carnuntum zur Donau mit zum Teil kryoturbaten

Terrassenschottern, überlagert von römischen Mauerresten und jungen Flugsanden mit mindestens zwei poströmischen Bodenbildungen). Im Bereich von Prellenkirchen findet sich auch ein älterer roter Flugsand über der Terrasse. An vielen Stellen ist der Terrassenkörper durch Dellen zerschnitten. Zur Donau hin führen zwei kleinere Dellen bei Petronell und eine große, weitverzweigte, fast bis zum Spitzer Berg zurückreichende bei Deutsch-Altenburg. Östlich derselben ist der Terrassenkörper in einzelne Reste zerstückelt. Die Dellen werden zum Teil benützt von einzelnen Rinnsalen, die an der Grenze zum tertiären Tegel entspringen. Im Bereich östlich Prellenkirchen verlaufen einige parallele Dellen dem „Heideboden“ zu. Bis auf eine Ausnahme enden sie über der nächst tieferen Terrasse, so daß man ihre Bildung in die Zeit zwischen der Ablagerung beider Terrassen legen kann. Gegen die Leitha zu fehlen sie.

2. Erosions- und Akkumulationsflächen an der Nord- und Ostseite der Hainburger Berge.

Diese der Höhenlage nach wahrscheinlich an die soeben beschriebene Schotterfläche anknüpfbare Serie von Kerben und Schotterresten beginnt mit der breiten Plattform im mesozoischen Kalk des Kirchenberges (Kote 178). Eine Haut brauner Schotter bedeckt diese und einzelne Spalten im mesozoischen Kalk des im N des Kirchenberges liegenden Steinbruches sind schottergefüllt. Die Schotter lassen sich südlich längs der Straße nach Hainburg in über 170 *m* SH weiter ostwärts verfolgen.

Entlang der West- und Nordwestseite des Braunsberges verläuft wieder eine breite, deutliche Kerbe mit einer Unterkante von zirka 172 *m* im mesozoischen Gestein. Im westlicheren Teil derselben sind auch Schotter zu finden. Durch starke Lößanwehung erscheint die Fläche abschüssig.

Die bis zirka 175 *m* Höhe reichenden Schotter der Akkumulationsfläche im Gelände zwischen Braunsberg und Hainburger Schloßberg wurden bei Grundaushuben zahlreicher Häuser in der Siedlung an der Preßburger Reichsstraße nördlich der Bahntrasse Hainburg—Wolfsthal freigelegt. In einer 3 *m* tiefen, heute bereits verschütteten Schottergrube bei 569 war braun verfärbter, kryoturbater Schotter mit zahlreichen Einschaltungen von Linsen von Solifuktionsmaterial, bestehend aus kleineren Trümmern von Granit und Quarzit aufgeschlossen. Frostkeile und Taschenbildungen wurden beobachtet. Nach Ansicht von Prof. H. MAJDAN, der wir uns anschließen, handelt es sich bei diesen Schottern der Zusammensetzung nach einwandfrei um Material der Donau. Der Abfall der Schotterfläche zur östlich anschließenden tieferen Terrasse ist durch Solifluktion und das Einsetzen einer Delle sehr verschwommen.

Östlich Wolfsthal beginnend und am Nordostabfall des Wolfsthaler Massives unterhalb der Pottenburg bis 100 *m* sich verbreiternd zeigt sich ein weiteres, sehr auffallendes Äquivalent der Terrasse in 165 bis 170 *m*. Die Fläche ist bedeckt mit Löß, Granitschutt und zahlreichen Quarzschottern.

Südwestlich Berg ziehen parallel zu den bereits beschriebenen höheren Schotterkuppen vereinzelt, nur mehr äußerst schwer als zusammenhängend erkennbare Schotterreste in 165—179 *m* SH. Sie sind verschwommen wegen der bis zur weitgehenden Reduktion des Terrassenkörpers

führenden Solifluktionwirkung im Bereich der älteren Terrassen, die hier noch durch die gegen Südosten gerichtete Lage der Terrassenabfälle begünstigt wird. (Unversehrt dagegen ist die jüngere Terrasse Berg—Gattendorf.) Erschlossen sind die Reste in zwei Hohlwegen südwestlich Berg (402, 405). Neben den häufig kalkig umkrusteten, manchmal sogar konglomeratisch verfestigten Schottern kommen reichlich eckige, meist kleinere Stücke Wolfsthaler Granits vor. Bedeckt werden die Schotter durch verschwemmten Sandlöß mit einzelnen Schotterstücken. In wenigen südwestlich davon gelegenen Flecken, darunter im Bereich der Kote 179, geben sich auf den Feldern verstreute Schotter durch ihre kalkige Umkrustung und durch den Reichtum an kleinen, eckigen Granitbestandteilen als zu demselben Horizont gehörig zu erkennen.

d) Terrasse von Wolfsthal und Berg—Gattendorf mit Äquivalenten bei Petronell, Hainburg und Hollern. (Oberkanten 146—160 m SH.)

Vom westlichsten Teil des untersuchten Donauabfalles bis Deutsch-Altenburg tritt die Terrasse von Petronell—Prellenkirchen mit einem Steilabfall direkt an die Donauniederung heran. Nur beim Schloß von Petronell springt der hier stark zerdellte Terrassenrand in Form einer Bucht zurück, in welche sich eine jüngere Terrasse mit einer Oberkante von 160 m Höhe hineinlagert. Im Gebiet des Saubergs bei Deutsch-Altenburg dürfte ein Ansatz zu einer ähnlichen Erscheinung vorliegen. Der Abfall zur Donauniederung entlang der Linie Kirchenberg—Hainburg (einschließlich Stadtgebiet), dürfte derselben Terrasse angehören. Ein entsprechender Schotterkörper ist hier jedoch nirgends festzustellen und bei Hausbauten im Westen Hainburgs wurde auf der Terrassenfläche nur Tegel angetroffen. Im eigentlichen Stadtgebiet waren keine Aufschlüsse zu ermitteln.

Bereits größere Ausdehnung besitzt die Terrasse westlich und im Ortsbereich von Wolfsthal, wo sie mit einem gut sichtbaren Abfall an die Donauniederung grenzt. Der Sockel der Terrasse liegt bei zirka 145 m (markiert durch unterlagerndes Torton in der Schottergrube bei 533). Die Unregelmäßigkeiten der Oberflächen im westlichen Bereich (150 bis 165 m Höhe) läßt sich auf das Vorhandensein einer großen Delle und wahrscheinlich auf überlagerndes Solifluktionsmaterial von der westlichen höheren Terrasse zurückführen. Im östlichen Anteil ist sie ziemlich eben (150—155 m SH.). Der Terrassenkörper ist in einer Reihe von 8 bis 9 Gruben (573—579) längs des Terrassenabfalles erschlossen. Die lebhaft kreuzgeschichteten Schotter und sandigen Schotter sind zum Unterschied von denen älterer Terrassen zum Großteil unverfärbt, seltener treten in höheren Lagen Braunverfärbungen durch Eisenverbindungen auf. Sehr häufig sind dünne Feinsand- oder wechsellagernd Silt und Aulehmeinschaltungen. An der Basis können Stücke und Blöcke lokalen Gesteins durch Solifluktionsströme in den Schotter gelangt (573) oder Blöcke aus der Böhmisches Masse enthalten sein (533). Frostkeile und Taschenbildungen und, wenn Deckschichten oder reichliche Lagen von Sand und Aulehm nahe der Schotteroberkante auftreten, auch Kryoturbationszonen sind öfters zu beobachten. Flugsand und Löß (häufig verschwemmt) liegen besonders unmittelbar westlich von Wolfsthal über der Terrasse. Die auffällige

Auftragung des Galgenberges (Kote 158) über dem Terrassenniveau, die aus grauem, feinkörnigem kreuzgeschichtetem Sand besteht, stellt nach Ansicht von Prof. H. MAJDAN eine Flugsanddüne dar.

Das Äquivalent dieser Terrasse bildet eine langgezogene, bis 2·5 km breite Stufe zwischen Berg und Gattendorf. Schon unmittelbar nördlich Berg (666) kündigt sie sich in einer wenige Meter breiten Kerbe im Kristallin in zirka 5 m über der Straße an (143 m SH.). Taschen im Kristallin enthalten Donauschotter, zum Teil kalkig verfestigt, und eckiges, lokales Gestein. In Form von Konglomerat- und Sandsteinbänken läßt sich die Terrasse weiter gegen die Ortschaft verfolgen. Über 1—2 Verlehungen im Löß über der Kerbe siehe S. 316.

Die Terrasse zwischen Berg und Gattendorf zeigt einen markanten Abfall zum 135 m hoch liegenden „Heideboden“. Ihre Oberkante liegt nahe dem Terrassenabfall bei zirka 146 m SH und steigt bis zur Grenze gegen die nächsthöhere Terrasse auf 157 m und darüber an. Aus vier CF-Bohrungen südlich der Leitha, abgeteuft auf der Oberfläche dieser Terrasse, geht hervor, daß die Mächtigkeit der Schotter 10—12 m beträgt und das Oberpannon in 135—138 m SH liegt. Zwei Schottergruben (602) enthalten unverfärbtes Schotter- und Sandmaterial mit Siltlagen. Löß- und Flugsandbedeckung ist besonders im Bereich südwestlich des Heidenturmes mächtiger, Dellen sind auch in dieser Terrasse vorhanden.

Erwähnenswert ist ein aus Leithaschottern bestehendes, der Höhe nach dem besprochenen Niveau angehörendes Terrassenvorkommen westlich der Kote 165 zwischen Hollern und Schönabrunn.

e) Tiefstgelegene Flußablagerungen um Kittsee und Pama sowie längs der Donau (Oberkanten 134—144 m SH)

Diese breiten sich am Ostrand der Hainburger Berge, entlang der Terrasse Berg—Gattendorf und in den Niederungen längs der Donau aus. Für eine kartierungsmäßig exakte Trennung des tiefsten pleistozänen Terrassenkörpers von den alluvialen Bildungen in der Zone der rezenten Mäander sind die morphologischen Orientierungslinien zu verschwommen.

Vertreten ist die jüngste Pleistozänterrasse im Gebiete südlich des Ägelarmes (137—139 m SH¹⁾) und in der ausgedehnten Niederung östlich und südöstlich der Hainburger Berge („Heideboden“) mit der ungefähren Nordbegrenzung durch die Straße Wolfsthal—Preßburg. Das gesamte Gebiet um Kittsee und Pama liegt darauf. Die Höhenkoten bewegen sich hier um 134—135 m, selten steigen sie auf 137—138 m. Damit überragt diese Terrasse das gegenwärtige Schwemmland der Donau um nur 4—5 m. Der Terrassenkörper ist erschlossen in Gruben nördlich und südwestlich von Kittsee und an der Straße Kittsee—Gattendorf. Die Schotter und Sandschotter sind stets unverfärbt. In der Grube nördlich Kittsee werden sie durch Silt überdeckt, wie sie ja gegen N zu allgemein in stärkerem Maß durch Überschwemmungssedimente der Donau überdeckt werden. Südlich Pama (Linie „Neuriss-Wiese“—Zeiselhof) liegen in geringer Mächtigkeit

¹⁾ Die Werte sind der vorliegenden topographischen Karte 1:25.000 entnommen und stimmen nicht ganz mit den anlässlich der Durchführung der Untersuchungsbohrungen durch die „Österreichische Verbundgesellschaft“ längs der Donau ermittelten Werte überein.

postglaziale Leithaschotter über den jungdiluvialen Schottern mit reichlichen Sand- und Silteinschaltungen (A. TAUBER 1954). Unterkante und Mächtigkeit der Schotter und Deckschichten in der Umgebung von Pama ist in CF-Bohrungen aus folgenden Werten zu ersehen:

	CF Pa 9	CF Pa 15	CF Pa 22	CF Pa 30
Quartäroberkante.....	135.2	136.7	134.7	133.5
Mächtigkeiten: Humus ...	1.1	0.4	0.4	1.0
Löß.....	3.0	0.8	0.6	—
Schotter ..	3.9	12.8	15.0	13.0
Quartärunterkante	127.2	122.7	118.7	119.5

Die Bohrungen bilden eine 5.5 km lange NW—SE verlaufende Linie. Die Andeutung einer Neigung der Terrassenunterkante gegen E zu ist gegeben.

Zur Kenntnis der jüngsten (holozänen) Donauablagerungen trugen zahlreiche Bohrungen der Österreichischen Verbundgesellschaft längs der Donau von Petronell bis Wolfsthal bei. Zuerst wurden stets die an der Oberfläche verbreiteten Aulehne angetroffen, die über 3 m mächtig werden. Darunter folgen graue Schotter verschiedenster Korngröße, Schottersande und Sandlagen. In einzelnen Bohrungen lagen im Schotter eingebettet harte Holztrümmer, teils schwarz verfärbt. Bemerkenswert ist der von G. HORNINGER (1957) beschriebene Fund von gut gerundeten Ziegelbrocken in Bohrung W, B 22 im Verband der Schotter und Sande in 8—9 m Tiefe. Nach Vermutung von G. HORNINGER stammen die Ziegel aus Carnuntum. Sie weisen auf eine Verlagerung der Rinne nach N hin. Die Bohrung liegt an der Innenseite des Donauknies, wo an sich in reichem Maße Schotter abgelagert werden.

Für Oberkante, Sohle und Mächtigkeit der jüngsten Donauablagerungen zwischen Petronell und Wolfsthal sind gebietsweise gemittelt folgende Werte ersichtlich:

	Geb. nördl. Petronell	Geb. D. Altenb.- Hainburg	Russbach- mündung	Theb. Pforte (NW-Abschn.)	Theb. Pforte (SE-Abschn.)
Oberkante .	144	143—142	140.5	141—140	140—138.5
Sohle	131—130	139—130	128.5—126.5	130—128	128—126
Mächtigkeit	13—14	12	12—14	10.5—12.5	10.5—12

Diese Werte geben eine ungefähre Richtlinie für das natürliche Gefälle von Terrassen in diesem Bereich.

Äolische Ablagerungen, Solifluktionssedimente

Der größte Teil der Oberfläche wird von Löß, Lehm und vor allem Flug-sand bedeckt. Aber nur an bestimmten Stellen ist auf Grund einer Lage-rungsbeziehung zu einer Terrassenoberfläche eine stratigraphische Deutung möglich. Infolge der großen Verbreitung dieser Sedimente seien zur Be-schreibung nur die wichtigsten Lokalitäten herausgegriffen.

Zu den älteren der genannten Ablagerungen dürften braune und rot-braune Lehme gehören, die hauptsächlich im Bereich der hohen Schotter

und Verebnungen nördlich und westlich Edelstal sowie südwestlich Wolfsthal vorkommen. Eine Lagerungsbeziehung zu den hochgelegenen Schottern ist nicht erschlossen. Teile des Lehmes sind über der Verebnungsgruppe 230—260 *m* sichergestellt. Im Gebiet der „zwei Jochen“ enthält der Lehm große, schwere Eisenkonkretionen. Am Pfaffenberg treten hochgelegene Schotter meist zusammen mit braunem Lehm auf. In einem älteren Zeitabschnitt könnte auch die Bildung der Spaltenlehme in den Leithakalksteinbrüchen östlich des Pfaffenbergs und im Steinbruch der „Hollitzer Baustoffwerke AG“ in Deutsch-Altenburg zu stellen sein. In letzterem wurden in den Spaltenlehmen auch Vertebratenreste mit keiner eindeutigen Altersfixierung gefunden (FREUDENBERG 1914, EHRENBURG 1929, ZAPFE 1948 u. a.). Eine Datierung erfuhr der Lößlehm der Hundsheimer Höhle durch die bekannte Hundsheimer Fauna.

Von größerer Verbreitung sind jedoch graue, gelbgraue äolische Ablagerungen aus jüngeren Abschnitten des Quartärs. Es handelt sich um Löss, weit häufiger um Sandlöss, Lössande und Flugsande. Reinere Löss in großer Mächtigkeit liegen an der NW-Seite des Braunsberges aufgeschlossen in einem bis 10 *m* tiefen Hohlweg vor. Ihre Lage auf der in zirka 172 *m* SH. gelegenen Erosionsterrasse weist auf einen eher dem jüngeren Quartär angehörenden Zeitabschnitt. Auch die Ost- und Südseite ist stark überlößt. Am Südfuß überwiegt Sandlöß und Flugsand. Der teilweise stark verschwemmte Löß nördlich der Ortschaft Berg ist durch den Nachweis einer intensiv braunen Verlehmungszone von 60 *cm* Mächtigkeit von Bedeutung. Sie befindet sich knapp über der bereits erwähnten, die Terrasse Berg—Gattendorf (= Gänserndorfer Terrasse) markierenden Kerbe im Granit (666). Über der Verlehmungszone folgt Schwemmlöß und verschwemmte Bodenbildung, lagenweise mit Granitmaterial. Im Hangenden des Lösses tritt allmählich eine abermalige, jedoch nicht so intensive Verbraunung ein, bei der es aber unsicher ist, ob sie nicht durch tiefe, rezente Bodenbildung verursacht wurde. Der Lage über der Terrasse nach stammt die Verlehmung aus der Zeit nach Aufschotterung der Gänserndorfer Terrasse. Eine weitere, allerdings zusammengeschwemmte Bodenbildung fand sich in mächtigem Schwemmlöß in einem Hohlweg nordwestlich Berg (179). Jüngere Löss und Sandlöss erfüllen auch die Niederung von Edelstal. Aus einer 4 *m* tiefen Grube (472) nordwestlich der Schotterkuppe mit Kote 195 wurde durch A. PAPP eine würmeiszeitlich Lößschneckenfauna bekannt (H. KÜPPER 1955). Löss und Flugsande säumen den N- und vor allem den S- und E-Hang des Spitzer Berges.

Ausgesprochene Flugsande in größerer Mächtigkeit erstrecken sich am Nordfuß des Pfaffenberges und Hundsheimer Berges. Auch die Niederung um den Schloßberg ist mit Flugsand erfüllt. Aufgeschlossen ist er hier in zwei Bausandgruben 103 und 114. Größere Anwehungen finden sich auch im Bereich westlich und südlich Wolfsthal (143). In den Sanden stecken häufig astförmig verzweigte, mürbe Kalkkonkretionen. Flugsande werden auch südwestlich und nordöstlich Hundsheim und stellenweise am weiteren N-Rand der Hundsheimer Senke sehr mächtig. Nordöstlich von Hundsheim sind sie stark verschwemmt. Flugsand und Sandlöß ist auch fast in allen Dellen von Terrassen zu beobachten. Daß Flugsande sehr jung sein können, zeigt das durch H. KÜPPER und J. FINK 1955 aufgenommene

Profil über den Mauerresten von Carnuntum. Auf ältere, rote Flugsande über der Terrasse von Prellenkirchen wurde bereits verwiesen.

Auch an eiszeitlichen Solifluktionerscheinungen ist das untersuchte Gebiet sehr reich. Stellenweise setzten sich breite, mächtige Ströme talwärts in Bewegung, wie z. B. Schuttfelder in N und S des Sattels östlich des Pfaffenberges zeigen. Der nördliche reicht bis zur Donau, durch die er in zirka 150 m Höhe unterschritten wird. Etwas hangaufwärts wird er von Flugsand überdeckt. Der südliche reicht bis zur Terrasse von Petronell—Prellenkirchen, die er überlagert. Schuttströme fließen u. a. auch von den Hängen südlich Hainburg und sind noch im Stadtgebiet verfolgbar: durch den Bau einer Wasserleitung westlich des Schloßberges wurde ein derartiger Schuttkörper, überlagert von einer Flugsanddecke, freigelegt. Das Schuttmaterial stammt von den steilen Osthängen des Hundsheimer Berges. Bei Grundaushüben für einen Neubau in der Jägerstraße nordöstlich des Schloßberges war abermals grober Lokalschutt, überlagert von mehr als 1 m Flugsand, aufgeschlossen. In den Bohrungen der „Austria Tabakwerke AG“ überwiegt das Profil Tertiär, Solifluktionsschutt (+ Kiesstücke), Flugsand und Humus. An besonders steilen Berghängen können solifluidal abgeglittene Gesteinsblöcke sehr große Ausmaße erreichen (Osthang von Hundsheimer Berg und Braunsberg). Überlagerung von eiszeitlichem Blockschutt durch Flugsand bzw. Sandlöß wurde auch bei den Leithakalksteinbrüchen am Pfaffenberg festgestellt; sie zeigen, daß nach einer Periode starker Solifluktionswirkung eine solche rein eiszeitlicher, äolischer Sedimentation folgte. Diese Perioden sind allem Anschein nach in jüngere Abschnitte des Quartär zu stellen. Erwähnung fanden bereits die Solifluktionerscheinungen an Terrassenkörpern.

C. Biostratigraphie, Fazies

Grundlage der stratigraphischen Zuordnung der Tertiärsedimente bilden die Zoneneinteilung von R. GRILL nach Foraminiferen im Torton und Sarmat und von A. PAPP nach Mollusken im Pannon. Dazu herangezogen wurden außerdem besonders die Darstellungen über die Verbreitung der Mollusken im Torton von R. SIEBER, im Sarmat von A. PAPP und über die Verbreitung von Ostracoden im Torton, Sarmat und Pannon von K. KOLLMANN.

Da vor allem im Torton und Sarmat zwei sowohl sedimentologisch als auch paläontologisch unterscheidbare Faziesarten, nämlich eine des unmittelbaren Randes und eine randfernere, allerdings noch nicht ausgesprochene Beckenfazies zu verzeichnen sind, tritt neben der Aufgabe einer allgemeinen Alterseinstufung der Sedimente auch die der Koordination altersgleicher Anteile der verschiedenen Faziesbereiche. Verschiedene Faunenelemente machen eine solche meist möglich. Ab Oberpannon treten lithologische und morphologische Gesichtspunkte für die Stratigraphie in den Vordergrund. Im folgenden soll eine Kennzeichnung der Makro- und Mikrofauna der einzelnen Zonen und Faziestypen gegeben werden.

1. Torton

a) Mitteltorton

Randfernere Fazies

In der Mikrofauna (Taf. 22) lassen sich ohne wesentliche Unterschiede zum Wiener Beckenbereich die Sandschaler- und Bolivinenzone nach R. GRILL nachweisen. Lediglich eine hinzutretende Häufigkeit von Elphidien, Asterigerinen u. a. zeigt Beziehung zur Randfazies an. Allgemein wird, wie öfters im übrigen Wiener Becken, bei gleicher Fazies größerer Artenreichtum in der Sandschalerzone wettgemacht durch größere Individuenzahl einer geringeren Artenanzahl in der Bolivinenzone. Ein Vergleich beider Zonen zeigt, daß auch hier erstere durch das Auftreten von *Uvigerina semiornata semioranata* ORB. seltener *Uvigerina venusta venusta* FR. (PAPP und TURNOVSKY 1953) mit einer reichen Begleitfauna, aus der besonders Spiroplectamminen, Textularien und einige Lageniden hervorgehoben seien, gekennzeichnet ist; letztere dagegen ist besonders reich an *Uvigerina venusta venusta* FR. und *Uvigerina venusta liesingensis* TOULA, die in einer Begleitfauna von hauptsächlich *Bulimina elongata* ORB., *Bolivina dilatata* Rss., *Cassidulina oblonga* Rss., *Cassidulina punctata* Rss. und *Globigerina bulloides* ORB. auftreten. Die Ostracodenfauna ist dieselbe, die K. KOLLMANN 1958 als für das Mitteltorton charakteristisch beschrieb, wobei gegen unten zu die reicher skulpturierten Formen häufig werden und auch *Cythereis asperima* Rss. bereits hinzutritt.

Da der Großteil der Aufschlüsse in diesen beiden Zonen nur aus Bohrungen besteht, lag Makrofauna nur fragmentär vor. Verwiesen sei jedoch auf die Aufzählung einer solchen bei T. FUCHS (1868) aus einer Brunnengrabung in Hainburg.

Randnahe Fazies

Die Mikrofauna des Torton der Randfazies (Taf. 22) unterscheidet sich von der der Beckenfazies, abgesehen von der kalzifizierten Erhaltung, durch größeren Wuchs, geringere Artenzahl und durch eine völlig andere Vergesellschaftung, die durch das Hervortreten von *Elphidium crispum* (LAM.), *Elphidium fichtelianum* (ORB.), *Asterigerina planorbis* ORB., *Cibicides pseudoungerianus* CUSHM., *Cibicides lobatulus* (J. u. W.) und durch das Vorkommen der Gattungen *Pyrgo*, *Borelis*, *Reussella*, *Amphistegina*, *Gypsina* u. a. gekennzeichnet ist. Die Ostracodengemeinschaft, die ungefähr der des randfernere Bereiches entspricht, ist in vielen Fällen der einzige Nachweis für mitteltortonnes Alter der Randbildungen. Mit dankenswerter Unterstützung von Herrn Dr. K. KOLLMANN wurden folgende Formen festgestellt: Angehörige der Gattungen *Loxoconcha*, *Xestolebris*, *Callistocythere*; *Bairdia* aff. *subdeltoidea* (MÜNST.), *Aurila convexa* (BAIRD), *Aurila cicatricosa* (Rss.), *Hemicythere* (?) *trigonella* (Rss.), *Protocythere deformis* (Rss.), *Cytheridea acuminata* BOSQU., Vertreter der Gattungen *Cythereis*, *Cnestocythere*, *Hermanites*, *Cytherella* usw. Das Fehlen von Uvigerinen in der Randfazies erschwert zwar die Trennung von Sandschaler- und Bolivinenzone, doch geben, falls hier nicht fazielle Differenzierungen vorliegen, einerseits der größere Artenreichtum und das häufigere Auftreten von Textularien und Spiroplectamminen — *T. conica* ORB. + var., *Sp. pectinata* (Rss.) und

Sp. mariae sind häufig, *Sp. carinata* (ORB.) fehlt —, andererseits eine Arten- und Individuenarmut mögliche Hinweise dafür.

Die Molluskenfauna des Randbereiches (Taf. 22), die mit Ausnahme der Kalzitschaler nur in Form von Steinkernen und Abdrücken vorliegt, zeigt durchwegs schlechten Erhaltungszustand, und der Verfasser möchte Herrn Prof. Dr. R. SIEBER, der die Bestimmung des größten Teiles derselben übernahm, besonderen Dank aussprechen. Die Fauna setzt sich zum größten Teil aus Bivalven zusammen. Kennzeichnend ist ihr Reichtum an Pecten und oft massenweisen Ostreen; beide kommen als nahezu einzige Molluskenarten auch in unmittelbarer Küstennähe vor. Neben Angehörigen dieser beiden Familien sind auch Formen der Gattungen *Arca*, *Glycimeris*, *Pinna*, *Spondylus*, *Anomia*, *Cardita*, *Beguinia*, *Cardium*, *Venus*, *Lutraria*, *Panopea* in wechselnder Häufigkeit vertreten. Von den selteneren Gastropoden waren die Gattungen *Diloma*, *Turritella* und *Conus* gelegentlich zu beobachten. Die Fauna läßt eine spezielle Zuordnung innerhalb des Torton nicht zu. Vorliegende Formen entstammen fast ausschließlich einem einheitlichen kalkig-klastischen Material. F. BACHMAYER bringt 1951 im Rahmen der Schilderung der Fundstelle der von ihm beschriebenen Dekapodenfauna eine Liste von Mollusken aus einem Kalksandstein detritärer Natur, der allerdings in dem betreffenden Steinbruch (43) nicht mehr festgestellt werden konnte (wohl liegt unterhalb desselben ein solcher vor, Kap. B, 1., b 2). Die Molluskenfauna unterscheidet sich durch ein häufigeres Auftreten von Gastropoden, darunter vieler Kleinformen. Hingewiesen sei noch auf die zahlreichen Bohrlöcher von *Lithodomus sp.* an den Steilküsten der Kalke und Dolomite des Mesozoikums.

Für eine Steilküstenfazies kennzeichnend ist auch das stellenweise gehäufte Auftreten von Seeigeln vorwiegend der Gattung *Clypeaster* und *Scutella*. Wie aus Aufzählungen durch G. A. KORNUBER 1857 und G. STACHE 1867 hervorgeht, war vor allem das Torton südlich Hainburg reich an Seeigeln. An dieser Stelle wurde auch das durch F. HAUER 1867 bekannte Skelett von *Halianassa collini* gefunden.

Nach F. BACHMAYER sprechen die in dem Leithakalk östlich des Pfaffenberges aufgefundenen Dekapodenarten und ihre Wuchsform für ruhige Ablagerungsbedingungen. Eine Anzahl davon sind ausgesprochene Seichtwasserbewohner (Calianassiden, Galeathiden, Maiiden u. a.).

Am Aufbau der biogenen Kalke im randlichen Torton beteiligen sich wie allgemein neben Nulliporen in stellenweise großer Häufigkeit knollige, selten flächige, durch Diagenese oft nur mehr schwer erkennbare Bryozoenkolonien (besonders der Gattung *Celleporaria*).

Bemerkenswert ist das Zusammenvorkommen der Bryozoen mit Serpuliden der Art *Hydroides pectinata* (PHIL.) („artspezifischer Parachorismus“ nach E. VOIGT 1930). Häufig werden Lithotamnien von den Bryozoen umwachsen. Korallen treten als Riffbildner nicht in Erscheinung. Sie konnten nur an einem Punkt gefunden werden.

b) Obertorton

Randfernere Fazies

Die Mikrofauna des Obertorton (Taf. 22) ist meist sehr kleinwüchsig und nicht sehr arten- und individuenreich. Ein Großteil der Arten der Bolivinenzone ist verschwunden, einzelne setzen sich in nicht allzu ver-

minderter Häufigkeit, aber mit weitaus kleinerem Wuchs fort, wie *Bolivina dilatata* Rss., die ziemlich verkümmerte *Bulimina elongata* ORB., *Cassidulina oblonga* Rss., *C. punctata* Rss. u. a. Kennzeichnend ist die Häufigkeit der planktonischen Globigerinen und der ziemlich variablen *Globorotalia scitula* (BRADY). Daneben kommen immer wieder Formen der Gattung *Nonion*, *Elphidium*, *Nodogenerina*, *Cibicides*, *Asterigerina* usw. vor. Von dieser Fauna hebt sich *Rotalia beccarii* (L.) mit verschiedenen Variationen durch größeren Wuchs und größere Häufigkeit ab. Ostracoden sind selten. Vorkommende Limnocytheren wie einzelne Splitter von Süßwasserschnecken deuten auf stellenweise stark aussüßenden Einfluß hin. Fragmente von *Clithon* (*Vittoclithon*) *pictus* (FER.) sind nicht selten.

Eine reiche Molluskenfauna (Taf. 22) brachte eine Bohrung der „Österr. Verbundgesellschaft“ nördlich Petronell zutage, für deren Überlassung zur Untersuchung ich Herrn Dr. G. HORNINGER und für deren Bestimmung ich Herrn Prof. R. SIEBER sehr danke.

Es handelt sich hier um ein Zusammenvorkommen tortonischer und sarmatischer Elemente. Sarmat- und Tortonformen sind entsprechend der groben Sedimentbeschaffenheit stark abgerollt. Nach Prof. R. SIEBER weicht die Ausbildung der Tortonfossilien, insbesondere der Turritellen, stark von der der Formen tieferer Tortonanteile ab. Manche Arten zeichnen sich durch Kleinwüchsigkeit aus, wie *Cerithium* (*Pt.*) *procrenatum* SACCO u. a. Die Sarmatelemente weisen normale Größenverhältnisse auf. Die vorliegenden Exemplare von *Clithon pictus* (FER.) sind meist von der kugeligen Ausbildung der sarmatischen Formen. Nur wenige zeigen eine Andeutung eines Kieles, der für die tortonische Unterart *Clithon pictus tuberculatus* (SCHRETER) kennzeichnend wäre (A. PAPP 1952). Im allgemeinen ergibt sich der Schluß, daß es sich um eine auf hohes Torton hinweisende Fauna handelt.

E. VEIT (1943) beschreibt eine ähnliche Fauna aus Sedimenten des höheren Torton (= Rotalien- und Bolivinenzone) aus Bohrungen an verschiedenen Stellen des Wiener Beckens. Er vergleicht diese Sedimente mit der „bunten Fazies“ am östlichen Beckenrand in der Slowakei. Die „bunte Fazies“ geht dort vom oberen Torton bis ins untere Sarmat, wobei eine Grenze zwischen beiden Abschnitten schwer zu erkennen ist. Als Bildungsbedingungen werden Seichtwasserverhältnisse und brackische Einflüsse in Erwägung gezogen. Allem Anschein nach liegen Anklänge an die „bunte Fazies“ auch in unserem Raum vor. Schwierigkeiten bei der Grenzziehung Torton—Sarmat scheinen auch hier auf, Seichtwasseranzeichen sind vorhanden.

2. Sarmat

a) Untersarmat

Randfernere Fazies

Wie aus Bohrungen und Aufschlüssen am Rande ersichtlich ist, liegt an der Basis des Untersarmat ein Schichtglied mit einem gelegentlichen Massenaufreten von *Cibicides lobatulus* (J. u. W.) und *Rotalia beccarii* (L.), ansonsten jedoch mit armer Mikrofauna, die oft schwer von der des Obertorton zu unterscheiden ist (Taf. 23). In vielen Proben finden sich außerdem noch eine Anzahl der kleinwüchsigen Obertortonforaminiferen, wie die plank-

tonischen Globigerinen, *Globorotalia scitula* (BRADY), ferner *Bolivina dilatata* RSS., zartwüchsige Seeigelstacheln usw., die anscheinend umgelagert sind, da sie auch noch manchmal mit der höheren, typischen Untersarmatfauna vorkommen. Es wurden wahrscheinlich im Untersarmat, besonders zu dessen Beginn, vor allem in Küstennähe immer wieder ältere Sedimente aufgearbeitet und die ohnehin kleinwüchsige und leicht schwebende Fauna vertragen und wieder abgelagert. Schwierigkeiten in der Grenzziehung ergeben sich auch durch teilweise Süßwassereinflüsse, wie sie vom Obertorton bis ins Untersarmat auf Grund von Fragmenten von Süßwasserschnecken und der Ostracodengattung *Limnocythere* festzustellen sind. In vielen Fällen jedoch lassen einzelne Elemente, besonders die noch anzuführenden Ostracoden des Untersarmat, eine stratigraphische Orientierung zu.

Eindeutig gibt sich das Untersarmat erst durch das Einsetzen der im ganzen Wiener Becken bekannten, reichen Untersarmatfauna mit den charakteristischen, großwüchsigen Elphidien (Taf. 23) zu erkennen, denen sich *Cibicides lobatulus* (J. u. W.), *Rotalia beccarii* (L.), *Quinqueloculina sarmatica* KARRER, *Triloculina consobrina* ORB. und *Articulina sarmatica* KARRER hinzugesellen. Eine Gruppe kleinerer, nicht so häufiger Arten setzt sich zusammen aus einem kleinen Nonion der Gruppe *Nonion granosum* (ORB.), dem ebenfalls kleinen, durch einen glasigen Nabelknopf kenntlichen *N. chapapotense* COLE, das R. WEINHANDL 1956 aus dem Sarmat des Wiener Stadtgebietes anführte, und aus *Schackoinella sarmatica* WEINHANDL, das hier zwar nicht auf das Untersarmat beschränkt ist (seltene Vorkommen auch im Ober- und Mitteltorton), jedoch in demselben immer wieder auftritt. Schließlich seien noch einige bemerkenswerte Arten erwähnt, die ansonsten im Marin leben, hier anscheinend fortbestanden, aber wohl ungünstige Lebensbedingungen vorfanden: *Bolivina „sarmatica“* (R. WEINHANDL 1956), *Bulimina elongata* ORB. + var., eine *Buliminella* sp. und eine *Nodogenerina* sp. Sehr auffallend ist die aus *Cytheridea hungarica* ZAL., *Aurila* aff. *mehesi* (ZAL.), *Haplocytheridea dacica dacica* HEJJAS (nach K. KOLLMANN 1959 auch im Mittelsarmat und tieferen Obersarmat vorhanden) und aus Arten der Gattungen *Loxoconcha*, *Xestolebris* und *Leptocythere* bestehende Ostracodenfauna.

Neben dieser Fauna bezeichnet eine Anzahl von Mikrotesten und Bivalvensplittern sehr gut das Untersarmat: Mohrensternien, Rissoen, Hydrobien, *Acteocina lajonkaireana lajonkaireana* (BAST), *Gibbula angulata* (EICHW.), *Syndosmya reflexa* (EICHW.), Ervilien, Cardien, Modiolen und selten *Clithon pictus pictus* (FER.). Erwähnenswert ist stellenweiser Bryozoenreichtum, wobei besonders *Crisiella carnuntina* BOBIES in Erscheinung tritt.

Randnahe Fazies

Die Mikrofauna der Randfazies unterscheidet sich außer durch gelegentliche Kalzifizierung wenig von der des Beckens.

An vielen Stellen des Strandes kam es im Untersarmat zur Bildung von Bryozoen- und Algenriffen. Von den Bryozoen wurde hier immer nur als einzige Art *Cryptosula terabrata* (SINZ.) beobachtet. Die Kolonien dieser Art werden durchzogen von zahlreichen, bis 1 mm dicken, unregelmäßig verlaufenden Röhren von *Hydroides pectinata* (PHIL.).

In diesem Lebensbereich trifft man an Mollusken (Taf. 23) neben dem in großer Häufigkeit vorkommenden *Modiolus incrassatus incrassatus* (ORB.) auch zwei Cardienarten: *C. vindobonense vindobonense* (PARTSCH) und das als leitend für tieferes Sarmat angesehene *C. lithopodolicum sarmaticum* (KOL.). Die Bivalven sind stets doppelklappig in Lebensstellung (A. PAPP 1940) von den Riffbildnern eingeschlossen. Von den Gastropoden fanden hier fast nur Trochiden gute Lebensbedingungen, wie *Calliostoma sopronensis* PAPP und kleinere Formen, wie *C. styriaca* (HILB.), *C. guttenbergi* (HILB.) und *Gibbula angulata* (EICHW.). Selten entdeckt man Steinkerne und Abdrücke von Mikrotesten, wahrscheinlich Rissoen.

Die Riffe bevorzugten hauptsächlich Steilküsten. Ihre Entstehung vollzog sich nach C. A. BOBIES in einer Wassertiefe von wenigen Metern. Relativ ruhiges Wasser wäre trotz der nahen Brandungszone vorauszusetzen.

Als Äquivalent der Bryozoen-Serpelriffe am Rand könnte die Serpultilage im sarmatischen Tonmergel des Donauabfalles gelten. Da nach W. J. SCHMIDT (1955) in tonigen und mergeligen Sedimenten ein ungünstiger Lebensraum für *Hydroides pectinata* (PHIL.) vorliegt, kann hier auch auf eine Einschwemmung geschlossen werden. Flächige Bryozoen konnten hier ebenfalls nicht gedeihen.

b) Mittelsarmat und Obersarmat

Randfernere Fazies

Eine arme, meist auch kleinwüchsige Mikrofauna ohne eindeutige Differenzierung von tieferen gegen höhere Schichten zu kennzeichnet dieses Sedimentpaket (Taf. 23). Wohl gibt sich das Mittelsarmat durch das Auftreten von *Elphidium hauerinum* (ORB.) zu erkennen, auch tritt nach oben zu *Nonion granosum* (ORB.) mehr in den Vordergrund, eine deutliche Grenze zum Obersarmat ist jedoch nicht zu fassen. Die spärliche Entwicklung der Fauna im Mittelsarmat mag auf eine Regression zurückzuführen sein, die sich auch noch in randfernere Teile durch Süßwasser-einfluß bemerkbar macht und dadurch Bedingungen schafft, die sich wenig von denen des Obersarmat abheben.

Neben *Nonion granosum* (ORB.) kommt ein sehr kleines, glattes *Nonion* (juvenile Form?) vor. Unter den Elphidien tritt *E. rugosum* (ORB.), *E. obtusum* (ORB.) und *E. aculeatum* (ORB.) in den Vordergrund. Häufig ist ein kleines *Elphidium* anzutreffen, das nur ganz kleine, oft kaum sichtbare Vertiefungen an den Suturen aufweist. Es dürfte sich um Jugend-exemplare, möglicherweise sogar von *E. hauerinum* (ORB.) handeln. Aus dem Untersarmat reichen noch immer *Bolivina „sarmatica“*, eine verkümmerte *Bulimina elongata* ORB. und *Buliminella* sp. herauf. Von Interesse ist das Vorhandensein einiger im Sarmat ungewohnter, äußerst kleiner, zartschaliger, neuer Arten der Gattung *Entosolenia*. An Ostracoden treten besonders Formen von *Aurila* aus der Verwandtschaft *notata* (Rss.) in Erscheinung, ebenso *Loxoconcha*, eine *Leptocytheren*-art, die kleinere, bauchige *Xestolebris tumida* (Rss.) und seltener eine längliche Art derselben Gattung. Die für oberstes Sarmat sprechende *Cyprideis pannonica* (MEH.) wurde gelegentlich beobachtet. Fast häufiger als adulte Ostracoden treten Larvenstadien auf. Anscheinend haben wie bei den *Nonion*-innen und *Elphidien*

ungünstige Lebensbedingungen ein vorzeitiges Absterben juveniler Formen bewirkt. Als kennzeichnend anzusehen ist das häufige Auftreten von meist knopfförmigen, hellen Oolithen und anderen Fischresten.

Die Makrofauna aus diesen Zonen blieb wegen ihrer Seltenheit ohne Bedeutung. Mikrotesten und Schalensplitter in Mikroproben traten gegenüber solchen im Untersarmat zurück.

Randnahe Fazies

Nur an wenigen Stellen des Randes weist ein gehäuftes Vorkommen von *Elphidium hauerinum* (ORB.) in einer Mikrofauna mit ansonsten obersarmatischem Gepräge auf ein Vorhandensein von Mittelsarmat oder zumindest im Obersarmat aufgearbeitetes Mittelsarmat hin.

Ansonsten überwiegt die kennzeichnende, einheitliche, normal- bis großwüchsige Fauna des Obersarmat (Taf. 23). Sie ist nicht sehr artenreich, dafür umso individuenreicher. Zum Unterschied vom randferneren Bereich ist sie stets versteinert. In den Vordergrund tritt eine Gruppe von Elphidien bestehend aus: *E. rugosum* (ORB.), *E. obtusum* (ORB.), *E. cf. aculeatum* (ORB.) und *E. listeri* (ORB.). Durch die besondere Häufigkeit der Elphidien, unterscheidet sich die obersarmatische Mikrofauna des Randbereiches und randnäheren Beckenbereiches von der Beckenfazies, in der *Nonion granosum* überwiegt. Dieses ist meist aber auch hier verlässlich vertreten; *Rotalia beccarii* (L.), *Bolivina „sarmatica“*, und Milioliden sind nicht selten. Von den ebenfalls recht kennzeichnenden Ostracoden ist *Aurila notata* (Rss.) ziemlich häufig und meist groß. Dazu treten immer wieder die Arten *Leptocythere* sp., *Xestolebris tumida* (Rss.), *X. sp.* und div. Loxococonchen. *Hemicytheria omphalodes* (Rss.) kommt vereinzelt vor.

Nur in Mikroproben wurden häufig Vorkommen von *Spirorbis helici-formis* (EICHW.), *Spirorbis spirorbis* (L.) und seltener *Sp. commutatus* (ROV.) festgestellt. In Menge liegen Otolithen und Fischreste, besonders Zähnen, vor. Nubecularien sind anscheinend immer an Kalk gebunden und fehlen in Mergeln.

Wie im Untersarmat, so bauten auch im höheren Sarmat riffbildende Organismen in der Randzone Gesteinspartien auf. Möglicherweise steckt hin und wieder in denselben Mittelsarmat, vom größten Teil ist jedoch obersarmatisches Alter erwiesen.

Als Gesteinsbildner treten wieder Bryozoen und Algen mit meist flächigem Wachstum in den Vordergrund. Unter den Bryozoen nimmt *Schizoporella montifera* ULLRICH und BASSLER eine führende Stellung ein. In schichtiger, krustenförmiger Aufeinanderfolge bildet sie metermächtige Riffe. Wie bereits erwähnt, ist diese Art im Schwarzmeerbereich riffbildend im Bessarab (Mactraschichten + Verarmungszone nach A. PAPP 1954). C. A. BOBIES fand sie nur im österreichischen Untersarmat in Form der von ihm aufgestellten Unterart *Schizoporella montifera austriaca* BOB. Er wies jedoch bereits auf die Wahrscheinlichkeit einer Verbreitung dieser Art bis ins untere Bessarab, vielleicht in Gestalt der ursprünglichen Spezies ULLRICHs und BASSLERs, hin. Neben dieser Form kommen noch andere, darunter *Cryptosula terebrata* (SINZ.), vor. Letztere Art hat also zwar im Untersarmat ihre stärkste Verbreitung, ist jedoch nicht auf dieses beschränkt. Knollige Bryozoenkolonien findet man nur an wenigen Stellen,

Hydroides pectinata (PHIL.) ist auch im Obersarmat häufiger Begleiter der Bryozoen.

Neben Bryozoen betätigten sich auch Kalkalgen als Gesteinsbildner. E. KAMPTNER (1942) beschrieb beispielsweise aus dem Oolith von Wolfsthal zwei Corallinaceenarten, *Lithophyllum sarmaticum* KAMPTNER und *Melobesia* (*Litholepsis*) *carnuntina* KAMPTNER. In den Gesteinen des Obersarmat sind Algen teils allein vertreten (heller, zum Teil bräunlicher, sehr spröder Kalk), teils bildet er ein Geflecht mit Bryozoen. Im Dünnschliff ist dann neben den Fäden und Schleiern der Algen auch die netzförmige Struktur der Bryozoen zu erkennen. In diesem Geflecht schwimmen vereinzelt oder gehäuft die kleinen, weißen, knolligen Gebilde von *Nubecularia novorossica nodula* KARR und SINZ.

Nach A. PAPP (1955) ist deren Vorkommen vom Vorhandensein bestimmter, feinästiger Algentypen, die dann ringförmig umwachsen werden, abhängig. Die Dimension der Nubecularien ordnet sich in die Größenverhältnisse der Formen von Wiesen ein, womit sie ebenfalls kleiner als die des Bessarab im Euxinischen Becken sind. Die Nubecularien erwiesen sich als ausgezeichnetes stratigraphisches Hilfsmittel, da sie auch in fossilarmen Kalken und teilweise auch in kalkig-klastischen Sedimenten zumindest in Einzelexemplaren auftreten. Nach A. PAPP ist die Verbreitung der Nubecularien auf obere Ervilienschichten und Mactrenschichten beschränkt.

In diesem Lebensraum existierte auch eine individuenreiche Molluskenfauna, wobei die Bivalven stets in der bereits im Untersarmat beobachteten Weise umschlossen sind. Besonders häufig scheint *Modiolus incrassatus incrassatus* (ORB.) und stellenweise nicht minder häufig *Irus* (*Paphirus*) *vitalianus* (ORB.) auf. Auch Ervilien und Cardien kommen vor. Von den Gastropoden bevorzugten Calliostomen, seltener Pirenellen diesen Lebensbereich.

Die Entstehung der Bryozoen-, Algen- und Nubecularienkalke setzt seichtes, ruhiges Wasser (geschützte Küste) voraus und bevorzugt sandigen Boden (C. A. BOBIES 1957, A. PAPP 1955). Die häufig im Gestein enthaltenen Molioliden (einschließlich der Nubecularien) weisen auf wärmeres Wasser hin.

Die an sich artenarme, aber individuenreiche Molluskenfauna der Obersarmatsedimente (Taf. 23) enthält allgemein eine Reihe stratigraphisch wertvoller Formen, mit denen auf Grund der Molluskengliederung nach A. PAPP 1952 eine mühelose Einstufung in „obere Ervilienschichten“ und in einem Fall „Mactraschichten“ erfolgen konnte. Dabei war das Auftreten von Calliostomen der Formengruppe *C. poppelacki* — *C. podolicoformis* (A. PAPP 1958) von Bedeutung. Bei den Cardien sind neben dem häufigen, stellenweise in Pflastern auftretenden *Cardium vindobonense vindobonense* (PARTSCH) besonders breitgerippte Arten, wie *C. latusulcum latusulcum* MÜNST. und *C. latusulcum nexingense* PAPP, bezeichnend. Zufolge seiner Häufigkeit wichtig ist außerdem *Irus* (*Paphirus*) *vitalianus* (ORB.) mit seiner größeren, höhersarmatischen Varietät. *Mactra vitaliana eichwaldi* LASK. neigt ebenfalls bereits zu größerem Wachstum. Neben diesen Formen trifft man in wechselnder Häufigkeit *Modiolus*, *Ervilia*, *Irus*, *Pirenella*, *Cerithium* u. a. Das Auftreten von *Congerina soceni soceni* JEK. dürfte ausübende Einflüsse anzeigen.

An manchen Stellen wurden Mollusken lumachelleartig zusammengeschwemmt, so daß sich das Gestein nur aus Steinkernen und Abdrücken von Mollusken, hauptsächlich *Modiolus incrassatus incrassatus* (ORB.) und *Cardium vindobonense vindobonense* (PARTSCH), zusammensetzt.

3. Pannon

Randferne und randnahe Fazies

Die vorliegende Ostracodenfauna (Taf. 24) läßt ein Vorhandensein der Zonen B—D nach A. PAPP erkennen. In diesem Schichtpaket kann ein tieferer Anteil, umfassend Zone B und tiefere Zone C, abgetrennt werden von einem höheren Anteil mit höherer Zone C und Zone D. Als Grundlage hiezu dienen vor allem die durch K. KOLLMANN 1960 bearbeiteten Cytherideinae, die Hemicytheren und einzelne Cyprididae.

Die tiefere Schichtgruppe ist gekennzeichnet durch das häufigere Auftreten von *Eucypris? auriculata* (Rss.), Angehörigen der Verwandtschaft *Erpetocypris abscissa* (Rss.) und *E. recta* (Rss.) sowie etlichen Candonen. Dazu treten in anderen Proben *Cyprideis pannonica* (MEH.), *C. heterostigma major* KOLLM., *Hemicythere hungarica* (MEH.), *H. lörentheyi* (MEH.), ein Vorläufer von *H. folliculosa* (Rss.) u. a.

Die höhere Schichtgruppe beginnt zum Teil fossilarm oder fossilleer, zum Teil ist eine Fauna vorhanden, die sich zusammensetzt aus der bereits selteneren *Eucypris? auriculata* (Rss.), Angehörigen der bereits oben genannten Arten von *Erpetocypris*, Candonen, *Cyprideis macrostigma ventricosa* KOLLM., *C. macrostigma macrostigma* KOLLM., *C. heterostigma major* KOLLM., einem Vorläufer von *Hemicythere folliculosa* (Rss.) u. a. Diese Fauna gehört noch der Zone C an. Die charakteristischen, meist reichhaltigeren Vergesellschaftungen der Zone D enthalten mit Ausnahme von *Cyprideis macrostigma ventricosa* KOLLM. dieselben Cyprideisformen wie in Zone C bei häufigem Hinzutreten von *Cyprideis heterostigma sublittoralis* POK. Unter den Hemicytheren ist vor allem die typische *H. folliculosa* (Rss.) zu finden. *Eucypris? auriculata* (Rss.) ist nur mehr selten anzutreffen. Unvermindert bleiben Arten des Formenkreises *Erpetocypris abscissa* (Rss.) und *E. recta* (Rss.), diverse Candonen, von denen anscheinend besonders spitze Formen der Untergattung *Pontonella* in den Vordergrund treten. Stets vertreten sind *Candona mutans* POK., dreieckige Formen der Verwandtschaft *C. fossulata* POK. und trapezförmige Formen der Untergattung *Lineocypris*. An einigen Stellen zeigen Formen durch starke Ähnlichkeit mit *Cyprideis heterostigma obesa* (Rss.) Anklänge an das höhere Mittelpannon (Zone E). Die in dieser Zone zu erwartende Fauna mit den typischen Formen von *C. heterostigma obesa* (Rss.), *C. heterostigma heterostigma* Rss. und *Hemicythere brunnensis* (Rss.) usw. wurden nicht beobachtet.

Makrofauna (Taf. 24) ist nur in verfestigtem Sedimentmaterial und daher nur in Form von Steinkernen und Abdrücken enthalten. Die Bestimmung war auf Grund dieser Erhaltungsform oft nicht leicht, und ich danke Herrn Prof. Dr. A. PAPP für die stets freundliche Unterstützung dabei.

Die tiefsten Ablagerungen des Pannon (Zone B) enthalten sehr zahlreiche Umlagerungen aus dem Obersarmat. Die Abgrenzung zu diesem

ist daher nicht leicht, besonders wo ausgesprochene Elemente des Pannon fehlen. Durch Mikrofauna als Unterpannon festgelegte Schichten enthielten *Melanopsis impressa* KRAUSS und *Congeria soceni soceni* JEK. neben umgelagerten Sarmatformen. Wahrscheinlich sind beide Arten hier autochthon. Ausgeschlossen ist jedoch nicht, daß sie auch in den oberen Sarmatanteilen als durch hangende Aussüßung bedingte Faunenelemente enthalten sind. Sicher unterpannonen Alters ist *M. impressa* KRAUSS in jenem Fundpunkt, wo sie zusammen mit *Congeria ornithopsis* BRUS. vorkommt.

In höheren Schichten tritt eine andere, sehr kennzeichnende Fauna auf. Von den Melanopsiden waren immer wieder die großen Formen von *M. ex gr. fossilis* (MART., GMELIN), ferner *M. vindobonensis vindobonensis* FUCHS, *M. rugosa* HANDM., seltener *M. pygmaea pygmaea* M. HOERN. und *M. cf. senatoria* HANDM. zu finden. Unter den Congerien herrscht die scharf gekielte *Congeria ramphophora vösendorfensis* PAPP vor. Seltener scheinen *C. spatulata* PARTSCH, *C. neumayri* ANDR. u. a. auf. Die Limnocardien sind durch das häufige *Limnocardium conjugens* (PARTSCH), durch *L. cf. edlaueri* PAPP und die großen, breitgerippten Formen der Gruppe *L. böckhi* (HALAV.) oder *L. schedelianum* (PARTSCH) (genaue Artfixierung infolge stets unvollständiger Wirbelregion nicht möglich) und durch eine enggerippte Art der Gruppe *Limnocardium promultistriatum* JEK. und *Didacna deserta* (STOL.) vertreten.

Diese Fossilgemeinschaft dürfte einem einheitlichen, stratigraphisch schmalen Niveau angehören, dessen genaue Festlegung einige Schwierigkeiten bereitet. Dies hauptsächlich wegen der bestehenden Unsicherheit in der Parallelisierung der Entwicklung der Fauna des Wiener Beckens und dessen Randbereiches vor allem an der Grenze zum ungarischen Raum. In Frage kommt der Abschnitt höheres Unterpannon—tieferes Mittelpannon. Schon im Sinne von A. PAPP 1951 besitzt ein Ausschließen der Zone E durch das Fehlen verschiedener zu erwartender Faunenelemente Berechtigung; eine auftretende *Congeria spatulata* PARTSCH weicht durch geringere Schloßlänge von ihrer typischen Unterart ab, und mit *Congeria ramphophora vösendorfensis* PAPP wäre ebenfalls schon vor dieser Zone zu rechnen, da ihre typische kleinere Unterart bereits in Zone C auftritt. Noch weniger ist gegen einen Ausschluß von Zone E einzuwenden, wenn man mit K. KOLLMANN einen Teil der bei A. PAPP als Zone E geltenden Aufschlüsse (z. B. Inzersdorf, Föllig, Stegersbach) in die Zone D versetzt. Im allgemeinen läßt sich daher die Altersstellung der Makrofauna mit der der Mikrofauna in Einklang bringen.

An verschiedenen Punkten, besonders in höheren Schichtanteilen, ist ein Auftreten von Kriechspuren auf den Schichtflächen der Sandsteine zu beobachten. Es sind unregelmäßig verlaufende, oft ein dichtes Gewirr bildende, bis 1 mm breite, wahrscheinlich von Würmern stammende Spuren. Wie auch Rippelmarken und stellenweise sogar Trockenrisse zeigen, handelt es sich hier um Ablagerungen des Seichtwasserbereiches. Limonitisierte Blattabdrücke an Schichtflächen sind nicht selten.

Im Oberpannon dürften auch zum größten Teil Seichtwasserverhältnisse geherrscht haben. An Fossilien liegen nur vereinzelte Splitter von Süßwasserschnecken als Anzeichen sehr weitgehender Aussüßung und zahlreiche Pflanzenabdrücke vor. In einem dunkelgrauen, an kohlgiger Substanz

reichen Ton (Küstensumpfbildung) fand sich ein Fragment einer Unterkiefersymphyse von *Hipparion* sp.

4. Quartär

Der einzige paläontologische, für die Quartärforschung dieses Gebietes wichtige Anhaltspunkt ist die Vertebratenfauna von Hundsheim. Die ersten Funde aus dieser Lokalität, einer Spalte im mesozoischen Kalk, stammen von E. TOULA (1902). In der Folgezeit beschäftigten sich zahlreiche Forscher mit diesem Vorkommen, zuletzt E. THENIUS und H. ZAPFE (1947, 1948). Je nach der Anknüpfung dieser Fauna an die der ungarischen Donauterrassen oder an die von Mosbach in Deutschland wird sie in das Mindel/Riss-Interglazial, möglicherweise auch in ein Mindel-Interstadial (E. THENIUS 1947) oder in das Günz/Mindel-Interglazial (H. ZAPFE 1948 — auf Grund der Bärenpopulation) gestellt.

Nach E. THENIUS handelt es sich beim Hauptteil der Fauna um Elemente der offenen Landschaft, besonders das Nashorn weist auf Steppenbereich hin. Die Faunenreste der Kleinsäuger, die für Flußniederung sprechen, sind wahrscheinlich im Gewölle von Eulen hieher vertragen worden: Bisamspitzmaus, Fischotter usw. Warmes Klima ist vorauszusetzen.

D. Tektonik

1. Tektonisch bedingte Morphologie

Die auffällige, inselförmige Isolierung von Bergen und Berggruppen am Südrand der Kleinen Karpaten durch dazwischenliegende, in Verlauf und Richtung oft einem System einzuordnende Tiefenfurchen waren immer wieder Gegenstand tektonischer Überlegungen (H. HASSINGER, F. X. SCHAFFER, G. GÖTZINGER, H. LEITER, T. KRÄUTNER, J. STINI, A. PAPP, H. HÄUSLER u. a.).

So kann bereits der Thebener Kogel und das östlich anschließende Gebiet als vom Hauptteil der Kleinen Karpaten getrennt betrachtet werden. In den Hainburger Bergen selbst zeigen neben einem zusammenhängenderen, vom Pfaffenberg bis zum Königswart reichenden Rumpf diese Absonderung der bereits im Torton vom Thebener Gebirge und vom Hundsheimer Berg getrennt gewesene Braunsberg, der durch seine relativ tiefe Lage des mesozoischen Kalkes ausgezeichnete Schloßberg, der durch tektonische Ursache oder vielleicht auch nur durch exogene Gleitvorgänge gemeinsam mit der die Kote 311 tragenden Kalkrippe vom Hundsheimer Berg losgelöst wurde und der zumindest im westlichen Teil auch schon im Torton freistehenden Spitzer Berg. Von den größeren Tiefenfurchen halten in ungefährer Parallelität die Senke von Blumenau, der Donaudurchbruch, die Senke von Hundsheim—Edelstal und nicht zuletzt die Brucker Pforte NW—SW-Erstreckung mit Abweichungen in E—W-Richtung bei. Die Entstehung dieser Senken mag zwar erosiver Art sein, verursacht wurde sie jedoch sicherlich durch tektonische Vorgänge.

Aber auch kleinere Talungen, besonders im Wolfsthaler Granitmassiv, weisen Parallelitäten auf: westlich Berg zeigen zahlreiche Einschnitte im Granit NNW—SSE-Erstreckung. Diese Richtung entspricht der des Ostabfalles des Granitmassivs zwischen Wolfsthal und Berg. Das breite Tal südwestlich Wolfsthal verläuft ähnlich. Neben dieser Richtung ist auch ein annähernd E—W gerichteter Talverlauf im Granitmassiv zu beobachten. Der Granit spricht auf auch nur geringe tektonische Beanspruchung durch starke kataklastische Veränderung und damit erhöhte Verwitterungsbereitschaft an. Zonen dieser Beanspruchung bieten daher der Erosion besondere Angriffsflächen.

Von tektonischem Interesse ist außerdem der Verlauf der Delle südlich Deutsch-Altenburg mit ihren Verzweigungen, die ebenfalls Parallelitäten zu bestehenden tektonischen Linien zeigt. Sie enthält u. a. die Richtung der noch anzuführenden Brüche bei Regelsbrunn und Wildungsmauer. Auch zwei Dellen bei Petronell laufen diesen parallel. Möglicherweise ist auch der NE—SW-Verlauf der Terrassenränder südöstlich Berg und der NW—SE-Verlauf einiger Dellen um Prellenkirchen nicht rein zufälliger Art.

Zusammenfassend scheint es also, daß sich die Morphologie vielfach nach bestimmten tektonisch vorgezeichneten Linien ausrichtet. Unter diesen dominieren solche mit NW—SE-Richtung mit Abweichungen in die E—W-Richtung. In den angrenzenden Niederungen besteht auch ein NE—SW-System, das ja auch im Wiener Becken (Mitterndorfer Senke, Steinbergbruch usw.) und am Karpathenostabfall zu finden ist.

2. Tektonik am Rand des Wiener Beckens

Der Rand des Wiener Beckens in diesem Abschnitt ist gekennzeichnet durch das Fehlen großer Brüche. Auch im angrenzenden Beckengebiet fehlen solche, wie aus Bohrungen hervorgeht. Die geringmächtigen Schichten liegen flach und ungestört. Erst weiter im Innern des Wiener Beckens ziehen durch Regelsbrunn und Wildungsmauer zwei durch Prof. Dr. K. FRIEDL auf Grund von CF-Bohrungen festgestellte Brüche in NE—SW-Richtung.

Die am Rande vorhandene Tektonik äußert sich am ehesten durch indirekte Anzeichen, wie Zerrüttungszonen, Kluft- und Spaltenbildungen und Thermalitätigkeit mit auf diese zurückzuführenden Inkrustierungen. So ist beispielsweise in den Steinbrüchen des „Strombauamtes“ und der „Hollitzer Baustoffwerke AG“ bei Deutsch-Altenburg Mesozoikum und überlagerndes Torton von Klüften und Hohlräumen durchsetzt, die von braunen und rötlichen, größtenteils limonitischen und kalzitischen Krusten überzogen sind. Wie Messungen zeigten, lassen diese Spalten keine Regelmäßigkeiten im Verlauf erkennen. L. BURGERSTEIN (1882) beobachtete bereits Thermalabsätze in Form von Pyrit-, Gips- und Kalzitkristallen samt limonitischen Zersetzungsprodukten vor allem im nördlichen Abschnitt des Westhanges des Kirchenberges.

Am Südwestabhang des Pfaffenberges wird das Tortonkonglomerat von einer Schar sehr breiter, weithin sichtbarer Spalten durchsetzt, die ungeachtet des Verlaufes des Bergfußes N—S-Richtung besitzen. Dieser

Richtung kommt einige Bedeutung bei der Untersuchung der die Schwefeltherme von Deutsch-Altenburg voraussetzenden tektonischen Verhältnisse zu. Die Anzeichen der Thermaltätigkeit lassen sich nach thermometrischen Untersuchungen in den Brunnenwässern von Deutsch-Altenburg durch L. BURGERSTEIN unabhängig vom alten Gebirgsrand von der Austrittsstelle an in südlicher bis südwestlicher Richtung verfolgen. In der Fortsetzung dieser Linie folgt zunächst die breite Delle in der Petronell—Prellenkirchner Terrasse, die mit ihren Verzweigungen fast bis zum Spitzer Berg reicht. Wie erwähnt, richtet sich der Verlauf dieser Delle vermutlich nach tektonisch vorgezeichneten Linien. Dies wäre ein Hinweis auf eine bis in jüngere Zeit wirksame Tektonik in diesem Bereich. Durch strukturgeologische Methoden (Profil 2, Taf. 20) kommt ein Bruch bei Deutsch-Altenburg kaum zum Ausdruck, so daß auch das Ausmaß der vermuteten Störung nicht sehr groß sein kann.

Daß der Gebirgsrand selbst jedoch nicht ganz bruchfrei sein dürfte, zeigte eine Kanalgrabung südlich des Steinbruches der „Hollitzer Baustoffwerke AG“, wo sich Schotter der Petronell—Prellenkirchner Terrasse leicht bergwärts neigten. Möglicherweise wurde dieser demnach sehr junge Bruch in Bohrung HDA 2 zuunterst angefahren. Die Sprunghöhe kann nur wenige Meter betragen.

Die Strukturborungen im Bereich der Brucker Pforte zeigen dort eine bruchlose Absenkung zum Wiener Becken, die im Torton in einem stärkeren Maße wirksam war als im Sarmat und Pannon.

3. Tektonik am Rand der Kleinen Ungarischen Tiefebene

Obwohl die Absenkung zur Kleinen Ungarischen Tiefebene beckenwärts rasch ein starkes Ausmaß erreicht, ist auch ihre Begrenzung teilweise arm an markanter Bruchtektonik. Diese äußert sich hauptsächlich in dem an die Berggruppe grenzenden Bereich, während die Absenkung längs der Schwelle der Brucker Pforte im untersuchten Bereich ohne Bruchbewegung vor sich ging (Profil 6, 7, Taf. 20). Eine Schar von kleinen Verstellungen ist aufgeschlossen am Ostende des Spitzer Berges. Sie zeigen, daß sie während der Sedimentation des Oberpannon im Zuge des verstärkten Absinkens des benachbarten pannonischen Raumes entstanden sind. Ihre Fallrichtung beträgt $120/75^\circ$. Die Streichrichtung ordnet sich damit der allgemeinen Richtung des Abfalles der Karpaten gegen das pannonische Becken ein. Als Anzeichen dieser Bruchtätigkeit dürfte auch die „Römerquelle“ bei Edelstal zu werten sein. Im N der Donau dürften Mineral- und Thermalquellen von Preßburg, St. Georgen und Bösing eine ähnliche Stellung einnehmen. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dozent Dipl.-Ing. Dr. V. FRITSCH wurde im Bereich der Quelle von Edelstal nach geoelektrischen Messungen bei einer Sondierung bis 1500 m eine hochohmige Zone (3000 Ohm) bei 410 m Tiefe festgestellt, die dem Grundgebirge (Granit?) entsprechen dürfte. Eine weitere Sonde mit 2000 m Meßtiefe südwestlich der Quelle an der Straße nach Prellenkirchen zeigte eine hochohmige Zone bei 850 m Tiefe an. Die hier jedoch wesentlich tiefer liegenden Werte (1200 Ohm) deuten eher auf ein zerrüttetes Grundgebirge (Mesozoikum?) hin, dessen Oberkante jedoch weit höher liegt.

4. Quersenzen im südlichen Karpatenrumpf

Für eine tektonische Anlage der bereits außerhalb des untersuchten Gebietes befindlichen Blumenauer Senke sprachen sich bereits mehrere Forscher, darunter besonders G. GÖTZINGER und H. LEITER, aus.

Daß auch der heutige Donaudurchbruch tektonisch bedingt ist (H. HASSINGER 1918), machen neben seiner auffälligen Richtung auch einige andere Tatsachen wahrscheinlich, wie die häufig kaolinisierte und mylonitische Ausbildung des unter den Donauschottern angebohrten Granits sowie die im Vergleich zum Sarmat-Oolith südwestlich Wolfsthal tiefere Lage des im Donaudurchbruch erbohrten gleichen Gesteins (unter 128 m SH.). Wenn auch der Durchbruch vor allem im W zumindest als Bucht schon im Torton und Sarmat bestanden hat (Leithakalkvorkommen westlich, Sarmatvorkommen östlich Wolfsthal), so hat er seine heutige Form erst in jüngerer Zeit erhalten, wie das Fehlen jeglicher Meeresablagerungen vor allem an der nördlich an die Donau anschließenden Gebirgsrandzone und am markanten, mehr gegen SE zu schwenkenden, nur mehr durch fluviatile Kerben markierten Granitabfall zwischen Wolfsthal und Berg, der ziemlich junger Tektonik seine Entstehung verdanken dürfte, zeigt. Die Felssohle des Donautales selbst besteht, wie Bohrungen zeigen, östlich des angetroffenen Sarmatoolithes ebenfalls nur aus Granit.

Auch die Hundsheimer Senke (Profil 3—5, Taf. 20) dürfte durch eine Senkungszone mit geringer Bruchtätigkeit bedingt sein. Entlang dieser kam ähnlich wie im Donaudurchbruch die Erosion in verstärktem Maße zur Wirkung. Wie aus dem Jüngerwerden der Sedimente von W gegen E an den Rändern ersichtlich ist (Torton im W, Pannon im E), ging die Bildung der Senke schrittweise in dieser Richtung vor sich. Im Zuge der allgemeinen Absenkung des östlich anschließenden Beckengebietes wurde auch der Ostteil der Senke hinabgebogen. Der Nordrand ist, wie aus dem regelmäßigen Eintauchen der Schichten gegen das Innere der Senke erkenntlich ist, frei von nennenswerter Bruchtektonik. Der Südrand könnte, wie das Vorspringen von Resten jüngerer Pannonsedimente gegen W längs desselben nahelegt, von einem Bruch begleitet sein (in den Profilen nur angedeutet), der vermutlich die nach geoelektrischen Messungen tiefe Lage des Grundgebirges mitbedingt und auch mitbestimmend bei der Entstehung der Mineralquelle von Edeltal war.

Eine tektonische Einsenkungszone ohne erkennbare Bruchbegrenzung ist schließlich die Brucker Pforte. Die geringe Sedimentmächtigkeit — die Felssohle liegt in Cf Pa 16 bei 290 m (NN — 119.3 m) — spricht gegen hohe Senkungsbeträge. Der Höhenunterschied von 218 m zwischen dem am Südhang des Spitzer Berges und in Cf P 11 erbohrten Nulliporenkalk wäre wohl tektonisch zu deuten, könnte aber zumindest zum Teil auch auf eine Strandverschiebung zurückzuführen sein. Nach der geradlinigen Grenze des Ober-Pannon südwestlich der Schwelle war die Pforte nicht mehr den jungen Senkungsvorgängen des pannonischen Raumes unterworfen.

Die Entstehung der Brucker Pforte vollzog sich im Rahmen einer den gesamten Gebirgsrumpf betreffenden Entwicklung: Im Gegensatz zum tektonisch hochliegenden nördlichen Anteil der Berggruppe dürfte der südliche in einem Depressionsabschnitt der Gebirgsachse liegen, wie auch schon das Ostschwenken des Mesozoikums am Spitzer Berg zeigte. Die

nur Hangneigung aufweisenden Anlagerungen am Spitzer Berg können zwar keine Aussagen in dieser Richtung machen, aber das Fallen der westlich anschließenden Beckensedimente gegen S zu einer muldenförmigen Vertiefung in der Verlängerung der Hundsheimer Senke und Brucker Pforte mit Einsetzen des im N fehlenden Pannon (Profil 7, Taf. 20) bestätigt ein leichtes Absinken des Gebirges mit seiner näheren Umgebung. Als Periode stärkerer Absenkung könnte neben vortortoner Zeit das höhere Unterpannon und tiefere Mittelpannon herausgegriffen werden.

5. Tektonischer Vergleich zwischen den Anteilen des Wiener Beckens und der Kleinen Ungarischen Tiefebene

Von diesem Grenzbereich zwischen beiden Beckengebieten aus betrachtet, ist ein sehr ausgeprägter Unterschied im tektonischen Werdegang von Wiener Becken mit seinen älteren und Kleiner Ungarischer Tiefebene mit ihren jungen Anlagen festzustellen (Profil 6, 7, Taf. 20). Die stärkste Absenkung des ersteren ist im Torton zu verzeichnen. Besonders das Obertorton nimmt gegen das Beckeninnere stark an Mächtigkeit zu. Sarmat, Unterpannon und tieferes Mittelpannon bleiben im Verhältnis dazu geringmächtig. Höheres Mittelpannon und Oberpannon setzen erst außerhalb des untersuchten Anteiles im Wiener Becken ein. Man kann also annehmen, daß im Sarmat und Pannon in diesem Bereich keine starke Absenkung herrschte. Im vor allem aus der Gegend der Brucker Pforte bekannten angrenzenden Anteil des Pannonischen Raumes dürfte auf Grund des geringmächtigen Torton in Leithakalkfazies der Sedimentationsraum stabilen, schelfartigen Charakter getragen haben. Obertorton und Untersarmat fehlen. Beide Zonen keilen an der Westseite der Brucker Pforte aus. Erst das Vorhandensein eines allmählich mächtiger werdenden Mittel- und Obersarmat läßt auf eine, wenn auch nicht auffällige, Absenkungstendenz schließen, die sich im Unter- und Mittelpannon fortsetzt. Von diesen Schichten hebt sich dann das Oberpannon durch erhöhte Mächtigkeitszunahme infolge starker Absenkung deutlich ab. Diese dauert, wie auch die große Mächtigkeit abgesenkter Quartärschotter weiter im Inneren der Kleinen Ungarischen Tiefebene zeigt, bis in die jüngste Zeit an.

Der entwicklungsgeschichtliche Unterschied zwischen Wiener Becken und westpannonischem Raum spiegelt sich in deutlicher Weise in der Anordnung der Randsedimente in den Hainburger Bergen wider. Während in westlich gelegenen Anteilen des Gebietes Sedimente des Torton und Sarmat, höchstens des Unterpannon meist auf vortertiäres Gebirge transgredieren, trifft man an den östlichen und nordöstlichen Rändern nur Ablagerungen des Pannon, ebenfalls in direkter Anlagerung an vortertiärem Gebirge. Manche Strecken sind überhaupt frei von Meeresablagerungen (Rand Berg—Wolfsthal, Uferzone nördlich der Donau, Karpatenstrand um Preßburg) und sind daher erst seit ganz junger Zeit Randbereich.

6. Bewegungen der Gebirgsachse

Das Vorhandensein von Hebungen und Senkungen des Gebirgsrumpfes wird sehr wahrscheinlich durch die Feststellung von Strandverschiebungen, die im Ausmaß von denen an anderen Rändern des Wiener Beckens abweichen oder dort überhaupt nicht beobachtbar sind. Die Strandver-

schiebungen erreichen fallweise Beträge von über 200 *m*. Absolute Daten über das Ausmaß der Hebungen und Senkungen in diesem Bereich sind kaum genau zu ermitteln, da sicherlich jeweils auch großräumigere Strandverschiebungen mit gleich — oder vielleicht sogar mit entgegengesetzter Tendenz in Rechnung gestellt werden müssen. Durch diese tektonische Labilität der Gebirgsachse ist eine Ähnlichkeit mit dem Leithagebirge gegeben, wo nach A. TOLLMANN (1953) ebenfalls kräftige Bewegungen der Gebirgsachse zu verzeichnen sind.

Der Unterschied zum Großteil der übrigen Rahmenzone des Wiener Beckens äußert sich bereits durch das Fehlen des Untertorton, wahrscheinlich bedingt durch eine Aufwölbung des Gebirgsabschnittes während dieser Zeit.

Der nachgewiesene Höhenunterschied von zirka 210 *m* zwischen dem höchsten (360 *m* SH.) und dem tiefsten Leithakalkvorkommen (150 *m* SH.) läßt auf ein Ansteigen gleichen, bei Berücksichtigung des Vorkommens am Thebener Kogel noch höheren Ausmaßes der mitteltortonen Strandlinie schließen. Die gleichmäßige Verteilung der Vorkommen innerhalb der genannten Höhenspanne schließt eine Verstellung untereinander aus. Dieses hohe Ausmaß legt ein Absinken der Gebirgsachse nahe. Das Oberorton ist tektonisch durch eine auch regional bekannte Hebung gekennzeichnet. Möglicherweise ist in diesen Abschnitt die Bildung der zwischen Mitteltorton und Obersarmat entstandenen Spalten und Klüfte im Leithakalk zu legen, deren Streichrichtung im Sattel östlich des Pfaffenberges in besonderer Häufigkeit bei 000° bis 030°, mit dem Maximum bei 020°, liegen. Untergeordnet streichen sie 090°, 130° und 060°. Klüfte mit Richtung 020° durchsetzen auch den Leithakalk am Südhang des Spitzer Berges.

Als Anzeiger der Bildungstiefe sarmatischer Randsedimente dienen die verbreiteten krustenbildenden Bryozoen und Algen in stellenweiser Gemeinschaft mit Nubecularien. Nach Mitteilung von Prof. Dr. A. PAPP sind krustenbildende Bryozoen allgemein in den Meeren der Gegenwart vorwiegend in Tiefen von 0 bis 10 *m* optimal entwickelt. Ausnahmen reichen bis 50 *m*. Die inkrustierenden Formen des Sarmat dürften ähnlich den rezenten Vertretern Bewohner des Seichtwassers gewesen sein (vgl. C. A. BOBIES 1957). Das Vorhandensein von Algenrasen und das an diese gebundene Vorkommen von Nubecularien setzt ebenfalls nicht zu große Wasserbeckung voraus (A. PAPP 1955). Im Untersarmat beträgt der nachgewiesene Höhenunterschied derartiger Bryozoenvorkommen 130 *m*, woraus man eine Strandverschiebung von mindestens 80 *m* folgern kann (die regellose Verteilung der Vorkommen innerhalb dieser Höhenspanne spricht wieder gegen tektonische Verstellung untereinander). Das Ausmaß dieser Strandverschiebung läßt sich in das bekannte regionale Bild im Wiener Becken einordnen. Eine durch verschiedene Anzeichen wahrscheinlich gemachte Regression im Mittelsarmat dürfte wieder auf eine auch in anderen Küstenbereichen des Wiener Beckens beobachtete Heraushebung der Beckenumrahmung zurückzuführen sein (vgl. WINKLER-HERMADEN 1943). Wie der Höhenunterschied von mindestens 240 *m* zwischen den tiefsten, in 170 *m* SH. und dem höchsten, in 410 *m* SH. liegenden obersarmatischen Bryozoenkalken bzw. Algen- und Nubecularienkalken zeigt, ist auch während des Obersarmat eine starke Verschiebung der Küstenlinie (um mindestens 190 *m*), bewirkt durch ein Absinken der Gebirgsachse, zu verzeichnen. Dabei wurde weder das unter 128 *m* SH. liegende Obersarmat

im Donaudurchbruchstal noch das durch K. KOUTEK und VL. ZOUBEK in bis zirka 450 m SH. kartierte Sarmat am Thebener Kogel berücksichtigt. Die regellose Verteilung des Vorkommens auf die genannte Spanne von 240 m spricht auch hier gegen eine tektonische Verstellung untereinander und stellenweise (Südosthang und Südwesthang des Hexenberges) zeigen die Obersarmatsedimente eine vertikale Verteilung von mindestens 100 m am gleichen Hang. Die im Vergleich zum gesamten übrigen Rand des Wiener Beckens sehr hohe Lage des Obersarmat muß auf eine kräftige Hebung des südlichen Karpatenrumpfes in spät- oder nachsarmatischer Zeit zurückzuführen sein. Das Fehlen der Zone A des Pannon hängt wie überall am Beckenrand mit einer allgemeinen Regression zusammen. Auch die transgressive Zone B läßt sich in das von den übrigen Beckenrändern bekannte Bild einordnen. Die Transgression erfaßt allerdings nur den südlichen Teil der Berggruppe, der nördliche blieb aus der Meeresbedeckung gehoben. Das reichliche Vorhandensein von Sedimenten der Zone C/D läßt auf stärkere Wasserbedeckung als Zeichen einer tieferen Lage der Gebirgsachse im Südteil der Berggruppe schließen. Hinweise auf Strandverschiebungen während dieser Zeit sind zu sehen in der Differenz zwischen den höchstgelegenen Vorkommen dieser Schichtgruppe und Seichtwasseranzeichen (Rippelmarken, Kriechspuren, Trockenrisse) in weit tieferen Höhenlagen. Allein am Spitzer Berg liegt eine derartige Höhendifferenz von 90 m vor. Bei Berücksichtigung höhergelegener Pannonvorkommen an anderen Stellen vergrößert sich diese Differenz beträchtlich. Das Fehlen der Zone E läßt auf eine Hochlage dieses Gebietes während dieser Zeit schließen, die auch im Oberpannon erhalten bleibt. Lediglich der Südwestteil des Gebirges wird hinabgebogen. Im Falle einer Altersgleichstellung hochgelegener Schotter in den Hainburger Bergen mit tiefergelegenen quartären Schottern des Wiener Beckens wäre eine Niveauveränderung anzunehmen, die in einer Hebung ersterer oder Absenkung letzterer bestehen müßte.

Die erwähnten Aufwölbungen und Senkungen des Gebirgsrumpfes müssen, wie das Fehlen markanter tektonischer Linien längs des Gebirges zeigt, ohne erwähnenswerte Bruchttätigkeit vor sich gegangen sein. Die altersmäßige Anordnung der Sedimente vor allem in den westlich angrenzenden Beckenteilen, die in groben Zügen der in der Berggruppe gleicht, spricht dafür, daß bei Bewegung des Gebirges auch dessen nähere Umgebung mitverbogen wurde.

Die Annahme von Bewegungen der Gebirgsachse steht in einem gewissen Widerspruch mit der Deutung bestimmter Abrasionsflächen als Meeresterrassen. Die Wahrscheinlichkeit, daß alte Flächen diese Hebungen und Senkungen überdauerten, ohne daß sich Differenzen in der Höhenlage zueinander und zu ungefähr gleich hohen und als gleich alt geltenden Verebnungen am Westrand des Wiener Beckens einstellten, ist nicht sehr groß.

E. Geomorphologie

1. Tertiäre und ältestquartäre (?) Landschaftsformung

Das bereits vor dem Torton besonders im westlichen Teil in mehr oder weniger isolierte Stöcke und dazwischenliegende Tiefenfurchen aufgelöste

Gebirge wurde während des Jungmiozän und älteren Pliozän immer wieder durch eindringendes Meer in eine Küsten- und Insellandschaft umgewandelt. Brandungstätigkeit gestaltete die Landschaft weiter aus. In Perioden des Landzustandes kam es zu Erosionen, die manchmal ziemlich starke Ausmaße annehmen konnten. Im Bereich harten Küstengesteins (mesozoischer Kalk) wurde dadurch immer wieder das alte Relief aus der Sedimenthülle soweit es von solcher umgeben war, herausgeschält. Im Bereich weichen Gesteins (Granit, Schiefer) wurden neue Talformen angelegt. Der östlichere Teil des Gebirges unterscheidet sich bis zum Pliozän durch eine wahrscheinlich höhere, außer im Obersarmat über dem Strandbereich gelegene Position. Wahrscheinlich hat das Gebirge noch viel weiter nach Osten gereicht und eine eventuelle jungmiozäne Küste des westpannonischen Beckengebietes ist, durch junge Bewegung abgesenkt, weiter im Osten in der Tiefe zu suchen. Vor der Aufschüttung der jüngstpliozänen und ältestquartären Schotterdecke muß das Grundgebirgsrelief, soweit es nicht ohnehin bis zur damaligen Landoberfläche reichte, von Sedimenten mindestens bis zu dieser Höhe erfüllt gewesen sein. Im Laufe des Quartär wurde es wieder zu einem großen Teil ausgeräumt, wodurch heute ein in vielen Zügen lange schon bestehendes Relief freiliegt.

Wichtige Marken innerhalb dieser morphologischen Entwicklung sind die vorliegenden Verebnungen und Terrassen (Taf. 21). Eine Erhaltung solcher aus der Zeit der Meeresbedeckung ist nur in wenigen Fällen als wahrscheinlich anzunehmen. Dazu dürften die höchsten in der Berggruppe vorhandenen Flächen zu zählen sein. Sie erstrecken sich in zirka 410 m SH. am nördlichen Ostabhang des Hundsheimer Berges und am Hexenberg. An beiden Stellen sind auch die von dieser Kerbe stammenden, durch Mollusken als zum Obersarmat gehörig festgelegten Brandungssedimente vorzufinden.

Die nächsttiefere Verebnung mit der Kote 354 nordöstlich Hundsheim ist fluviatiler Entstehung und dürfte daher bereits dem Zeitabschnitt jüngerer Pliozän—ältestes Quartär angehören. Möglich wäre es, daß die in ähnlicher Höhenlage liegenden Gipfelbereiche des Königwartes und Braunsberges Verebnungsreste gleichen Alters sind.

Die bedeutendste, landschaftsbestimmende, zum Teil schotterbedeckte Verebnungsgruppe liegt im Höhenbereich von 280 bis 320 m. Ihr gehört der Schotterzug nördlich Prellenkirchen bis östlich Hundsheim an, verschiedene Verebnungsflächen ähnlicher Höhenlage innerhalb des Granitmassivs Wolfsthal—Berg, die Schotter am Teichberg, verschiedene, an einer Stelle auch Schotter führende Verebnungen westlich davon, einige flurentragende Kuppen am Osthang des Hundsheimer Berges mit einem Schottervorkommen, der Schloßberg, eine Fläche am Braunsberg und der einst ebenfalls schotterbedeckte Pfaffenberg und Spitzer Berg.

Das geradlinige und diskordante Hinweggreifen dieses Horizontes sowohl über neogene Schichten einschließlich des Oberpannon als auch über vortertiäres Gebirge sowie die vom Oberpannon völlig abweichende Verbreitung und Beschaffenheit der Sedimente lassen sie als nachpannonen Horizont erkennen und in einen dem Oberpliozän oder Ältestquartär angehörigen Zeitabschnitt einordnen. Gegen tortone, sarmatische oder pannone Anlage der Verebnung dieser Höhenlage im Granitgebiet spricht außerdem, daß, abgesehen von dem kleinen Vorkommen sarmatischen Oolithkalkes am Teich-

berg, das jedoch keineswegs ein Abrasionssediment darstellt, nirgends auch nur Reste entsprechender Strandablagerungen zu finden sind, die bei einer derart gewaltigen Abhobelung einer ganzen Landschaft durch Brandungstätigkeit angefallen sein müßten. Bei fluviatiler Entstehung der Flächen ist das Fehlen derselben verständlich. Auch wäre der Granit in der Beschaffenheit, wie er in den Hainburger Bergen vorliegt, gar nicht imstande, ältere Flächen zu erhalten, da er infolge seiner Verwitterungsbereitschaft erosiver Beanspruchung wenig standhält. Das zeigen besonders die tiefen Talungen, die das Granitmassiv zerschneiden und die sehr jung sind, da in ihnen keinerlei neogene Sedimente zu finden sind. Im N der Hundsheimer Senke bleiben beispielsweise die härteren sarmatischen Kalke als morphologische Erhebung erhalten, während der Granit als ursprünglich höher gelegenes Küstengestein zum Teil tiefer liegt, stark abgetragen und zertalt ist.

Die Verebnungen des Pfaffenberges, Spitzer Berges und Braunsberges geben sich sowohl durch dieselbe Höhenlage als auch durch das Vorhandensein von Schottern als gleichaltrig mit dem erwähnten Horizont zu erkennen. Eine weitere, allerdings auf den Pfaffenberg und höchstens Braunsberg einzuschränkende Deutungsmöglichkeit ist die Annahme einer tortonen Anlage beider Verebnungen (H. KÜPPER 1955 und 1958).

Als Hinweise für eine tortone Anlage der Hochfläche des Pfaffenberges können grobe, mächtige tortone Brandungssedimente an den Hängen desselben anzusehen sein, die an der Nordostseite bis nahe an die Hochfläche reichen. Eine ähnliche Höhe nehmen die Leithakalke im Sattel östlich davon ein. Ihre Oberkante zur Zeit des Sarmat ist durch die Auflagerungsfläche sarmatischer Sedimente bei 300–330 m markiert. In weiterer östlicher Fortsetzung erreichen allerdings klastische Tortonsedimente und Löcher von tortonen Bohrmuscheln am mesozoischen Kalk eine Höhe von 340 m, und das höchstgelegene Torton überhaupt liegt bei 360 m SH. (NE-Seite des Hundsheimer Berges).

Der Braunsberg besitzt zwei verschieden hohe Flächen. Die höhere liegt in dem bereits erwähnten Gipfelbereich bei 344 m, die tiefere bei 320 m und entspricht damit der Höhe des Pfaffenberges. Altershinweise liegen bei keiner der beiden Flächen vor.

Bei der langgestreckten Hochfläche Spitzerberg—Steinberg ist eine tortone Anlage weniger wahrscheinlich. Wohl liegen Tortonsedimente vor, doch tragen sie nicht den ausgesprochen grobklastischen Charakter wie am Pfaffenberg. Auch sind sie auf den Westabschnitt beschränkt und reichen bis höchstens 230 m, in welcher Höhe sie am westlichen Südhang auch eine kleine Plattform bilden dürften. Wenn, wie bereits festgestellt wurde, die Gebirgsachse in Richtung Brucker Pforte absinkt, dann müßte, wie auch die tiefe Lage der Tortonoberkante am Spitzer Berg tatsächlich nahelegt, eine tortone Verebnung im S der Berggruppe viel tiefer liegen als im N derselben.

Spuren des Sarmat- und Pannonmeeres sind an den Hängen des Spitzer Berges bis fast zur Hochfläche feststellbar. Die Brandungstätigkeit im Sarmat und Pannon konnte jedoch, wie aus der Ausbildung der Ablagerungen hervorgeht, nicht allzu landschaftsformend gewesen sein. Dies gilt vor allem für das Pannon, das wohl stellenweise klastisch, ansonsten feinsandig-kalkig entwickelt ist und in dieser Form im Relief des Kalkes, wenn auch oft nur mehr in Resten, haftet. Der Pfaffenberg und nördlichere Äquivalente

derselben Formengruppe waren, wie die Verbreitung der Sedimente zeigt, überhaupt nicht dem Pannonmeer ausgesetzt. Das geht außerdem aus dem Fehlen auch der geringsten Anzeichen von im Relief des Kalkes klebenden, auch bei weitgehender Erosion noch erkennbaren Resten von Pannon-sedimenten hervor. Mit dieser Feststellung ist die Annahme „pontischer“ Terrassen wie an anderen Stellen des Beckenrandes (BÜDEL 1933) auch in diesem Gebiet kaum aufrechtzuerhalten.

Zusammenfassend steht hier einer Deutung des Pfaffenberges (327 m), Braunsberges (320 m) und Spitzer Berg (290 m) als tortone Formen, zeitlich äquivalent denen des Bisambergs (360 m), der Nußbergterrasse (330 m) und der Richardshofterrasse (369 m) am Westrand des Wiener Beckens (H. KÜPPER 1955, 1958) die Auffassung gegenüber, daß es sich hier um junge (jüngstpliozäne—ältestquartäre) oder zumindest um jungüberprägte Flächen handelt, die gleichaltrig sind mit den im östlichen Teil des Gebietes festgestellten jungen Schottern und Verebnungen.

Erstere Deutung würde voraussetzen, daß die Rahmenzone des Wiener Beckens und damit auch die diese begleitende Randform („Großform“) seit dem Miozän kaum durch tektonische Bewegung verstellt und verbogen wurde, letztere würde, da sie nicht zur Annahme eines starren Beckenrandes verpflichtet, eher mit den beobachteten Hebungen und Senkungen des südlichen Karpatenrumpfes in Einklang zu bringen sein, auf die besonders die in diesem Gebiet beobachteten Strandverschiebungen und vor allem die hohe Lage des Obersarmat zurückgeführt werden können.

Die Schottervorkommen am Teichberg und nördlich Edelstal erhielten im Laufe der Erforschungsgeschichte folgende Alterszuordnung: Auf der Karte von D. STUR (1891) wurden sie als „Belvedere-Schotter“ aus-
geschieden. H. HASSINGER (1918) hielt sie für älter als Pliozän (im alten Sinn). Er ließ jedoch die Möglichkeit jüngeren Alters infolge einer tektonischen Niveauperänderung offen. T. KRÄUTNER (1923) äußerte sich gegen fluviatile Entstehung der Schotter und stufte sie in hangendes Pannon ein. E. v. SZADÉCKY-KARDOSS (1938) bezeichnet sie als „Prälaaerberger Schotterhorizont“. A. WINKLER-HERMADEN (1957) übernahm diese Ansicht und sah in ihnen ein Äquivalent der „Roten Lehmserie“ im nördlichen Wiener Becken und der dazischen Schottern in den jungen Hauptabsenkungsgebieten des Wiener Beckens. Im Zusammenhang mit der Betrachtung über das Alter der „Roten Lehmserie“ am Hungerberg wies J. FINK (1958) auf verschiedene Sedimente, darunter die Schotter in den Hainburger Bergen, hin, die seiner Ansicht nach weit vor dem Günz abgelagert wurden, jedoch noch als pleistozäne Bildungen anzusehen sind. Neuerdings neigt J. FINK (1960) dazu, sie als Reste des Pliozän zu deuten. Dabei erfährt auch im Zusammenhang mit der neuen Einstufung des Laaerberg- und Wienerberg-niveaus in Pleistozänabschnitte vor dem Günz die Parndorfer Platte eine Rückverlegung, da J. FINK in derselben ein Verschmelzen von Laaerbergterrasse bis Arsenalterrasse vermutet.

Aus den geologischen Gegebenheiten des Gebietes ist eine stratigraphische Einengung der hochgelegenen Schotter nur auf einen Zeitabschnitt, der zwischen Oberpannon und der Zeit vor der Einbettung der Vertebratenfauna von Hundsheim liegt (Interglazial Günz/Mindel oder Mindel/Riss), möglich. Die Spalte liegt nämlich mit einer Höhe von 260 bis 270 m tiefer als der erwähnte Horizont.

Somit ist eine jungpliozäne oder ältestquartäre Entstehung anzunehmen. Die Möglichkeit ersterer ist durchaus gegeben. Die Stellung innerhalb des Pleistozän bei Annahme letzterer wäre am ehesten dadurch zu deuten, daß die Schotter einem Pleistozänabschnitt vor dem Günz (etwa „Donau-eiszeit“ im Sinne von H. VETTERS 1927, B. EBERL 1930, W. H. ZAGWIJN 1957 u. a.) entstammen, sei es, daß sie damit einem dem Laaerberger Horizont äquivalenten oder einem höher als dieser gelegenen Horizont angehören. Anzeichen einer Hebung von Schottern (J. STINI 1923), wie sie die Annahme von Laaerbergterrasse erfordern würde, sind jedoch nicht zu beobachten. So verläuft z. B. die sicher älterquartäre Terrasse von Petronell—Prellenkirchen weit aus dem Ebenenabschnitt kommend ohne Höhendifferenz den Gebirgsabschnitt entlang. Hingegen muß die Möglichkeit eines über dem Laaerbergniveau liegenden Pleistozänhorizontes offenbleiben. Ein Parallelfall läge im Bereich der Kremsfeldschotter im Sinne von R. GRILL 1956 (nicht jedoch von J. FINK 1960) vor.

Ein wesentlicher Schritt zur Klärung der Stellung der höheren Terrassen dieses Gebietes wäre eine Untersuchung der östlich an den Wiener Bereich anschließenden höheren Terrassen, u. a. besonders im Arbestaler Hügelland, unter besonderer Berücksichtigung der aus diesem Bereich vorliegenden zahlreichen Bohrungsergebnisse.

Die nächsttiefere, 230—260 m hoch liegende Flächengruppe, der das Gebiet südlich und südöstlich Wolfsthal und möglicherweise die Plattform in 230 m SH. am Nordostabfall des Wolfsthaler Granitmassivs angehört, gibt sich durch ihr Hinweggreifen über Granit, Sarmat und Pannon und durch ihre stellenweise Schotterbedeckung ebenfalls als jung entstanden zu erkennen. In welcher altersmäßigen Beziehung sie zur Vertebratenfauna von Hundsheim steht, läßt sich infolge ihrer Beschränkung auf den genannten und ihres Fehlens im Hundsheimer Bereich schwer feststellen. Ein rein höhenmäßiger Vergleich läßt im Hinblick auf die bereits erörterte Ökologie der Hundsheimer Fauna die Flächengruppe eher als älter, höchstens als gleich alt vermuten. Möglicherweise durch Tektonik, vielleicht aber auch nur durch Erosion bedingt, neigen sich einzelne Flächenanteile dieser Einheit gegen ein breites NNW—SSE verlaufendes, bei Wolfsthal aus dem Granitmassiv austretendes Tal. Neben Anzeichen tektonischer Ursache der Schiefstellung (s. S. 310) spricht die horizontale Lagerung des Ooliths in den „Herrschaftssteinbrüchen“ gegen eine solche. Der buchtartige Umriß der Verebnungsgruppe ist möglicherweise durch Schlingenbildung oder eine seenartige Erweiterung des Flußverlaufes bedingt. Für die Deutung der Herkunft von Lokalgeröllen dürfte zumindest zum Teil ein Einzugsgebiet aus dem Bereich der übrigen Kleinen Karpaten anzunehmen sein.

Ähnlich verhält es sich auch mit den Lokalgeröllen auf den beiden höheren fluviatilen Flächengruppen.

2. Quartäre Landschaftsformung

Ausschließlich im Verbreitungsgebiet des Oberpannon der randlichen Ungarischen Tiefebene liegen in isolierter Stellung ohne höhenmäßige Äquivalente die Schotterreste mit Oberkante von 190 bis 220 m nordöstlich und südöstlich Edelstal. Die an der Basis der Schotter beobachteten Blöcke lokalen Gesteins könnten auf eiszeitlichen Transport

zurückzuführen sein. Hauptsächlich die Annahme einer von der Parndorfer Platte abweichenden Fließrichtung (die in einer, wenn auch anderen Form zu bestätigen ist) und die festgestellte Verschiedenartigkeit in der perzentuellen Zusammensetzung der Schotter läßt E. v. SZADÉCKY-KARDOSS in ihnen einen „Prälääberger Horizont“ erkennen. Eine endgültige zeitliche Zuordnung der Schotterkuppen hängt von einer solchen der Petronell—Prellenkirchner Terrasse ab. Bei deren Einstufung in das Arsenalniveau (s. unten) wäre eine Zugehörigkeit der Schotterkuppen zur Wienerberg- oder Lääbergterrasse auf Grund der Höhendifferenz in Erwägung zu ziehen. Ob sie an andere in höherer oder tieferer Position liegende Flächen anzuknüpfen sind, muß unsicher bleiben.

Die Gesteinsarten der an der Basis der Schotter gefundenen lokalen Blöcke lassen sich schwer mit einer von E. v. SZADÉCKY-KARDOSS auf Grund der Schrägschichtung angenommenen nördlichen Fließrichtung vereinbaren und legen einen Flußverlauf durch die Thebener Pforte nahe. Die Hundsheimer Senke sperrte ein höher gelegener Pannonriegel ab.

Als morphologisch am deutlichsten hervortretende, weit stromaufwärts verfolgbare Schotterfläche erweist sich die Petronell—Prellenkirchner Terrasse mit den gleich hohen Schotterresten und Kerben an der N- und E-Seite der Hainburger Berge als Angelpunkt bei der Klärung der Entwicklungsgeschichte der Terrassen dieses Raumes. Folgende Altersdeutungen liegen vor: D. STUR (1891), H. BECK und H. VETTERS (1902, 1903) verzeichneten sie als Belvedere-Schotter. H. HASSINGER (1905, 1918) sowie G. GÖTZINGER und H. LEITER (1914) ordneten sie der Arsenalterrasse zu. E. v. SZADÉCKY-KARDOSS (1938) stellte sie ebenfalls in das Arsenalniveau, trennte sie jedoch von der Parndorfer Platte, die er als Lääbergterrasse bezeichnete. Die tiefe Lage der Lääbergterrasse begründete er mit einer bereits hier wirksamen Absenkung des Kis-Alfölds. H. KÜPPER (1953) vermutete auf Grund eines beobachteten Ansteigens der Höhenpunkte von Lääbergterrasse und Stadterrasse im Gebiet von Schwadorf und der Betrachtung der synoptischen Darstellung der Donausohle von Nußdorf bis Theben, daß sie gemeinsam mit der Parndorfer Schotterplatte eher an die Stadterrasse als an die Arsenalterrasse anzuschließen sei. Bei J. FINK (1955) wurde sie in der „Morphologischen Karte des Marchfeldes und seiner Umrahmung“ als zu den Terrassen westlich Seyring gehörig vermerkt. A. TAUBER (1959), der sich jedoch auf die Parndorfer Platte beschränkte, setzte diese der Lääbergterrasse gleich, wobei er zwischen Parndorf und dem südöstlichsten Anteil der Platte ein Absinken von 187 m auf 150 m SH. verzeichnete und dieses tektonisch begründete. P. SZABO (1959) schloß auf Grund von Schwermineralanalysen auf eine Verschiedenartigkeit in der Herkunft der Sedimente der Parndorfer Platte und der Petronell—Prellenkirchner Terrasse. Erstere schrieb er der Leitha zu, letztere der Donau. Die neuere, jedoch nur die Parndorfer Platte betreffende Annahme von J. FINK (1960) vermutet in derselben ein Verschmelzen der Schotterhorizonte Lääbergterrasse bis Arsenalterrasse.

Mag auch unsicher sein, inwieweit die Petronell—Prellenkirchner Flur von der Parndorfer Platte zu trennen ist (sowohl Oberkante als auch Mächtigkeit stimmen nördlich und südlich der Leitha im untersuchten Gebiet überein), einige Wahrscheinlichkeit besitzt auf alle Fälle die Annahme, daß die Petronell—Prellenkirchner Terrasse dem Arsenalniveau

entspricht. Dies zeigt u. a. ein Ausblick auf die bei Schloß Petronell 160 *m* hoch, weiter im Osten wenige Meter tiefer liegende, sichere Gänserndorfer Terrasse und auf die 169 *m* hohe Schloßhofer Platte nördlich der Donau, die ziemlich sicher als ein Äquivalent der Terrasse westlich Seyring gelten kann (mündliche Mitteilung von Prof. H. MAJDAN). In beiden Fällen entsprechen die Höhendifferenzen den im Wiener Bereich beobachteten Größenordnungen. Ob Schotter des Wienerberger oder Laaerberger Horizontes in dieser Terrasse enthalten sind, steht in Frage, zumal die erwähnten Schotterkuppen bei Edelstal diesem Niveau angehören könnten.

Allgemein läßt sich die Frage eines indirekten Einflusses des großen Senkungsfeldes der Kleinen Ungarischen Tiefebene auf den Ablauf der Aufschotterung nahe der Mündung nur in einem größeren Rahmen beantworten. Mit dem Standpunkt einer tiefen Lage von Laaerbergsschottern in Form einer Verschmelzung oder eines Konvergierens mit Arsenalterrasse als Folge einer direkten Auswirkung junger Absenkungstendenz sind die vorliegenden geologisch-tektonischen Voraussetzungen, die sich sehr wahrscheinlich in abgeschwächter Form im Quartär widerspiegeln, schwer zu vereinbaren. Diese sind gekennzeichnet durch das Vorhandensein einer markanten Linie, die vom Ostteil des Steinberges über Prellenkirchen und Deutsch-Haslau gegen SW verläuft. Längs dieser die Schwelle der Brucker Pforte markierenden Linie gibt sich durch das Einsetzen des mächtiger werdenden Oberpannon die starke, im Bereich dieser Terrassen jedoch noch allmähliche und bruchlose Absenkung zur Kleinen Ungarischen Tiefebene zu erkennen. Die Brucker Pforte stellt zwar eine Depressionszone in bezug auf die Gebirgsachse dar, großtektonisch bleibt sie jedoch Schwellenbereich mit reduzierter Mächtigkeit der Beckensedimente und ist nicht mehr in die oberpannone Absenkung der angrenzenden Tiefebene einbezogen (das Oberpannon schwenkt nicht in die Pforte hinein). Westlich dieser Schwelle und der Hainburger Berge zeigt die ziemlich flache Lagerung und ab Sarmat nicht sehr große Mächtigkeit der Schichten einen stabileren tektonischen Charakter ohne große Senkungstendenz, wie sie erst weiter gegen das Innere des Wiener Beckens zu verzeichnen ist, an. Die Aussagen des erwähnten quartären Schotterkörpers selbst gehen dahin, daß derselbe zumindest im untersuchten Raum eine konstante, geringe Mächtigkeit aufweist (4·70—6·60 *m*). Bei Absenkung im Bereich der Aufschotterung wäre wie im ungarischen Raum eine größere Schottermächtigkeit zu erwarten.

Die Stellung der Terrassen ähnlicher Höhenlage an der Nord- und Ostseite der Hainburger Berge hängt von der der Petronell—Prellenkirchner Terrasse ab. Die Höhe der Fläche des Kirchenberges (178 *m*) entspricht ungefähr der Schotterunterkante bei Petronell. Die Kerbe an der NW-Seite des Braunsberges liegt nur 5 *m* tiefer. Die Schotteroberkante zwischen Schloßberg und Braunsberg reicht bis maximal 175 *m*, die Höhe der Verebnung unter der Pottenburg liegt bei 165—170 *m*. Ähnliche Höhe nehmen die an Granitschutt reichen Schotterreste südwestlich Berg ein. Die Einheitlichkeit dieser einzelnen Elemente ist ziemlich wahrscheinlich, wenn auch bei den letzten beiden die Möglichkeit einer jüngeren Entstehung (Terrassen westlich Seyring?) erwogen werden könnte. Das Fehlen jeglichen Anhaltspunktes für das Vorhandensein dieser Terrassen im untersuchten Gebiet macht sie jedoch auch an dieser Stelle fraglich.

Südlich von Zurndorf ist durch H. HASSINGER zwischen der Terrasse Berg—Gattendorf und der Parndorfer Platte eine in entsprechender Höhe gelegene Terrasse bekannt („30 m Terrasse“).

Im Zusammenhang mit Erörterungen der Terrasse von Petronell—Prellenkirchen durch verschiedene Autoren liegen auch mehrere Deutungsversuche über den Vorgang der Laufänderung der Donau von der Brucker in die Thebener Pforte vor, von denen die wichtigsten in groben Zügen folgende sind: G. GÖTZINGER und H. LEITER (1914) nahmen wie H. HASSINGER (1918) an, daß sich die Donau während der Arsenalzeit durch die Brucker Pforte ergoß. Die erst in Ungarn mündende March floß durch die Lücke zwischen Braunsberg und Schloßberg und lagerte dort die Schotter ab. Die Endphase stellten sich die ersteren beiden Autoren in Form einer Überschreitung einer weichen Schwelle nordwestlich des Hundsheimer Berges durch die höher gelegene Donau bei stärkerer Wasserführung und schließlich einer gemeinsamen Durchbrechung der Verbindung zwischen Braunsberg und Thebener Kogel vor. H. HASSINGER ließ bereits die March durch linksseitige Erosion die Lücke bei Theben für ihren Stammfluß freimachen. E. v. SZADECKY-KARDOSS (1938) nahm ebenfalls an, daß die March die tektonisch angelegte Thebener Pforte in Anspruch nahm und erst im Kis-Alföld in die Donau mündete. Möglicherweise benützte auch schon ein Donauarm die Thebener Pforte. Die Versetzung der Donau wurde durch Übertiefung der Thebener Pforte ermöglicht, die jedoch nicht einfach auf starke Erosion der March, sondern auf tektonische Ursache zurückzuführen sei; sie erfolgte im Zuge einer allmählich sich nach N verschiebenden Senkung des Kis-Alfölds.

Eine Änderung erfahren diese Deutungen, wenn man die nach SZADECKY-KARDOSS aus Donauschottern bestehenden Schotterkuppen in 190 bis 220 m SH. am Ostrand der Edelstaler Senke als durch die Thebener Pforte hiehergelangt betrachtet und so die Donau dieselbe in bereits weit älterer Zeit durchfloß.

Ein anderes Bild ergibt sich auch durch die Feststellung, daß die Schotter in der Lücke zwischen Braunsberg und Schloßberg Donauschotter sind. Es ist auch nicht erwiesen, daß die March vor der Donau die Thebener Pforte durchfloß und ihre Mündung nicht schon im Wiener Becken erfolgte. Hin und wieder auftauchende Versionen, daß der Rußbach das Tal zwischen Braunsberg und Schloßberg oder gar zwischen Schloßberg und Hundsheimer Berg benützt haben könnte, entbehren jeder Grundlage. Zwischen Schloßberg und Hundsheimer Berg waren auch nirgends Schotter festzustellen.

Wie schon zahlreiche Autoren hervorhoben, ist die weit ausgedehnte Schotterfläche der Petronell—Prellenkirchner Terrasse bzw. Parndorfer Platte, die die Brucker Pforte der ganzen Breite nach einnimmt, nicht mehr durch die Donau zerschnitten. Lediglich die Leitha, die ursprünglich nach N zur Donau floß (SZADECKY-KARDOSS 1937), bahnte sich ihren Weg in verhältnismäßig junger Zeit nach Osten. Jedoch geschah dies schon vor der Zeit der Aufschotterung der Terrasse Berg—Gattendorf, da der Leitha zuzuschreibende Terrassenschotter in einer dieser Donauterrasse entsprechenden Höhe vorhanden sind.

Der Höhenlage und dem Habitus nach stellt die Terrasse im Schloßbereich von Petronell, im Abschnitt Hainburg, im Ortsbereich und westlich Wolfsthal sowie zwischen Berg und Gattendorf

ein Äquivalent der Gänserndorfer Terrasse dar. Schon H. HASSINGER (1905, 1918) bezeichnete die Terrasse Berg—Gattendorf—Zurndorf als Äquivalent der „Stadt- oder Simmeringterrasse“. Allerdings sah er in der Terrasse westlich Wolfsthal die Fortsetzung der seiner Deutung nach durch die March aufgeschotterten Flur in der Lücke zwischen Schloßberg und Braunsberg und rechnet sie zur Arsenalterrasse. E. v. SZADECKY-KARDOSS stellte die Schotter zwischen Schloßberg und Braunsberg bis Wolfsthal und die Schotter zwischen Berg und Gattendorf in einen Horizont und parallelisierte sie mit einer höheren Terrasse der Umgebung Wiens, vor allem mit der 30 m-Terrasse (Terrasse westlich Seyring), unter Hinweis auf eine Höhensenkung der älteren Terrassen am Rande des Kis-Alfölds. Nun ist aber infolge der tieferen Lage und der erkennbar unterschiedlichen Materialbeschaffenheit die Terrasse westlich Wolfsthal von der Flur zwischen Schloßberg und Braunsberg zu trennen. Einer Höhensenkung könnte nur der Abschnitt Berg—Gattendorf infolge seiner Lage im Verbreitungsgebiet des Oberpannon der Kleinen Ungarischen Tiefebene ausgesetzt gewesen sein. Ein Absinken gegen den Terrassenabfall zu mag auch angedeutet sein. Gleiche Materialbeschaffenheit, gleiche Höhe und die Verknüpfung durch Kerben im Granit lassen die Terrassen um Wolfsthal und zwischen Berg und Gattendorf als äquivalent erkennen.

Längs der Donau und östlich der Hainburger Berge bzw. der Terrasse Berg—Gattendorf wird die Landschaft beherrscht von der Ebene der jüngsten pleistozänen und holozänen Ablagerungen. An dieser Stelle von Interesse ist hauptsächlich der an die Ungarische Tiefebene angrenzende Teil. Aus einer Aufstellung der Unterkante und Mächtigkeit der jüngsten Schotter (s. S. 315) könnte ein leichtes Absinken derselben gegen SE zu schließen sein, das nicht allein auf ein natürliches Gefälle zurückzuführen sein dürfte. Weiter gegen Osten zu nimmt nach E. v. SZADECKY-KARDOSS die Mächtigkeit der pleistozänen und holozänen Schotter stetig zu. In einer Bohrung in Magyarovar beispielsweise waren die quartären Donauschotter bei 220 m Endteufe noch immer nicht durchörtert. Diese mächtigen Schotterablagerungen veranschaulichen die junge Absenkungstendenz der Kleinen Ungarischen Tiefebene, die nach E. v. SZADECKY-KARDOSS auch der Grund ist, warum er im Kis-Alföld keine Donauterrassen beobachten konnte. Es herrschte hier nur Sedimentation, nie Erosion. Die Sedimente lagern in stratigraphischer Reihenfolge übereinander. M. PESCI (1956, 1957) führt zwar Terrassen aus jüngeren Abschnitten des Quartär aus dem Kis-Alföld an, bestätigt aber eine oft mehrere hundert Meter messende quartäre Absenkung in der Kleinen Ungarischen Tiefebene.

An der Ausgestaltung des Landschaftsbildes der heutigen Form waren neben Aufschotterung und Erosion auch Löß- und Flugsandanwehungen sowie Solifluktion durch eine das Relief des Gebietes im allgemeinen abschwächende Wirkung maßgeblich beteiligt.

F. Entwicklung des Gebietes in Tertiär und Quartär

Mitteltorton. Nach dem Abschnitt vortortonen und wahrscheinlich auch untertortonen Landzustandes, in dem tektonische und exogene Vorgänge vor allem in westlichen Teilen der Berggruppe ein der Anlage nach weit-

gehend erhalten bleibendes und öfter als Transgressions- und Regressionsfläche dienendes Relief formten, übernimmt der Westteil der Hainburger Berge nach starkem Ansteigen der mitteltortonen Strandlinie die Rolle eines Küstengebietes, in dem kalkig-klastische Sedimente der Leithakalkfazies zur Ablagerung gelangen und das zahlreichen marinen Tiergruppen Lebensmöglichkeit bietet. Die östlichere Berggruppe hat jüngere Entwicklung und eine eventuell östliche tortone Küste ist abgesenkt durch junge Bewegungen weiter im Osten in der Tiefe zu suchen. Die Brucker Pforte ist bereits offen. Die über dem Grundgebirge transgredierende Konglomeratserie entspricht wahrscheinlich der Sandschalerzone und vielleicht auch tieferen Tortonanteilen. Bolivinenzone liegt hauptsächlich in Leithakalkfazies vor. Das Tortonmeer kam anscheinend nur mehr mit dem westlichen Abschnitt des Spitzer Berges in Berührung. Im Anteil des Wiener Beckens kommen fossilreiche Tonmergel und Sande, obertags auf das Gebiet nordöstlich der Berggruppe (Hainburg) beschränkt, zur Ablagerung. In die angrenzende Kleine Ungarische Tiefebene setzt sich die Fazies der Brucker Pforte in allerdings unbekannter Erstreckung fort.

Obertorton. Während in den Hainburger Bergen Landzustand als Folge einer Hochlage herrscht und die aus Tonmergel und Sanden, seltener aus Schottern bestehenden, eine arme, kleinwüchsige Mikrofauna führenden Obertortonsedimente nur mehr oder weniger nahe an den Nordwest- und Westfuß der Berggruppe heranreichen bzw. an der Schwelle der Brucker Pforte über Bolivinenzone und unter Untersarmat auskeilen, zeigt eine rasche Mächtigkeitszunahme gegen das Wiener Becken zu eine verstärkte Absenkung in dieser Richtung an. Im Anteil der Kleinen Ungarischen Tiefebene fehlt Obertorton.

Untersarmat. Eine Verschiebung der Strandlinie wandelt westlichere Teile der Hainburger Berge wieder in eine Küstenlandschaft um. Die in ihrer Nordbegrenzung im Vergleich zum Torton etwas südlich verlagerten Sedimente bestehen aus Kalk (meist Bryozoen-, Algen- und Serpelfriffe), Sandsteinen und Mergeln, erstere in teilweiser direkter Lagerung über Grundgebirge. Im Anteil des Wiener Beckens liegen an der Basis Schichten mit Massenaufreten von *Cibicides lobatulus* (J. u. W.) in ansonsten ärmerer Mikrofauna und darüber folgt erst optimale Untersarmatfauna. Die mäßige Mächtigkeit (um 50 m, selten über 70 m) der aus Tonmergeln und Sanden, seltener Schottern bestehenden Ablagerungen nimmt beckenwärts nur langsam zu. Über der Brucker Pforte keilt Untersarmat über Mitteltorton und unter Obersarmat aus, auch am Südhang des Spitzer Berges bleibt es auf den westlichen Anteil beschränkt. Im angrenzenden Anteil der Kleinen Ungarischen Tiefebene fehlt es.

Mittelsarmat. In den Hainburger Bergen zeigt die spärliche Entwicklung desselben eine Regressionsphase infolge einer Hochlage an. In den Anteilen des Wiener Beckens, der Brucker Pforte und der Kleinen Ungarischen Tiefebene sind die aus dieser Zone vorliegenden Tonmergel und Sande infolge regressionsbedingter, verarmter Mikrofauna schwer von Obersarmat zu trennen.

Obersarmat. Stärkeres Ansteigen der Strandlinie bringt den größten Teil des damaligen Reliefs und somit auch östlichere Anteile der Hainburger Berge unter Wasser. Die meist auf Grundgebirge oder Mitteltorton übergreifenden Sedimente bestehen aus Kalken meist biogener Natur (Gesteinsbildner meist Bryozoen und Algen), klastischen Küstensedimenten und Oolithen. Die Fauna dieses Lebensbereiches zeigt hohen Individuenreichtum bei geringer Artenzahl. Vorliegende Transgression ist auf eine Absenkung der Gebirgsachse zurückzuführen, die mit der spät- oder nachsarmatischen Hebung, durch die die obersarmatischen Ablagerungen und eine Plattform gleichen Alters in eine Höhe von 410 m gelangen, eine Besonderheit des südlichen Karpatenrumpfes darstellt. In der Brucker Pforte beträgt die Mächtigkeit des in Beckenausbildung vorliegenden Schichtkomplexes Mittel- und Obersarmat um 40 m, in den Anteilen des Wiener Beckens und der Kleinen Ungarischen Tiefebene steigt sie auf über 70 m an.

Unterpannon und Mittelpannon. Nach der regressiven Phase des untersten Pannon transgrediert in den Hainburger Bergen Zone B unter Aufarbeitung von Sarmat und Ablagerung klastischer Sedimente, beckenwärts auch Tonmergeln. Die Nordbegrenzung der Sedimentation hat sich südwärts bis zum Nordrand der Hundsheimer Senke verlagert. Die Ursache hierfür dürfte ein Hinabbiegen der südlichen Anteile der Berggruppe gegen die Brucker Pforte sein. Während sich die Verbreitung der tieferen Zone C an die Zone B anschließt, zeigt die höhere Zone C und Zone D eine bedeutendere Transgression über ältere Sedimente und Grundgebirge, die jedoch ebenfalls auf südlichere Teile der Berggruppe beschränkt bleibt. Die Ablagerungen der Zonen C, D bestehen randlich aus braunen, sandigen Kalken, seltener grobklastischen Sedimenten mit stellenweisem Seichtwassercharakter, in der Hundsheimer Senke aus Tonmergeln, seltener Sanden und kalkigklastischen Zwischenlagen. Die Fauna des Unter- und Mittelpannon trägt auch hier der allgemeinen Salinitätsverringerung Rechnung. In den angrenzenden Teilen des Wiener Beckens, wo die nördliche Verbreitungsgrenze des Pannon ähnlich wie in der Berggruppe verläuft, in der Brucker Pforte und der angrenzenden Kleinen Ungarischen Tiefebene liegt die Mächtigkeit der in Form von Tonmergeln und Sanden vorliegenden Sedimente um 65 m bei geringer Zunahme beckenwärts. Nur in der Kleinen Ungarischen Tiefebene schiebt sich Zone E darüber und leitet so die Absenkungsphase in diesem Bereich ein.

Oberpannon. Die Hauptabsenkung am westpannonischen Beckenrand dieses Bereiches macht sich in den Hainburger Bergen durch ein Hinabbiegen und eine Überflutung des Südostteiles derselben, wobei das Oberpannon teilweise auf Grundgebirge transgrediert, bemerkbar. Zur Ablagerung kommen Tonmergel und Feinsande, randlich meist verfestigt, gekennzeichnet durch ihren Glimmerreichtum, ihre bunten Farben, ihre Fossilarmut und ihren Seichtwassercharakter. Im Anteil des Wiener Beckens ist Oberpannon noch nicht vorhanden, längs der Brucker Pforte einsetzend nimmt es gegen die Kleine Ungarische Tiefebene rasch an Mächtigkeit zu. In relativ junger Zeit (Oberpannon oder noch später) erfolgt die Ausgestaltung des Ostabfalles des Wolfsthaler Granitmassivs.

Die geologisch-morphologische Geschichte des heutigen Donaudurchbruches und der Hundsheimer Senke ordnet sich in die des gesamten Gebietes ein. Erstere bestand im Torton im W bereits als Bucht und war auch im Obersarmat schon teilweise Niederung, der Ostabschnitt ist junger Entstehung. Auch die Ausgestaltung der Hundsheimer Senke geht in östlicher Richtung vor sich. An den Rändern derselben lagern sich gegen Osten zu fortschreitend jüngere Sedimente dem unmittelbaren Grundgebirge an (Torton im W, Oberpannon im E). Am Ende des Pannon besitzt sie bereits ihre Vollendung.

In ihren groben Zügen besitzt die Entwicklung des Gebietes im Tertiär letzten Endes in der Tektonik ihre Grundlage. Die wichtigsten Merkmale derselben sind daher folgende: 1. Bewegung der Gebirgsachse als Ursache von nachweisbaren Strandverschiebungen, vor allem solcher, die in ihrer Folge und ihrem Ausmaß von anderen Rändern des Wiener Beckens abweichen. 2. Verschiedenartigkeit der Hauptabsenkung in angrenzenden Teilen des Wiener Beckens (Torton) und der Kleinen Ungarischen Tiefebene (Oberpannon). 3. Fehlen großer Brüche, auch an den Beckenrandzonen. Ein „östlicher Randbruch“ des Wiener Beckens ist anscheinend nur lokal und nicht durchgehend entwickelt. Die Absenkung zur Kleinen Ungarischen Tiefebene vollzieht sich im Bereich der Brucker Pforte ohne Bruchbewegung, in dem an die Berggruppe grenzenden Gebiet sind Anzeichen einer solchen vorhanden. Senkungszonen mit wahrscheinlich geringer Bruchtätigkeit sind der heutige Donaudurchbruch und z. T. die Hundsheimer Senke. Letztere ist bereits einbezogen in eine im Bereich der Brucker Pforte liegende, den Karpatenrumpf im S abschließende Depression der Gebirgsachse. 4. Vorhandensein eines Systems tektonischer Linien, das in vielen Fällen die Morphologie vorzeichnet.

Jüngeres Pliozän (?) Quartär. Ab Oberpannon tritt in der Entwicklung des Gebietes fluviatile Gestaltung in den Vordergrund, die sich vor allem in der Anlage der Verebnungen und Terrassen äußert.

Die höchste derselben, das Plateau mit der Kote 354 *m* nordöstlich Hundsheim gehört vermutlich dem Abschnitt höheres Pliozän—ältestes Quartär an.

Von der nächsttieferen weit ausgedehnten, Verebnungsgruppe in 280 bis 320 *m* SH., der die Schotter nördlich und nordöstlich Edelstal, am Teichberg sowie nur zum Teil schotterbedeckte Verebnungen im Granitgebiet, am Osthang des Hundsheimer Berges, am Spitzer Berg, Pfaffenberg, Braunsberg und Schloßberg angehören, ist oben genannte Entstehungszeit gesichert. Vor allem am Pfaffenberg besteht aber auch die Möglichkeit einer Überprägung einer schon im Torton entstandenen Fläche.

Jüngstpliozän—ältestquartärer Entstehung ist auch die in 230—260 *m* SH. liegende Verebnung, die südwestlich Wolfsthal verbreitet ist und die als Kerbe auch am Ostabfall des Granitmassivs angedeutet ist.

Quartäres Alter haben die in ihrer Stellung unsicheren Schotterkuppen in 190—220 *m* SH. südöstlich und nordöstlich Edelstal. Eine Zuordnung zur Laaerberg- oder Wienerbergtterrasse wird in Erwägung gezogen.

Von der Petronell—Prellenkirchner Terrasse (SH. 188—170 *m*) mit ungefähr gleich hoch liegenden Akkumulations- und Erosionsäquivalenten am Nord- und Ostrand der Berggruppe (SH. 178—165 *m*) besitzt eine Zu-

ordnung zum Arsenalniveau einige Wahrscheinlichkeit. Ob in der Petronell—Prellenkirchner Flur auch ein älterer Horizont enthalten ist, steht in Frage.

Während von den im Wiener Raum bestehenden Terrassen westlich Seyring keine Äquivalente zu finden sind, läßt sich die Gänserndorfer Terrasse in einer Höhe von 146 bis 160 m mit Sicherheit in Resten bei Schloß Petronell, bei Hainburg und in Flächen westlich und im Ortsbereich von Wolfsthal sowie zwischen Berg und Gattendorf verfolgen.

Jüngstes Pleistozän und Holozän liegt in 134—144 m SH. in der Schotterplatte von Kittsee und Pama sowie längs der Donau vor.

Quartäre Solifluktionerscheinungen, Löß- und Flugsandanwehungen — letztere bis in allerjüngste Zeit — waren maßgeblich an der jüngsten Landschaftsformung beteiligt.

Literaturverzeichnis

ANDRIAN, F. und PAUL, C. M.: Die geologischen Verhältnisse der Kleinen Karpaten und der angrenzenden Landesgebiete in NW-Ungarn. — Jb. Geol. R. A., 14. Bd., 1864.

ANDRUSOW, D.: Die neue Auffassung des Baues der Karpaten. — Mitt. Geol. Ges., Wien 1939.

ANDRUSOW, D.: Geologia Ceskoslovenskych Karpat. — Bd. 1, Vydavatel'stvo Slovenskej Vied, Bratislava 1958.

BACHMAYER, F.: Die Dekapodenfauna des tortonischen Leithakalkes von Deutsch-Altenburg (NÖ.). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 44. Bd. 1951, Wien 1953.

BACHOFEN, v. ECHT, A.: Die Geweihe von Cervus elaphus aus Hundsheim nebst Bemerkungen über Geweihbildung. — Palaeobiologica 7, Wien 1942.

BECK, H. und VETTERS, H.: Geologische Karte 1:75.000 der Kleinen Karpaten Wien 1902/1903.

BECK, H. und VETTERS, H.: Zur Geologie der Kleinen Karpaten. — Beitr. Geol. Pal. Öst.-Ung., 16. Bd., Wien 1904.

BOBES, C. A.: Die Bryozoenfauna von Kalksburg, Bryozoenstudien I. — Jb. Geol. B. A., Wien 1956.

BOBES, C. A.: Die Bryozoen des österreichischen Sarmat, Bryozoenstudien II. — Jb. Geol. B. A., Wien 1957.

BÜDEL, J.: Die morphologische Entwicklung des südlichen Wiener Beckens und seiner Umrandung. — Berliner geogr. Stud., Geogr. Inst. Univ. Berlin, H. 4, Stuttgart 1933.

BÜDEL, J.: Alte und neue Züge im Antlitz der Wiener Landschaft. — Mitt. Geogr. Ges. Wien 76, Wien 1933.

BURGERSTEIN, L.: Geologische Studie über die Therme von Deutsch-Altenburg a. d. D. — Denkschrift d. Kais. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. 45, Wien 1882.

CZJZEK, J.: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Hainburg, des Leithagebirges und der Ruster Berge. — Jb. Geol. R. A., Wien 1852.

EBERL, R.: Die Eiszeitfolge in den nördlichen Voralpen. — Augsburg 1930.

EHRENBERG, K.: Zur Frage der systematischen und phylogenetischen Stellung der Bärenreste von Hundsheim und Deutsch-Altenburg. — Palaeobiologica 2, Wien 1929.

EHRENBERG, K.: Ein fast vollständiges Bärenskelett aus dem Altdiluvium von Hundsheim in NÖ. — Verh. Zool. Bot. Ges. Wien 83, Wien 1933.

FINK, J.: Verlauf und Ergebnisse der Quartärexkursion in Österreich 1955. — Mitt. Geogr. Ges. Wien 97, H. 3, 1955.

FINK, J.: Abschnitt Wien—Marchfeld—March in: Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. — Verh. Geol. B. A., Sonderheft D, Wien 1955.

FINK, J.: Zur Korrelation der Terrassen und Löße in Österreich. — „Eiszeitalter und Gegenwart“ Bd. 7, Wien 1956.

FINK, J.: Quartärprobleme des Wiener Raumes. — Geomorph. Stud., Machatschek-Festschr., Gotha 1957.

FINK, J.: Buchbesprechung über: „Das Eiszeitalter“ von P. WOLSDTIEDT. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51. Bd., 1958.

- FINK, J.: Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. — Mitt. Geol. Ges., Bd. 53, 1960, Wien 1961.
- FINK, J. und MAJDAN, H.: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. — Jb. Geol. B. A., Bd. 97, Wien 1954.
- FINK, J., GRILL, R., KOLLMANN, K. und KÜPPER, H.: Beiträge zur Kenntnis des Wiener Beckens zwischen Grinzing und Nußdorf. — Jb. Geol. B. A., Bd. 101, H. 1, Wien 1958.
- FREUDENBERG, W.: Die Fauna von Hundsheim in NÖ. — Jb. Geol. R. A., Bd. 58, Wien 1908.
- FREUDENBERG, W.: Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa mit besonderer Berücksichtigung der Fauna von Hundsheim und Deutsch-Altenburg in NÖ. — Geol. Pal. Abh., H. 12, Jena 1914.
- FRIEDL, K.: Über die jüngste Erdölforschung im Wiener Becken. — Petroleum 23, Wien 1927.
- FRIEDL, K.: Das Wiener Becken in: Erdöl in Österreich. — Verl. Natur und Technik, Wien 1957.
- FUCHS, T.: Die Tertiärbildungen aus der Umgebung von Preßburg und Hainburg. — Jb. Geol. R. A., Wien 1868.
- GÖTZINGER, G., LEITER, H.: Zur Landeskunde des Donaudurchbruches der porta hungarica und ihrer Umgebung. — Mitt. Geogr. Ges. Wien 1914.
- GRILL, R.: Stratigraphische Unterscheidung mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasseanteilen. — Öl und Kohle 37, Berlin 1941, H. 31.
- GRILL, R.: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. — Mitt. R. A. f. Bodenf., H. 6, Wien 1943.
- GRILL, R.: Aufnahmen 1956 auf den Blättern Krems a. d. D. (38), Obergrafendorf (55) und St. Pölten (56). — Verh. Geol. B. A., Wien 1957, H. 1.
- GRILL, R., KÜPPER, H.: Geologische Karte der Umgebung von Wien 1:75.000, Raum südlich der Donau bearbeitet von H. KÜPPER, nördlich der Donau von R. GRILL. — Geol. B. A., Wien 1952.
- GRILL, R., KÜPPER, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien. — Wien 1954.
- HASSINGER, H.: Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. — Geogr. Abh. 8, Wien 1905.
- HASSINGER, H.: Beitrag zur Physiogeographie des inneralpinen Wiener Beckens mit seiner Umrahmung. — Bibl. d. geogr. Jb., Festbd. A. PENCK, Stuttgart 1918.
- HAUER, F.: *Halianassa collini* aus einer Sandgrube von Hainburg. — Verh. Geol. R. A. 1867, Wien.
- HOFFMANN: Crinoiden in den Kalken von Hainburg. — Verh. Geol. R. A., Wien 1877.
- KAMPTNER, E.: Zwei Corallinaceen aus dem Sarmat des Alpenostrandes und der Hainburger Berge. — Ann. d. Nat. Hist. Mus. in Wien 1942.
- KOLLMANN, K.: Cytherideinae und Schulerideinae n. subfam. (Ostracoda) aus dem Neogen des östlichen Österreichs. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51. Bd. 1958, Wien 1960 (mit Literaturhinweisen mikropaläontologischer Art).
- KORMOS, T.: Revision der Kleinsäuger von Hundsheim. — Földtani Közlöny 67, Budapest 1937.
- KORNHUBER, G. A.: Über die geologischen Verhältnisse der porta hungarica. — Verh. d. Ver. f. Naturk., Preßburger Sitzungsber. I, 1856.
- KORNHUBER, G. A.: Über ein neues Vorkommen von Tertiärpetrefacten bei Hainburg. — Verh. d. Ver. f. Naturk., Preßburger Sitzungsber. 1857, S. 65.
- KORNHUBER, G. A.: Der Thebener Kogel. — Verh. d. Ver. f. Nat. u. Heilk. zu Preßburg, N. F. X, 1897/1898.
- KOUTEK, J. und ZOUBEK, V.: Geologická mapa Československé Republiky, vydána statním geologickým ustavem CSL. Republiky. — Prace, List. Bratislava (4758), 1932 bis 1936.
- KRÄUTNER, T.: Die geologischen Verhältnisse der Hainburger Berge. — Phil. Diss., Wien 1923 (unveröffentlicht).
- KÜPPER, H.: Uoberfläche und jüngste Tektonik im südlichen Wiener Becken. — Kober-Festschrift, Wien 1953.
- KÜPPER, H.: Ausblick auf das Pleistozän des Raumes von Wien. — Verh. Geol. B. A., Sonderh. D, Wien 1955.
- KÜPPER, H.: Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. Abschnitt Wien—Neusiedlersee. — Verh. Geol. B. A., Sonderh. D, 1955.

- KÜPPER, H.: Exkursion im Wiener Becken südlich der Donau mit Ausblicken in den pannonischen Raum. In: Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. — Verh. Geol. B. A., Sonderh. D, Wien 1955.
- KÜPPER, H.: Geologie und Grundwasserbilanz im südlichen Wiener Becken. — Z. D. Geol. Ges., Bd. 106, I. Teil, Dez. 1955.
- KÜPPER, H.: Zur Geschichte der Wiener Pforte. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, Bd. 100, H. 1—2, 1958.
- KÜPPER, H., FINK, J., GRILL, R.: Exkursion der Geologischen Gesellschaft in das Marchfeld. — Verh. Geol. B. A., Wien 1956.
- KÜPPER, H., PAPP, A., ZAPFE, H.: Zur Kenntnis der Simmeringterrasse bei Fischamend. — Verh. Geol. B. A., Wien 1954.
- MAHEL, M.: Stratigraphické Problémy obolevej serie Malych Karpat. — Geologické Práce, Zpravy 15, Bratislava 1959.
- PAPP, A.: Die Molluskenfauna des Pannons im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien 44, Jg. 1951, Wien 1953.
- PAPP, A.: Die Molluskenfauna des Sarmat im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien 45, Jg. 1952, Wien 1954 (weitere Literaturhinweise paläontologischer Art in letzteren beiden Arbeiten).
- PAPP, A.: Nubecularien aus den sarmatischen Schichten von Wiesen. — Burgenländ. Heimatblätter, 17. Jg. 1955, H. 2.
- PAPP, A.: Fazies und Gliederung des Sarmat im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges., Wien 47, 1954, Wien 1956.
- PAPP, A.: Morphologisch-genetische Studien an Mollusken des Sarmats von Wiesen (Bgd.). — Wissenschaftl. Arbeiten aus d. Burgenl., H. 22, Eisenstadt 1958.
- PAPP, A. u. HÄUSLER, H.: Neue Beobachtungen über die Tertiärschichten der Hainburger Berge. — Mitt. R. A. f. Bodenf. Zweigst. Wien, 1940.
- PAPP, A. u. THENIUS, E.: Über die Grundlagen der Gliederung des Jungtertiär und Quartär Niederösterreichs. — Sitzber. öst. Ak. Wiss. math.-natw. Kl., Bd. 158, Wien 1949.
- PAPP, A. u. THENIUS, E. mit Beiträgen von BERGER, W. u. WEINFURTER, E.: Vösendorf, ein Lebensbild aus dem Pannon des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 46, 1953 (Sonderband), Wien 1954.
- PAPP, A. u. TURNOVSKY, K.: Die Entwicklung der Uvigerinen im Vindobon des Wiener Beckens. — Jb. Geol. B. A. 96, H. 1, Wien 1953.
- PECSI, M.: Neuere talentwicklungsgeschichtliche und morphologische Angaben vom Donautal zwischen Bratislava und Budapest. — Magyar Tudományos Akadémia Földrajztudományi Kutatócsoport 38, 1956 (ungarisch mit kurzer deutscher Zusammenfassung).
- PECSI, M.: Parallelisierungen der Donauterrassen und der Terrassen in der Umgebung Wien und des Eisernen Tores. — Magyar Tudományos Akadémia Földrajztudományi Kutatócsoport 38, 1957 (ungarisch mit deutscher Zusammenfassung).
- POKORNY, V.: The Ostracods of the so-called Basal Horizon of the Subglobosa beds at Hodonin (Pliocene, Inner Alpine Basin, Czechoslovakia). — Sborník UUG, 19, odd. pal., Praha 1952.
- POKORNY, V.: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie I. u. II, Berlin 1958.
- RICHARZ, P. St.: Der südliche Teil der Kleinen Karpathen und die Hainburger Berge. — Jb. Geol. R. A., Wien 1908.
- SAUERZOPF, F.: Beiträge zur Entwicklungsgeschichte des südburgenländischen Pannon. — Burgenländ. Heimatblätter, 14. Jg., H. 1, Eisenstadt 1952.
- SCHMIDT, J. W.: Die tertiären Würmer Österreichs. — Denkschrift Öst. Ak. Wiss. math.-natw. Kl., 109. Bd., 7. Abh., Wien 1955.
- SCHRETER, Z.: Die sarmatischen Bildungen und Faunen des innerkarpatischen Beckens. — Math.-natw. Anz., Ungar. Akad. Wiss. 60, Budapest 1941.
- SICKENBERG, O.: Neue Ausgrabungen im Altpliozän von Hundsheim. — Verh. Zool. Bot. Ges. Wien 83, Wien 1933.
- SIEBER, R.: Systematische Übersicht der jungtertiären Bivalven des Wiener Beckens. Ann. Naturhist. Mus. Wien, Dez. 1955, Bd. 60, 1954/1955.
- SIEBER, R.: Systematische Übersicht der jungtertiären Gastropoden des Wiener Beckens. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, 1958, Bd. 62, 1958 (weitere Literaturhinweise paläontologischer Art siehe in letzteren beiden Arbeiten).
- SIEBER, R.: Zur makropaläontologischen Zonengliederung im österreichischen Tertiär. — Erdöl-Zeitschrift, 74. Jg., H. 4, Wien 1958.

- SIEBER, R.: Die miozänen Turritellidae und Mathildidae Österreichs. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51. Bd. 1958, Wien 1960.
- STINI, J.: Zur Kenntnis jugendlicher Krustenbewegungen im Wiener Becken. — Jb. Geol. B. A., 82, Wien 1932.
- STUR, D.: Geologische Spezialkarte der Umgebung von Wien 1 : 75.000 Bl. 6, Hainburg. — K. k. Geol. R. A., Wien 1891.
- STUR, D.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien. — Geol. R. A., Wien 1894, Bl. 6.
- SZADECCZY-KARDOSS, E. v.: Über die Entwicklungsgeschichte des Leithaflusses. — Földr. Közl. 1937.
- SZADECCZY-KARDOSS, E. v.: Geologie der rumpfungarländischen Tiefebene. — Mitt. berg- und hüttenmänn. Abt. a. d. k. ung. Palatin-Josef-Univ. f. Technik und Wirtschaft 10, Sopron 1938.
- SZABO, P.: Angaben zur Entwicklung des Flußnetzes im Wiener Bereich und auf ungarischem Gebiet während des Quartär auf Grund von Schwermineralien. — Phil. Diss. Wien 1959.
- TAUBER, A. F.: Grundzüge der Geologie in: Burgenland, Landeskunde, hgg. v. d. Burgenländischen Landesregierung, Wien 1951.
- TAUBER, A. F.: Geologische Beiträge in: Allgemeine Landestopographie des Burgenlandes, hgg. v. d. Burgenländischen Landesregierung, Wien 1954.
- TAUBER, A. F.: Hydrogeologie und Hydrochemie der Parndorfer Heideplatte. — Burgenl. Heimatblätter, 21. Jg., H. 1, Eisenstadt 1959.
- THENIUS, E.: Ergebnisse neuer Ausgrabungen im Altpliozän von Hundsheim bei Deutsch-Altenburg (NÖ.). — Akad. Anz. Akad. Wiss., Wien 1947.
- THENIUS, E.: Fischotter und Bisamspitzmaus aus dem Altquartär von Hundsheim (NÖ.). — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Bd. 157, Wien 1948.
- THENIUS, E.: Über die Alterseinstufung der Arsenalterrasse. — Mitt. Geol. Ges. Wien 45, 1952.
- THENIUS, E.: Niederösterreich im Wandel der Zeiten, Wien 1955.
- THENIUS, E.: Neue Wirbeltierfunde aus dem Ältestpliozän von NÖ. — Jb. Geol. B. A., Bd. 99, Wien 1956.
- TOLLMANN, A.: Das Neogen am Südwestrand des Leithagebirges zwischen Eisenstadt und Hornstein. — Wissenschaftl. Arbeiten aus dem Burgenland H. 10, Eisenstadt 1955.
- TOULA, F.: Über ein neues Vorkommen von sarmatischen Kalken am Thebener Kogel. — Verh. Geol. R. A., Wien 1868.
- TOULA, F.: Über das Vorkommen von Congerischichten am Hundsheimer Berg. — Verh. Geol. R. A., Wien 1868.
- TOULA, F.: Das Nashorn von Hundsheim. — Abh. Geol. R. A., 19, H. 1, Wien 1902.
- TOULA, F.: Tiefbohrung bei Preßburg. — Verh. Geol. R. A., Wien 1915.
- TOULA, F.: Über die marinen Tegel von Neudorf a. d. March (Deveny-Ujfalú) in Ungarn und seine Mikrofauna. — Jb. Geol. R. A. 64, 1914, Wien 1915.
- UHLIG, V.: Bau und Bild der Karpaten, Wien 1903.
- VEIT, E.: Zur Stratigraphie des Miozän im Wiener Becken. — Mitt. R. A. f. Bodenf. Zweigst. Wien, H. 6, Wien 1943.
- WEINHANDL, R.: Neuere Bohrungen im Bereiche der Stadt Wien. — Verh. Geol. B. A., H. 3, Wien 1956.
- WEINHANDL, R.: Schackoinella, eine neue Foraminiferengattung. — Verh. Geol. B. A. Wien 1958.
- WESSELY, G.: Geologische Neuaufnahme des Tertiärs und Quartärs der Hainburger Berge und angrenzender Gebiete. — Phil. Diss. Wien 1959.
- WESSELY, G.: Exkursionsbericht in: Führungen und Fachaussflüge 1960. — Mitt. Geol. Ges. 53. Bd., 1960, Wien 1961.
- WICHE, K.: Die Oberflächenformen im Burgenland. — Burgenland, Landeskunde, hgg. v. d. Burgenländischen Landesregierung, Wien 1951.
- WIESENER, H.: Das Gestaltungsbild des Wiener Beckens in: Geomorphologische Studien, Machatschek-Festschrift, Gotha 1957.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. — Wien 1957.
- WOLSTEDT P.: Das Eiszeitalter, 2. Bd., Europa, Vorderasien und Nordafrika. — 2. neu bearbeitete Auflage, Stuttgart 1958.

ZAGWIJN, W. H.: Zum heutigen Stand der pollenanalytischen Untersuchungen des Pleistozän in den Niederlanden. — *Geologie en mijnbouw* (nw. ser.) 18^e Jaargang, December 1956.

ZAGWIJN, J. H.: Vegetation, climate and timecorrelation in the early Pleistocene of Europe. — *Geologie en mijnbouw* (nw. ser.), 19 Jaargang, Juli 1957.

ZAPFE, H.: Über das Bärenskelett aus dem Altpleistozän von Hundsheim. — *Verh. Zool. Bot. Ges. Wien* 88/89, Wien 1941.

ZAPFE, H.: Die altpleistozänen Bären von Hundsheim in NÖ. — *Jb. Geol. B. A.* 1946, H. 3/4, Wien 1948.

GEOLOGISCHE KARTE

der Hainburger Berge und angrenzender Gebiete

Aufgenommen von G.WESSELY, 1955-1956

Mit Nachträgen bis 1960

1 : 25.000

0 1 2 Km

LEGENDE :

Grundgebirge:

- G Granit
Gn Paragneis (bei Berg)
S₁ Kristall. Schiefer im Hangenden des Granit
S₂ Porphyroid
Qu Quarzit
M Mesozoischer Kalk u. Dolomit

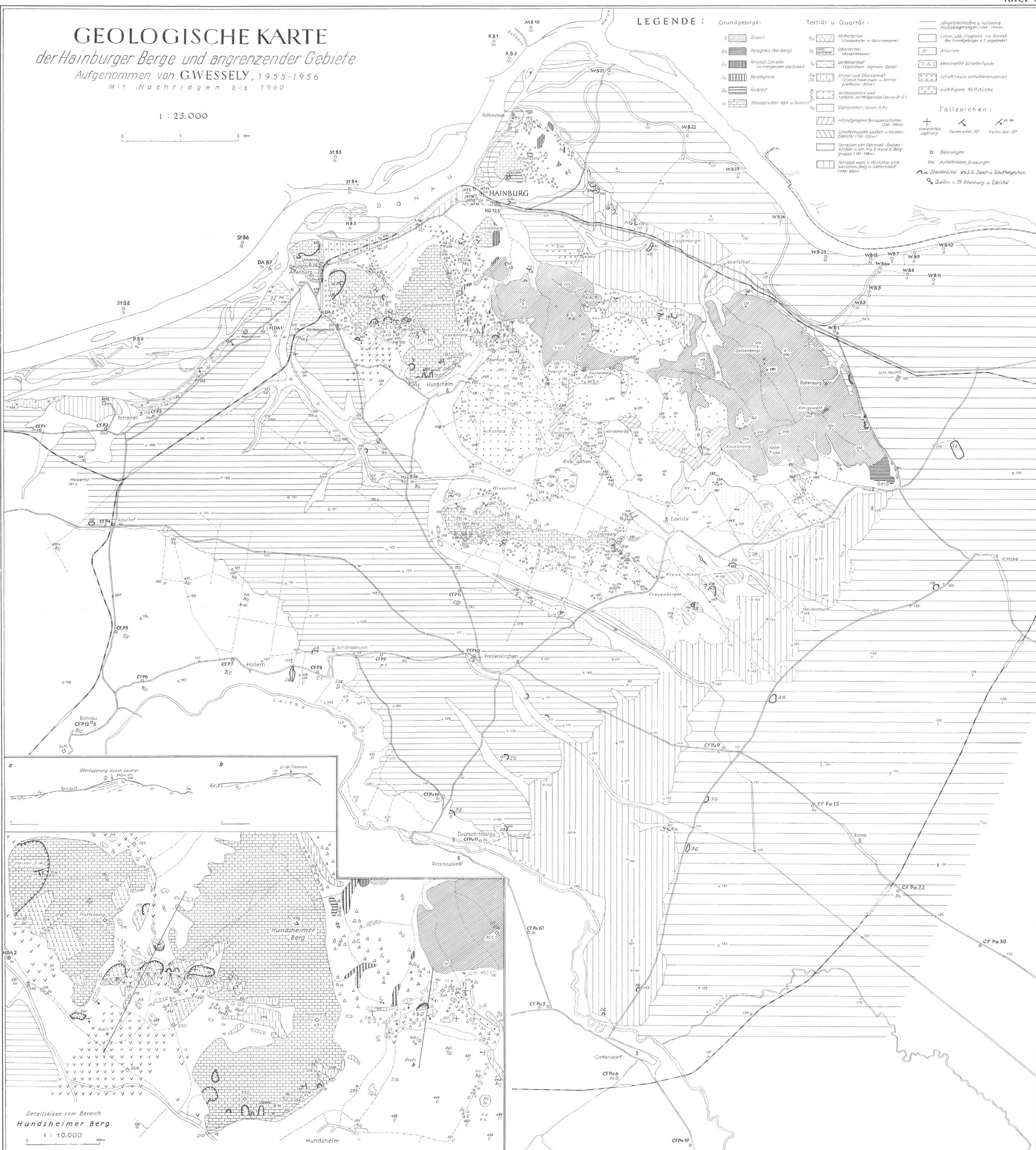
Tertiär u. Quartär:

- Tm Mitteltorton (Sandschaler- u. Bolivinszone)
To Oberorton (Korallinszone)
Su Untersarmat (Elphidium regium-Zone)
Sm Almi- und Obersarmat (Elphidium regium- u. Neilon grafsium-Zone)
H Unterpannon und tieferes Mittelepannon (Zonen B-D)
Pd Oberpannon (Zonen G, H)

- Jüngstpleistozäne u. holozäne Flußablagerungen (134-144 m)
Lehm, Löss, Flugsand (im Bereich des Grundgebirges z. T. abgedeckt)
Al Alluvium
V Vereinzelte Schotterfunde
Sch Schutt (meist Sotkumaterial)
w wichtigere Rollstücke

Fallzeichen:

- + horizontale Lagerung
Falten unter 20°
Falten über 20°
o Bohrungen
s.s. Aufschlüsse, Grabungen
S Steinbrüche
S.G. Sand- u. Schottergruben
Q Quellen v. D. Altenburg u. Edelstai



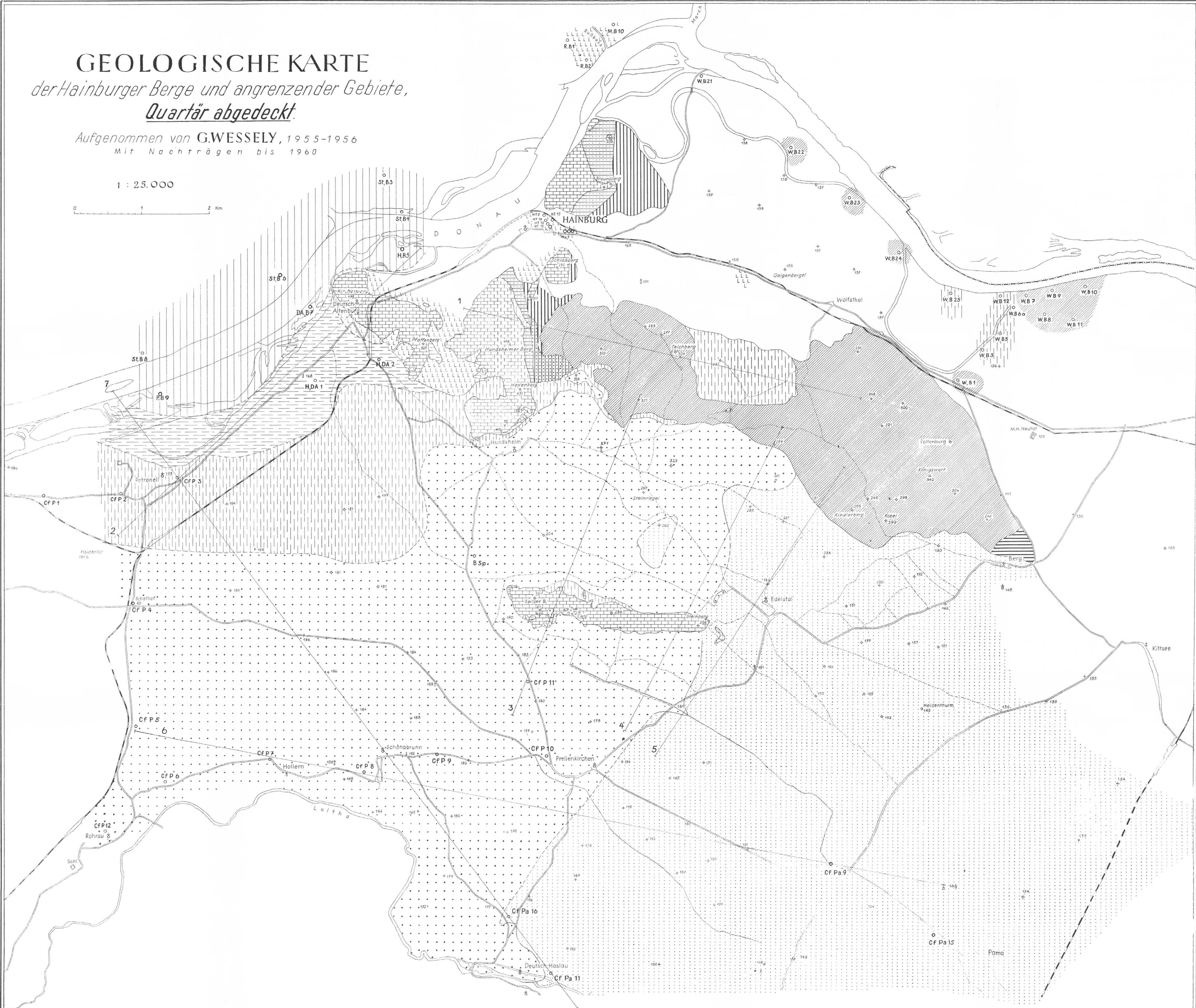
GEOLOGISCHE KARTE

der Hainburger Berge und angrenzender Gebiete,
Quartär abgedeckt

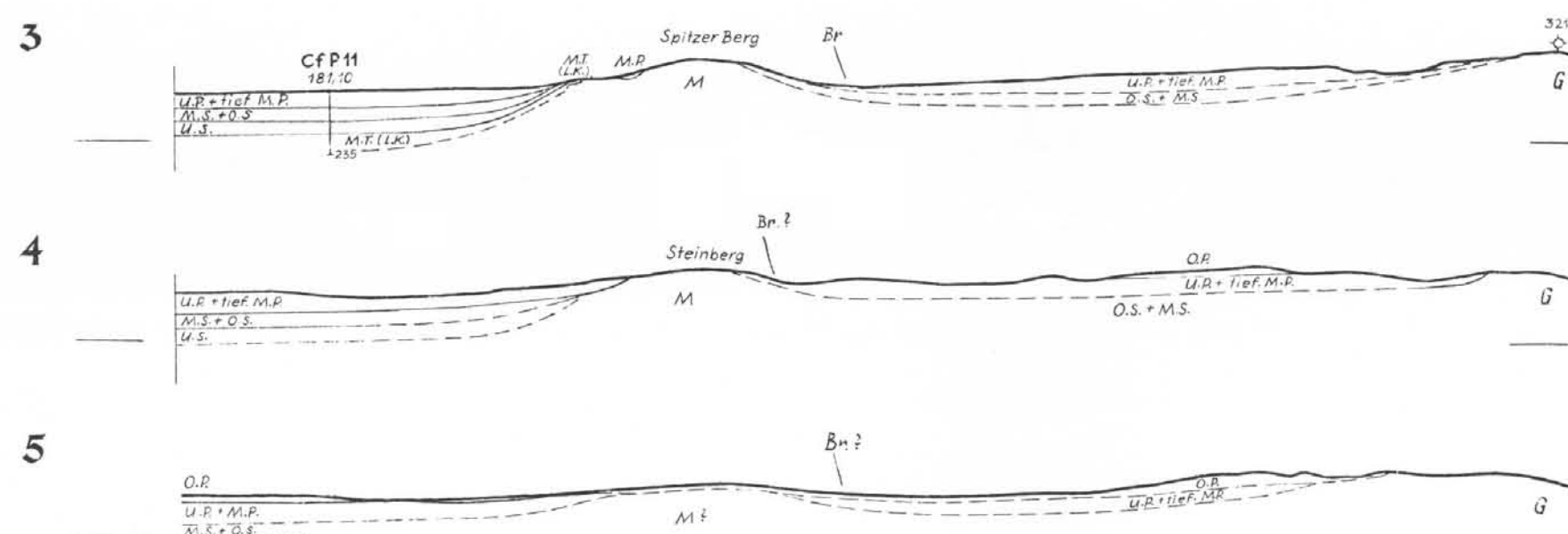
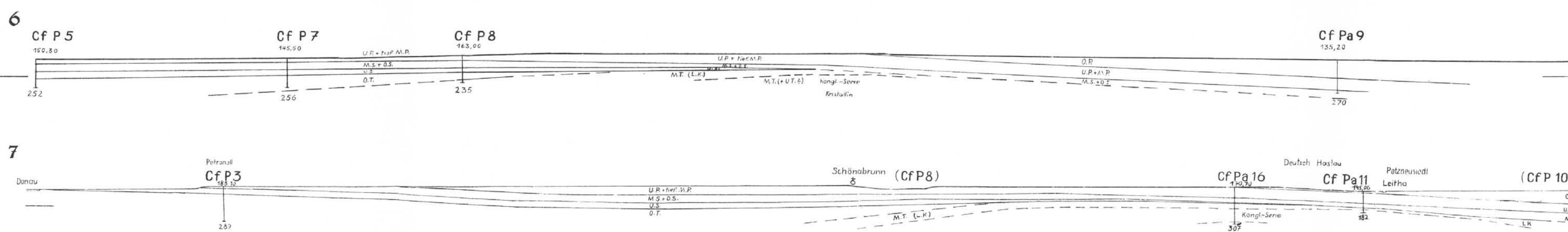
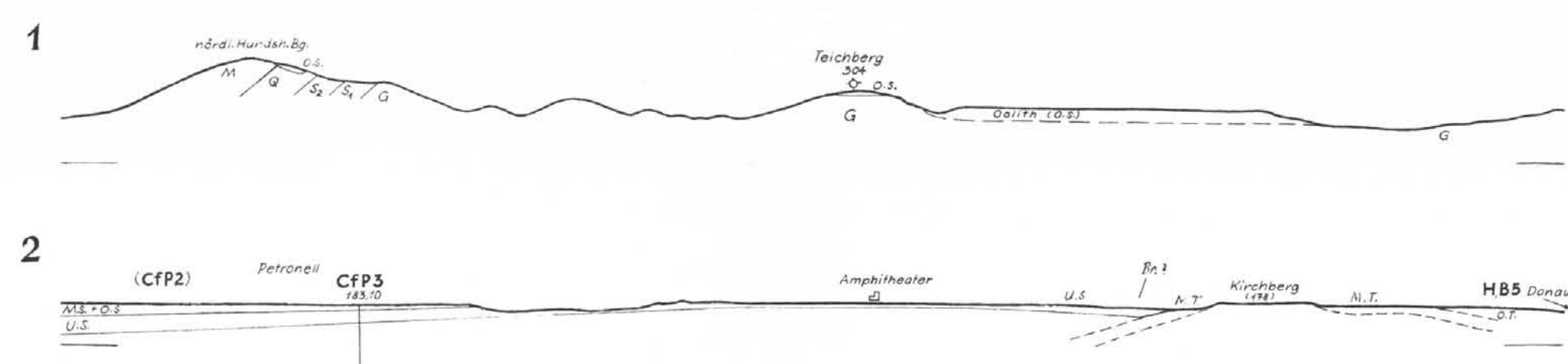
Aufgenommen von G. WESSELY, 1955-1956
 Mit Nachträgen bis 1960

1 : 25.000

0 1 2 Km



P R O F I L E :



LEGENDE
 Grundgebirge

- G Granit
 Gn Paragneis bei Berg
 S₁ krist. Schiefer im Hangenden des Granit
 S₂ Paraphrydit
 Qu Quarzit
 M₁ Mesozoischer Kalk + Dolomit
- Tertiär
- MT Mitteltorton (Sandsthaler - - Böllingzone)
 OT Oberorton (Kotlitzzone)
 US Untersarmat (E regium-Zone)
 MS Milsarmat, Obersarmat (E hauerium - - Nigrumzone)
 UP Unterpannon, tieferes, Mittelpannon (Zonen B-D)
 OP Oberpannon (Zonen G-H)

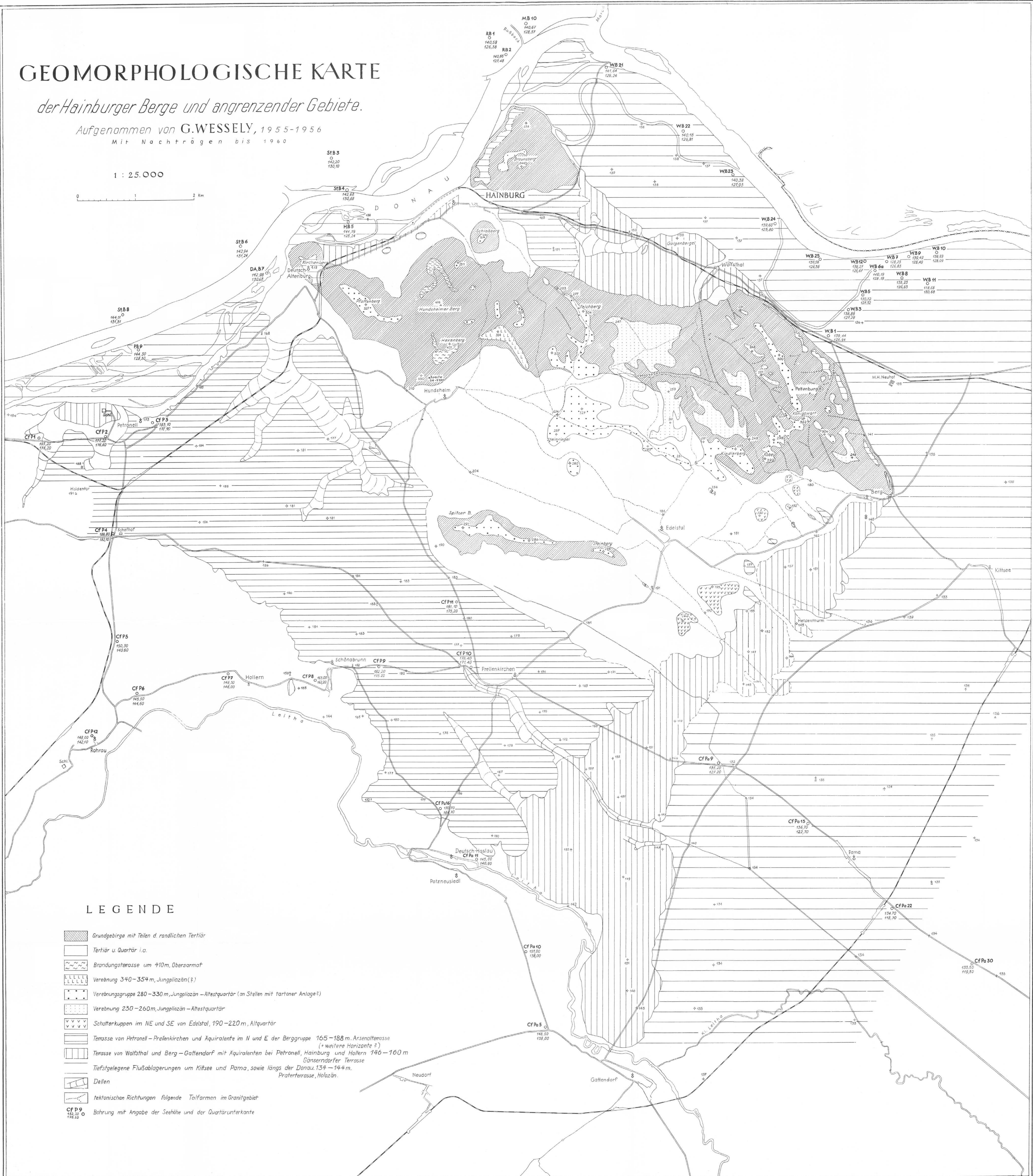
GEOMORPHOLOGISCHE KARTE

der Hainburger Berge und angrenzender Gebiete.

Aufgenommen von G.WESSELY, 1955-1956
Mit Nachträgen bis 1960

1 : 25.000

0 1 2 Km



LEGENDE

- Grundgebirge mit Teilen d. randlichen Tertiär
- Tertiär u. Quartär i.a.
- Brandungsterrasse um 410m, Obersarmat
- Verebnung 340-354m, Jungpliozän(?)
- Verebnungsgruppe 280-330m, Jungpliozän - Altstquartär (an Stellen mit tertoner Anlage?)
- Verebnung 230-260m, Jungpliozän - Altstquartär
- Schotterkuppen im NE und SE von Edelstal, 190-220m, Altquartär
- Terrasse von Petronell - Prellenkirchen und Aquilante im N und E der Berggruppe 165-188m, Arsenalterrasse (+ weitere Horizonte?)
- Terrasse von Wolfsthal und Berg - Gattendorf mit Aquilanten bei Petronell, Hainburg und Hollern 146-160m Gänserndorfer Terrasse
- Tieftgelegene Flußablagerungen um Kitzsee und Pama, sowie längs der Donau, 134-144m, Praterterrasse, Holozän.
- Dellen
- tektonischen Richtungen folgende Talformen im Granitgebiet
- Bohrung mit Angabe der Seehöhe und der Quartärunterkante

MIKROFAUNA DES OBERTORTON (Rotalienzone), Randfernere Fazies

sh=sehr häufig, h=häufig, ns=nicht selten, s=selten, ss=sehr selten, +=vorhanden

MAKROFAUNA DES MITTELTORTON (Randzone)

MAKROFAUNA DES OBERTORTON (Beckenzone) aus der Bohrung P, B 9

Pirenella nodosoplicata (HOERN.M.), wahrsch. juv.
Cerithium (Ptychocerithium) bronni PARTSCH
Cerithium (Ptychocerithium) procrenatum SACCO
Pirenella picta bicostata (EICHW.)
- " - - picta (DEFR.)
- " - - cf. mitralis (EICHW.)
Cerithium (Pithocerithium) rubiginosum (EICHW.)
- " - (- " -) doliolium BROCC.
Bittium (Bittium) reticulatum (da COSTA)
Cerithium sp.
Pirenella sp.
Turritella badensis SACCO var.
- " - bicarinata EICHW. var.
- " - tricineta BORS. var.
- " - pythagoraica HILB.
- " - erronea COSSM. var.
Clithon (Vittoclithon) pictus pictus (FER.)
- " - (- " -) - " - subsp. (Kiel-leicht angedeutet)
Clavatulula cf. granulato-cincta (MÜNST.)

Clavatulula sp. (kleinwüchsigt?, juvenil?)
Ocinebra sublavata (BAST.)
Nassa cf. dujardini DESH.
- " - schönni R.H.I.A.
Ancilla glandiformis LAM. (z.T.kleinw.)
Calliostoma (Ampullotrochus) cf. millegranum (PHIL.)
Mohrensternia inflata (ANDRZ.)
Hydrobia frauenfeldi subsp. (M.HOERN.)
Rissoo sp.
Acteocina lajonkaireana lajonkaireana (BAST.)
div. Kleingastropoden

Glycimeris pilosa (LIN.)
Linga (Linga) columbella (LAM.)
Cardium sp. (Acantocardia?)
Cardienbruchstücke
Ervillea sp.
Anomia sp. (costata?)
div. Kleinformen

Randfernere und randnahe Fazies

[illegible]

Randfernere Fazies

haupts. Mittelsarmat

	4	5	7	10	17	20	536	594	596	653	654	659	B.Sp. 70 m	B.Sp. 100 m	61	61h	69a	71	74	78	102	109	119	120	123	136	137	228	650a	M.B. 12	12,70m	M.B. 5	25,30m	
Quinqueloculina sarmatica KARR.							s						h	s		s					ns	ns	ns	s	ns								s	
Triloculina consobrina ORB.										s								s					ss										s	
Nonion granosum (ORB.)	ns	s	ss	h			ns	s				s	ns	ss	s	ss					ss	ns	ns	s		ns	s		s	h.				
- " - sp. (klein)	ns	s				ss	s	s	s	ss	s	s	ss		h	h													s					
Elphidium rugosum (ORB.)	n	s	ns	s	ss	s	h	h	h	h	h	h	ns		h	s	h	h	h	h	ns		h	h	h	sh	sh	h	ns			h		
- " - obtusum (ORB.)		s			s	ns	h		h	ns			h		h	ss	sh	ns		ns	h	h	h	h	ns	h								
- " - cf. aculeatum (ORB.)	s	s	ss		s		s		ns	ss	s	s	ns		ns			h	h			ns	s			h		s						
- " - listeri (ORB.)															s								s				s					h		
- " - sp. (Jugendform?)	s	s	ns	s	s	ns		ns	ns	h	ns																		s					
- " - hauerinum (ORB.)	s	s	ns	s		s		ns	ss	s		s		ns	ns		s	ns																
Buliminella sp.	ss								ss	ss	ss																							
Bulimina elongata ORB.										ss																								
Entosolenia div. sp.	ns					s						s																						
Bolivina "sarmatica"	h	ns			ns	ns	s	ns	h	h	ns	s	s					h										ss						
Rotalia beccarii (L.) + var.	h	s	h	s			s	s	h	h	ns	h	h	ss		ss								h	ss			s	h					
Cibicides lobatulus (J.u.W.)	ns		ns						h		ns	ns																						
Aurila notata (RSS.)				h			s								s	ns		s	ns		ns	h	h		h	ns	ns	ss				ns		
Aurila ex gr. notata (RSS.)		ns			ss								ss																					
Hemicytheria omphalodes (RSS.)																								ss					ns					
Leptocythere sp.	s	s	s	s			s	ss	ns	s	ss	s			ns	ss		s	s						s	ns	s							
- " - parallela MEH.										s		s																						
Xestolebris tumida (RSS.)	s	ns	s		ss			s	h	ss	ss				s		ss						s		s	ss								
- " - sp.		s					s					ss			ss				h	ns	s	ns		s	h		ss					ss		
Loxoconcha div. sp.									ss			h			s	s	s	s	ns				s	s	s		s	s						
Cyamocytheridea leptostigma (RSS.)													ss																					
Cyprideis pannonica (MEH.)							h	ss		ss																								
- " - sp.	ss						ns					ns																						
Haplocytheridea dacica dacica (HEJJAS)								s																										
Erpetocypris sp.												ss	ss																					
Ostracodenlarven (meist Aurila)	s	ns			ss	s	ns	ss		ns	s	s	s																					
Spiroboris heliciformis (EICH.)																						ns			s									
- " - spiroboris (L.)																			ss			ns					s		ss					
- " - commutatus (ROV.)																			ss														s	
Mikrotesten, Molluskensplitter		+						+	+	+	+	+	+					+	+	+	+	+		+		+	+						+	
Otolithen		s			ns			s	s	s	s	s	s		s																			
Fischzähnen			+		+				+			+			h					+		h											+	
Fischreste	+		+	+											+																		+	
?Algenreste															h						ns	+												
Umlagerungen															US		US	US			T											T		

Nubecularienfundpunkte:

Nubecularia novorossica nodula KARR. u. SINZ.: 71, 74, 78, 109, 120, 173, 224, 642, 662, u.a.

caespitosa STEINM. : 136, W, B 5

Randnahe Fazies

haupts.Obersarmat

	Untersarmat						Obersarmat											Bohrungen Wolfsthal			
	51	73	214	222	561a	598	665	71	74c	78	102	109	136	137	173	224	226		233	636	642
Gibbula angulata (EICHW.)					+																
- " - sp.								+													
Calliostoma guttenbergi (HILB.)					+																
- " - orbignyanus orbignyanus (M. HORN.)												+								+	
- " - styriaca (HILB.)					+																
- " - conitesta PAPP																+					
- " - poppelacki (PARTSCH)																+					
- " - podolicoformis nudostriata PAPP										+		+			+						
- " - " - podolicoformis (KOL.)															+						
- " - " - wiesenensis PAPP										+					+						
- " - sopronensis PAPP	+				+																
- " - div. sp.									+								+				+
Rissoa sp.					+																
Pirenella picta picta (DEFR.)					+																
- " - " - nympha (EICHW.)								+	+			+	+	+					+		+
- " - disjuncta disjuncta (SOW.)										+											+
Cerithium (TH.) rubiginosum rubiginosum (EICHW.)									+	+			+		+	+					+
- " - (") - " - subtypicum SACCO																+					
Ocenebra sublavata sublavata (BAST.)					+	+				+											
Dorsanum duplicatum duplicatum (SOW.-KOL.)																+					
Modiolus incrassatus incrassatus (ORB.)	+		+	+	+		+	+	+		+	+	+		+	+	+	+	+	+	+
Musculus sarmaticus (GATUEV)												+									
Congerina soceni soceni JEK.												+	+		+						
Cardium latisulcum latisulcum MINST.												+	+								
- " - " - nexingense PAPP																			+		
- " - vindobonense vindobonense (PARTSCH), LASK.			+	+	+	+	+	+				+	+	+	+		+	+	+	+	+
- " - lithopodolicum sarmaticum KOL.	+		+	+	+							+									
- " - div. sp.						+	+			+			+								+
Irus (Paphirus) vitalianus (ORB.)								+				+			+		+				+
" (P.) gregarius gregarius (PARTSCH), Goldf.								+					+	+	+		+				+
Ervilia dissita dissita (EICHW.)					+	+	+	+	+			+	+	+				+			+
Mactra vitaliana eichwaldi LASK.										+			+					+		+	+
Helicide indet.										+			+						+		+
Bryozoen	+	+	+	+	+						+	+			+						+
Hydroides pectinata (PHILIPPI)	+	+	+	+	+	+			+	+							+	+			+

MIKROFAUNA DES UNTERPANNON UND TIEFEREN MITTELPANNON /ZONEN B-D/ (Randfernere u. randnahe Fazies)

	Zonen B/tiefer C										höhere Zone C	Zone D																			
	109u	111	164	501	552	631	644	657	658	B.Sp. 40m		112	163	167	171	491	520	528	533	534	589	627	237	250	421	424	439	591	607	622	624
Eucypris (?) auriculata (RSS.)	ns	ns	ss		h	ns	s	ns	ns	s				s			ss						s				s				s
Erpetocypris ex gr. abscissa (RSS.)	ss	ss	ss	s	h	ns		ns	ns	ss		ns	ss	s				ns	ss	ns			s	s	ns		ns		ss	ss	ss
- " - ex gr. recta (RSS.)			s	ns			ns				ss			ns	ns		ss			ns											s
- " - sp. ind.	ns		h	s										s							ss										
- " - div. sp.																s	ss			ss								s		s	
Cypria sp.																													ss		
Candona ex gr. fossulata POK.			ns											s	s				s			s	s	ss						ss	
- " - mutans POK.			h	ss															s			s			ss	ns	ns			s	
- " - (Pontonella) sp.			ss	s										s	ss		ss		ss	s			s		s	ns	s		h	h	
- " - sp. ("Lineocypris fahrioni")			ns					s	s		ss	ss	h			ss		ss	s				s		s	s				s	
- " - (Lineocypris) reticulata MEH.													h	ss		ss			ss			ns			ss	ss			h	ns	
- " - (" -) hodonensis POK.													ss	ns									ns								
- " - div. sp.													ss										ns								
Cypridide indet.			ns																	s											
Cyprideis pannonica (MEH.)		s				s	ns																								
- " - macrostigma macrostigma KOLLM.																						s		s		ns					
- " - " - ventricosa KOLLM.												s	ns						s	s	ns										
- " - heterostigma sublittoralis POK.																						h			ns	h	ns	ns	h	ns	
- " - " - major KOLLM.				ns									ns	h	ns	s	ss		s	h		h	ns	s	s		ns		ns		
- " - div. sp.	s				ss																		ns								
Hemicytheria hungarica (MEH.)	ns	s		ns			ns							s						ns											
- " - lörentheyi (MEH.)		ns	ss	ns			ns							ss																	
- " - aff. folliculosa (RSS.)		ns	s	ns			s						ns	ns						ns											
- " - folliculosa (RSS.)																							h	ns	ss		ns	s	h	h	h
- " - div. sp.	ss					ss		ss												ns											
Callistocythere lacunosa (RSS.)				ss			ss															s				s				s	
Loxoconcha div. sp.	ss			s				ss					ss	s					s			s	ss	ss		ss	ss	ss	ss	ss	s
Xestolebris sp.														ns									s								
Gastropodensteinkerne (? Micromelania sp.)																									s						
div. Molluskenreste						s			s														s								
Zähnen			s	ns						s								s	s			s	h								
Umlagerungen	os	os					os	os	os																						

Weitere fossilleere od. fossilarme Proben wahrsch. der höheren Zone C: 125, 166, 257, 487, 488, 490, 493, 495, 498, 502, 503, 506 - 511, 514 - 517, 519, 522, 523, 524, 526, 531.

MAKROFAUNA DES UNTERPANNON UND TIEFEREN MITTELPANNON (Randfernere und randnahe Fazies)

	Zonen B/C				Zonen C/D																		
	109v	116	200	644	155	167	171	186	197	243	296	437	346	419	421	422	500	514	562	564	565	607	646
Brotia (Tinnyea) escheri escheri BRONGN.					+		+																
Melanopsis impressa KRAUSS	+	+	+	+																			
- " - ex gr. fossilis (MART.,GMEL.)						+	+		+					+	+			+	+				+
- " - rugosa HANDM.						+	+				+							+					
- " - vindobonensis vindobonensis FUCHS							+	+	+		+			+	+			+					+
- " - cf. senatoria HANDM.								+															
- " - pygmaea pygmaea M.HORN.						+					+		+										
- " - div. sp.																				+			
Congeria neumayri ANDRUS.						+								+									
- " - ramphophora vösendorfensis PAPP						+		+		+	+			+	+	+	+			+			+
- " - spathulata PARTSCH (untypisch)											+			+	+	+	+				+		
- " - ornithopsis BRUSINA				+																			
- " - cf.semilunata PAVL.						+																	
- " - dodderleini BRUSINA						+																	
- " - soceni soceni JEKELIUS	+	+	+																				
- " - sp. (klein)								+		+										+			
Limnocardium cf. edlaueri PAPP								+					+			+							
- " - conjungens (PARTSCH)						+	+			+	+	+		+							+	+	
- " - ex gr. böckhi (HAL.)																							
schedelianum (PARTSCH)						+				+	+			+				+					+
Zwischenform v. Didacna deserta deserta (STOL.)																							
u. Limnocardium promultistriatum JEK.								+		+		+	+	+							+		
Limnocardium div. sp.						+			+		+		+		+								
Kriechspuren (Würmer?)								+			+					+							
Knochenreste												+											
Pflanzenabdrücke								+					+										
Umlagerungen	S	S	S																				

sh = sehr häufig, h = häufig, ns = nicht selten, s = selten, ss = sehr selten, OS = Obersarmat

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1961

Band/Volume: [104](#)

Autor(en)/Author(s): Wessely Godfrid

Artikel/Article: [Geologie der Hainburger Berge 273-349](#)