

ERSTER TEIL

# Erläuterungen zur geologischen Karte

## Mattersburg-Deutschkreutz

1 : 50.000

auf Grund der von F. KÜMEL hinterlassenen Unterlagen sowie unter Berücksichtigung von Neueobachtungen, bearbeitet von J. FINK, H. KÜPPER,  
K. LECHNER, A. RUTTNER

Redaktion: H. KÜPPER

### Inhalt

a) Vorbericht, b) Orographie, c) Erforschungsgeschichte, d) Literatur	Seite
<b>I. Abschnitt: Kristallines Grundgebirge (K. LECHNER) (Tafel I)</b> . . . . .	9
A. Kristalliner Schiefer	
B. Semmeringserie	
C. Bau des Grundgebirges	
<b>II. Abschnitt: Tertiär (H. KÜPPER)</b> . . . . .	26
A. Helvetische Stufe	
B. Tortonische Stufe (Tafel II, III, IV)	
C. Sarmatische Stufe	
D. Pannonische Stufe	
E. Vulkanische Gesteine (Tafel V, VI)	
<b>III. Abschnitt: Quartär (J. FINK) (Tafel VII, VIIa)</b> . . . . .	36
<b>IV. Abschnitt: Kurzer Überblick über die erdgeschichtliche Entwicklung</b> . . . . .	49
(H. KÜPPER) (Tabelle S. 50)	
<b>V. Abschnitt: Nutzbare Rohstoffe</b> . . . . .	52
Wässer (H. KÜPPER), Kohlen (A. RUTTNER) (Tafel VIII)	



## a) Vorbericht

F. KÜMEL hat knapp vor seinem Tode im Sommer 1955 die geologische Karte Mattersburg—Deutschkreutz 1:50.000 im Endentwurf bei der Geologischen Bundesanstalt eingereicht. Die Durchführung der Herausgabe wurde unter Führungnahme mit den entsprechenden Geologen durch die Zeichenabteilung der Geologischen Bundesanstalt durchgeführt.

Im Nachlaß F. KÜMELS fand sich ein Entwurf für den Text der Erläuterungen zur Karte, von welchem die Abschnitte Einleitung, die Zentralalpen und ein erster Teil des Abschnittes Tertiär einigermaßen ausgeführt waren. Bei näherer Durchsicht hat es sich ergeben, daß auf mikropaläontologische Arbeitsmethodik im Tertiärbereich relativ wenig Bezug genommen war. Es wurden deshalb 1956 alle jene Gebiete einer nochmaligen Bemusterung unterzogen, deren Stellung dem größeren Rahmen der Tertiärstratigraphie einzufügen notwendig schien. Zur Beurteilung der sich hiebei aufrollenden Fragen schien es nötig, diese Arbeiten so auszuführen, daß hiebei der Anschluß an die neueren Ergebnisse des Wiener Beckens erreicht wurde. Der geologische Teil dieser Arbeiten wurde von H. KÜPPER ausgeführt, die paläontologische Bearbeitung besorgte R. SIEBER und R. WEINHANDL. Eine Bearbeitung der Quartärgeologie von J. FINK, welche die Beobachtungen bis Ende 1956 miterfaßt, ist ebenfalls angeschlossen.

Für die Beurteilung der Erläuterungen ersuchen wir, im Auge zu halten, daß sich der Text auf den österreichischen Gebietsanteil des Blattes bezieht; die Karte selbst umfaßt jedoch auch den ungarischen Anteil, so wie er auf Grund der in Publikationen zugänglichen Unterlagen zur Abrundung des geologischen Gesamtbildes übernommen wurde. Der Text des ersten Teiles enthält die Beschreibung der Grundlagen. Eine Diskussion der heute übersehbaren Probleme sowie außerhalb des Kartengebietes gelegener Punkte ist diesen Erläuterungen als zweiter Teil angefügt, da eine Berücksichtigung der offenen Fragen von KÜMEL kaum skizziert war und einige sich erst aus der später erfolgten mikropaläontologischen Bearbeitung ergaben; die Darstellung der Problematik ist in ihrer Gesamtheit jedoch für die Weiterführung der Arbeiten unerlässlich. Der Abschluß der vorliegenden Bearbeitung fußt auf dem Stand der Kenntnisse, verfügbar bis etwa Ende 1956.

Wir möchten diesen Vorbericht schließen mit einer Aufforderung und Einladung zu freiwilliger Mitarbeit auf dem Gebiet der geologischen Heimatkunde!

Die folgenden Zeilen werden Lehrern, vielleicht Schülern und naturfreudigen Menschen in die Hände kommen. Alle, die sich draußen im Freien bewegen, sehen beim Bau eines Kellers, beim Bau eines Brunnens oder Abzuggrabens unverwittertes Gestein an den Tag kommen. Gleichviel, ob das Material sichtbare Fossilreste enthält — in letzterem Falle um so mehr — es ist jeder dieser Gelegenheitsaufschlüsse für den Geologen wertvoll, auch wenn bereits eine gedruckte Karte vorliegt. Denn nur durch Mitberücksichtigung neuer Aufschlüsse wird unsere Kenntnis von Grund und Boden erweitert und kommt diese Kenntnis früher oder später wieder der Allgemeinheit zugute.

Vor allem an die Lehrerschaft wird das Ersuchen gerichtet, von Zufallsaufschlüssen, Fossilfunden, möglichst unter Zurseitelegen einer Gesteinsprobe von etwa 1 kg, per Postkarte die

Geologen zu verständigen, sei es an den entsprechenden Landesstellen, sei es an der Geologischen Bundesanstalt. Nicht immer wird es möglich sein, daß sofort ein Geologe den Fund abholt. Wenn aber der Fund durch eine Probe des Gesteins belegt ist und später eine verlässliche Auskunft über Fundumstände gegeben werden kann, wird der Berichtgeber des Dankes der geologischen Wissenschaft sicher sein.

## b) Orographie

Der vom Blatt Mattersburg—Deutschkreutz dargestellte Raum gehört zum größten Teil dem Burgenlande zu. Nur der westlichste Teil ist bereits niederösterreichisch (Schwarzenbach).

Orographisch umfaßt es zwei Beckengebiete, und zwar den Südteil des E i s e n s t ä d t e r B e c k e n s, hier entwickelt als Mattersburg—Ödenburger Bucht, sowie den nordwestlichen Teil des O b e r p u l l e n d o r f e r B e c k e n s, der in der geologischen Literatur auch als Landseer Bucht bezeichnet wird und von dem südlich folgenden Draßmarkter Teilbecken auch wieder aus geologischen Gründen sich abhebt.

Die zwei genannten Beckenlandschaften werden von dem W—O verlaufenden B r e n t e n r i e g e l getrennt (er trägt den Sieggrabener Sattel), welcher derart das Verbindungsglied bildet zwischen dem entlang dem W-Rand des Kartenblattes folgenden N—S verlaufenden Abfall der B u c k l i g e n W e l t und über den Mukh Kilátó (523 m) die Brücke schlägt zum Südende des R u s t e r H ö h e n z u g e s, der, in den Kristallinhügeln SO von Ödenburg beginnend, in nördlicher Erstreckung das W-Ufer des Neusiedler Sees bis S Schützen begleitet.

Der Westrand des Kartenblattes gehört zum Abfall der Buckligen Welt und ist der östlichste Teil des zusammenhängenden Körpers der Zentralalpen. Der Greimkogel und der Schwarzkogel können noch zum Rosaliengebirge gerechnet werden und überragen nur wenig ihre Umgebung. Deutlicher hebt sich der wenig niedrigere Sieggrabener Kogel ab (650 m). Südwärts schließt sich flachwelliges Land an, an das sich im Westen in breitem, basaltgekröntem Rücken der Pauliberg (755 m) anschließt.

Bei Landsee beginnt ein Zug höherer, aus Quarzit bestehender Berge, der sich bis in den Sticklberg fortsetzt; im Bereich unseres Blattes gehört ihm der Haidriegel und der Klosterberg an. Südlich von Landsee, fast bis Karl, liegen wieder niedrigere Waldberge. Am Brentenriegel (605 m) hat das Burgenland seine schmalste Stelle, nämlich nur 4,5 km.

Der größere Teil des Mattersburger Beckens wird durch die Wulka zum Neusiedler See entwässert. Der südöstliche Randteil aber gehört dem Spitalsbach zu, welcher über Ödenburg als Ikva in den Einserkanal mündet, die (künstliche) Verbindung des Sees mit der Donau. Die Ikva nimmt aber auch Wässer aus dem Oberpullendorfer Becken auf, nämlich die Bäche von Deutschkreutz und Nikitsch. Der übrige Teil des Oberpullendorfer Beckens wird durch die Rabnitz entwässert, welche die Abflüsse des großen Hansag-Moores aufnimmt und bei Raab in die Donau mündet.

## c) Erforschungsgeschichte

Die Erforschung des Raumes des Kartenblattes nahm vom Kohlenbergbau des Brennerberges seinen Anfang. Schon frühzeitig erregten auch Funde von tertiären

Fossilien die Aufmerksamkeit der Fachwelt. Die ersten Veröffentlichungen (1822) stammen von reiselustigen Franzosen (BEUDANT, BOUE); bald aber widmen sich Männer diesem Gebiet, deren Namen im Wiener Becken guten Klang hat: M. HOERNES, J. CZJZEK, A. E. REUSS, R. v. SCHWABMAN, F. KARRER, E. SUESS. Gleichzeitig fanden die Veröffentlichungen über den Brennberger Bergbau ihre Fortsetzung durch K. HAMMERSCHMIDT, A. NENDTWICH und J. PETTKÖ, während von J. SAPETZA eine Untersuchung von tertiären Pflanzenresten stammt.

Die erste Untersuchung des kristallinen Grundgebirges stammt von J. CZJZEK (1854); auf ihn geht auch die Geologie des alt-österreichischen Teiles von Blatt Aspang—Ödenburg der geologischen Übersichtskarte zurück, welche aus den handkolorierten Blättern der alten Generalstabskarte 1:144.000 besteht. Der ungarische Teil des genannten Blattes beruht auf den Aufnahmen von K. HOFMANN und seiner Mitarbeiter J. STÜRZENBAUM und B. v. INKEY aus den Jahren 1874—77. Trotz ihres Alters enthalten diese Blätter manche Angaben, die auch heute noch gelten.

Die Wasserversorgung der Stadt Ödenburg erforderte genauere geologische Aufnahmen; auf diese Art kam es zu WOLF'S Untersuchungen der weiteren Umgebung im Jahre 1870 und damit zu einer guten kartenmäßigen Darstellung.

Nach dem im Jahre 1891 erfolgten Tode K. HOFMANN'S wurden seine und seiner Mitarbeiter Ergebnisse von L. ROTH v. TELEGD mit Verwendung seiner eigenen Ergebnisse zu einer Karte im Maßstab 1:75.000 zusammengestellt. L. ROTH verdankt man hiebei die Darstellung des Ruster Bergzuges und des Gebirgssammes zwischen Forchtenau und Wiesen.

Wenig später hatte M. VACEK die Bucklige Welt begangen und kartiert. Wo er sich mit den genannten ungarischen Forschern räumlich traf, ergaben sich aus verschiedenen Fassungen mancher Gesteinsbegriffe allerlei Unstimmigkeiten. Neben einer Darstellung seiner Auffassungen lieferte VACEK im Jahre 1882 auch eine Karte des Raumes von Ödenburg (1:75.000), die jedoch gegenüber jener von ROTH v. TELEGD keinen Fortschritt bedeutet. Es ist dann auch die ROTH'SCHE Karte von H. VETTERS um 1930 als Grundlage der Übersichtskarte der Republik Österreich im Maßstab 1:500.000 gebraucht worden.

Zu den schon genannten Forschern der tertiären Schichten gesellten sich TH. FUCHS, V. HILBER, F. TOULA, E. KITTL, W. J. PROHASZKA, F. X. SCHAFFER, K. PAPP, T. SZONTAGH, O. KADIC, Z. SCHRETER, A. WINKLER, A. BODA, W. PETRASCHECK, R. MAYER. Weiterhin war es der Pauliberg, der viele Forscher fesselte: A. WINKLER, L. JUGOVICS, E. R. SCHMIDT, H. WIESENER. Die Kohlengeologie der Umgebung von Ödenburg fand in der Arbeit von W. PETRASCHECK (1922) ihre Darstellung.

Mit den Bearbeitungen und Karten von M. VENDL (1929—33) beginnt eine Zeit eingehender Studien auf Blatt Mattersburg. Es folgten die Untersuchung und Kartierung von R. JANOSCHECK (1931) am Nordrand der Landseer Bucht und die geologisch-petrographische Untersuchung der Sieggrabener Scholle durch F. KÜMEL (1935).

Die Kartierung des Kartenblattes Mattersburg im Auftrage der Geologischen Bundesanstalt erfolgte in den Jahren 1935—37 und 1939. Verbesserungen wurden bis 1952 vorgenommen. Als Teilergebnisse wurden bereits früher die Untersuchung der beiden Vulkane 1936 und des Töpfertones 1939 veröffentlicht.

Die Darstellung des Nordrandes der Landseer Bucht wurde mit wenigen Änderungen von R. JANOSCHECK 1931 übernommen. Herrn Direktor Dr. JANO-

SCHEK gebührt auch herzlicher Dank für eine Reihe interessanter Aufnahmen im Blatt Mattersburg, die er zur Verfügung stellte.

In der zwischen der Kartierung und der Drucklegung verflossenen Zeit haben schließlich A. PAPP, M. TOPERCZER, F. BACHMAYER, R. SIEBER, W. PETRASCHKEK Ergebnisse von Einzeluntersuchungen mitgeteilt. Nach dem Tode von F. KÜMEL wurden die Bearbeitungen und Literatur bis inklusive 1956 mitberücksichtigt.

An dieser Stelle soll festgehalten werden, daß auf dem Ortsfriedhof von Marz zwei Große der erdgeschichtlichen Forschung ruhen: EDUARD SUESS († 1914) und FRANZ EDUARD SUESS († 1942). Beide haben auch dem Raume von Mattersburg ihr Interesse zugewandt.

#### d) Literatur

Die folgende Zusammenstellung umfaßt bis Anfang 1957 jene geologischen Arbeiten, die nach dem heutigen Stand der Erforschung für die Weiterentwicklung als wichtig angesehen werden können. Die Liste dürfte einigermaßen vollständig sein für den Zeitraum des Bestandes der Republik Österreich; für ungarische Literatur verweisen wir nach VENDL 1929—33 und SZADECKY-KARDOSS 1938.

#### Literatur

- BACHMAYER, F.: Fossile Libellenlarven aus miozänen Süßwasserablagerungen. — Sitz.-Ber. Ost. Akad. Wissensch. 1952, Abt. I, 161. Bd., S. 135.
- BERGER, W.: Pflanzenreste aus miozänem (helvetischem) Ton von Weingraben. — Sitz.-Ber. Ost. Akad. Wissensch. 1952, Abt. I, 161. Bd., S. 93.
- BOBIES, C. A.: Die Bryozoen des österreichischen Sarmat. — Jahrb. Geol. B.-A. 1957, S. 81.
- BRANDL, W.: Die tertiären Ablagerungen am Saume des Hartberger Gebirgsspornes. — Jahrb. Geol. B.-A. 1931, S. 351.
- CORNELIUS, H. P.: Petrographisches über den Glimmerandesit von Aschau (Burgenland). — Folia Sabariensia 1933.
- EHRENBERG, K.: Die vorzeitliche Tierwelt des Burgenlandes (wichtige Literaturliste). — Burgenl. Heimatblätter, 3. Jahrg., 1934, S. 53.
- FUCHS, TH.: Tertiärablagerungen in der Umgebung von Preßburg und Hainburg. — Jahrb. Geol. R.-A. 1868, S. 276.
- FUCHS, TH.: Über den marinen Tegel von Walbersdorf. — Verh. Geol. R.-A. 1884, S. 373.
- GERABEK, K.: Die Gewässer des Burgenlandes. — Burgenl. Forschungen, H. 20, Eisenstadt 1952.
- HOCHSTETTER, H. E.: Fauna des Walbersdorfer Tegels. — Anz. Akad. Wissensch. 1934.
- HOERNES, R.: Sarmatische Conchylien aus dem Ödenburger Comitatus. — Jahrb. Geol. R.-A. 1897, S. 57.
- JANOSCHKEK, R.: Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht. — Mitt. Geol. Ges. Wien, XXIV, 1931.
- JANOSCHKEK, R.: Jungtertiäre Blockschlammströme am Ostfuße des Rosaliengebirges. — Anz. Akad. Wissensch., Wien 1931, 68. Jahrg., S. 115.
- JANOSCHKEK, R.: Zur Geologie des Brennberger Hügellandes. — Anz. Akad. Wissensch., Wien 1932, 69. Jahrg., S. 2.
- JUGOVICS, L. V.: Die Basalte des Paulibergeres. — Chemie der Erde, 1939.
- KANTAS, K.: Normal value of vertical intensity in the Transdanubian District. — Mitt. berg- u. hüttenm. Abt., Hochsch. Sopron, Vol. XVI, S. 171, 1947.
- KAPOUNEK, J.: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Eisenstadt. — Jahrb. Geol. B.-A. 1938, S. 49.
- KIESLINGER, A.: Rezente Bewegungen am Ostrand des Wiener Beckens. — Geol. Rundsch., Bd. 43, S. 178, 1955.
- KIESLINGER, A.: Junge Tektonik im Wiener Becken. — Z. D. Geol. Ges., Jahrg. 1955, S. 566.
- KÜMEL, F.: Siegrabener Deckenscholle im Rosaliengebirge. — Mineral. u. Petrogr. Mitt., 47, 1935, S. 141.

- KÜMEL, F.: Vulkanismus und Tektonik der Landseer Bucht im Burgenland. — *Jahrb. Geol. B.-A.* 1936, S. 203.
- KÜMEL, F.: Aufnahmsberichte über Blatt Ödenburg. — *Verh. Geol. B.-A.* 1936, S. 58, 1937, S. 76, 1938, S. 78.
- KÜMEL, F.: Das Hafnerhandwerk von Stob. — *Verh. Geol. B.-A.* 1939 = *Verhandl. Zweigstelle Wien*, Jahrg. 1939, S. 209.
- KÜMEL, F.: Eine pliozäne Karstlandschaft im südlichen Burgenland. — *Höhle*, 1953, 4, S. 1.
- KÜMEL, F.: Untersuchungen entlang der burgenländischen Nord—Süd-Straße. — *Verh. Geol. B.-A.* 1952, S. 57, 1953, S. 77.
- KÜMEL, F.: Der Auftakt zur geologischen Erforschung des Burgenlandes. — *Burgenl. Heimatblätter*, 16. Jahrg., 1954, S. 150.
- KÜMEL, F.: Süßwasseropal der Czatherberge im Burgenland. *Jahrb. Geol. B.-A.* 1957, S. 1.
- KÜPPER, H.: Zur Kenntnis des Alpenabbruches am W-Rand des Wiener Beckens. — *Jahrb. Geol. B.-A.*, XCIV. Bd., 1951, S. 41.
- KÜPPER, H.: Uoberfläche und jüngste Tektonik im südlichen Wiener Becken. — *Kober-Festschr.*, Wien 1953.
- KÜPPER, H.: Geologie und Grundwasservorkommen im südlichen Wiener Becken. — *Jahrb. Geol. B.-A.*, Jahrg. 1954, S. 161.
- KÜPPER, H.: Geologie und Grundwasserbilanz im südlichen Wiener Becken. — *Z. D. Geol. Ges.*, Bd. 106, 1. Teil, Dezember 1955.
- KÜPPER, H.: Art und Ausmaß der jüngsten Bewegungen im Wiener Becken. — *Geol. Rundsch.*, Bd. 43, S. 176, 1955.
- KÜPPER, H.: Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. Abschnitt Wien—Neusiedler See. — *Verh. Geol. B.-A.*, Sonderh. D, 1955.
- KÜPPER, H., PRODINGER, W. und WEINHANDL, R.: Geologie und Hydrologie einiger Quellen am Ostabfall des Leithagebirges. — *Verh. Geol. B.-A.* 1955, S. 133.
- MAYER, R.: Morphologie des mittleren Burgenlandes. *Denkschr. Öst. Akad. Wissensch.*, 102. Bd., 1929.
- NEBERT, K.: Die pliozäne Schichtfolge in der Pöllauer Bucht. — *Jahrb. Geol. B.-A.* 1952, S. 103.
- PAPP, A.: Sarmat-Fauna von Wiesen. — *Jahrb. Geol. B.-A.* 1939, S. 315.
- PAPP, A.: Grundlagen der Gliederung des Jungtertiärs und Quartärs in Niederösterreich. — *Sitz.-Ber. Akad. Wissensch. Wien*, 150, 1949.
- PAPP, A.: Fauna und Gliederung des Sarmat im Wiener Becken. — *Anz. Akad. Wissensch.*, Wien 1949.
- PAPP, A.: Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 45. Bd., 1952.
- PAPP, A.: Nubecularien aus den sarmatischen Schichten von Wiesen. — *Burgenl. Heimatblätter*, 17. Jahrg., 1955, H. 2, S. 49.
- PAPP, A.: Über den Byssus fossiler Anomyen. (Torton von Haschendorf.) — *Burgenl. Heimatblätter*, 17. Jahrg., 1955, H. 4, S. 145.
- PETRASCHEK, W.: Die miozäne Schichtfolge am Fuße der Ostalpen. — *Verh. Geol. B.-A.* 1915, S. 310 (besonders S. 318).
- PETRASCHEK, W.: Über den Schlier im alpinen Wiener Becken und die tektonischen Phasen im Jungtertiär. — *Verh. Geol. B.-A.* 1927, S. 164.
- PETRASCHEK, W.: Kohlengologie der Österr. Teilstaaten. — 1924/VII.
- PETRASCHEK, W.: Gegend von Sauerbrunn im Burgenland. — *Verh. Geol. B.-A.* 1945, S. 173.
- PETRASCHEK, W.: Vulkanische Tuffe im Jungtertiär der Ostalpen. — *Verh. Geol. B.-A.* 1955, S. 232.
- PETRASCHEK, W.: Geröllführung im inneralpinen Miozän. — *Verh. Geol. B.-A.* 1929, S. 89.
- SAUERZOPF, F.: Die Planorbiiidae aus dem Pannon des Alpenostrandes. — *Burgenl. Heimatblätter*, 15. Jahrg., 1953/2, S. 49.
- SAUERZOPF, F.: Beitrag zur Kenntnis der burgenl. Lößablagerungen (Siegendorf). — *Burgenl. Heimatblätter*, 16. Jahrg., 1954, S. 87.
- SAUERZOPF, F.: Das Werden des Neusiedler Sees. — *Burgenl. Heimatblätter*, Eisenstadt 1956, H. 1.
- SCHAFFER, F. X.: Der sogenannte Schlier des alpinen Wiener Beckens. — *Verh. Geol. B.-A.* 1927, S. 93.
- SCHMID, TH.: Neusiedler See im Altertum und Mittelalter. — *Burgenl. Heimatblätter*, 1. Jahrg., 1932, H. 4, S. 85.
- SCHWINNER, R.: Die Zentralzone der Ostalpen. — In *SCHAFFER, F. X.: Geologie von Österreich.* F. Deuticke, Wien 1951.

- SIEBER, R.: Die Tortonfauna von Mattersburg und Forchtenau (Bgd.). — Verh. Geol. B.-A. 1956, S. 236.
- SIEBER, R.: Bericht 1955 über paläont.-stratigr. Untersuchungen im Tertiär von Mattersburg und Ritzing. — Verh. Geol. B.-A. 1956, S. 119.
- SUESS, F. E.: Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien. — Z. D. Geol. Ges., Bd. 81, 1929, S. 216.
- SZADÉCZKY-KARDOSS, E.: Geologie der rumpfungarländischen kleinen Tiefebene. — Mitt. berg- u. hüttenm. Abt. Hochsch. Sopron, Vol. X/2, S. 1—442, 1938.
- TAUBER, A. F.: Grundzüge der Geologie vom Burgenland. — Burgenl. Landeskunde, 1952, Österr. Bundesverl. f. Unterricht, Wissenschaft u. Kunst.
- THENIUS, E. und TAUBER, A. F.: Ein Geweihrest aus dem Pannon des Burgenlandes. — Burgenl. Heimatblätter, 1956, S. 145.
- TOLLMANN, A.: Foraminiferenentwicklung im Torton und Untersarmat in der Randfazies der Eisenstädter Bucht. — Sitz.-Ber. Öst. Akad. Wissensch. 1955, 164. Bd., H. 4—5.
- TOLLMANN, A.: Jahresbericht 1956 (Lutzmannsburg). — Verh. Geol. B.-A. 1957, H. 1.
- TOPERCZER, M.: Geophysikalische Untersuchung des Pauliberger bei Landsee. — Sitz.-Ber. Öst. Akad. Wissensch. Wien 1947, Iia, 156, S. 335.
- VITALIS, I.: Zwei neue Muschelarten aus den pontischen Sedimenten von Sopron. — Mitt. berg- u. hüttenm. Abt. Hochsch. Sopron, Bd. VI, S. 77, 1934.
- VITALIS, I.: Ein neuer Baglivian-Fundort in den sarmat.-pont. Übergangsschichten bei Sopron. — Mitt. berg- u. hüttenm. Abt. Hochsch. Sopron, Vol. IX, S. 133, 1937.
- VITALIS, I.: Papyrotheca mirabilis Brus. und Succinea gracilis Lörént. aus den unterpannonen Ablagerungen der Umgebung von Sopron. — Mitt. berg- u. hüttenm. Abt. Hochsch. Sopron, Vol. X/1, S. 84, 1938.
- VITALIS, I.: Die ersten ungarländischen Fossarulen aus den unterpontischen Ablagerungen von Fertőrákos. — Mitt. berg- u. hüttenm. Abt. Hochsch. Sopron, Vol. X/1, S. 84, 1938.
- VITALIS, I.: Die Kohlenvorkommnisse Rumpfungarns (Abschnitt: Mittelmioz. Kohlenvorkommnis von Brennberg). — Mitt. berg- u. hüttenm. Abt. Hochsch. Sopron, Bd. X/3, 1938, S. 57.
- VENDL, M.: Geologie der Umgebung von Sopron. a) I. Kristalline Schiefer. — Mitt. berg- u. hüttenm. Abt. d. Hochsch. f. Berg- u. Forstwesen, Sopron 1929, S. 225.
- VENDL, M.: b) II. Sedimentgesteine des Neogen und des Quartärs. — Erdeszeti kiserletek XXXII, 1930.
- VENDL, M.: c) Daten zur Geologie von Brennberg und Sopron. — Mitt. berg- u. hüttenm. Abt. d. Hochsch. f. Berg- u. Forstwesen, V/2, Sopron 1933.
- WIESENER, H.: Zur Kenntnis der neuen Erdöl- und Erdgasvorkommen im Wiener Becken. — Erdöl und Kohle, 9. Jahrg., 1956, S. 357—363.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Basalt am Pauliberg bei Landsee. — Verh. Geol. R.-A. 1913.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrand der Zentralalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 1914, S. 256.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Über Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. — Sitz.-Ber. Öst. Akad. Wissensch. Wien 1924, S. 343, Abt. I, 132. Bd.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Zur geomorphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen. — Geol. Rundsch. XXVII, 1926, H. 1, S. 36, S. 198.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologische Aufschlüsse beim Bau der Bahnlinie Friedberg—Pinkafeld. — Verh. Geol. B.-A. 1927, S. 97.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Berichtigung zu PETRASCHECK, W. — Verh. Geol. B.-A. 1927, S. 242.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Führer zur geol. Exkursion in das südliche Wiener Becken. — Erläuterungen zu den Exkursionen der Tagung der Deutschen Geol. Ges., Wien 1928.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Über neue Probleme der Tertiärgeologie im Wiener Becken. — Centralbl. f. Min. 1928, Abt. B, 2—5, S. 65.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Über Probleme ostalpiner Geomorphologie. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, Bd. 72, 1929, S. 139.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Über zwei interessante Gesteinsvorkommen bei Aschau, Bez. Oberwarth. — Folia Sabariensia 1933, S. 273.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Ergebnisse über junge Abtragung und Aufschüttung. — Jahrb. Geol. B.-A. 1933, S. 233.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Aufschüttung, Abtragung und Landformung am Ostrand der Alpen. — Anz. Akad. Wissensch. Wien, 70. Jahrg., 1933, S. 84.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Jungtertiäre Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen. — Centralbl. f. Min. 1940/B, S. 217.

- WINKLER-HERMADEN, A. und RITTLER, W.: Erhebungen über artes. Wasserbohrungen. — Geologie und Bauwesen, Jahrg. 17, 1949, H. 1.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. — In: Geologie von Österreich, S. 414—524, herausg. v. SCHAFFER, F. X., Ausg. 1951.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Ergebnisse und Probleme der quartären Entwicklungsgeschichte am östl. Alpensaum (Kap. V und ff.). — Denkschr. Ost. Akad. Wissensch., 110. Bd., I. Abt., Wien 1955.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Der geologische Aufbau der Steiermark. — „Steiermark, Land, Leute, Leistungen“, Graz 1956.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. — Wien, Springer 1957.
- WOLF, H.: Die Stadt Odenburg und ihre Umgebung. — Jahrb. Geol. R.-A. 1870, S. 15.
- ZAPPE, H.: Geologische Altersstellung österr. Kohlenlagerstätten. — Berg- u. Hüttenm. Monatshefte, Jahrg. 101, H. 4, 1956.
- ZIRKL, E.: Beitrag zur Kenntnis der Basaltvorkommen vom Pauliberg und Oberpullendorf. — Burgenl. Heimatblätter, 15. Jahrg., 1953, S. 135.

## I. Abschnitt: Kristallines Grundgebirge

bearbeitet von K. LECHNER

### A. Kristalline Schiefer

In dem langen und schmalen Grundgebirgsstreifen am Westrand der Karte sind drei verschiedene Gesteinsgesellschaften erkannt worden, welche jeweils zusammengehörige Einheiten bilden. Die Gesteine der Brennberger Grundgebirgsinsel fügen sich dem Bauplan ein.

#### 1. Die Glimmerschiefer-Grobgneis-Serie

Diese Gesteinsgesellschaft ist flächenmäßig am bedeutsamsten. In kennzeichnender Ausbildung (Glimmerschiefer-Grobgneis) setzt sie das Grundgebirge zwischen Wiesen und NW Schwarzenbach zusammen. Südlich der Siegrabener Scholle bedeckt sie wieder weite Flächen (Leitengraben- und Schönwald) und bildet den Unterbau des Pauliberges in seinem nördlichen Teil. In diesem Abschnitt ist neben Glimmerschiefer ein anderes Hauptgestein verbreitet, der Wiesmather Gneis. Grobgneis fehlt hier. Südlich des Quarzitzuges von Landsee liegt ein weiteres Verbreitungsgebiet, welches aber nur aus Glimmerschiefer besteht. Weiterhin gehört die Brennberger Kristallinsel ganz (?) dieser Serie an, ebenso die kleinen Aufbrüche E Draßmarkt, N Wolfs in Ungarn und der Grundgebirgskern des Rust—Kroisbacher Bergzuges.

#### a) Grobgneis

Der Granitgneis der Buckligen Welt erhielt seinen Namen von VACEK wegen seiner grobflaserigen Beschaffenheit: bis 3 cm große Kristalle von perthitischem

Mikroclin bilden den Hauptbestandteil, dem sich Plagioklas (Oligoklas), Quarz und ferner Biotit in kleinen Häufchen anschließen. Stets ist das Gestein von Bewegungsflächen durchzogen, an denen glänzende Serizithäutchen gebildet sind; aber auch manche der darin enthaltenen Biotitschuppen sind Neubildungen. Solche Gleitflächen halten sich oft an halbverdaute Flatschen von Nebengesteinen; so erklären sich kleine Granat- und Zoisitkristalle im Grobgneis. Durch diese Bewegungen ist der Biotit zum Teil oder ganz in Chlorit umgewandelt. Beide Minerale umfließen dann, durchsetzt von kleinen Muskowitschüppchen, die ausgewalzten und zertrümmerten Augen von Mikroclin. Muskowit- und Serizit-schuppen liegen in stark unterschiedlicher Menge auf solchen Scherflächen.

Gleichmäßig mittelkörnige Abarten des Granitgneises sind viel weniger verbreitet. Kleine selbständige Granitgneismassen stellen Gänge oder versprengte Teile eines Stoffes dar, wie etwa SW Schwarzenbach, bei der Häusergruppe Schön.

An manchen Stellen ist die Durchbewegung des Granitgneises so weit fortgeschritten, daß Gneismylonit hervorgeht. Ein Steinbruch in solchem findet sich nahe dem Siegrabener Straßensattel, wobei ein nahe vorbeistreichender Bruch die Zertrümmerung bewirkte.

## b) Ganggesteine

Fast überall hat der Grobgneis seine Umgebung reichlich, stellenweise sogar überreich mit Ganggesteinen durchsetzt. Weit überwiegend sind es Aplite von mittlerem bis feinen Korn und heller Farbe; sie bestehen aus Albit, Quarz und meist Muskowit in wechselnder, meist geringer Menge neben neu gebildetem Serizit. Biotit ist spärlich oder fehlt. Selten sind Zoisitkörnchen oder kleine Granaten.

Neben Aplit findet sich an vielen Stellen auch ein hydrothermal gebildetes Quarz-Feldspatgemenge oder Gangquarz. Pegmatit tritt dagegen fast ganz zurück. Ab und zu zeigen sich Anreicherungen oder dünne Gänge von feinkörnigem Schörlfels. Zu den Seltenheiten gehört auch ein dunkles Ganggestein aus Quarz, Plagioklas und Biotit sowie Granitporphyr (Kalifeldspat als Porphyroblast in einer aus Quarz, Plagioklas und reichlich Biotit bestehenden Grundmasse).

## c) Muskowitgneis (Wiesmather Gneis)

Der unter diesem Namen ausgeschiedene aplitische Gneis ist vom Grobgneis nicht nur in petrographischem Sinne verschieden, sondern bildet auch eine durchaus selbständige, von ersterem wohl geschiedene Masse, die später als der Grobgneis in den Glimmerschiefer eingedrungen ist.

Dieses Gestein hat bei Wiesmath (Kartenblatt Aspang) weite Verbreitung und streicht von dort in einem breiten Zuge nach Kobersdorf, in dem es die Höhen des Gemeindewaldes, des Maurerberges und einen Teil des Raffeldes aufbaut. Der Dachsriegel SW Kobersdorf besteht gleichfalls aus diesem Gneis, noch kleinere Massen davon sind als Unterlage des Basaltes auf dem Pauliberg vorhanden. Auch der Noppler Berg bei Stooß besteht z. T. aus diesem Gestein, ebenso der auf der anderen Seite des Stooßer Baches liegende Hügel. Kleine Vorkommen sind auch bei der Edlau Mühle und am Kogelberg SE Draßmarkt und NW Oberpullendorf vorhanden.

Der Wiesmather Gneis ist feinkörnig und von kennzeichnendem rauhen, „zuckerkörnigem“ Bruch. Oft, aber nicht immer, ist er porphyrisch, indem sich Mikroklinaugen einstellen und den Schieferungsflächen eine knotige Beschaffenheit verleihen. Der fast völlige Mangel an Biotit läßt das Gestein reinweiß erscheinen, was ebenfalls eines seiner Kennzeichen ist. Außer dem schon genannten Mikroklin besteht es noch aus Quarz und Plagioklas (Oligoklas bis Oligoklasandesin). Wenn der Mikroklin keine Augen bildet, ist er in die Gesteinsmasse gemengt (Noppler Berg); manchmal kommt auch beides vor (Kitzingriegel in der NE-Ecke der Karte). Auf den Schieferungsflächen ist das Gestein seidigglänzend und von grünlicher Tönung infolge von reichlichen feinen Muskowitschüppchen, welche auch im Schliff diesen Farbton zeigen und sogar etwas pleochroitisch sind. Diese Glimmerlagen bewirken eine leichte Teilbarkeit des Gesteins; meist allerdings sind sie gefaltet und gefältelt und geben dem Gestein ein ausgesprochen linear gestrecktes Gefüge, so besonders in dem Steinbruch am Sperker Riegel bei Wiesmath (außerhalb des Kartenblattes), woher es seinen Namen trägt. In manchen Fällen ist diese Streckung so intensiv, daß es in scheiterähnlichen Stücken bricht. Daß die Lagen und Striche von Muskowit aus den umhüllenden Schiefen stammen, erhellt aus dem öfteren Vorkommen kleiner Granatkristalle darin. Man hat sich vorzustellen, daß solcher Glimmerschiefer Lage für Lage in aller Feinschichtung von den feldspatbringenden Lösungsschmelzen durchtränkt wurde bei gleichzeitiger Bewegung des Gesteins und Streckung in der Querrichtung. Es ist daher verwunderlich, daß die Grenzen gegen den benachbarten Schiefer so scharf sind; aber selbst dort, wo die Kartierung auf Lesesteinen beruht, war kaum je ein Zweifel in der Grenzziehung.

Interessant sind die oft vorkommenden Quarzgänge im Gneis, welche gar nicht selten die Streckung quer durchsetzen und als Seltenheit kleine Bergkristalle führen. Weit auffälliger ist aber die überaus starke Verquarzung, welche der umhüllende Schiefer erfahren hat; gewaltige Quarzblöcke liegen im nicht aufgeschlossenen Gebiet überall in der Nähe der Berührungsfläche und wittern hie und da in Form kleiner Felsgruppen heraus.

In Wiesmath war das Gestein früher ein geschätzter Baustein, während der große Steinbruch bei Kobersdorf als Folge starker Zertrümmerung nur Schotter liefert.

Muskowitgneis derselben Art baut neben Glimmerschiefer die Brennberger Grundgebirgsinsel auf, wie der Schilderung und Karte von VENDL zu entnehmen ist; er tritt insbesondere im Osten der Insel in größeren Flächen auf, weiters N Neckenmarkt, hier von Brüchen zerteilt. Auch die Reihe von kleinen Grundgebirgsinseln zwischen Harkau und dem Neusiedler See besteht z. T. aus diesem Gestein, ferner der Grundgebirgskern des Rust—Kroisbacher Bergzuges.

An einer Stelle S Ödenburg sowie am Kogl N Harkau und am Steinberg NW Kohlnhof ist *Biotit-Muskowitgneis* vorhanden. Aus der Beschreibung von VENDL scheint hervorzugehen, daß diese Vorkommen keine Beziehungen zum Grobgneis haben, sondern als eine biotitführende Abart des Muskowitgneises anzusehen sind. Aus dem ungarischen Teil der Brennberger Grundgebirgsinsel seien zwei chemische Analysen hier angefügt, welche von VENDL (1929) mitgeteilt wurden. Die Zahlen betreffen

1. einen Muskowitgneis aus dem Steinbruch am Fuß der Ferdinandshöhe P. 313 W Ödenburg, untere Bank, und

2. einen biotitführenden Gneis aus einer 1 m höher liegenden Bank desselben Steinbruches.

	1. %	2. %
SiO <sub>2</sub>	78,08	73,99
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,56	14,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,77	0,51
FeO	0,22	0,92
MnO	0,06	0,02
MgO	0,68	0,15
CaO	0,45	0,61
Na <sub>2</sub> O	3,55	2,96
K <sub>2</sub> O	2,95	5,56
H <sub>2</sub> O +	0,74	0,70
H <sub>2</sub> O -	0,19	0,06
Cl	Spur	Spur
Summe	100,58	100,75
Spez. Gewicht	2,633	2,600

#### d) Leukophyllit

(Weißschiefer im weiteren Sinne)

Eingeschaltet im Grobgnais oder an seinem Rande gegen den Glimmerschiefer findet sich häufig genug, aber stets in dünnen Lagen, ein höchst auffälliger, weißer, seidenglänzender, dünnblättriger Schiefer, welcher seit altersher (STARKL, 1883) den Namen Leukophyllit führt. Hier sei der Name Weißschiefer hiefür gleichmeinend verwendet; es sei jedoch gleich festgehalten, daß nach SCHWINNER nur ein Teil davon so heißen soll.

Ein Teil der Leukophyllite der Buckligen Welt besteht nur aus Serizit und Quarz. Solche können bedenkenlos als Diaphthorit des Grobgnaises angesehen werden; man kann sie auf eine starke örtliche Steigerung derselben Bewegung zurückführen, welche auch alle übrigen Gesteine ergriffen hat, also auf alpine Bewegungen. Sicher gehen sie nicht auf eine tertiäre Bruchbildung zurück. Hiemit ist aber die Frage nach ihrer Entstehung keineswegs gelöst; denn VENDL wies im Anschluß an Untersuchungen der Odenburger Weißschiefer auch in jenen des Rosaliengebirges Leuchtenbergit, ein fast eisenfreies Mineral der Chloritgruppe, nach und in manchen Fällen auch Disthen. Da außerdem im Rabenwald bei Birkfeld (Stmk.), einem anderen Grobgnaisgebiet, ausgedehnte Talklagerstätten in innigem Verband mit Weißschiefer vorkommen, kann an einer Zufuhr von Magnesium kaum mehr gezweifelt werden, wenn auch dessen Quelle noch rätselhaft ist.

Im Rosaliengebirge sind die Weißschiefer fast stets an Grobgnais geknüpft; vereinzelt trifft man solche auch im Glimmerschiefer, so auch SE Forchtenau, wo sie wohl teilweise durch Verschleifung aplitischer Lagen hervorgegangen sind. Im Wiesmather Gneis hingegen wurde Weißschiefer nicht beobachtet.

Anders ist es in der Odenburger Grundgebirgsinsel, wo VENDL an vielen Stellen Leukophyllit aufgefunden hat (Ferdinandshöhe P. 313 W Odenburg, Karlshöhe P. 398 und Fuchsenkogel P. 294 S Odenburg, im Tatschigraben S P. 478,

im Gebmannsgraben W Wandorf [= Sopronbanfalva]). Fast immer liegen diese Weißschiefer an der Grenze von Muskowitgneis und Glimmerschiefer, nur selten auch mitten im Glimmerschiefer. In dem Steinbruch am Fuß der Ferdinandshöhe ist dieser Zusammenhang klar ersichtlich. Der reichliche Gehalt an Leuchtenbergit kommt bereits in der von VENDL mitgeteilten chemischen Analyse eines Leukophyllits zum Ausdruck, u. zw. durch den hohen Mg-Gehalt:

	%
SiO <sub>2</sub>	74,09
TiO <sub>2</sub>	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20
FeO	0,71
MnO	0,01
MgO	3,24
CaO	0,52
Na <sub>2</sub> O	0,83
K <sub>2</sub> O	3,44
H <sub>2</sub> O +	1,83
H <sub>2</sub> O —	0,14
	99,73
Spez. Gewicht	2,590

#### e) Disthen-Leuchtenbergit-Quarzit

Dieses Gestein findet sich nur in der Brennberger Grundgebirgsinsel an mehreren Stellen. Stets liegt es abseits vom Muskowitgneis, bedeckt manchmal größere Flächen und beteiligt sich dann an der Formung von Bergen (Rücken N des Brennbirges [= Mukk kilátó] P. 523, Wanzingriegel P. 469, Neuwiese NE P. 523, Felberstand NE P. 477).

Diese Quarzite enthalten große Disthenkristalle, ziemlich reichlich Leuchtenbergit und spärlich Muskowit. Eine Analyse ergab über 76 % SiO<sub>2</sub>, sehr wenig Eisenoxyd, Alkalien, Kalk, aber 5,6% MgO.

Es ist nicht recht klar, ob dieses Gestein ein Abkömmling von sandigtonigem Ausgangsstoff ist oder ein Nebenprodukt des Stoffwechsels, welcher aus Gneisen unter Mg-Zufuhr Leukophyllit bildete. Für letzteres spricht die am Fuchsenkogel und im Felbergraben S Wandorf (= Sopronbanfalva) beobachtbare Unterlagerung durch Leukophyllit, welcher z. T. stark quarzig ist.

#### f) Amphibolit

Im Gegensatz zu den anderen Gesteinsgesellschaften sind in den Glimmerschiefern der Grobgneisserie Amphibolite ziemlich spärlich (zwischen Greimkogel und Forchtenau, am N- und SW-Abhang des Paulibirges). Ein wenig zahlreicher sind sie bei Hochwolkersdorf (außerhalb des Kartenblattes). Stets finden sich nur schmale Lagen davon. Meist sind es feinkörnige Gesteine mit grünen Hornblendenadeln oder -säulchen, mit Plagioklas, der mit Klinozoisit gefüllt ist, und mit größeren Kristallen von solchem. Im Leitengrabenwald bei

Oberpetersdorf kommt an zwei Stellen ein graugrüner Amphibolit vor, der aus Hornblende, Albit, Klinozoisit, Chlorit und Biotit besteht; seine fleckenartigen hellen Anhäufungen bestehen aus Albit und — besonders im Inneren der Flächen — reichlich aus Klinozoisit. An ihrem Umriß ist zu erkennen, daß sie ganz aus größeren Feldspateinsprenglingen entstanden sind. Das Gestein ist als Fleck- oder als Gabbroamphibolit zu bezeichnen.

### g) Glimmerschiefer

Die Schiefer, in welche der Grobgneis ebenso wie der Wiesmather Gneis eingedrungen sind, werden im Bausche als Glimmerschiefer bezeichnet. Der ehemals übliche Ausdruck Quarzphyllit ist nicht angemessen. Unterschiede ließen sich innerhalb des mächtigen Glimmerschieferstoßes kartenmäßig nicht darstellen. Es liegt hier eine einheitliche, wohl nicht weiter aufgliederbare Folge vor, die aber dennoch nicht ganz einförmig ist.

Wohl am weitesten verbreitet ist gut geschieferter Zweiglimmerschiefer mit häufigen Quarzlagen. Er ist von grünlichgrauer Farbe und meist schwach glitzernd infolge der vorhandenen Muskowitblättchen. Diese bewirken durch ihre gleiche Lage die Schieferung. Solche Schuppen sind dünn und lang, andere seltenere, welche quer zur Schieferung stehen, sind stark gedungen, aber sonst wohl entwickelt. Die Muskowitkristalle sind vielfach in paralleler Lage mit dem viel selteneren Biotit verwachsen. Ein weiterer Hauptgemengteil ist Chlorit (Pennin), dessen Abkunft von Biotit manchmal, aber durchaus nicht immer, erweisbar ist. Er ist es, welcher dem Glimmerschiefer den grünlichgrauen Farbton verleiht. Außer in der Form von Adern und Knollen sowie linsenförmigen Massen tritt Quarz auch als wesentlicher Gesteinsgemengteil auf. Mengenmäßig sehr unterschiedlich ist die Granatführung des Glimmerschiefers. Es gibt einerseits kaum ein größeres Gebiet, welches ganz frei davon wäre. Immerhin gehört der Glimmerschiefer der Umgebung von Forchtenau sowie jener von Landsee zu der an Granat ärmeren Abart. Er ist von rötlichbrauner Farbe, überschreitet nie Erbsengröße und zeigt nur in seltenen Fällen seine Kristallgestalt. Zoisit und zonar gebauter Turmalin gehören bereits zu den mehr untergeordneten Gemengteilen.

In vielen, sogar den meisten Fällen hat das Gefüge an Glimmermineralien deutliche, oft sogar sehr erhebliche Störungen erlitten. Die Glimmerschüppchen sind dann verbogen und zerrissen, die Chloritmenge nimmt auf Kosten des Biotits zu. Das Ergebnis dieser Vorgänge ist ein düsteres, fahles, phyllitähnliches Gestein an Stelle eines glitzernden Glimmerschiefers. Solche Abarten waren es, welche die ältere Bezeichnung als Quarzphyllit herausforderten. Es ist dieser Vorgang örtlich so weit gediehen, daß feinseidig glänzender Serizitschiefer entstanden ist. Gar oft ist das Ergebnis dieser Vorgänge von Tonschiefer wirklich ununterscheidbar. Aber auch dann muß das damit gleichbedeutende Wort Phyllit vermieden werden; man kann an seiner Stelle den SANDER'SCHEN Ausdruck *Phyllonit* gebrauchen, welcher einem nachträglich durch gebirgsbildende Bewegungen geschieferten Gestein entspricht. Deutlich erkennbar ist, daß die letzte Durchbewegung des Gesteins jünger ist als seine Kristallisation.

Karbonatgesteine sind diesen Glimmerschiefern völlig fremd. Hingegen findet sich gar nicht selten *Graphit* darin als einziger Beweis für das Vorhandensein von pflanzlichen Lebewesen. Die Graphitvorkommen sind von zweierlei Art. In der Umgebung von Forchtenau kommen im phyllonitischen Glimmer-

schiefer Lagen von Graphitschiefer vor, die manchmal einige Dezimeter stark werden. Sie haben natürlich dasselbe Schicksal erlitten wie der Schiefer; infolge der Bildsamkeit des Graphits ist daher ein Schiefergestein entstanden, an dem weitere Einzelheiten nicht mehr wahrzunehmen sind. Weiters aber finden sich im Glimmerschiefer recht häufig Lagen von Graphitquarzit. Er hat der Verschieferung widerstanden, gehört er doch zum beständigsten Gestein. Da er auch der Verwitterung widersteht, ist er ein häufiges Gestein in verschiedenen Horizonten der Brennbergsschichten.

An einer Stelle ist der Glimmerschiefer in besonderer Weise als Quarz-Chlorit-Schiefer ausgebildet. Nördlich vom Hotterberg, am Kartenrande W Sauerbrunn, ist im Liegenden des Wiesmather Muskowitgneises ganz örtlich ein sehr feinkörniger, ziemlich massiger, grauer Schiefer vorhanden. Er besteht zum größeren Teil aus feinkörnigem Quarz, zum kleineren aus wohlausgebildeten, feinen, nicht verwalzten Glimmerschüppchen, welche durch Quarz wohl getrennt sind. Weiters ist in geringer Menge Muskowit und Zoisit zugegeben.

Am Südhänge des Raffeldes W Kobersdorf liegt im Glimmerschiefer eine kleine Linse von glimmerhaltigem Quarzit, der offensichtlich sedimentären Ursprungs ist.

Die sauren Tiefengesteine, welche heute als Gneise vorliegen, sind mindestens z. T. schuldtragend an der Natur des Schiefers, in den sie eingedrungen sind, d. h. für seine Umprägung zu kristallinen Schiefern. Darüber hinaus haben sie aber auch einen stofflichen Beitrag geleistet in Form einer Zufuhr von Feldspat; diese nimmt besonders in der Umgebung der Gneissmassen ein beträchtliches Ausmaß an, so daß Perlgneise entstehen, mit einem anderen Wort Albitporphyroblastenschiefer. Wenn die Zufuhr reichlich war, sind sie meist weißlich. Im Steinbruch nahe der Schindl Mühle NW Kobersdorf und im Leitengrabenwald W Oberpetersdorf jedoch sind sie durch dunkle Einschlüsse schwarz gefärbt. In der Nähe der Kontakte findet man — besonders wenn keine spätere Verschieferung erfolgte — neben reichlich Apliten auch eine lagenweise Anreicherung von Feldspat, die sich so weit steigern kann, daß nur mehr an gleichlaufenden Glimmersträngen kenntlich bleibt, daß hier kein Eruptivgestein vorliegt, sondern ein gefeldspateter Schiefer.

## 2. Die Biotitschiefergneis-Grobgneis-Serie

Diese Gesteinsgesellschaft ist mit der vorigen nicht nur durch den gemeinsamen Besitz von Grobgneis verbunden, sondern geht auch in sie unmittelbar über. Dennoch sind die Verbreitungsgebiete so reinlich getrennt und der Grad der Umprägung hinreichend verschieden, so daß die gesonderte Besprechung wohl gerechtfertigt ist.

Im Bereich des Kartenblattes liegen drei Verbreitungsgebiete dieser Gesteinsgesellschaft:

1. im Westen der Sieggrabener Scholle,
2. am Süd- und Ostgehänge des Pauliberges im unmittelbaren Liegenden des Landseer Quarzitzuges,
3. N Karl im Südwesten des Kartenblattes.

Die Gesteine dieser drei Gebiete sind zwar nicht ganz wesensgleich, zeigen aber viele gemeinsame Züge. Im 1. und 3. dieser Gebiete herrscht Biotit-Plagioklasgneis neben Grobgneis, während im Bereich des Pauliberges ein chloritreicher Gneis vorhanden ist, Grobgneis hier aber fehlt.

## a) Grobgnais

Um den im Rabnitztal N von Karl in einem kleinen Stock anstehenden Grobgnais zu schildern, müßte man eigentlich die bereits gegebene Beschreibung wiederholen: große Mikroklinaugen, kleine Kristalle von Oligoklasalbit, Biotit mit etwas Muskowit in Zügen, die sich zwischen den Mikroklinaugen durchwinden und meist zu einem erheblichen Teil in Chlorit verwandelt sind, außerdem  $\pm$  feine Quarzlagen.

Der schlecht aufgeschlossene Span von Grobgnais, welcher zwischen den beiden Bestandteilen der Sieggrabener Scholle steckt, ist vielleicht aus der Glimmerschiefer-Grobgnais-Serie in seine jetzige Lage geraten. Dasselbe könnte auch für den augengneisartigen, wenn auch nicht grobporphyrischen Granitgnais an der Kurve der Straße von Schwarzenbach nach Hochwolkersdorf zutreffen.

Wohl der Biotitschiefergnais-Serie angehörig sind drei kleine Stöcke SE Schwarzenbach. In einem kleinen Steinbruch an der burgenländisch-niederösterreichischen Grenze wird ein grober Augengneis gebrochen, welcher sich durch seinen rauchgrauen Gesamtton von den meist gelblichen Grobgnaisen unterscheidet. Ansonsten bietet er dasselbe Bild: Mikroklinaugen, Oligoklas, Quarz, z. T. in sekundären Lagen, in der Flaserung neu gebildete Muskowit- und Biotitschuppen, schließlich kleine Granat- und Klinoisitkristalle.

## b) Leukophyllit

Auch in den sauren Gesteinen der Biotitschiefergnais-Serie findet sich ab und zu Leukophyllit. Starke Lagen davon durchziehen den eben genannten Steinbruch im Augengneis; auch der Grobgnaisspan N Schwarzenbach enthält unbedeutende Schmitze. Im Biotit-Plagioklasgnais N Karl wurde eine dünne Leukophyllitlage gefunden, welche aus den Feldspatanreicherungen (Augen) hervorgegangen ist, die ihrerseits auf den nahegelegenen Grobgnais zurückzuführen sind.

## c) Biotitschiefergnais (Biotit-Plagioklasgnais) — Chloritgnais

Der liegende Teil der Sieggrabener Scholle besteht fast zur Gänze aus einem Paragneis, welcher durch reichlich braunen Biotit ein glitzerndes graubraunes Aussehen hat. Das Gestein ist ziemlich dünnplattig und zerfällt bei der Verwitterung leicht in feinsandigen Grus; dies ist der Grund für die Armut an Aufschlüssen. Dieser Biotitschiefergnais (Biotit-Plagioklasgnais) besteht aus Quarz, Oligoklas und dem durch seine Lage die Schieferung bedingenden Biotit. Dieser ist nicht verquetscht oder ausgewalzt, dennoch aber mit Chlorit in geringer Menge durchsetzt, sogar parallel mit ihm verwachsen. Granat ist keinesfalls selten, aber fast stets nur in winzigen Körnchen vorhanden. Noch spärlicher ist Zoisit.

Das zweite Verbreitungsgebiet dieser Serie N des Landseer Quarzitzuges besteht nur zum geringen Teil aus einem völlig gleichen Gestein. Hier wird ein chloritreicher Paragneis vorherrschend, welcher auch auf dem westlich angrenzenden Kartenblatt Aspang, z. B. bei der Ortschaft Beistein, weit verbreitet ist. Dieses flatschige, oft nur unvollkommen geschieferte Gestein ist durch den charakteristischen bräunlichgrauen bis grünlichgrauen Gesamtton deut-

lich von dem Biotitschiefergneis zu unterscheiden. Dieser Farbton wird einerseits durch den Reichtum an Chlorit hervorgerufen, andererseits aber auch durch die an kleinen und kleinsten Einschlüssen überreichen Plagioklase, welche dadurch ein trübes Aussehen und einen schmutzigbräunlichen Stich erhalten. Der Chlorit ist meist in Nestern angereichert, oft ohne jede Neigung, ein Schiefergefüge zu bilden (am Lindberg = Osthang des Pauliberges, bei der katholischen Kirche von Kobersdorf). In vielen Fällen bilden die Chloritschüppchen auch Züge, die in gewundenem Verlaufe den größeren Plagioklasaugen ausweichen. Gar nicht selten ist in diesem Gestein kein weiteres Glimmermaterial vorhanden. Oft sind dem Chlorit aber auch Biotitschuppen zwischengelagert, die vielfach im Begriffe sind, sich in diesen zu verwandeln. Ganz vereinzelt kommen auch Muskowitschuppen vor. Diese letztgenannte mehr verschieferte Abart ist im Handstück oft nur schwer von dem Glimmerschiefer zu unterscheiden. Diese Ausbildung trifft man in kleinen Aufschlüssen beim Gehöft Maurer S Kobersdorf, auch S des Mühlbaches, im Tannwald (SW Pauliberg) und an vielen anderen Orten.

Im Süden, gegen Neudorf und den Tessenbach zu, werden feinkörnige, plattige Gneise vorherrschend, die reichlich von Apliten und grobkörnigen Pegmatiten durchsetzt sind und neben häufigen kleineren Amphibolitlagen auch zwei größere Stöcke von massigen Gabbro mit großen Pyroxenen einschließen.

Der Biotit-Plagioklasgneis im Bereich der Rabnitz N von Karl ähnelt dem so bezeichneten Gestein von Schwarzenbach; er besteht aus Plagioklas (Oligoklas, seltener Aligoklasandesin), Quarz, Biotit,  $\pm$  Muskowit, sehr kleinen Granaten, Zoisiten und Epidoten, ganz wenig Chlorit als jüngste Bildung. Manchmal treten Mikroklinaugen zu diesem Mineralbestand hinzu. Das Gestein an der Rabnitz ist weniger ebenflächig geschiefert und auch sonst weniger gleichmäßig als bei Schwarzenbach.

### 3. Die Sieggrabener Gesteinsgesellschaft

Die Scholle von Sieggraben besteht z. T. aus Gesteinen der Grobgneis-Biotitschiefergneis-Serie; über diese ist bereits gesprochen worden. Der größere Teil der Sieggrabener Scholle wird jedoch von einer völlig abweichenden, dabei aber überaus mannigfachen Gesteinsgesellschaft aufgebaut, die in Bezug auf Vorkommen und Grad der Metamorphose eine Einheit bildet und daher auch gemeinsam besprochen wird. Eine auffällige Eigenheit dieser Gesellschaft ist die Armut an Granitgneis bei einem gleichzeitigen Reichtum an aplitischen und pegmatischen Ganggesteinen. Die Granitgneiszüge, welche in den Raum der Scholle hineinragen, sind aus dem Liegenden eingeschuppt. Lediglich von wenigen Vorkommen ist eine Zugehörigkeit zur Sieggrabener Scholle wahrscheinlich; sie gehören jedoch nicht zur Sieggrabener Gesteinsgesellschaft, sondern zur zweiten darin vertretenen Gesteinsgesellschaft, nämlich zur Grobgneis-Biotitschiefergneis-Serie.

#### Pegmatite und Aplite

Saure Ganggesteine durchtränken die Sieggrabener Serie aufs innigste. Auf der Karte wurde nur eine etwas größere Masse flächenmäßig ausgeschieden (Königsbügel P. 542 NE Schwarzenbach). Dieses Gestein besteht nur aus Quarz, Feldspat (Ortho- und Plagioklas) und Granat. Gebiete stärkerer Durchaderung wurden durch Linien ausgezeichnet. Diese Gänge sind — im Gegensatz zu jenen

im Biotitgneis — reicher an Feldspat, arm an Muskowit und führen meist rosa-roten Granat. Sie sind manchmal außerordentlich reich an Turmalin, besonders am Sieggrabener Kogel, wo die Kristalle spannläng werden. Der Disthengneis ist an manchen Stellen — besonders unmittelbar NE Schwarzenbach — lagenweise mit feinkörnigen Feldspatlagen durchsetzt.

Fast immer sind diese Gesteine zerschert, z. T. gestreckt, die Turmaline zerrissen und die Sprünge durch Quarz verheilt. Auf den Schieferungsflächen hat sich ein glitzernder Muskowit- und Serizitbelag gebildet. Man müßte, streng genommen, in den meisten Fällen von Pegmatit- bzw. Aplitgneis sprechen.

Der Armut an sauren Gesteinen steht eine überraschende Vielfalt an basischen Orthogesteinen gegenüber.

### Eklogitamphibolit

Das am meisten bezeichnende Gestein der Sieggrabener-Gesellschaft ist Eklogitamphibolit. Er findet sich, stets in Gemeinschaft mit Amphibolit, an mehreren Stellen, leider nirgends gut erschlossen. Die größten Vorkommen liegen westlich des Sieggrabener Kogels. Im Bereich des Auwiesenbaches bei Sieggraben ist derselbe Zug basischer Gesteine ebenfalls eklogitartig ausgebildet, ebenso auch das Südende des Amphibolitzuges W des Königsbügels bei Schwarzenbach.

Dieses Gestein erhält seine Buntheit durch grünlichschwarze Hornblenden und bräunlichrote Granaten, welche fast erbsengroß sind. Die grünen Flecken sind Omphazit (ein Alkalipyroxen), welcher sich freilich zum großen Teil in ein überaus feines Gemenge von Diopsid und Plagioklas (Oligoklas) verwandelt. Die Hornblende, der jüngste Gemengteil des Gesteins, geht durch Umwandlung aus allen anderen Mineralen hervor. Schließlich enthält der Eklogitamphibolit noch Zoisit oder Klinozoisit und Epidot. Eine Kristallisationsschieferung ist bei dem Eklogitamphibolit gerade eben angedeutet, u. zw. durch die annähernd parallele Lage der Hornblendensäulchen. Im Zusammenhang mit der aplitischen Injektion wurde er zuletzt noch von einer Zufuhr von Quarz und Feldspat (Oligoklas) erreicht, die jedoch meist über mikroskopische Ausmaße nicht hinausgeht.

### Amphibolit

Von den zwei bereits genannten breiten Zügen abgesehen, findet sich Amphibolit noch in Form von dünnen Gängen in allen Paragesteinen der Sieggrabener Serie.

Die Umwandlung aller Bestandteile des Eklogitamphibolits in Hornblende kann so weit gehen, daß schließlich Granatamphibolit entsteht. Aus Granat und Hornblende bestehend mit zurücktretendem Plagioklas kommt er besonders am Rande des eklogitischen Amphibolites vor, ohne daß es möglich wäre, ihn kartenmäßig abzutrennen.

Es kann vielleicht angenommen werden, daß auch ein Teil des granatfreien Amphibolites aus Eklogiten hervorgegangen ist. Von einem anderen Teil konnte jedoch die Abstammung von Gabbro nachgewiesen werden. Es ist dies die Stelle, wo der Amphibolitzug N des Sieggrabener Kogels die burgenländisch-niederösterreichische Grenze erreicht. Hier liegt im Walde ein kleiner Steinbruch, wo ein besonders fester Amphibolit versuchsweise als Dekorationsstein gebrochen wurde. Die Hornblendensäulchen, welche durch ihre Lage ein Parallelfüge erzeugen, sind bis 1 cm groß. Ihnen gegenüber tritt Plagioklas in Menge

zurück. Deutlich sind Relikte einer alten Tiefengesteinsstruktur in Form von großen, in Umbildung begriffenen Einsprenglingen von Plagioklas, der seiner Zusammensetzung nach zwischen Andesin und Labrador liegt. Dieser Gabbro-amphibolit wurde von Dipl.-Ing. J. WIDTMANN chemisch analysiert.

	%	
SiO <sub>2</sub>	47,81	Dichte = 3,00
TiO <sub>2</sub>	0,97	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,55	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,31	
FeO	6,97	
MnO	0,10	
MgO	10,30	
CaO	11,50	
BaO	0,00	
Na <sub>2</sub> O	2,13	
K <sub>2</sub> O	0,18	
H <sub>2</sub> O	1,45	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	
S	0,08	
	99,47	

Diese Zusammensetzung stimmt recht genau mit der durchschnittlichen Eklogit-zusammensetzung überein. Aus dem Zusammenvorkommen von Gabbro und einem Abkömmling von Eklogit an dieser Stelle wurde auf diese Weise erkannt, daß beides Tiefengesteine sind, die aber unter verschiedenen äußeren Umständen erstarrten.

Unter den gangförmigen Amphiboliten sind mittelkörnige, plagioklasarme Typen sowie feinkörnige, plagioklasreiche („Salz und Pfeffer“). Die Hornblenden sind meist grün (im Schliff), seltener sind braune, die aber dennoch sekundärer Entstehung sind.

Auch im Marmor liegen Amphibolitgänge, die jedoch mit ihm zusammen besprochen werden, weil an ihrer Grenze allerhand chemische Wechselwirkungen statthatten. Von diesen abgesehen, gleichen sie völlig den übrigen Amphiboliten.

Auch die Amphibolite wurden nachträglich von Feldspat und Quarz durchadert. Hierbei wurde die Hornblende in manchen Fällen aufgelöst und umkristallisiert, so daß amphibolführende Pegmatite entstanden.

### Noritamphibolit

Die Amphibolit- und Eklogitamphibolitlinse vom Königsbügel bei Schwarzenbach ist an ihrer NE- und SW-Seite von einem schmalen Band von Noritamphibolit gesäumt. Leider ist er nur in Form von Lesesteinen zu finden. Ganz selten sind Stücke von unverändertem Norit. Der daraus hervorgegangene Noritamphibolit ist ein auffallend gebändertes Gestein; die dunklen Bänder bestehen aus braun schillernder Hornblende mit seltenen Resten von Bronzit. Die helleren Bänder, ehemals basischer Plagioklas, bestehen aus Disthen-Saussurit. Die Zusammengehörigkeit von Norit- und Eklogitamphibolit ist eine starke Stütze für die Ansicht von der Eruptivgesteinsnatur des letzteren.

### Serpentin

Die Sieggrabener Gesteinsgesellschaft wird gegen Osten zu von einem schmalen, etwa 1<sup>1</sup>/<sub>2</sub> km langen Zug von Serpentin von üblichem, graugrünem Aussehen begrenzt.

Weitere kleine, durch Lesesteine angedeutete Vorkommen liegen am Auwiesenbach bei Siegraben. Auch S der Ruine Schwarzenbach liegen an einer eng begrenzten Stelle solche Lesesteine.

### Eisenerz

Eisenerze von zweierlei Art der Entstehung kommen an einigen Stellen der Siegrabener Serie vor.

Lesesteine von dunklem Magnetit liegen an dem Fußsteig, der N P. 542 (Königsbügel) in den Graben führt. Dieses innerhalb von Amphibolit liegende Erz ist eine ehemalige magmatische Ausscheidung.

Am E- und SE-Hang des Siegrabener Kogels liegen an zwei Stellen Blöcke von Hämatit-Quarz-Gängen aus den umgebenden Schiefen. Das eine der beiden Vorkommen liegt an dem Feldweg auf den Siegrabener Kogel, u. zw. in der Nähe eines schmalen Marmorstreifens. Dieses Gestein ist — im Gegensatz zu dem zweiten — von grellgrünem Epidotfels und Granat durchsetzt. Es ist also klar, daß hier Stoffaufnahme im Spiele war, während der Eisengehalt selbst aus den basischen Massen stammt, die heute als Amphibolit und Eklogitamphibolit vorliegen. Die kleinen Epidotfelsvorkommen wenig östlich des Gipfels des Siegrabener Kogels sind daher ebenfalls hierher zu stellen.

### Mikroklingneis

Ein breiter Zug eines äußerlich glimmerschieferähnlichen Gesteins beginnt im Auwiesenbachtal, bildet den Gipfel des Siegrabener Kogels und endet an dem vorerwähnten Serpentinzug N von Schwarzenbach. Das hervorragende Mineral ist Muskowit. Der Schliff zeigt aber außerdem ein äußerst feines Gemenge von Feldspat (Mikrolin und Albit) neben Quarz und spärlich Biotit. Es ist daher der Name Mikroklingneis angemessen. Dieses feine Gemenge gibt den eigenartig rauchgrauen Farbton, besonders dort, wo das Gestein ärmer an Muskowit ist.

Im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1952, S. 247, ist nachstehende Analyse dieses Gesteins von Hofrat Dr. O. HACKL veröffentlicht:

	%
SiO <sub>2</sub>	45,06
TiO <sub>2</sub>	2,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,19
FeO	1,48
MnO	0,04
CaO	2,12
SrO	0,01
MgO	1,44
K <sub>2</sub> O	6,39
Na <sub>2</sub> O	2,19
H <sub>2</sub> O bis 105° C	0,84
H <sub>2</sub> O über 105° C	1,64
CO <sub>2</sub>	0,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,43
Ges. S	Spur
NiO	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	nicht nachweisbar
U	0,01
F	nicht nachweisbar
	99,72

Dieses Gestein geht im Streichen über in jenes, welches im großen Steinbruch am Auwiesenbach gebrochen wird. Außer der Mikroklinführung besteht indessen keine Ähnlichkeit. Das sehr feinkörnige Gestein ist dunkelgrau und besteht aus Plagioklas, Biotit, Klinozoisit und auffällig viel Erz. Es wird von zahlreichen schmalen kalkigen Lagen durchzogen, die entweder mit dem Gestein verschwimmen oder scharf abgesetzt sind. Helle Flecken und Lagen im Gestein bestehen aus Mikroklin und führen oft kleine Häufchen von Pyroxen. Sie stellen vielleicht umgewandelte Einsprenglinge, Auswürflinge oder Zeolithmandeln vor, wenn man das Gestein als einen untermeerisch abgesetzten Tuffit ansieht. Der Mikroklingneis, mit dem es auf der Karte vereinigt wurde, scheint aus einem sauren Eruptivgestein oder aus dessen Tuff entstanden zu sein.

### D i s t h e n g n e i s

Ein sehr bezeichnendes Gestein der Siegrabener Gesellschaft ist der nur im Schliff als solcher erkennbare Distingneis. Er folgt gleichsinnig über dem feinkörnigen Mikroklingneis und bildet infolgedessen den Osthang des Siegrabener Kogels vom Auwiesenbach an über P. 603 fast bis Schwarzenbach. Auf dem Königbügel versinkt er unter dem Marmor, um östlich von ihm wieder aufzutauchen, knapp bevor die Tertiärgrenze erreicht wird.

Der satt violettbraune Farbton des Gesteins rührt von sehr zahlreichen, feinen Biotitflittern her, welche einen überaus starken Pleochroismus, von grellrotbraun zu farblos zeigen; hiedurch unterscheiden sie sich von dem Biotit aller anderen Gesteine der näheren und weiteren Umgebung. Spärlicher als der Biotit ist der damit parallel verwachsene Muskowit. Granat ist in diesem Gneis stets vorhanden, mitunter von beträchtlicher Größe; auch er unterscheidet sich im Farbton von jenem des Glimmerschiefers, indem er ausgesprochen rot bis rötlich ist. Der auffälligste Zug des Gesteins sind die zahllosen winzigen, feinen Nadeln von Disthen, die zusammen mit dem Biotit oder auch allein feine Lagen bilden. Andere Lagen bestehen aus Plagioklas (vermutlich Oligoklas), Quarz, Biotit und kleinen Feldspaten. Außerdem kommen stark glänzende Mikroklinkristalle (Mondstein) von einer Größe von mehreren Millimetern vor. An manchen Stellen, z. B. NE Schwarzenbach, ist das Gestein reichlich von Aplitlagen durchzogen, die meist Granat, bis 2 cm groß, führen. Diese Durchaderung ist jünger als die Schieferung, da sich — freilich selten nur — schräg verlaufende Gänge finden.

### M a r m o r

Karbonatgesteine sind unter den Siegrabener Gesteinen weit verbreitet. Das größte Vorkommen liegt „Auf der Burg“ unmittelbar E von Schwarzenbach; es setzt sich bis über den Königbügel hinaus fort. Kleinere Vorkommen liegen westlich und nördlich davon, ferner auf dem Schloßberg südlich der Ruine Schwarzenbach, SE des Siegrabener Kogels und im Auwiesenbachtal. Das Gestein ist in einer Anzahl von Steinbrüchen erschlossen. „Auf der Burg“ beträgt die Mächtigkeit des Marmors nahezu 100 m. Das Gestein ist fast stets grobkörnig und breit gebändert, indem reinweiße Lagen mit grauen, durch Graphitpünktchen gefärbten abwechseln. Graphit in kleinen Putzen ist indessen selten (z. B. Steinbruch in dem kleinen Marmorvorkommen S P. 603 W Siegraben). Im Steinbruch beim Hl. Bründl (E Schwarzenbach) sowie im Auwiesenbachtal kommt reinweißer Dolomitmarmor vor.

Stellenweise ist der Marmor reich an verschiedenen Mineralen. Weit verbreitet

sind Kristalle von Phlogopit (Magnesiaglimmer), die manchmal Zentimetergröße haben. In einigen Steinbrüchen, z. B. beim Hl. Bründl, liegen im Marmor mehrere Dezimeter dicke Lagen, die fast nur aus Phlogopit bestehen. Zum Teil sind diese Lagen in eine feinschuppige, erdige Masse verwandelt. Im Marmorbruch am Auwiesenbach liegen darin viele glänzendgrüne Chloritblättchen. In dem oben erwähnten kleinen Steinbruch S P. 603 findet sich pargasitische Hornblende in Kristallen von mehreren Zentimetern, weiterhin Spinell und Olivin in verschiedenen Stadien der Umbildung.

### Kalksilikatgesteine

Amphibolitlagen kommen wie in allen Gesteinen der Sieggrabener Serie auch im Marmor vor; sie sind stets von geringer, nur nach Zentimeter zu messender Dicke und müssen wohl als ehemalige Intrusivgänge angesehen werden. In allem Wesentlichen gleichen sie anderen Lagen; manche grenzen unmittelbar an den Marmor, andere haben sich mit Säumen von Kalksilikaten umgeben. In besonderer Schönheit können solche Gesteine in dem engen Tälchen, welches von Schwarzenbach in NE-Richtung gegen den Königsbügel verläuft, beobachtet werden. Säume um dünne Amphibolitlagen bestehen hier aus Diopsid bis Hedenbergit, Skapolith, Plagioklas, Klinozoisit. In der Nähe solcher Gänge ist der Marmor oft überaus mineralreich: Diopsid, Hornblende, Epidot, Granat, Plagioklas. Solches Gestein, das als Skarn bezeichnet werden kann, findet man auch in Begleitung von Marmor an dem Feldweg auf den Sieggrabener Kogel. Zum Überfluß finden sich in diesem Gestein noch Feldspatintrusionen jüngeren Alters.

Schließlich kommen noch mineralführende Kalklagen in dem großen (westlichen) Steinbruch am Auwiesenbach vor. In dem gneisartigen Gestein (siehe oben) liegen viele dünne Marmorlagen, außerdem Amphibolitlagen, die zum guten Teil in Epidot umgewandelt sind, wie auch das übrige Gestein reich daran ist. Viele Marmorlagen führen außer diesem noch Klinozoisit, Plagioklas (Andesin), Strahlstein. Andere wieder sind rein kalkig und führen blaßdunkelrote, bis kirschrote Granaten, noch andere sind rosenfarbig (Manganokalzit).

### B. Semmering-Serie

Im Raum des Kartenblattes ist diese Serie nur durch Quarzit und Kalk vertreten.

#### 1. Semmeringquarzit

Der Höhenzug „Steinernes Stückel“—Heidriegel—Ruine Landsee—Klosterberg (und weiter bis zum Stickleberg) besteht aus grauem bis hellgrüngrauem, feinkörnigem Quarzit, welcher überaus hart und vollkommen dicht ist. Er ist stets  $\pm$  dünn gebankt und hat auf seinen Schieferungsflächen immer einen feinen, glänzenden Belag von Serizit. Die Härte des Gesteins gibt Anlaß zur Entstehung hoher und verhältnismäßig steiler Bergformen. Dennoch kommt es im Bereich des Kartenblattes kaum je zur Felsbildung; auch liefern die wenigen vorhandenen Steinbrüche keineswegs Bruchsteine, sondern — je nach dem Zu-

stand des Gesteins — einen  $\pm$  kleinstückigen Schotter oder sogar ausgesprochenen Kies und Sand. Dies hängt mit der Sprödigkeit des Quarzites zusammen, der durch gebirgsbildende Bewegungen in sich vollkommen zerbrochen ist. Diese innere Zerbrechung kann sich bis zu einer vollkommenen Vergrusung steigern; hiefür liefert der Steinbruch beim Friedhof von Landsee ein gutes Beispiel. Die unmittelbare Nähe der Überschiebung von Landsee begründet hinreichend diesen Zustand.

Etwas weniger arg ist die Zerbrechung in einem kleinen Steinbruch am Sattel W P. 681. In den Wehrgräben der Burgruine Landsee ist das Gestein in einem noch besseren Erhaltungszustand zu beobachten (Bausteine der Burg).

Der Quarzit enthält ab und zu kleine Feldspatkörner als Gemengteile. Die liegenden Schichten hingegen sind als Brockenfels ausgebildet, dessen Grobheit nach unten zunimmt. Es finden sich hier nußgroße Quarzgerölle von teils weißer, teils rotvioletter Farbe, daneben aber auch viel Feldspat (Mikroklin), der manchmal erstaunlich frisch erhalten ist. In den feineren Teilen ist auch reichlich Serizit entstanden.

In einem kleinen Steinbruch SW Wiesen wird Quarzit des gleichen Aussehens für Schotterzwecke gebrochen.

Das Alter des Quarzites geht aus der Lagerung an anderen Stellen hervor. Er findet sich im Liegenden des Semmeringkalkes und ist daher als permisch-triadisch anzusehen.

## 2. Semmeringkalk

Zwar nicht der Quarzit von Landsee, wohl aber jener von Wiesen ist in Verbindung mit Semmeringkalk. Isolierte Massen davon finden sich mehrfach. SW der Schreiner Mühle bei Forchtenau (knapp außerhalb des Kartenrandes) wird grauer Kalk als bewährter Rohstoff zum Kalkbrennen gebrochen. Die Felsenmasse, auf der das Schloß Forchtenstein steht, ragt in den Bereich der Karte eben noch herein. Einige weitere, an Schubflächen eingeklemmte kleine Vorkommen werden im tektonischen Teil erwähnt.

Dieser Kalk ist grau, durch gebirgsbildende Bewegungen ebenfalls stark zertrümmert und vergrust, z. T. durch Kalzitadern wieder verheilt. In einem Steinbruch bei Forchtenau, knapp W des Kartenrandes, fand sich ein Stück eines Krinoidenstieles, aus mehreren Gliedern bestehend, das zu *Encrinus sp.* gehören dürfte. Es scheint also dieser Kalk in die Trias zu gehören, wofür auch der gesteinskundliche Vergleich spricht.

## C. Der Bau des Grundgebirges

Aufgabe eines Erläuterungsheftes kann nur sein, eine tektonische Übersicht des beschriebenen Raumes zu bringen. Es werden zunächst die tatsächlich beobachteten Lagerungsverhältnisse geschildert; darüber hinaus kann nur auf jene Beziehungen eingegangen werden, welche sich der Beobachtung unmittelbar aufdrängen.

In allen wesentlichen Einzelheiten, nicht zuletzt in seiner Gesellung mit mehr oder weniger stark diaphthoritischem Glimmerschiefer, entspricht der Grob-

gneis dieses Kartenblattes dem Grobgneis des Mürztales. Es ist klar, daß hier Stücke desselben Grundgebirges liegen. Es ist dies jene Einheit unserer Alpen, welche über eine breite Kette von Inseln die Brücke zu den Karpathen schlägt.

So wie in den Raabalpen ist auch das Rosaliengebirge durch Schubflächen gegliedert, welche durch eingeschuppte Züge von Gesteinen der Semmering-Serie deutlich werden. Zwei solche Bewegungsflächen ziehen durch das hier dargestellte Grundgebirgsstück; sie sind in vieler Hinsicht stark verschieden, so in ihrer äußeren Erscheinung, und auch in ihrer Richtung und in ihrem Einfluß für den Gebirgsbau. Die nördliche dieser Bewegungsbahnen stellt eigentlich ein ganzes Bündel solcher Flächen dar, die im diaphthoritischen Glimmerschiefer liegen und nur dort offenbar werden, wo sie durch Gesteine der Semmering-Serie bezeichnet werden. Immer nur handelt es sich um geringe Massen dieser Gesteine, angefangen vom Klotz des Forchtensteiner Schloßberges bis herab zu einem Scherling von Tischgröße. Knapp neben diesen Merkzeichen, wo nur Glimmerschiefer gegen Glimmerschiefer bewegt worden ist, ist es aber bereits nicht mehr möglich, den Verlauf der Störungen anzugeben. Auch ist es meist nicht so, daß sich diese Scherlinge zu Reihen oder Zügen ordnen; es scheint vielmehr ein Neben- und Übereinander von Schuppen vorhanden zu sein, deren Verbindung zu größeren tektonischen Einheiten müßig ist. Dieser Grad der Lagerungsordnung setzt sich außerhalb des Kartenblattes nach Westen bis auf die andere Seite des Rosaliengebirges fort. Einer solchen Schuppe gehören die beiden kleinen Linsen von arg vergrustem Semmeringkalk im Ortsbereich von Forchtenau an. Aber schon ihr Zusammenhang mit dem Burgfelsen von Forchtenstein ist zweifelhaft. Dieser Kalkklotz wird seinerseits von südfallendem Glimmerschiefer überschoben. Scheinbar ganz ohne jede Beziehung zu diesen Bewegungsflächen liegt an der großen Kehre der Straße von Forchtenau zum Schloß Forchtenstein ein etwa tischgroßer Block von Semmeringkalk, überlagert von und eingewickelt in diaphthoritische Glimmerschiefer, gewiß ein sinnfälliges Beispiel für die Art solcher Bewegungen. Die Stellung einer kleinen Kalkmasse in dem Graben N davon dürfte ähnlich sein. Die beiden früher erwähnten Kalkhügel SW der Schreiner Mühle sind wieder wesentlich größer; über ihre Lagerung können keine näheren Angaben gemacht werden, doch dürfte diese ähnlich sein. SW von Wiesen liegt ein kleiner aus Semmeringquarzit bestehender Hügel. Der Quarzit steht senkrecht, ist allseits von Glimmerschiefer umgeben. Zwischen diesem und dem Quarzit ist an der Nordseite des Hügels ein Span von Semmeringkalk eingeklemmt, so daß also auch hier das Vorhandensein einer Bewegungsfläche offenbar wird.

Sehr im Gegensatz zu diesen kleinen, verzettelten Spänen von Semmeringgesteinen steht der mächtige Quarzitzug von Landsee; er beginnt nicht an der Tertiärgrenze, sondern an einer SW—NE-streichenden Verwerfung beim „Steinernen Stückel“ und setzt sich über den Heidriegel, Landseer Schloßberg, Klosterberg bis zum Stichelberg (Kartenblatt Aspang) fort. Dieser Quarzit lagert ursprünglich auf den Paragesteinen des Pauliberges, wird aber von S her ziemlich steil von dem einförmigen Glimmerschiefer von Landsee überschoben. Diese Überschiebung bildet keine Trennungsfuge verschiedener Bausteine der Alpen, da an ihr Grundgebirgsschollen ähnlicher Zusammensetzung gegeneinander bewegt worden sind. Dies geht bereits aus der vorliegenden Karte hervor, wird aber außerhalb dieser noch klarer (bei Hollenthon). Auf diese Überschiebung ist bisher in den bestehenden Synthesen des Nordostsporns der Zentralalpen nicht Bedacht genommen worden. Die Vergleichbarkeit der beiden Grundgebirgsteile N und S des Landseer Quarzituzuges beruht darauf, daß beide gegen S in Para-

gesteine (Schiefergneis) übergehen. N des Quarzitzuges ist es der chloritreiche Gneis des Pauliberg-Osthanges und des Tannwaldes, welcher ohne Grenze in den Glimmerschiefer des N- und E-Hanges übergeht. Im S des Quarzitzuges geht der Glimmerschiefer in den Biotit-Plagioklasgneis über, in dem ein Grobgneisstock liegt.

Nach einer vergleichbaren Gesteinsgesellschaft ausschauend, drängt sich nachdrücklich der Troiseckzug und manche Teile der Gleinalpe auf, in welchen sich gleichfalls grober Granitgneis mit feinschuppigem Biotit-Plagioklasgneis gesellt. Besonders einladend für einen Vergleich im obigen Sinne sind die Gabbros vom Osthang des Pauliberges. Auch in der Umgebung von Bruck a/Mur sind Gabbrogesteine häufig (STINI). Ein neuer, bisher im Nordostsporn der Zentralalpen unbekannter Zug ist der Übergang solcher Gesteine in die Grobgneis-Glimmerschiefer-Serie, welche der Mürztaler Grobgneis-Serie gleichzustellen ist. Ebenso ungewöhnlich ist die Gesellung der Biotit-Plagioklasgneise (Schiefergneise) mit Gesteinen der Semmering-Serie. Wieso aber der zweifellos höher metamorphe Biotitgneis und der Chloritgneis den Glimmerschiefer überlagert, ist vorderhand ungeklärt.

Die Gesteine der Sie g g r a b e n e r S c h o l l e (siehe Tafel I) stehen der Einheit der beiden an erster Stelle genannten Gesteinsgesellschaften fremd gegenüber. Die mineralreichen Marmore, der Disthengneis, der Eklogitamphibolit finden dort nicht ihresgleichen. Der Gegensatz bezieht sich nicht allein auf den verschiedenen Bestand an Gesteinen, sondern vor allem auch auf den Grad der Umprägung der Gesteine, welche in der Siegrabener Scholle erheblich stärker ist; er entspricht der Kata-Stufe, wenn auch nicht im stärksten Grad. Die Biotit-Plagioklasgneis-Gesellschaft hingegen ist am Grenzbereich der unteren und der mittleren Umprägungsstufe einzureihen, während die Glimmerschiefer-Gesellschaft zweifellos letzteren angehört.

Die Gesteine, welche die Siegrabener Scholle aus ihrer Umgebung herausheben, finden sich in genau derselben Vereinigung wieder in der Koralpe und Saualpe. Dieser Vergleich befriedigt in jeder Hinsicht, soweit die Gesteinskunde das Wort hat; damit soll keineswegs etwas über die Herkunft oder Abstammung der Scholle ausgesagt werden. Im N, W und S liegt sie, u. zw. unter Zwischenschaltung von Biotit-Plagioklasgneis, Gesteinen der Glimmerschiefer-Grobgneis-Serie auf. Soweit sich in dem schlecht aufgeschlossenen Gelände Messungen durchführen ließen, ergab sich stets ein Einfallen u n t e r die Scholle von Siegrabener. An ihrer Ostseite grenzt die Scholle an Tertiär. In der Brennberger Grundgebirgsinsel fehlen zugehörige Gesteine völlig. Es ist also anzunehmen, daß eine Scholle von stärker umgeprägten Gesteinen auf die schwächer metamorphe Unterlage aufgeschoben wurde. Zur Bestimmung der Herkunft der Scholle stehen lediglich sehr spärliche Messungen von B-Achsen zur Verfügung; sie schwanken wenig um die N—S-Richtung und bestätigen dadurch das durch die Feldaufnahmen gewonnene Bild von N—S-streichenden Zügen. Es muß demnach die Bewegung von Osten her gekommen sein. Damit muß keineswegs eine Fernverfrachtung verstanden werden; es könnte wohl sein, daß an einer steilstehenden Bewegungsbahn eine Herauspressung aus der Tiefe erfolgt ist. Diese Bewegungsfläche müßte aber wohl zwischen dem Rosaliengebirge und der Brennberger Insel hindurchstreichen. Der weiteren Umgebung sind aber von E nach W-gerichtete Bewegungen fremd. Der Landseer Quarzitzug streicht N 60° W. Schuppungen unbedeutenden Ausmaßes stehen etwa senkrecht dazu. Von solcher liegt nur jene auf dem vorliegenden Kartenblatt, welche die NW-Seite des Pauliberges

quert; doch ist ihre Natur nur im Zusammenhang mit ähnlichen Störungen westlich des Kartenrandes erkennbar. Es ist deswegen zu vermuten, daß die Aufschiebung der Sieggrabener Scholle nicht gleich alt ist mit den kurzen, steilen Überschiebungen, an denen die Semmeringgesteine eingeklemmt sind. Wäre die Landseer Überschiebung im Zusammenhang mit der ersteren erfolgt, so würde man in der südlich davon liegenden Scholle die Fortsetzung der Sieggrabener Scholle finden müssen. Da außerdem an der Basis dieser Scholle keine Semmeringgesteine vorhanden sind, ist die Meinung begründet, daß ihre Aufschiebung einem anderen, wahrscheinlich älteren Teilvorgang der Gebirgsbildung zugehört. Mehr kann beim derzeitigen Stand der Kenntnisse nicht gesagt werden.

Da das Gebiet der Sieggrabener Deckscholle über den Rand des Kartenblattes hinausreicht und das Auftreten der interessanten Gesteine nur mit einem Ausblick auf die westlich anschließenden Gesteine verständlich wird, wurde dieses Gebie in Form einer Exkursionsskizze auf Grund der ursprünglichen Veröffentlichung von KÜMEL (1935) als Tafel I beigelegt.

Gegen die tertiäre Beckenfüllung ist das Grundgebirge vielfach durch Brüche begrenzt, die es z. T. auch innerlich zerstückeln. Es ist zweckmäßig, diese Brüche im Zusammenhang mit der Lagerung der Tertiärschichten und ihren Störungen zu besprechen.

## II. Abschnitt: Tertiär

bearbeitet von H. KÜPPER

### A. Helvetische Stufe

Die im folgenden gebrauchten Benennungen schließen sich an die Arbeiten von JANOSCHEK (1931), VENDL (1933) und WINKLER-HERMADEN (1951) (Geologie von Österreich) an.

#### 1. Untere Auwaldschotter (VENDL, 1933) mit Süßwasserschichten von Brennb erg an der Basis

Dieses Schichtpaket besteht aus einer Sand-Sandstein-Tegelserie mit den basalen Brennb erger Flözen, welche zersetztem Glimmerschieferschutt direkt aufliegen. Die Mächtigkeit der Flöze schwankt stark (von 1,5 bis 16 m), teils verursacht durch Verwerfungen, teils durch Lagerung auf einem ursprünglich welligen Relief. Das Flöz ist teilweise rein, teilweise von tonigen Zwischenmitteln durchsetzt, und wird von einem bituminösen Schiefertone bedeckt.

Diese Schichten haben keine tierischen Fossilien geliefert, welche eine Altersbestimmung ermöglichen würden. Die wenigen Pflanzenreste aus dem Hangenden des Flözes vom Brennb erg wurden von E. HOFMANN bestimmt:

<i>Glyptostrobus oeningensis</i> A. BRAUN	Brennberg, aus Tegelzwischenlage im Flöz
<i>Cyperites tertiaris</i> UNGER	
<i>Laurus primigenia</i> UNGER	Brennberg, aus hellbraunem blättrigem Tonmergel aus dem Hangenden des Flözes
<i>Plumeria austriaca</i> ETTINGSHAUSEN	
<i>Ficus degener</i> UNGER	Helenen-Schacht, grauer Sandstein

Auf österreichischem Gebiet bilden die Süßwasserschichten einen schmalen Streifen an der Westseite der Grundgebirgsinsel im Süden des Gruberkreuzes, welcher nach SE zu nicht weiter verfolgbar ist.

Die genannten Kohle führenden Süßwasserschichten teilweise überlagernd, teilweise aber auch vertretend, folgen die unteren Auwaldschotter als mehr oder weniger grobe Schotter mit Sanden und Kiesen als Zwischenmittel, seltener mit Tonlinsen. Die Gerölle sind ziemlich gut gerundet, meist von 10—15 cm Durchmesser, und bestehen aus Muskowit-, Aplit-, Biotitgneisen, Apliten, Glimmerschiefern, Augengneisen und Biotitgraniten von vermutlich südlicher Herkunft.

## 2. Obere Auwaldschotter (VENDL 1933)

Aus den Unteren Auwaldschottern entwickeln sich wahrscheinlich durch einen Übergang die Oberen, die durch auffallenden Gehalt kalkalpiner Komponenten gekennzeichnet sind. Die einzelnen Gerölle sind gut gerundet, meist kugel- bis walzenförmig und erreichen eine durchschnittliche Größe von 10—15 cm; eingeschaltet sind auch hier kleinkieselige Schotter und Sandlagen. Das entscheidende Merkmal, wodurch sich die Unteren von den Oberen Auwaldschottern unterscheiden, ist der Gehalt von Komponenten, die sich aus den Nördlichen Kalkalpen und aus der Grauwackenzone ableiten sowie ein auffallender Anteil von Eozänkalken. R. JANOSCHEK gibt 1931 (S. 47) eine detaillierte Aufzählung der Gesteinstypen der Geröllkomponenten, von denen hier nur erwähnt werden sollen aus dem kalkalpinen Mesozoikum fossilbelegte Trias, Jura und Oberkreide, aus der Grauwackenzone Forellensteine, dann auch Semmeringkalke und -quarzite und schließlich Eozänkalke mit Nummuliten und Lithothamnen.

## 3. Süßwasserschichten (Hochriegelschichten, TAUBER 1952) zwischen den Auwaldschottern und den Brennberger Blockschottern (JANOSCHEK 1931)

Dies ist ein ziemlich mächtiger Sand-Tonmergelkomplex mit einem Flöz an der Basis, das aus bisher nicht abbauwürdigen Ligniten besteht (VENDL 1930) im Gegensatz zu den tiefer gelegenen Glanzkohlen.

Diese Schichten sind im österreichischen Anteil N von Ritzing nur schlecht aufgeschlossen, kommen jedoch auch im Gebiet von Sieggraben vor, z. B. der zu Rutschungen neigende Tegel N des Sieggrabener Sattels oder die beim Straßenbau im S-Teil des Ortes Sieggraben angefahrenen feinen Kiese mit blaugrauen sandigen Tegeln mit Tonlagen und Lignitspuren.

Bei Weingraben und Karl haben entsprechende feinkörnige Ablagerungen sogar Fossilien geliefert. Es ist dies der Blätterton von Weingraben, welcher NW

des Ziegelofens am Dorfaubach ansteht. Braungraue, hauchdünne, sandhaltige und sandfreie Lagen wechseln miteinander ab; die sandfreien sind infolge eines Gehaltes an Humusstoffen in höchstem Grade bildsam wie Seidenpapier. Diese Schichten bergen eine reiche Flora, deren Untersuchung teilweise durchgeführt ist (K. BERGER). Bisher konnte bestimmt werden:

*Cinnamomum scheuchzeri* (HER) FRENTZ.

*Podogonium knorri* HEER

*Engelhardtia brongniarti* SAP.

*Andromeda prologaca* HEER.

Diese wärmeliebenden Gewächse, neben denen aber auch Bewohner gemäßigter Breiten vorkommen, nämlich je eine Art von *Quercus*, *Alnus*, *Betula* und mehrere *Pinus*-arten, sprechen für ein tropisches bis subtropisches Klima, mithin mindestens für mittleres Miozän. Die massenhaft mitvorkommenden Ostracodenschälchen (*Candona* sp.) bezeugen die Süßwassernatur des Bildungsortes; noch deutlicher aber wird diese infolge der von F. BACHMAYER bestimmten Reste von Libellenlarven; weiters sind Fischreste vorhanden.

Diese Vorkommen lassen sich verbinden mit den lehmig-tonigen Schichten jenes Grabens, in dem die Straße nach Karl das Rabnitztal erreicht. Bei Karl, an der nach Kirchschatz führenden Straße, ist Blockschotter aufgeschlossen, welcher von Sand, Kies und blauem Tegel mit Sandsteinlagen überlagert wird. Dieser enthält reiche *Pseudomelania* (*Brolia*) *escheri* (Brong); außerdem enthält er mehrfach Kohlenausbisse (Lignit und Glanzkohle). In den letzten Jahren des vorigen Jahrhunderts soll sich hier an der Straße ein Stollen befunden haben, oberhalb der Einmündung eines kleinen südlichen Seitengrabens aber ein 80—90 Klafter tiefer Schacht, welcher kleine Flöze angefahren hat, die z. T. nach Erhebungen von A. RUTNER in Abbau standen. Aus dieser Schichtgruppe wurden von E. HOFMANN beschrieben:

*Populus* cf. *euphratica*

*Ceratopetalum haringianum* ETT.

*Acer trilobatum* A. BRAUN.

Die von Karl nach Kirchschatz und Weingraben führende Straße benützt Talstücke, die ihre Breite und Wegsamkeit den durchziehenden weicheren, wenn auch rutschenden Süßwasserschichten verdanken.

#### 4. Brennberger Blockschotter

In der grundlegenden Arbeit von JANOSCHEK (1931) wurden die im folgenden zu beschreibenden Schichten als Brennberger Blockstrom zusammengefaßt. VENDL spricht 1933 von Blockschottern, WINKLER-HERMADEN in der Geologie von Österreich teils vom Blockstrom (S. 437, Tabelle), teils von Blockschottern (S. 453 unten, Erklärung zu Abb. 12). Da es empfehlenswert ist, eine einheitliche Bezeichnung in Zukunft zu gebrauchen, sei darauf hingewiesen, daß der von JANOSCHEK (1931) in der Originalbeschreibung gebrauchte Ausdruck Blockstrom doch eigentlich Bezug hat auf das geologische Gesamtbild des Auftretens der Summe aller in dieser Gruppe auftretenden Sedimente, weniger aber den gesteinsmäßigen Typus der Klastika wiedergibt. Ausgehend von der Erwägung, daß die Blockschotter (VENDL, WINKLER-HERMADEN) den Blockstrom als ganzes bilden, sei

hiemit vorgeschlagen, den Terminus *Brennberger Blockschotter* als zusammenfassende Gesteinsbeschreibung zu gebrauchen, unter Zugrundelegung der Erstbeschreibung von R. JANOSCHEK (1931), den Terminus *Blockstrom* aber nur für die Umschreibung der Gesamtheit der Art des Auftretens dieser Klastika zu verwenden.

Wie der Name *Blockschotter* sagt, unterscheiden sie sich von den *Auwaldschottern* durch ihre Geröllgröße und die vielfach geringere Abrollung. Außerdem ist die Herkunft des Gerölls verschieden; Fernfrachtgut fehlt so gut wie ganz; es herrschen Gesteine der Umgebung als Schotterlieferer: Quarz, Granitgneis, Pegmatit, Aplit, Glimmerschiefer, Schiefergneis, Amphibolit, Marmor, Semmeringkalk.

Die Blöcke sind meist  $\frac{1}{2}$  bis 1 m groß; der größte Block, an der Mündung des *Auwiesenbaches* in den *Sieggrabenbach* hat die Abmessungen  $2 \times 1 \times 1$  m. Lagen von gerundeten Geröll und Kieseln finden sich überall dazwischenliegend; das Bindemittel sind Lehme und Sande, seltener sind Sand und Sandsteinschichten mit Pflanzenresten und Kohlespuren zwischengeschaltet; VENDL berichtet über Funde von Landschnecken.

## 5. Die Abgrenzung der helvetischen gegen die tortonische Stufe

In der Frage der Abgrenzung der hangenden Teile der helvetischen Stufe gegen die darüber folgende tortonische ist auf Grund der bisherigen Untersuchungen noch keine vollkommene Klärung erreicht. Einerseits berichtet KÜMEL aus dem Gebiet SW Marz, daß dort (*Reisnerkogel*) der *Blockschotter* nach oben einen zunehmenden Gehalt von Kalkgeröllen zeigt, wobei die dazwischengeschalteten Sand- und Tegelsandlagen Austern und andere marine Fossilreste enthalten. Das grobklastische Untertorton knapp O Forchtenau enthält unter den Komponenten aufgearbeitete sandige Tegel mit untertortonischen Lageniden, so daß hier eine Sedimentationsunterbrechung sogar noch im Untertorton anzunehmen ist. Andererseits ist von JANOSCHEK (1931) unter Berücksichtigung der älteren Auffassungen dargelegt worden, daß die tortonischen Ritzinger Sande bei Ritzing mit einem schwächtigen Basisflöz sich diskordant dem *Brennberger Blockschotter* auflagern und erst darüber das vollmarine Torton (*Kalkbank* etc.) der Ritzinger Sande folgt.

Diese scheinbaren Gegensätze dürften unseres Erachtens ihren Grund in der Tatsache haben, daß im Torton die Absatzbedingungen in der *Mattersburger* Bucht und in der *Landseer* Bucht derart verschieden gewesen sind, daß man wohl dem *Brentenriegel* schon für die damalige Zeit den Charakter einer verschiedenen Absatzräume trennenden Barriere zuerkennen müssen. Von dieser Seite gesehen wird es also zusätzlicher Untersuchungen bedürfen, um die Frage der Abgrenzung *Helvet-Torton* noch eingehender zu klären. Es ist durchaus im Bereich des Möglichen, daß sich dann im Kartenbild Veränderungen ergeben, vor allem in denjenigen Gesteinsabgrenzungen, die momentan in der Legende als höchstes *Helvet* (violett: marine Schotter etc.) und tiefstes *Torton* (blaugrün: marine Basisschotter etc.) angegeben sind.

## B. Tortonische Stufe

### a) Mattersburger Bucht (Tafel II, III, IV)

Die Tone, welche das in den Ziegelwerken von Walbersdorf abgebaute Rohmaterial liefern, sind wegen ihres Gehaltes an Fossilien schon seit langem der Gegenstand geologischer Forschungen und Diskussionen gewesen. Die Aufnahme von KÜMEL hat die Verbreitung dieser früher als „Walbersdorfer Schlier“ bezeichneten Gesteine im Gelände wohl festgestellt, neue Einsichten über die altersmäßige Zuordnung haben sich jedoch hieraus nicht ergeben. Da diese Schichten noch nie näher auf ihren Gehalt an Foraminiferen untersucht worden waren, wurde nach Abschluß der Aufnahme KÜMELS eine größere Anzahl von Probenserien im Bereich von Rohrbach (Tafel II) und Walbersdorf (Tafel III) gesammelt, die Proben auf ihren Mikrogehalt durch Dr. R. WEINHANDL untersucht und danach Geländebefund und Foraminiferengehalt gemeinsam in Profilen ausgewertet. Die folgenden Aussagen beruhen daher zum größten Teil auf diesen die KÜMELSCHEN Aufnahmen ergänzenden Beobachtungen.

Das Torton des S-Randes der Mattersburger Bucht gliedert sich in zwei Teile: der tiefere Teil ist gekennzeichnet durch Einschaltungen von sandigen bis grobschottrigen Lagen, welche zwischen Pakete eines oft schokoladebraunen bis grauen, blockig brechenden Tones bis Tonmergels eingeschaltet sind. Diese Tone gehören der Lagenidenzone des tieferen Torton an. Wie schon erwähnt, enthalten die grobschottrigen Lagen E Forchtenau aufgearbeitete Brocken eines Gesteins, das seinerseits wieder Lageniden enthält. Im Profil Rohrbach—Marzerkogel (Tafel II) reichen die grobschottrigen Einschaltungen bis etwa zur Kirche von Rohrbach. Der darüber folgende

höhere Teil ist gekennzeichnet durch Tone von grauer bis schwarzer Farbe, welche gegen die an der Hügeloberkante des Marzerkogels einsetzenden grobklastischen Sarmatschichten in zunehmendem Maße Feinsandeinschaltungen zeigen. In diesem Profiteil werden in den älteren Arbeiten Nulliporenkalk-Einschaltungen angegeben, die aber höchstens als kleine Linsen aufzufassen sind.

Auf Grund des Foraminiferengehaltes sind diese Schichten dem mittleren (Sandschaler-Zone) bis oberen Torton (Buliminen-Zone) zuzuordnen.

Besonders für die Tongrube von Walbersdorf wurde das Alter der dortigen Schichten durch detaillierte Probennahme eingehend geprüft. Auf Grund hiervon kann nun mit Sicherheit gesagt werden, daß der „Walbersdorfer Schlier“ dem mittleren und oberen Torton (Sandschaler-Zone und Buliminen-Zone) zuzurechnen ist, wobei aber zu bemerken ist, daß es uns vorteilhaft scheint, in Hinkunft den Terminus „Schlier“ hier nicht zu gebrauchen, um unbegründete Gedankenverbindungen mit dem Schlier anderer Gebiete nicht entstehen zu lassen. Eine etwa 90 m tiefe Bohrung, ausgeführt 1953 für das Knabenseminar Mattersburg, fügt sich sehr wohl in die Foraminiferenstratigraphie des Mattersburger Profilitales ein.

Das Torton am S-Rand des Mattersburger Beckens erreicht eine Mächtigkeit von mehr als 1200 m, wovon etwa 700 m dem höheren, überwiegend feinschichtig, tonigen Anteil zufallen.

## b) Landseer Bucht

Entlang dem N-Rand der Landseer Bucht erstreckt sich von Kalkgruben über Ritzing nach Neckenmarkt ein Streifen von tortonischen Gesteinen, welche sich nach den Untersuchungen von R. JANOSCHEK wie folgt gliedern lassen:

die tiefste Basisgruppe enthält zwischen Sanden eingeschaltet zwei bis drei unregelmäßige Lignitflöze (-linsen), die nur im Gebiet NW Ritzing zeitweise abbauwürdig waren. Die glimmerreichen Sande mit Kleinschotterlagen werden durch Einschaltungen von ein bis mehreren Kalkbänken überdeckt; z. T. sind es Lithothamnienkalke, z. T. Kalksandsteine, z. T. glimmerreiche Sandsteine mit Quarzgerölleinstreuungen.

Über diesen Gesteinen folgen die

Ritzinger Sande, gelbe bis weiße Feinsande mit vielfachen Einschaltungen von wohlgerundeten Quarzgeröllen und seltenen Kalkgeröllen; Fossilien sind stellenweise zahlreich, stellenweise jedoch nur als Steinkerne erhalten.

Die marinen Schichten im Hangenden der Ritzinger Sande bestehen aus einer lokal rasch wechselnden Serie von ineinander übergehenden Sand- und Tonlinsen größerer Erstreckung; auch Konglomerate oder sandige Kalke, wie z. B. am Rabenkropf, kommen vor. In den tonigen Partien E von Ritzing ist eine mächtige Lage von Ostreen eingeschaltet. Von VIOA angebohrte Kalkgerölle weisen auf einen vollmarinen Strandbereich.

Auf Grund der Bearbeitung der zahlreichen Makrofossilien konnte JANOSCHEK (1931) zum erstenmal feststellen, daß der eben umschriebene Schichtkomplex dem Torton zuzurechnen sei; neuere Untersuchungen von R. SIEBER weisen auf Unteres Torton. Die Untersuchung der Mikrofauna des Teiles über den eigentlichen Ritzinger Sanden durch R. WEINHANDL hat ergeben, daß alle Proben einer Randfazies mit Rotalien und Elphidien zuzurechnen sind, auf Grund welcher eine nähere Zuordnung zum tieferen, mittleren oder höheren Torton vorläufig nicht durchgeführt werden kann. Für den in Tafel IV dargestellten höchsten Teil des Ritzinger Profils bleibt es daher offen, ob der über dem durch Makrofossilien als Untertorton belegte Ritzinger Sand gelegene Schichtanteil ebenfalls noch Unterton ist oder nicht; die Tatsache, daß die untertonen Ritzinger Sande gleichwie das Paket bis zur Sarmat-Unterkante durch dieselben indifferenten Rotalienvergesellschaftungen gekennzeichnet sind, kann als Hinweis dafür aufgefaßt werden, daß der gesamte hier ca. 300 m mächtige Tortonkomplex hier vielleicht dem Untertorton zuzurechnen ist. Eine endgültige Beantwortung dieser Frage muß jedoch einer Detailbearbeitung überlassen bleiben.

## C. Sarmatische Stufe

### a) Mattersburger Bucht

Die weitere Umgebung von Wiesen gilt für die Gesteine der Sarmatische Stufe wegen der reichen Fossilführung als klassisches Gebiet; eine neuere Zusammenfassung stammt von A. PAPP (1939) und W. PETRASCHKE (1945). Zwischen diesen Darstellungen und der Karte KÜMELS bestehen in Details Unterschiede, weshalb dieses Gebiet wohl noch näher untersucht werden wird.

Der tiefere Teil des Sarmat von Wiesen besteht aus Grobschottern mit kristal-

linen und kalkalpinen Komponenten. Höher folgen grobe bis feinere Sande mit Schottereinschaltungen und konkretionären Bänken, die ihrerseits von Pannon überlagert werden.

Wesentlich erscheint, daß diese in der Hauptsache klastische Entwicklung des Sarmat durch Makrofossilien als Ervilienschichten, Mactraschichten und Grenzschichten, also das gesamte Sarmat umfassend, gekennzeichnet wird.

Anders ist die Situation am Marzer Kogel. Von PAPP (1939) wurde das konglomeratische Sarmat des Marzer Kogels dem älteren Sarmat zugeordnet unter dem Hinweis, daß im Liegenden der Schotter noch Tegelsande liegen. WINKLER (1951, S. 455) ordnet die Schotter des Marzer Kogels dem höheren Sarmat zu und die darunter liegenden Tegel dem Untersarmat.

Eine Detailbemusterung in den Ziegelwerken von Walbersdorf vom Torton bis zu den erwähnten Schottern und Grobsanden an der Oberkante des Hügels und die daran angeschlossene mikropaläontologische Auswertung von R. WEINHANDL (siehe Tafel III) hat ergeben, daß sich hier über das Obertorton ohne sichtbaren Hiatus sandige Tone des Oberen Sarmat (Zone Nonion granosum) lagern und erst über diesen die Cerithiensande und Schotter folgen; tieferes Sarmat fehlt. In Übereinstimmung mit diesen Beobachtungen ist die Tatsache, daß in dem Eisenbahneinschnitt N Mattersburg nur Oberes Sarmat (Non. granosum) angetroffen wurde, während das örtlich tiefer gelegene Torton hier sogar schon dem mittleren Torton angehört.

Im ganzen ist es also so, daß im Gebiet von Wiesen eine klastische Entwicklung des gesamten Sarmat vorliegt, während die sandigen Tone und darüber Schotter und Sande mit Cerithien der Wasserscheide zwischen Rohrbach und Draßburg (Marzer Kogel—Krippelberg—Draßberger Kogel) dem höheren Sarmat zuzurechnen sind.

## b) Landseer Bucht

Für den N-Rand der Landseer Bucht betonte JANOSCHEK (1931), daß hier Torton und Sarmat durch eine Diskordanz getrennt sei.

Das Sarmat besteht hier aus weißlichen bis gelben Feinsanden mit Einschaltungen von Schotter-, Kalk- und Tegellagen; die Serie nimmt von Tschurndorf in östlicher Richtung an Mächtigkeit ab. Knapp E Ritzing ergab sich aus der mikropaläontologischen Kontrolle, daß hier das obere Sarmat (Zone Non. granosum) dem Torton auflagert.

Das isolierte Sarmat beim Dachsbründl am Osthang des Pauliberges muß auf Grund des Mikro-Gehaltes als Untersarmat bezeichnet werden. Nach unseren Beobachtungen liegt hier oben: eine Schotterserie; kleinkörnige Kristallinschotter, oft nur kantengerundet, sandig-lehmige Matrix.

unten: eine Serie grüner Tone mit Fossilien und Foraminiferen (Unter-Sarmat), in welche die Cerithienkalksandsteine des Dachsbründls eingeschaltet sind.

Es ist nicht ganz sicher, ob die erwähnte höhere Schotterserie — die von KÜMEL in der Kartenlegende vielleicht nicht ganz glücklich als Terrassenschotter bezeichnet wurde — mit dem fossilführenden Untersarmat zu einer zusammenhängenden Sedimentationsserie zusammengefügt werden darf. Es kann auch sein, daß letztere eher den westlichsten Teilen der pannonischen Schotterfächer zugeordnet werden müssen.

Auf alle Fälle ist zu betonen, daß das Untersarmat beim Dachsbründl sehr hoch gelegen ist (ca. 500 m) und dem Kristallin direkt auflagert.

Im Draßmarkter Teilbecken, jenem Gebiet, das im Westen durch den Abfall der Kristallinhügel und im Osten durch die Linie Koberdorf—Oberpullendorf begrenzt wird, werden durch KÜMEL (1936) von Kaisersdorf und Draßmarkt Fossilien beschrieben, die auf mittleres bis tieferes Sarmat weisen; auf Grund dieser Fossilien wurden dann die in diesem Bereich anstehenden Gesteine auf der Karte zusammenfassend als Sarmat dargestellt.

Es ist uns bei der Überprüfung einer ganzen Reihe von diesen Gesteinen auf eventuellen Mikrogehalt nicht gelungen, irgendwelche Foraminiferenreste aufzufinden, während andererseits das Sarmat vom Dachsbründl deutliche Untersarmat-Foraminiferen geliefert hat. Betrachtet von der Seite des ursprünglichen Absatzraumes zeigt das am NW-Rand des ehemaligen Beckens gelegene Dachsbründl eine reiche Fauna, während die SW hievon, also mehr dem Beckeninneren zu gelegenen Absätze, den Charakter von fossilereen Süßwasserbildungen haben sollen. Diese nicht ganz leicht erklärbare Anordnung hat uns veranlaßt, daran zu zweifeln, ob wirklich in dem angegebenen Raum alles als Sarmat anzusehen ist, was als solches angegeben wurde. Ist es nicht wahrscheinlicher, daß ein Teil der fossilereen Süßwassersedimente (z. B. Ziegelei St. Martin) den helvetischen Randbildungen zuzuweisen sind, die hier nur lokal eine dünne, eventuell unzusammenhängende Haut von Sarmatresten trägt? Aus diesen Erwägungen ist die Fußnote in der linken unteren Ecke der Karte entstanden. Eine derartige Auffassung würde übrigens nichts ändern an dem von KÜMEL (1936) postulierten Draßmarkter Teilbecken. Auch über diesen Fragenkreis werden weitere Arbeiten Aufklärung geben müssen.

#### D. Pannon

Am N-Rand der Karte, etwas W von Draßburg, ist ein schmaler Saum von Quarzsanden mit Melanopsiden vorhanden, welcher den südlichsten Teil des Pannons des Eisenstädter Beckens darstellt. Über tieferes bis mittleres Pannon in Tonfazies wird aus dem Ödenburger Bereich berichtet.

Als geschlossene Einheit nimmt das Pannon den zentralen Teil des Oberpullendorfer Beckens ein. Vorwiegend sind es hier grobe bis feine weiße Quarzsande, denen in ausgeprägter Kreuzschichtung Kiese bis Schotter eingeschaltet sind. Tonig-feinsandige Einschaltungen sind entlang der Bundesgrenze zwischen Deutschkreutz und Nikitsch vorhanden.

Zur Altersbestimmung liegen bisher zwei Fixpunkte vor: einerseits der von JANOSCHEK (1931) belegte Congerien- und Melanopsiden-Fundpunkt SO von Ritzing, der infolge seiner Fossilien und Lage im tiefsten Teil des Schotterkörpers als Unter-Pannon anzusehen ist; andererseits wurde kürzlich (1956) von THENIUS und TAUBER der Fund eines Geweihrestes bei Nikitsch mitgeteilt, auf Grund dessen man hier vielleicht schon an Mittleres Pannon denken kann.

In dem unter der geologischen Karte dargestellten Profil ist zum Ausdruck gebracht, wie nach Osten an Mächtigkeit zunehmend das Pannon im Oberpullendorfer Becken gelagert sein kann. Bohrungen haben diese Schichtserie bisher nicht durchbohrt (Horitschon 180 m, Deutschkreutz 124 m).

Ungefähr der Straßenverbindung Weppersdorf—Lackendorf—Deutschkreutz

folgend, wurden diesem Profil entsprechend 42 Proben durch Dr. G. WOLETZ auf ihren Gehalt an Schwermineralien untersucht und hiebei folgendes Resultat erhalten:

örtliche Lage		„schwere Mineralien“		
Höhere Gruppe (22 Proben)	{ Deutschkreutz SW Deutschkreutz Bohrung (124 m) Horitschon }	Granat-Staurolith-reich	~	Apatit wechselnd Epidot reich
Tiefere Gruppe (20 Proben)	{ Lackendorf Weppersdorf }	~	Zirkon Turmalin reich	Apatit wechselnd Epidot reich

Es ergibt sich hieraus für dieses Profil im Oberpullendorfer Becken eine Gliederungsmöglichkeit der Pannonsedimente in tiefere, mit Zirkon-Turmalin, und höhere, mit Granat-Staurolithanreicherung.

### E. Vulkanische Gesteine (Tafel V, VI)

Im Jahre 1936 berichtete F. KÜMEL über vulkanische Gesteine der Landseer Bucht und faßte damit alle bis zu diesem Datum vorhandenen Beobachtungen auf Grund eigener Kartierungen zusammen. Im wesentlichen sind dies die Unterlagen für die Darstellung der Basalte im Kartengebiet. Spätere geologische Untersuchungen liegen nicht vor. Als wertvolle Ergänzung ist die geophysikalische Aufnahme des Pauliberges zu betrachten, welche von TOPERCZER (1947) ausgeführt, in ihren Resultaten die Auffassungen KÜMELS im wesentlichen bestätigt hat. Da es sich hier um die einzigen vulkanischen Erscheinungen in der weiteren Umgebung Wiens handelt, wurde ein in Details ergänzter Ausschnitt aus der Aufnahme KÜMELS für Exkursionszwecke im Pauliberggebiet als Tafel 5 beigelegt.

Die im W-Teil der Karte auftretenden Gesteine der Basaltfamilie kommen am Pauliberg (755 m) vor und entlang der NW—SO-Furche des Stoober Baches knapp W und NW von Oberpullendorf (ca. 250 m SH).

Die Basalte des Pauliberges bilden ein NW—SE gestrecktes, längliches Auftreten, von dessen SE-Ende hangabwärts nach E ein Lavastrom sich ergossen hat. Die NW—SE-Erstreckung (Pauliberg 755 — ◊ 723 — „d“ von Judensteig) wird so zu deuten sein, daß hier entlang einem NW—SE-Spalten-system an verschiedenen Punkten zähe Laven ausgetreten sind, derart, daß die in den einzelnen Staukuppen ausquellenden Laven zu einer einheitlichen Basalt-masse verschmolzen sind. Der geophysikalische Befund spricht deutlich für eine Reihe kleiner Austrittspunkte (Spalteneruptionen) und gegen die Annahme eines Zentralkraters.

Die Oberfläche der Basalte ist von der Erosion kaum modelliert; der SW Steilrand der Basalte wird in Übereinstimmung hiemit aufgefaßt, als gegeben durch eine enge Aneinanderreihung von linear NW—SE gerichteten Quellkuppen.

Durch Bohrungen im Bereich des Steinbruchs am N-Ende des Paulibergrückens konnte festgestellt werden, daß der Basalt an seinem N-Ende dem kristallinen Untergrund flach aufliegt (siehe Abb. 1); die verbindenden Zuflußwege zur Tiefe, an welchen die Basalte aufgestiegen sind, dürften daher eine räumlich viel engere Begrenzung haben als die Verbreitung der Basalte an der Oberfläche.

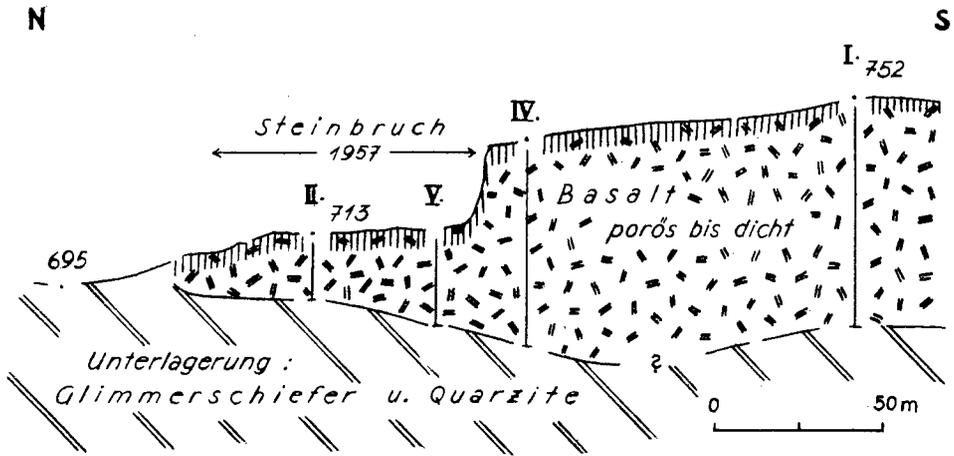


Abb. 1

Auflagerung des Basaltes auf den Kristallinuntergrund am N-Ende des Basaltkörpers beim Steinbruch; Abbau etwa Anfang 1957

Das tiefer gelegene Basaltvorkommen (SH 441 m) östlich des Dachsbründls ist unseres Erachtens aufzufassen als nordöstlichstes Ende eines Lavaergusses, der einer bestehenden Geländeform gefolgt ist und dabei die unterlagernden Tone rot gebrannt hat. Dies schließt ein, daß zur Zeit des Ergusses die Talform bis mindestens etwa 400 m SH als von der Erosion vorgeformtes Relief bereits bestanden haben muß, was als ein für die Zeitbestimmung des Ergusses wichtiger Moment anzusehen ist. Einer Deutung dieses Vorkommens als von höheren Teilen der Basalte abgeglittenes Teilstück, möchten wir uns nicht anschließen.

Die großen Aufschlüsse W Oberpullendorf weisen auf zwei Lava-Tuffdecken, durch Schotter und Sande getrennt, und dann nochmals von Tuffen überdeckt, die sich von explosionsartiger Förderung ableiten dürften. So wie die Basalte des Pauliberger ruhen diese Auswurfsgesteine dem kristallinen Untergrund direkt auf. KÜMEL hat die Basalte von Stooß als nördlichste zungenförmige Ausläufer jener von Oberpullendorf aufgefaßt; neue Aufschlüsse in dem Steinbruch an der Straße E des Stooßer Baches 2 km NW von Oberpullendorf, haben ergeben, daß es sich hier um einen Basaltfluß handelt, der sich in ein ziemlich welliges Relief ergossen und hierbei seine Sohle rot gebrannt hat; nach dem Erguß jedoch ist die Oberseite der Basaltzunge wieder eingeebnet und von jungtertiären Sanden bedeckt worden (siehe Tafel VI).

Für die Beurteilung der Altersstellung der Basalte von Oberpullendorf—Stooß ist es entscheidend, daß bei Stooß die Überlagerung der Basalte durch älter pannone Sande beobachtbar ist; wohl sind in der direkten Umgebung dieser Überlagerung keine Fossilien gefunden, jedoch sind in der streichenden Fortsetzung der tiefsten Pannonsande bei Neckenmarkt sarmatisch-pannonische Übergangsschichten durch Fossilien belegt.

Eine entscheidende Bestätigung der Einordnung der Basalte von Stooß in das tiefste Pannon ergaben die letzten Untersuchungen des Schwer-Mineralgehaltes der Sedimente (G. WOLETZ 1957). Es zeigt sich hierbei, daß die Tertiärsande, welche die Basaltzunge von Stooß bedecken, mit Sicherheit jenem Mineral-

Spektrum zugeordnet werden können, welches für das tiefere Pannon als charakteristisch erkannt wurde (Zirkon-Turmalin-Vormacht plus Epidot); die Tertiärsande dagegen, auf welchen die Basaltzunge ruht, haben ein ähnliches Spektrum, allerdings mit einem deutlichen Hinweis auf Verwandtschaft mit der mineralogischen Zusammensetzung der Sarmatproben.

Es reichen diese Beobachtungen wohl noch nicht aus, um sagen zu können, daß die Basalte von Stoob während einer Trockenlegungsphase an der Grenze von Sarmat und Pannon ausgeflossen seien; wohl reichen sie aus, um den Erguß der Basalte in das untere Pannon einzustufen.

Als Hinweis für das Alter der Basalte des Pauliberges ist einerseits anzusehen die Auflagerung der Basalte auf fossilbelegtes Untersarmat; andererseits müssen die Geländeformen bis zu einer Höhe von 400 m SH schon „offen“ gewesen sein, sonst hätten sie nicht vom ausfließenden Basalt gefüllt werden können. Es ist zu beachten, daß die Sohle des pannonen Schotterfächers zwischen Weppersdorf und Stoob sich bei etwa 300 m SH befindet und weiter, daß sich über diese Sohle eine etwa 20 m nach Osten reichende pannone Schotterdecke von mehreren 100 m Mächtigkeit aufgebaut hat; die westlichen, gebirgswärts gelegenen Korrelate dieses Schotterkörpers vermuten wir in jenen Schottern, welche den untersarmatischen Tonen am Osthang des Pauliberges auflagern.

KÜMEL hat diese Schotter mit Vorbehalt dem Sarmat zugerechnet, jedoch (1936, S. 231) darauf hingewiesen, daß diese Deutung zu Schwierigkeiten in der Datierung der morphologischen Formen führe.

Wenn man nunmehr in diesem Sinne die Schotterreste am Osthang des Pauliberges als Pannon auffaßt, so ergibt sich, daß diese weitgehend zerschnitten gewesen sein müssen, bevor sich die Basalte des Pauliberges in ihr Relief ergossen haben. Für die Basalte selbst würde sich hieraus eine dacisch-levantine Alterseinstufung ergeben, also merklich jünger als die Basalte von Oberpullendorf—Stoob. Dieser in Form einer Arbeitshypothese vorgelegte Gedankengang wird unterstützt durch die erosiv kaum angetasteten Kleinformen der Oberfläche der Basaltausgüsse am Pauliberg.

### **III. Abschnitt: Das Quartär zwischen Wr. Neustädter Pforte und Rechnitzer Schieferinsel**

(Mit einer quartärgeologisch-bodenkundlichen Karte; Tafel VII und VII a)

Von J. FINK

Viele neue Erkenntnisse über das Quartär — insbesondere seine Stratigraphie — wurden an der Nordabdachung der Alpen gewonnen, jenem Raum, in dem die Gliederung der verschiedenen Schotterfluren und Moränen von PENCK (1909) aufgestellt worden war. Die Fülle neuer Feldbeobachtungen brachte es aber mit sich, daß selbst in diesem Kerngebiet der Quartärforschung mit dem Schema PENCKS nicht mehr ganz das Auslangen gefunden werden kann. Einerseits haben

die vier Eiszeiten eine Aufweitung erfahren, da weitere selbständige Vereisungen hinzugekommen sind (was zu großen Schwierigkeiten in der Nomenklatur führte) andererseits stellt GÜNZ (nach PENCK die älteste Vereisung) noch lange nicht den Beginn des Pleistozäns dar. So wie in Bayern schon seit längerer Zeit — es seien hier nur EBERL (1930) und SCHAEFER (1953) genannt — sind auch im österreichischen Alpenvorland und im Raum der Wiener Beckenlandschaften Beobachtungen gemacht worden, die beweisen, daß älter- und ältestpleistozäne selbständige Vereisungen vor den Deckenschottern liegen, die sich jeweils durch das gleiche geologische Geschehen (Schotterfluren, Erosion, äolische Sedimente) und damit das gleiche morphologische Bild (Terrassen, Zertalung) wie die „klassischen“ Abschnitte kenntlich machen. Viele, ehemals als pliozän bezeichnete Schotterkörper (und Landschaftsformen) werden im Zuge dieser Neuaufnahmen dem Pleistozän zugerechnet werden können. Als Kriterien muß dabei morphologischen und pedologischen Argumenten besondere Bedeutung eingeräumt werden.

Es ist verständlich, daß dadurch die Nomenklatur in größte Schwierigkeit gekommen ist. Im folgenden werden daher die unverbindlichen Begriffe „Kalt-“ und „Warmzeit“ an Stelle von „Glazial“, „Stadial“, „Interglazial“ und „Interstadial“ verwendet. Nur in speziellen Fällen muß auf die stratigraphischen Begriffe „Riß“ und „Würm“ eingegangen werden, wobei unter Würm die letzte, ungeteilte Kaltzeit und unter Riß die vorletzte Kaltzeit verstanden sein möge.

Es ist — an der Nordabdachung der Alpen — immer der gleiche Rhythmus festzustellen, der von den ältesten Schotterfluren bis zu der in der letzten Kaltzeit aufgeschütteten Niederterrasse reicht: Die Akkumulation des Schotters, seine Zerschneidung und damit Bildung der Terrasse war jeweils das Werk einer Kaltzeit, die insbesondere am Beginn eine morphologisch sehr aktive Phase hatte (nach den Vorstellungen von BÜDEL [1950], SCHAEFER [1950] und vielen anderen Autoren), während die Warmzeiten nur durch eine starke Verwitterungsintensität und damit Bodenbildung ausgezeichnet waren. Nur die oft sehr lange Dauer der Warmzeiten — gegenüber den relativ kürzeren Kaltzeiten — brachte in ihnen die allmähliche Aufwärtsbewegung des gesamten Alpenkörpers zur Geltung (wie dies GRAUL [1937] betont hatte), so daß mit dem Einsetzen einer neuen Kaltzeit eine günstige Ausgangsposition für die starke morphologische Aktivität gegeben war.

Von dieser — an der Nordabdachung der Alpen gewonnenen — Vorstellung ausgehend, muß nun an das Erscheinungs- und Sedimentationsbild der Südostabdachung herangegangen werden. Dies scheint im ersten Moment schwierig! Wohl liegt eine ebenso reich gegliederte Terrassenlandschaft vor (wenn auch die Formen weitaus weicher sind), aber die Bauelemente sind verschieden: Schotterkörper treten hier stark zurück, oft ist es nur ein Schotterschleier (wenn nicht überhaupt nur die Erosionsform im anstehenden Tertiär vorliegt), über dem dann noch die Aulehme liegen. Diese Aulehme sind die Verwitterungsmassen des kristallinen Randgebirges, das durch starke periglaziäre Verwitterung tiefgründig aufbereitet wurde und dessen Böden und Verwitterungsmaterial solifluidal und fluviatil in das Vorland verfrachtet wurden. In Form großer Decken liegen die Aulehme von der höchsten bis zur tiefsten Terrasse und verkleiden meist auch noch die Terrassenränder, wodurch die weicheren Formen (siehe oben) geschaffen wurden. Im Gegensatz zu den die Schotter überkleidenden Lössen des Alpenvorlandes (und der Wiener Beckenlandschaften), welche meist keine Umlagerung nach der Sedimentation erfahren haben und die deshalb die Niederterrasse (in der Regel) nicht mehr bedecken können, sind die Aulehme der Südostabdachung

gerade auf der tiefsten Flur ( die — wie noch gezeigt wird — zum größten Teil mit der Niederterrasse ident ist) stets anzutreffen. Diese Aulehmbedeckung der tiefsten Flur und die unbestrittene Tatsache ihrer stetigen, weiteren Aufladung (besonders in den breiteren Gerinnen) wurde zu einem wesentlichen Argument bei WINKLER-HERMADEN (1955), die Bildung auch der älteren Aulehme und (der meisten) Terrassen der Südostabdachung in die Warmzeiten zu verlegen.

Das mittlere Burgenland, umfassend die Landseer Bucht und das Becken von Oberpullendorf — wobei letzterer Begriff für das ganze Becken zwischen Siegrabener Sattel und Rechnitzer Schieferinsel verwendet wird — ist der nördlichste Teil der Südostabdachung. Wie die quartären Sedimente und die Bodenbedeckung zeigen, handelt es sich hierbei um ein typisches Übergangsgebiet. Einerseits ist das Becken von Oberpullendorf von drei Seiten vom Gebirge umschlossen, so daß spezielle (quartäre) Sedimente im Becken auftreten, die zwar nicht für den Großraum der Südostabdachung als „typisch“ gelten, gerade aber deshalb zur Erklärung der pleistozänen Sedimentations- und Landformungsvorgänge von wesentlicher Bedeutung sind. Andererseits ergibt sich durch die nordöstliche Lage eine enge Berührung mit den anschließenden periglazialen Räumen. Im mittleren Burgenland vollzieht sich der Übergang von der „Lößfazies“ der Nordabdachung (Alpenvorland und Wiener Becken-Landschaften) in die „Aulehmfazies“ der Südostabdachung! Es wird daher auch bei der folgenden Besprechung der quartären Sedimente immer der Vergleich mit den anderen pleistozänen (periglazialen) Räumen gezogen. Auch das heutige Klima formt überraschend genau die pleistozänen Klimaprovinzen nach und zeigt einen großen Unterschied zwischen dem trockenen nördlichen Burgenland (nördlich des Siegrabener Sattels) und dem bei gleichen Temperaturen durch höhere Niederschläge ausgezeichneten mittleren und besonders dem südlichen Burgenland.

Zum leichteren Verständnis ist diesen Erläuterungen eine quartärgeologisch-bodenkundliche Karte im Maßstab 1 : 100.000 (Tafel VII) beigegeben. Sie greift über die von der geologischen Karte erfaßte Fläche hinaus, weil wichtige Folgerungen nur aus den benachbarten Räumen gezogen werden konnten: Im N mußte der Rand des Steinfeldes und die Wulka-Niederung (Eisenstädter Senke), im S das ganze Oberpullendorfer Becken bis zur Rechnitzer Schieferinsel einbezogen werden. Der Zweck dieses Kärtchens ist zu zeigen, daß die Zusammenfassung zu größeren pedologischen Einheiten nur nach quartärgeologischen Gesichtspunkten erfolgen kann. Wie dies bereits am Beispiel des Marchfeldes (FINK 1955) ersichtlich wurde, ist die Gruppierung der österreichischen Böden und ihre Darstellung auf Karten mittleren Maßstabes (etwa Spezialkarte) nur in engster Anlehnung an die quartärgeologische Situation möglich. Vice versa aber können verschiedene quartärgeologische Probleme nur durch Einbeziehung der Bodenkunde gelöst werden.

### L ö s s e

Das (geologische) Blatt Mattersburg—Deutschkreutz hat Anteil an zwei verschiedenen Löß-Sedimentationsräumen. Im Raum Mattersburg und nördlich davon liegt die „trockene“ Lößlandschaft (FINK, 1956, a, b). In ihr liegen „typische“ Löss: Kalkreich, mit starker Auskleidung der Kapillaren durch Kalzit, hellgelb, ohne Beimischung gröberer Komponenten. Die Mächtigkeit ist z. T. beträchtlich und kann mehrere Meter betragen. Im Oberpullendorfer Becken ist hingegen bereits das südliche Ende der Löss erreicht. Auf Tafel VII sind die äußersten

Vorkommen festgehalten: Z. O. westlich Dörfel, Z. O. östlich Steinberg a. d. Rabnitz, Hohlweg SW von Mannersdorf a. d. Rabnitz, lokal an den Hängen des Stoober Baches und schließlich auf der Terrasse nördlich Lutzmannsburg. Innerhalb des (geologischen) Kartenblattes ist das mächtigste Vorkommen südlich Deutschkreutz im Hohlweg östlich der Straße, wo der Löß 8 m Mächtigkeit erreicht. Auch an den oben genannten Stellen werden z. T. Mächtigkeiten von mehreren Metern erreicht. In den meisten Fällen liegt der Löß aber nur mehr als dünne Haut vor, und ist so stark zu Boden umgeprägt, daß eine kartenmäßige Darstellung unmöglich wird. Der Geologe wird auch solche Vorkommen nicht mehr beachten, zumal er sich nur auf natürliche Aufschlüsse stützen kann, während der Pedologe mit dem Schlagbohrer ein dichtes Beobachtungsnetz zu legen imstande ist. So wurden auch mehrere der genannten Vorkommen im Zuge der landwirtschaftlichen Bodenkartierung (Ing. PALATA) im mittleren Burgenland aufgedeckt. Auf Tafel VII wurde auf eine flächenmäßige Abgrenzung des Lösses verzichtet; die auf ihm (im Oberpullendorfer Becken) immer auftretenden Braunerden als „Klimax“ (Rohböden wurden prinzipiell nicht beachtet) wurden mit jenen für die Bodenbildung ähnlichen Substraten (kalkige, tertiäre Sedimente) zusammengezogen. Auch im Mattersburger Becken wurde bei den Braunerden kein Unterschied zwischen solchen auf Löß und solchen auf Tertiär gemacht. Für diesen Raum gilt, daß die Braunerden immer die höheren Landschaftsteile bedecken, während die tieferen (ebenfalls aus Lössen und [kalkigen] tertiären Sedimenten aufgebauten) Räume von Tschernosemen eingenommen werden. Die Mulden hingegen füllen kolluviale und ehemals anmoorige Böden aus. Es ist dies eine Gesetzmäßigkeit in der Bodendecke, die insbesondere auch im Weinviertel beobachtet werden kann (vgl. FINK, 1956 a) und die uns zeigt, daß in den Braunerden ebenso wie in („alten“) Tschernosemen zwei Klimaxböden vorliegen, die durch klimatische Unterschiede (Höhenlage) gegeneinander abgegrenzt sind.

Infolge des nahen Gebirges und der äußersten klimatisch hoch möglichen Sedimentationsbedingungen sind die Lösses des mittleren Burgenlandes charakterisiert durch weit geringeren Kalkgehalt, hohen Anteil an groben Beimischungen (Grobsand, Grus und Kies), was den solifluidalen Einfluß bei ihrer Bildung erkennen läßt. Die hohe Standfestigkeit, das Vermögen, senkrechte Wände zu bilden, die Absonderung in großprismatische Körper, das typische Gefügebild (Kapillaren) und die zahlreichen Schneckenschalen (die ähnlich wie in Schwemmlössen oft zerbrochen sind), berechtigen diese Substrate noch als Lösses zu bezeichnen. Denn Löß ist nicht texturell, sondern faziell zu definieren, das heißt das Gefügebild und die Fauna sind wesentlicher als die Korngröße!

Im mittleren Burgenland fehlen fossile Böden innerhalb des Lösses, auf Grund deren bereits eine Zuordnung in die „trockene“ oder „feuchte“ Lößlandschaft (FINK, 1956, a, b) getroffen werden könnte. Nur im Ziegelwerk W von Dörfel ist rötliches Bodenmaterial vorhanden; dieses ist jedoch so stark solifluidal mit Löß vermischt, daß eine stratigraphische Wertung unmöglich wird. Ansonsten liegen zuordenbare fossile Böden erst nördlich des Siegrabener Sattels:

1. Pöttelsdorf, 4 km NW von Mattersburg an der Straße nach Eisenstadt; eine mächtige, autochthone Verlehmungszone geht hangend in solifluidal verschwemmtes Bodenmaterial über, über dem noch 1—1,5 m Löß folgt. Die Abfolge und Ausbildung dieses fossilen Bodens erinnert an die Aufschlüsse im Raum zwischen Krems und St. Pölten (Wielandsthal, Ziegelwerk Thallern), die einen Übergang von der feuchten zur trockenen Lößlandschaft vermitteln.

2. Blumauwald an der Straße zwischen Siegleß und Sauerbrunn. Eine kräftige Verlehmungszone, die im unteren Teil stark von Kalkkonkretionen (Bieloglaska) durchsetzt ist und einem mächtigen Kalkanreicherungs-horizont aufliegt, tritt an die Oberfläche.

3. Mattersburg; am NW Ortsausgang ist zur Zeit ein Aufschluß bei einer in Bau befindlichen Tankstelle (vgl. Fig. 1 auf Tafel VII a) vorhanden. Das Profil entspricht ungefähr der letzkalkzeitlichen Sedimentation: Nahschotter und Bodenreste (aufgearbeitetes Tertiär) sind am Beginn der (letzten) Kaltzeit — die besonders aktiv war, siehe oben — abgesetzt worden, darüber folgt der Löß, der vergleht ist, was z. T. auf lokale Ursachen zurückgehen kann, vorwiegend aber durch die großklimatische Situation zu erklären ist. Aus dem Löß ist der holozäne Boden hervorgegangen, der in seinem unteren, ungestörten Teil noch seinen Typus „alter“ Tschernosem erkennen läßt.

4. Ofenbach, unterhalb der Kirche; hier reichen die Schichten etwas weiter zurück: auf Löß liegt der (fossile) Boden der letzten Warmzeit, über ihm mächtiger Solifluktionsschutt und darüber Löß, der infolge des nahen Gebirges noch teilweise mit Schutt durchsetzt ist.

5. Erlach, Ziegelwerke südlich der Ortschaft; infolge einer günstigen Terrassenlage ist hier keine Erosion eingetreten und die Profile zeigen eine vollständige Abfolge, die eine klare Zuordnung zur feuchten Lößlandschaft ergibt (vgl. FINK, 1956 a).

Kehren wir wieder in den Raum des geologischen Kartenblattes zurück, so ergibt sich für ihn folgende Gliederung in periglaziale Klimaprovinzen: Nördlich des Siegrabener Sattels, im Mattersburger Becken, geht die trockene in die feuchte Lößlandschaft über, die starken solifluidalen Einflüsse erklären sich aus dem Relief. Der östliche Teil des Oberpullendorfer Beckens mit seinen teilweise mächtigeren Lössen muß der feuchten Lößlandschaft zugerechnet werden, während in dem gebirgsnahen westlichen Teil und besonders gegen die Rechnitzer Schieferinsel zu, die südliche Lößgrenze erreicht wird, wobei der Übergang in die „Aulehmlandschaft“ einen breiten Gürtel einnimmt.

Ein Beispiel für den Übergang bietet ein Hohlweg, der von Mannersdorf an der Rabnitz nach E zur Höhe 335 zieht. An den (z. T. schon stark verstützten) Seitenwänden ist mehrmals ein Wechsel zwischen Lössen und Aulehm zu erkennen.

Von besonderer Bedeutung ist die morphologische Position der äußersten Lößvorkommen im mittleren Burgenland (die meist nur mehr kleine Inseln darstellen): Nördlich Lutzmannsburg breitet sich der Löß als ca. 1—1,5 m mächtige Decke auf einem Terrassenschotter aus und verkleidet auch eine kleine, nicht sehr prägnante Delle, die von dieser Terrasse in die Talauie zieht. Durch den Löß (und das Trockentälchen) ist diese Terrasse als zumindest vorletztkaltzeitlich datiert (vgl. auch Fig. 7 auf Tafel VII a). In weiteren, auf der Karte VII vermerkten Vorkommen, so im Ziegelwerk W Dörfl, Ziegelofen ö. Steinberg und dem (ehemaligen) Ziegelofen ö. Mitterpullendorf, reicht der Löß bis an die völlig ebene Talsohle herab (wobei es sich nicht um Schwemmlöse handelt). Die Talsohle ist somit kein „Alluvium“, sondern eine nur mit Alluvionen bedeckte Niederterrasse. Ein eigentliches Alluvium als morphologische Erscheinung fehlt im mittleren Burgenland fast durchwegs und erklärt sich aus der morphologischen Wirkungslosigkeit des Holozäns (gegenüber der Aktivität einer beginnenden Kaltzeit!). Dennoch tut der Geologe recht, wenn er den Talboden als „Alluvium“ kartiert, da die Auflandungsdecke, der Aulehm, sicher

holozänen Alters ist. Die morphologische Form aber ist — mit Ausnahme des engen, rezenten, etwas eingeschnittenen Bachbettes — pleistozän, gleichgültig, ob unter dem Aulehm ein Schotterkörper folgt oder nicht.

Vereinzelte sind Übergänge auch von Löß in Sandlöß und

### Flugsand

zu erkennen. Bei der altersmäßigen Zuordnung der Flugsande im Trockengebiet („trockene Lößlandschaft“) ist größte Vorsicht am Platz. In mehreren Fällen sind bereits in unserem Raum urgeschichtliche oder auch historische Belege vorhanden (vgl. KÜPPER, 1955, Flugsande über römischen Ruinen), die uns zeigen, daß Flugsande des Mittelalters oder solche aus jüngster Zeit sich oft kaum von frühholozänen oder mitunter auch pleistozänen unterscheiden. Dort, wo aber eine Verzahnung mit Lössen vorliegt, kann eine Altersangabe gemacht werden. So zeigt ein Aufschluß 500 m W Frankenau an der Straße nach Oberpullendorf (vgl. Fig. 2 auf Tafel VII a) im überwiegenden Teil der Deckschichten eine Übergangstellung, die sogar auch noch fluviatile Einflüsse erkennen läßt. Der Schotterkörper entspricht dem oben erwähnten nördlich Lutzmannsburg, der dort mit Löß, hier teilweise mit pleistozänem Flugsand bedeckt ist.

Im Gegensatz dazu ist im Aufschluß NO Siegendorf, beim Bildstock mit Höhenkote 161, ein Flugsand holozänen Alters vorhanden (vgl. Fig. 3 auf Tafel VII a). Eine interessante Bodenbildung wird vom Flugsand bedeckt, die ihrerseits wieder einem Schwemmlöß mit Fossilien aufliegt. Den Sockel bildet Pannonsand. (Die Karbonatwerte sind in beiden Profilen an den seitlich gestellten Kurven abzulesen.)

Die Mächtigkeit der Flugsanddecken wechselt sehr stark, für die holozänen Bildungen stellt der Siegendorfer Aufschluß einen Extremfall dar, oft sind es nur wenige Dezimeter, die völlig zu Boden umgeprägt sind, so daß ihre äolische Natur nicht erkannt werden kann. Auch für die pleistozänen Bildungen gilt eine starke Schwankung in der Mächtigkeit, so daß auch das Frankenauer Profil eine lokale Besonderheit darstellt. In den meisten Fällen liegen nun Reste ehemaliger Flugsanddecken vor; so ist innerhalb des Solifluktionsschuttes sicher ein hoher äolischer Anteil. Wenn auch im Oberpullendorfer Becken das südliche Ende der äolischen Akkumulation liegt, ist doch die große Verbreitung der Windkanter (siehe unten) ein Beweis für die starke formende Kraft des Windes in diesem Bereich.

### Solifluktionsschuttdecken

sind jene (kaltzeitlich gebildeten) Sedimente, die eingangs als wesentlich für das Oberpullendorfer Becken bezeichnet wurden. Auf der Karte (Tafel VII) sind die morphologischen Leitlinien des Beckens festgehalten. Unterhalb einer Höhe von rund 450 m (dargestellt durch eine starke Linie mit dicken Zacken) liegen weiche, flache Rücken in charakteristischen Streichrichtungen (durch dicke, randlich immer feiner werdende Punkte angedeutet). Diese Rücken als Zwischentalscheiden kleiner Gerinne zeigen die regionale Falllinie gegen das Vorland: im NW Teil nach SE gerichtet, schwenken die südlichen Rücken, beeinflusst durch die sicher tektonische Aufwölbung südlich Lutzmannsburg genau gegen E ein. Während sich zwischen diesen langen Rücken völlig symmetrisch gebaute, sanfte Muldentälchen (auf der Karte stark hervorgehoben) erstrecken, hat die eben erwähnte

Aufwölbung eine „umgekehrte“ Asymmetrie<sup>1)</sup> der schon etwas größeren Täler oder Talstücke bewirkt.

Auf diesen weiten, flachen Rücken liegen die Reste einer ehemals sicher bedeutend mächtigeren (und zusammenhängenden) Solifluktionsschuttdecke, die aus verschiedenen Komponenten zusammengesetzt ist:

1. Überwiegend sind es Grobsteine und Schutt (meist Quarzite) mit Grobsand, die in einer Mächtigkeit von 1—2 m bis herab zu einer bloßen Steinstreuschicht das unterlagernde Tertiär überziehen. Die Steine (und Grobsteine) in den obersten Teilen dieser Schuttdecke sind meist zu Windkantern zugeschliffen und von einer braunen Kruste (Wüstenlack) umzogen, der sehr typisch für diese windgeformten Stücke ist. Manche Windkanter erreichen einen Durchmesser von 20 bis 30 cm. Derart große Formen sind bisher nur von der Oberfläche einer altpleistozänen Terrasse bei Hornstein beschrieben worden (KÜPPER, 1954), nun aber schon aus weiteren Räumen des östlichen Trockengebietes bekannt.

Für die Bodenbildung ist entscheidend, worauf das Solifluktionsmaterial aufgeschoben wurde; zwei Möglichkeiten können unterschieden werden:

a) Solifluktionsschutt auf pannonem Quarzsand. Das nährstoffarme und fast kolloidfreie Substrat bedingt eine typische Boden- und Vegetationsdecke. Besenheide, Ginster und Kiefer stocken auf reinen Podsolen! Alle Aufschlüsse im Bereich der Straße Weppersdorf—Lackendorf—Horitschon zeigen das gleiche Bild (das der Bodenkundler in diesem Klimaraum nicht erwarten würde!). Der in Fig. 4 der Tafel VII a festgehaltene Aufschluß W Lackendorf an der oben genannten Straße ist besonders instruktiv: Er zeigt basal das Pannon (Sand in schwacher Kreuzschichtung), darüber eine schmale, allmählich auskeilende Aulehmdecke und Reste eines fossilen Bodens und darüber die mächtige Solifluktionsschuttdecke aus Sand und Steinen, die den rezenten Boden (Podsol) trägt. In dem der Straße zugekehrten Teil ist das ganze Material in bis 2 m tiefe Taschen in den Pannonsand eingewürgt. Solche Kryoturbationen sind bisher aus diesem Raum noch nicht bekannt, die Frosterscheinungen in den verschiedenen später beschriebenen Aufschlüssen erreichen nicht das Ausmaß dieser „Vollformen“, die etwa für die Wiener Becken-Landschaften charakteristisch sind. Auch hier zeigt sich, daß genügend Anknüpfungspunkte an das periglaziale Erscheinungsbild der Nordabdachung vorhanden sind.

b) Solifluktionsschutt auf tegelig-tonigem Tertiär. Über dieser idealen Gleitbahn hat sich der Schutt mitunter so ausgedünnt, daß er nur mehr als Beimengung im Boden zu finden ist. Teilweise ist aber ein typisches Zweischichtenprofil in den Böden anzutreffen, so etwa im Ziegelwerk W Markt St. Martin oder im Ziegelofen S Draßmarkt: Über dem zu Pseudogley umgewandelten Tertiär (oder stellenweise Aulehm) folgt die stark sandige Solifluktionsschuttdecke mit rund 4 dm. Ackerkrume und Bleichhorizonte werden durch sie gebildet, während der Gley einer älteren Bodenbildung entspricht. Übergänge zu reinen Tagwassergleyen, mit nur geringem Steinanteil, sind insbesondere an den Hängen dieser pedologischen Einheit zu finden.

Die räumliche Abgrenzung der unter a) und b) genannten Erscheinungen geht auch aus dem geologischen Kartenbild hervor: Der westliche Teil des Oberpullendorfer Beckens, wo die sarmatischen Tegel zutage treten, entspricht dem

<sup>1)</sup> Umgekehrte Asymmetrie deshalb, weil hier die N-schauenden Hänge steil sind, während in der periglazial geformten Landschaft, in der die Wirkung des Dauerfrostbodens normal zur Geltung kommen kann, die besser sonnenexponierten W- und S-schauenden Hänge übersteilt sind.

Fall b), im östlichen, tiefer abgesenkten Teil des Beckens hingegen treten jüngere Sedimente, vorwiegend Pannonsande auf, wo dann der Fall a) gegeben ist.

2. Nicht nur Gesteinsschutt, Grus und Grobsand wurden aus dem Randgebirge periglaziär verlagert, auch ehemalige (pleistozäne) Bodendecken wurden dabei miterfaßt; oft in Wechsellagerung mit der unter 1 a) beschriebenen pedologischen Einheit, mitunter auch überwiegend allein als echte Bodensedimente (dann auf der Karte als eigene Einheit herausgehoben). Einen guten Einblick gestattet die ca. 100 m lange und 3 m hohe Wand W Groß-Warasdorf an der Straße nach Oberpullendorf. Grobsand und Grus mit stark toniger Beimischung weisen auf ehemalige Böden von Braunlehmcharakter hin, die typisch für die warmzeitliche Verwitterung im Kristallengebiet sind. Der starke Anteil an Grus- und Kiesschnüren zeigt den solifluidalen Transport.

Hier muß kurz auf die Böden im Kristallin und stark kristallin beeinflusstem Tertiär (Untermiozän) eingegangen werden. Sie zeigen einen so starken Wechsel, daß sie nur großflächig zu einer pedologischen Einheit zusammengefaßt werden können. Dort, wo die letzte große Bodenabtragung des Pleistozäns (Beginn der letzten Kaltzeit) den Schutt und die älteren Bodendecken weggeräumt hat, haben sich im Holozän neue Böden entwickeln können, die je nach dem Grad der „Reife“ (= absolutes Alter) von den Anfangsbodenbildungen bis zu podsoligen Formen reichen. Unter Acker ist jeweils eine Regradation in der Richtung zur Braunerde hin festzustellen. In manchen Fällen blieben aber (warmzeitliche) Bodenbildungen im Kristallengebiet erhalten oder wurden an Unterhängen kolluvial zusammengeschopt. Diese älteren Bildungen weisen — ebenso wie die beckenwärts verlagerten Bodensedimente — Braunlehmcharakter auf, wobei aber diese Braunlehme morphologisch sehr nahe an tagwasservergleyte Böden herankommen<sup>2)</sup>. Auf Grund paläopedologischer Forschungen in Lössen darf angenommen werden, daß die typischen Böden der Warmzeiten in den niederschlagsreicheren Gebieten Mitteleuropas überwiegend Pseudogleye und Braunlehme waren, wobei die Pseudogleye auch heute noch für diese Räume typisch blieben, während die Braunlehme durch Braunerden und podsolige Böden abgelöst wurden (was mit der doch geringeren Verwitterungsintensität des Holozäns gegenüber dem akzentuierten Klima der Warmzeiten erklärt werden könnte).

### A u l e h m e

Wie einleitend festgestellt, sind die für die Südostabdachung so charakteristischen fluviatilen Feinsedimente erst in einem gewissen Abstand vom Gebirgsrand anzutreffen, bilden somit die normale Fortsetzung der Solifluktionsschuttdecken gegen das Vorland.

Wir fassen den Begriff Aulehm ziemlich eng und verstehen darunter nur Sedimente von feinstem Korn (Schluff und Rohton), die durch ein spezielles Gefüge gekennzeichnet sind. Nur wenige, sehr dünne Kapillaren durchziehen das plattige Sediment. Diese in rezenten Aulehmen klar erkennbare Schichtung ist hingegen in den pleistozänen seltener zu erkennen; letztere sind dicht bis sehr dicht gelagert (zusammengesackt!) und weisen Strukturmerkmale auf, die mehr durch die pedogenetischen Prozesse während der Bildung entstanden sind. Der während der Sedimentation immer mitlaufende Prozeß der (Tag- und Grundwasser)vergleyung hat zu der starken Anfärbung mit Eisen- und Mangan, sowie Konkretionsbildung aus diesen Stoffen geführt und ferner eine prismatische bis

<sup>2)</sup> Die große Gruppe der „Pseudogleye“ wird auch in dieser Richtung einmal aufgegliedert werden müssen (insbesondere in bezug auf das geologische Alter).

blockige Struktur hervorgerufen. Die pleistozänen Aulehme nehmen somit eine ähnliche Stellung wie die Löss ein, die teils vom Geologen als Sedimente, teils vom Pedologen als Bodenbildungen reklamiert werden. Fast jedes Aulehmpaket ist von mehreren jeweils stärker vergleyten Lagen durchzogen, die immer horizontal liegen, während die dazwischen liegenden Zonen eine nur schwache pedogenetische Umprägung erkennen lassen. Auch dies weist auf einen bestimmten Rhythmus in der Sedimentation hin, wobei aber diese Zwischenlagen wohl schwer stratigraphisch ausgewertet werden können, etwa im Sinne bestimmter Oszillationen.

Nur lokal treten Aulehme bereits im Verband der Solifluktionsschuttdecken auf; so etwa in dem schon genannten Aufschluß westlich Lackendorf (vgl. Fig. 4 auf Tafel VII a). Dort ist das Aulehmpaket etwa 0,4 m mächtig und entspricht mehr einer lokalen Sumpfbodenbildung (daher anmoorig). Es handelt sich um ein sicher pleistozänes Sediment, (Einwürgung in die Kryoturbation) so daß auch das Alter der Oberflächenformen im Raum Weppersdorf—Horitschon ebenfalls festgelegt ist. Die hier um 340 m liegenden Fluren (Rücken), die weit in das Vorland hinausziehen (vgl. Tafel VII), sind somit altersmäßig als pleistozän fixiert.

Weit mächtigere Pakete erreichen die Aulehme aber bei Nikitsch und Lutzmannsburg. Jeweils südlich der beiden Orte sind durch den asymmetrischen Bau der Täler größere Wände aufgeschlossen. Bei Nikitsch sind es mehrere kleine Aufschlüsse, der unmittelbar unter der Kapelle mit Kote 249 zeigt am deutlichsten die Abfolge:

Basal Pannonsand, an der Oberkante zu Sandsteinplatten verhärtet, darüber ein nur sehr schwach tagwasservergleyter Braunlehm von intensiv sepiabrauner Färbung mit ausgeprägt kleinblockiger Struktur. Er ist als Landboden anzusprechen, erst über ihm folgt das bis 4 m mächtige Aulehmpaket. Eingelagert in dieses Aulehmpaket liegt (horizontal) ein Gleyboden typischer Ausbildung. Handgend folgt eine (anthropogene?) Schuttdecke, die den rezenten Boden trägt. Beim derzeitigen Stand der paläopedologischen Forschung der Südostabdachung hat es wenig Zweck, diese Abfolge nun stratigraphisch einzugliedern. Es soll nur der Wechsel in den (pleistozänen) Deckschichten betont werden und die Tatsache, daß es sich hier um relativ sehr gut verwertbare fossile Böden handelt. Die Regel ist — wie oben betont wurde — eine nicht mehr näher auflösbare Anordnung von primär vergleytem Aulehm mit Grund- und Tagwassererscheinungen (einschließlich dem an der Oberfläche liegenden Boden).

Dies zeigt auch die Abbauwand des (ehemaligen) Ziegelwerkes Lutzmannsburg, wo in den obersten Lagen nicht mehr näher differenzierbare Gleybodenbildungen vorliegen.

Einleitend wurde auf die Verschiedenheit der Nord- gegenüber der Südostabdachung hingewiesen. Neben dem Unterschied in den Hauptsedimenten Löss : Aulehm ist es die Bedeckung der Niederterrasse in den beiden Räumen: Die tiefste Flur des mittleren Burgenlandes, fast immer ident mit der Niederterrasse, trägt (wie in der übrigen SO-Abdachung) den gleichen Aulehm, der auch für die höheren Terrassen typisch ist. Dies ist verständlich, da ein fluviales Sediment auch bei Umlagerung (von den höheren Terrassen auf die Talaue) den gleichen Habitus behält. Pedologisch ist allerdings immer der Unterschied, daß die Böden der Niederterrasse (= Talaue) stets Grundwassergleye und zwar in extrem starker Ausbildung sind, während auf den Terrassen und den Hängen die Tagwassergleye überwiegen.

An zwei Stellen finden sich unter dem Aulehm, der mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 1—2 m den Talboden verkleidet, anmoorige und torfige Schichten: Im Raabnitztal oberhalb des Z. O. W Dörfel bis Piringsdorf, einem Talabschnitt, der auch wegen seiner gleichsohlig auf die Niederterrasse ausmündenden Kastentäler (siehe Tafel VII) besonders wichtig ist, und zwischen Neckenmarkt bis Unterpetersdorf, wo in einem in Bau befindlichen Drainagegraben in ca. 1,3 m Tiefe unter (mehr sandigen) Alluvionen eine rund 0,3 m mächtige torfige Schicht aufgeschlossen war. In 300 m Abstand wurden zwei Proben aus dieser Torfschicht entnommen und von Herrn Dr. KLAUS (Geologische Bundesanstalt Wien) auf ihren Polleninhalte untersucht:

Neben verschiedenen tertiären Anteilen (bedingt durch die Zusammenschwemmung) würde „das Spektrum auf ziemlich baumlose Vegetation hindeuten, wie sie etwa im frühen Postglazial auftritt“.

Auf Tafel VII wurden besonders die in der Streichrichtung der Rücken (Zwischentalscheiden) verlaufenden symmetrisch gebauten Mulden berücksichtigt. In ihnen sind die Aulehme ebenfalls zusammengeschwemmt, die Böden aus ihnen reine Grundwassergleye.

Völlig andere

### Alluvionen

sind im Raum des Mattersburger Beckens anzutreffen. Dort ist es der Krümmenabtrag der Tschernoeme, weniger der Braunerden, da letztere höher liegen und mit Wald bestanden, nicht so stark erodiert wurden als die unter jahrtausendelanger Ackernutzung stehenden Tschernoeme. In die breiten Muldentäler und abflußlosen Wannen (im Volksmund „Sutten“ genannt) wurden diese stark humosen Kolluvien hineingespült, vermischt sich z. T. mit autochthonen anmoorigen Bodenbildungen, die ihrerseits allmählich landfest wurden; so entstanden Smonitza-ähnliche Formen, die die Phase der Anmoorzeit nur noch selten zeigen und heute echte Landböden geworden sind. Nur vereinzelt weisen sie eine für Pflanzen schädigende Salzkonzentration oder örtliche Vernässung auf. Auch sind sie meist etwas bindiger als die auf den Hängen und Kuppen verbliebenen Tschernoeme (und Braunerden). Diese somit teils kolluvial, teils autochthon gebildeten „Muldentschernoeme“ sind im Wulkatal und insbesondere in der großen Senke zwischen Eisenstadt, Großhöflein und Wulkaprodersdorf vorherrschend.

An der Leitha hingegen sind neben reinen Trockenfluren, in denen der nackte (Kalk)schotter zutage tritt, die Auböden dominierend. Näher dem Fluß die geologisch jüngeren und daher unreiferen (Graue Auböden), weiter von der etwas in den Niederterrassenschotterkörper eingesenkten Talaue weg die geologisch älteren und damit reiferen, die ihren Aucharakter schon verloren haben und heute bereits Tschernoeme sind. (Die Bodenentwicklung der Auböden — sofern bei einem Alterungsprozeß und geologischen Vorgang der Flußeintiefung von einer Boden„entwicklung“ gesprochen werden darf — geht im Trockengebiet vom Grauen Auboden nie zum Braunen Auboden, sondern immer direkt zum Tschernoem; nur im humiden Bereich ist die Braunerde das Endglied!)

### Terrassenschotter

Es ist naheliegend, daß sich hier gewisse Abweichungen zwischen der geologischen Karte und der hier referierten Tafel VII ergeben. Die großen Solifluktionsschuttdecken (d. h. ihre Kerne entlang der Rücken) sind auf der geologischen

Karte größtenteils als „Terrassenschotter“ ausgeschieden. Da durch den solifluidalen Transport (des Schuttes) eine gewisse Abrollung eintrat, ist auch die geologische Bezeichnung Schotter möglich. Die Zurundung unterscheidet sich aber wesentlich von der echter Schotter etwa an der Rabnitz. Es muß also der Quartärgeologe hier etwas schärfer trennen.

Freilich gibt es auch hier wieder Übergänge. Das über dem gekappten Basalt von Stoob liegende Material ebenso wie jenes, das in einem kleinen Aufschluß an der neuen Straße nördlich des Ortsausganges von Stoob einer Erosionsform des Kristallins aufliegt, nimmt eine Zwischenstellung zwischen Schutt und Schotter ein.

Teilweise sind auch Schotter, die auf der geologischen Karte als Pannon bezeichnet wurden, dem Solifluktionsschutt zuzurechnen, so etwa jene in der Schottergrube ö. Lackendorf, wo eine durch kryoturbate Erscheinungen gestörte Solifluktionsschuttdecke über dem Pannonsand liegt. In diesem Aufschluß finden sich mehrere, bis zu 0,5 m große Tonknollen, deren Existenz und Erhaltung in dem grobklastischen Sediment nur dadurch zu erklären ist, daß dieselben in gefrorenem Zustand (und damit gehärtet) verlagert worden waren.

Auch die Altersstellung erscheint nunmehr in neuem Licht. Auf Grund der vielen periglaziären Erscheinungen (siehe oben und unten) sind die auf der geologischen Karte als „Jungpliozän?“ angegebenen Terrassenschotter als altpleistozäner Solifluktionsschutt zu bezeichnen, denen noch an einigen Stellen (siehe oben) auch pannoner Schotter zuzurechnen ist.

So sind also ausgedehnte Terrassenschotter — wenn man von kleinen Vorkommen nördlich Sieggaben und N Ritzing absieht, erst außerhalb des Raumes der geologischen Karte vorhanden. Auf der Karte der Tafel VII sind verschiedene Schotterkörper zu unterscheiden:

Der des Steinfeldes, der aus dem Neunkirchner- und Wöllersdorfer Schotterkegel zusammengesetzt wird (vgl. KÜPPER, 1954) und der infolge seiner randlichen Zerdellung zeitlich nicht der letzten, sondern vorletzten Kaltzeit angehören muß (Niederterrassen tragen nirgends an ihrem Abfall zur Austufe Talformen, die allein nur durch Wirkung des Dauerfrostbodens erklärt werden können). Der letzten Kaltzeit gehören die Schotter an der Leitha an, deren Deckschichten bereits oben erwähnt wurden.

Im Raum N Antau — W Siegendorf sind es hingegen Schotter, die in ihrem Habitus solchen des mittleren Pleistozäns entsprechen. Sie tragen eine Flugsanddecke aus kalkfreiem, groben Sand („Älterer Flugsand“, FINK, 1955), der selbst wieder zur Gänze zu einem kalkfreien, besonderen Tschernosem umgebildet ist, wie er auf höheren Terrassen im Bereich der Wiener Becken-Landschaften weiteste Verbreitung besitzt.

Die für die vorliegende Fragestellung besonders wichtigen Schotter sind zu einer Terrassentreppe gruppiert, die am linken Rabnitzufer unterhalb Mannersdorf beginnt und nördlich Lutzmannsburg gut erhalten ist (vgl. Fig. 5 auf Tafel VII a). Die oberste, sicher dem Talsystem der Rabnitz zurechenbare Flur ist durch die Kote 249 markiert. Der Aufschluß ① westlich Kroatisch-Geresdorf unmittelbar vor dem Wegkreuz liegt hingegen morphologisch noch am Abfall des Rückens (Kote 275). Dieser Rücken ist das südlichste Ende eines jener vom Gebirgsrand gegen das Vorland ziehenden Zwischentalscheiden, die bei Weppersdorf noch eine Höhe von rund 340 m aufweisen. Der Schotter im Aufschluß ① hingegen hat bereits fluviatilen Charakter, so daß in diesem Raum die Ver-

zahnung der solifluidalen mit der fluviatilen Prägung (entlang der größeren Gerinne) zu suchen ist.

In Fig. 6 auf Tafel VII a ist ein Detail aus dem Aufschluß ① festgehalten: Neben dem Schotter sind auch Aulehmreste und anstehendes aufgearbeitetes Tertiär in die Kryoturbation einbezogen (wie in Lackenbach-W). Der Schotter selbst gleicht völlig altpleistozänen Vorkommen im Wiener Raum, etwa auf dem Laaerberg, zumal er ebenso mit fossilem Bodenmaterial (vom Typus Rotlehm) verkittet ist. Auch von dieser Seite her scheint eine Zuordnung dieser Flur zu ältestpleistozänen Niveaus gerechtfertigt.

Diese oberste, fluviatil geformte Flur trägt nur mehr eine Schotterhaut (und ist auch als morphologische Form schon stark aufgezehrt). Auch eine in das von Wald gesäumte Stück der Straße nach Lutzmannsburg fallende Stufe ist sehr un- deutlich (Erosionsterrasse?).

Erst die nächst folgende Terrasse, deren Abfall etwas südlich des Bildbaumes 220 in W—E-Richtung verläuft, besitzt einen mächtigen Schotterkörper. In der Schottergrube südlich des Bildbaumes (S. G. auf der topographischen Karte, ② in Fig. 5) liegt unter einer dünnen Ackerkrume ein fluviatil geschichteter feiner Schotter, Kies und Grobsand, der intensiv rot gefärbt ist, da reichliches, toniges Bindemittel (ehemalige Böden, die mitverfrachtet worden waren) die Schotter und Sande verkittet. Horizontal ziehen starke Manganstreifen hindurch, vertikal wird der Schotterkörper durch schmale, bis 2 m tief greifende Eiskeile gegliedert.

Die Oberkante dieser Terrasse ist gegenüber der nächst tieferen, sich nördlich Lutzmannsburg erstreckenden nur um 1—2 m abgesetzt. Der Unterschied ist aber größer, wenn man bedenkt, daß die tiefere dickere Deckschichten trägt.

Einen guten Einblick in diese folgende Terrasse gewährt u. a. eine unmittelbar hinter der Ortschaft liegende Schottergrube (③ in Fig. 5), deren Gesamtbild in Fig. 7 der Tafel VII a festgehalten ist: Der Schotterkörper setzt deutlich von dem liegenden Tertiär (Tegel) ab, welches jeweils durch das Grundwasser markiert ist. Im obersten Teil mit etwas stärkerem Anteil an sandigen Lagen, sind kleine Kryoturbationen und Eiskeile zu beobachten. Dennoch ist der Schotter auch gegen den hangenden Löß scharf abgesetzt. Der Schotter ist frischer als in der nächst höheren Terrasse, auch fehlen die Bodensedimente als Bindemittel. In dem hangenden Löß von rund 1,2 (in der kleinen, angeschnittenen Delle werden 2 m erreicht) finden sich reichlich Schneckenschalen. Der rezente Boden ist eine intensiv gefärbte, kalkfreie Braunerde.

Diese Terrassentreppe ist von WINKLER-HERMADEN (1956) auf Tafel II ebenfalls festgehalten und zeitlich folgendermaßen gedeutet: Das Niveau von Kroatisch-Geresdorf (wohl 249?) ist altpleistozän, die Schotterterrasse (beim Bildstock 220) fällt in das mittlere Pleistozän und die Terrasse nördlich Lutzmannsburg wird der „Helfbrunner Terrasse“ gleichgesetzt. Erst im ungarischen Raum streicht eine Terrasse gegen E, die zeitlich als Würm deklariert ist, während die Talau (tiefste Flur) als holozän aufgefaßt wird.

Gerade der Vergleich mit dem Terrassensystem des steirischen Grabenlandes ist hier wohl am Platz, da dieses den Modellfall für die Abfolge an der Südostabdachung darstellt. Aber auf der „Helfbrunner Terrasse“ — nach WINKLER-HERMADEN Riß/Würm-Interglazial — von Lutzmannsburg liegt kein Aulehm, sondern ein Löß! Und der Habitus dieser Terrasse ist völlig gleich dem, wie er aus tausenden Profilen der Nordabdachung für kaltzeitlich gebildete Terrassen bekannt ist!

## Schl u ß b e m e r k u n g e n

Das Erläuterungsheft zu einer geologischen Karte ist nicht für eine Diskussion von Problemen, sondern für die Beschreibung der Geländebeobachtungen bestimmt. Wenn darüber hinaus aber hier noch Erklärungen und Deutungen angeschlossen wurden, so deshalb, weil manche Fragen der Quartärforschung und insbesondere der Bodenkunde nicht unbedingt vorausgesetzt werden können. Weil ferner angeregt werden soll, auch andere Räume auf diese Weise durcharbeiten und weil im Hinblick auf den nicht einfachen morphologischen und sedimentgeologischen Bauplan der Südostabdachung gerade durch diese Art der Betrachtung sich neue Gesichtspunkte ergeben.

Die große Zahl periglaziärer Erscheinungen — die bisher in diesem Raum nicht bekannt waren — ihr Vorkommen auch in höheren Landschaftsteilen, die damit altersmäßig genauer gefaßt werden können, die zwar mit holozänen Aulehmen bedeckte tiefste Flur, die ihrer Formung nach aber pleistozän ist, schließlich der fazielle Übergang der Löß- in die Aulehmlandschaft — all das drängt dazu — wie eingangs vorgeschlagen — die Formung und Sedimentation an der Südostabdachung in einem Blickwinkel zu sehen, der dem der quartärgeologisch schon gut durchgearbeiteten Nordabdachung und den Wiener Becken-Landschaften ähnlich ist. Es wird Aufgabe der nächsten Forschung sein, die im Übergangsgebiet, dem mittleren Burgenland, gewonnenen Ergebnisse in das eigentliche Kerngebiet der Südostabdachung hineinzutragen und zu überprüfen.

Für die Pedologie aber bringt der Raum des mittleren Burgenlandes den klaren Beweis der besonderen Bedeutung des geologischen Substrats für die Bodenbildung: In diesem klimatisch einheitlichen Raum sind auf Lössen Braunerden, auf Quarzsand Podsole und auf Aulehmen Pseudogleye (Tagwassergleye) zur Entstehung gekommen. Man wird in Hinkunft mit der Bezeichnung „regionale Bodentypen“ ebenso vorsichtig sein müssen wie mit einer zu extremen Vorstellung einer Bodenentwicklung, da — mit wenigen Ausnahmen — die „Erbanlage“ (und das absolute Alter) so entscheidend sind, daß die Ausbildung eines Bodens fast nur davon abhängt. Von dieser Auffassung ausgehend, wird aber auch der Geologe sich etwas mehr mit dem Boden — der für ihn nunmehr einen größeren „Zeigerwert“ bekommt — befassen müssen.

## L i t e r a t u r

- BÜDEL, J. (1950): Die Klimaphasen der Würmeiszeiten. — Die Naturwissenschaften 37, H. 19.
- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande — ihr Ablauf, ihre Chronologie auf Grund der Aufnahmen im Bereich des Lech- und Illergletschers. — Filser, Augsburg.
- FINK, J. (1955): Abschnitt Marchfeld ex Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. — Verh. Geol. B.-A. Wien, Sonderheft D.
- FINK, J. (1956a): Korrelation der Terrassen und Lössen in Österreich; Eiszeitalter und Gegenwart, Band VII.
- FINK, J. (1956b): Zur Systematik fossiler und rezenter Lößböden in Österreich. — Verh. VI. Int. Bod.-Kongreß Paris.
- GRAUL, H. (1937): Untersuchungen über Abtragung und Aufschüttung im Gebiet des unteren Inn und des Hausruck. — Mitt. Geogr. Ges. München 30.
- KÜPPER, H. (1954): Grundwasser und Tektonik des südlichen Wiener Beckens. — Jahrb. Geol. B.-A. Wien.
- KÜPPER, H. (1955): Abschnitt Wien—Neusiedler See ex Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. — Verh. Geol. B.-A. Wien, Sonderheft D.
- PENCK, A. und BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. — Tauchnitz, Leipzig.
- SCHAEFER, I. (1950): Die diluviale Erosion und Akkumulation. — Forschung zur Deutschen Landes- und Volkskunde 49.

- SCHAEFER, I. (1953): Die donauzeitlichen Ablagerungen an Lech und Wertach. — *Geologica Bavarica* Nr. 19.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1955): Ergebnisse und Probleme der quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpensaum außerhalb der Vereisungsgebiete. — *Denkschr. Akad. Wissensch. math.-nat. Kl.*, Bd. 110.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1956): *Geologisches Kräftespiel und Landformung*. — Springer, Wien.

## IV. Abschnitt: Kurzer Überblick über die erdgeschichtliche Entwicklung

Von H. KÜPPER

Die im Bereich des Blattes Mattersburg—Deutschkreutz auftretenden Gesteine stammen aus zwei wesentlich voneinander verschiedenen Zeitbereichen: einerseits alles, was unter „kristallines Grundgebirge“ zusammengefaßt ist, dürfte im älteren Mesozoikum und davor entstanden sein und hat nach seiner Entstehung eine derartige Vielheit von geologischen Vorgängen durchlaufen, daß Fossilien, aus denen sich Schlüsse über ihr Alter ableiten ließen, nicht mehr erhalten sind;

die zweite Gruppe, die voll von Hinweisen auf ihre Altersstellung steckt, ist die Gruppe der tertiären und quartären Absätze — mit seltenen Einschaltungen vulkanischer Gesteine — die als eine Haut von meist lockeren Bildungen das kristalline Grundgebirge teils bedecken, oder dessen Flanken mit einem in der Richtung der ungarischen Tiefebene an Mächtigkeit rasch zunehmendem Sedimentmantel umhüllen.

Die gegenseitige Lage und Altersbeziehung der Glieder dieser letztgenannten Gruppe ist übersichtlich in dem Schema S. 50 zusammengefaßt, das seinerseits wieder auf den Beschreibungen von Abschnitt II beruht. Die Übersicht ist bezogen auf eine Zeitordinate, welche nach dem heutigen Stand der Kenntnis das absolute Alter der Formationen angibt. Die Verknüpfung mit einem absoluten Zeitschema hat den Zweck, das zeitliche Ausmaß jener Lücken grob abzugrenzen, die durch nicht abgesetzte Sedimente angedeutet sind.

Ein Blick auf dieses Schema ergibt, daß die tertiären und quartären Sedimente keine ununterbrochene Absatzfolge darstellen, sondern durch zwei größere Lücken im unteren- mittleren Sarmat und im oberen Pliozän unterbrochen sind.

Die vulkanischen Erscheinungen um Stoob und die des Pauliberger werden als verschieden alt aufgefaßt.

Aus einem Vergleich und Ergänzung dieses Schemas durch Beobachtungen über Schichtstörungen ergibt sich ein Hinweis über die zeitliche Einstufung jener Vorgänge, durch welche der Zusammenhang in den obersten Lagen der Erdkruste gestört wurde. Von alt nach jung gereiht, ergeben sich folgende Hinweise für tektonische Vorgänge:

- a) vor dem Absatz des Basisflözes des Helvet (1. steir. Vorphase);
- b) möglicherweise zwischen Auwaldschotter und Brennberger Blockschotter;
- c) in der Landseer Bucht zwischen Brennberger Blockschotter und Basisflöz der Ritzinger Sande (2. steir. Hauptphase);
- d) im S-Teil der Mattersburger Bucht angedeutet durch die übergreifende La-

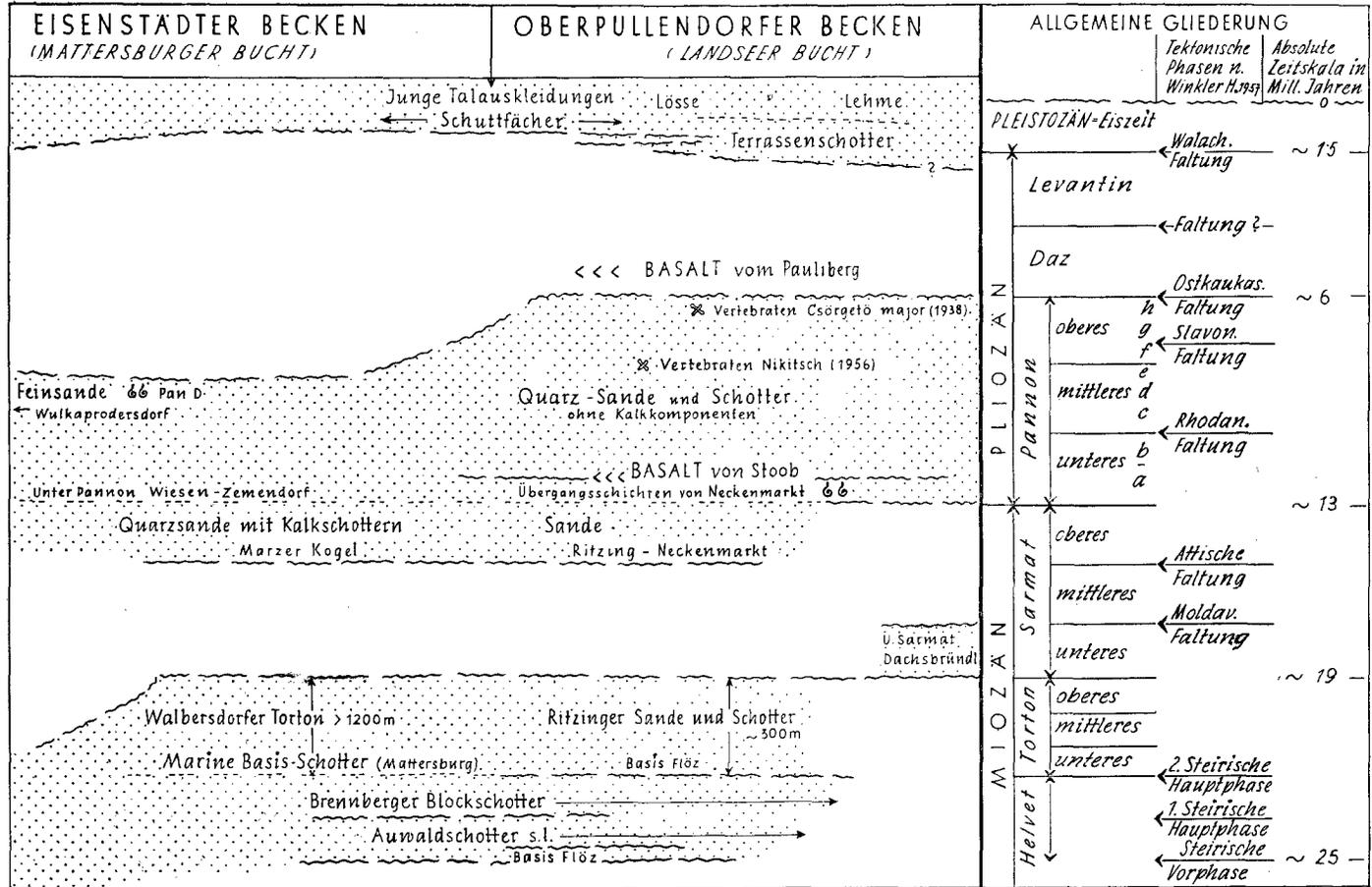


Abb. 2. Übersicht über die Abfolge der Tertiär-Sedimente

gerung von Obersarmat auf Unter-, Mittel- und Obertorton (attische Faltung? moldavische Faltung?);

e) entlang dem gesamten Westrand des Kartenblattes in NNW—SSE-Richtung als großes Bruchsystem verlaufend, wurden hier vermutlich noch pliozäne (pannone) Schotter verstellt; diese Linie ist zugleich die Abgrenzung des Draßmarkter Teilbeckens mit einer relativ wenig mächtigen Tertiärbedeckung auf Kristallin gegen den tiefen Teil des Oberpullendorfer Beckens, in welchem der Kristallin-Untergrund tief liegen dürfte und bisher nie erreicht wurde.

Haben sich aus dem gegenseitigen Schichtverband verschiedene Hinweise für das Vorhandensein von tektonischer Aktivität ergeben, so sind klare Hinweise für den Verlauf tektonischer Störungslinien auf drei Zonen beschränkt:

zum ersten scheint im S-Teil des Mattersburger Beckens dort eine WSW—ENE gerichtete Linie zu verlaufen, wo die nach NNW austreichenden Teile des Walbersdorfer Torton von Obersarmat quer überdeckt werden,

zum zweiten scheinen parallel dem Ausstrich des Basisflözes der Ritzinger Sande doch auch bruchartige (?) Absenkungen zu verlaufen, durch die der N-Rand des Oberpullendorfer Beckens generell markiert ist,

zum dritten findet sich, dominierend in der geologischen Linienführung, jenes große NNW—SSE gerichtete Bruchsystem am Westrand und SW-Teil des Kartenblattes. Es ist durch vulkanische Erscheinungen markiert und dürfte nordwärts über Sauerbrunn verlaufend, den großen Randbrüchen am Westrand des Wiener Beckens entsprechen, aber auch nach SSE bis an den Ostrand der Rechnitzer Schieferinsel (Klostermarienberg) verfolgbar sein.

Dieses letztgenannte, am besten „Sauerbrunn-Oberpullendorfer Bruchsystem“ zu nennende Bündel von Störungen setzt sich aus verschiedenen, einander ablösenden Ästen zusammen. Der nördliche verläuft über Neudörfel—Sauerbrunn zum Sieggrabener Sattel; etwas SW hiervon setzt ein Parallelast wahrscheinlich in Kobersdorf ein und verläuft über Oberpullendorf nach Klostermarienberg am NE-Rand der Rechnitzer Schieferinsel; dieser Ast setzt auch das Draßmarkter Teilbecken gegen das Oberpullendorfer Becken ab; parallel zu ihm dürfte die Spalte verlaufen, an welcher die Basalte des Pauliberger hochgedrungen sind.

Das am Unterrand der geologischen Karte wiedergegebene Übersichtsprofil vom Pauliberg bis Deutschkreutz ist als ideales Übersichtsbild zu werten; wohl geht dieses Profil aus von den an der Oberfläche im direkten Profilverlauf auftretenden Gesteinsgruppen; der Zusammenhang derselben in größeren Tiefen jedoch berücksichtigt auch solche Gesteine und geologische Einheiten, die in einem breiteren Band beiderseits des Profils gelegen sind, aber zur Erläuterung der Lagerverhältnisse in die Profilebene eingezeichnet wurden. So z. B. ist die Lage der Eruptiva von Stoob an der Bruchlinie Sauerbrunn—Oberpullendorf im Westteil des Profiles angedeutet; der Ostteil des Profiles berührt vermutlich in größerer Tiefe randlich die Flanke des Aufwölbungsgebietes vom Brennbach, dessen höchstes Auftauchen knapp N des österr.-ungarischen Grenzgebietes gelegen ist; dieses randliche Berühren in der Profildarstellung soll nicht so gewertet werden, als ob sich dieses Hoch in südlicher Richtung als selbständiges Element fortsetzen würde.

Die in dem nicht zugänglichen Teile des Profiles vermuteten geologischen Elemente werden an der Oberfläche überdeckt von einem nach E an Mächtigkeit zunehmenden Kegel pannonischer Sand-Schotter-Sedimente, die wahrscheinlich von NW her als Summe von vielen kleinen Sand-Schotter-Schüttungen sich nach SE vorgebaut haben.

## V. Abschnitt: Nutzbare Rohstoffe

### a) Wasser

Von H. KÜPPER

Bei einer Betrachtung der Grundwässer im südlichen Wiener Becken (1954) hat sich ein deutlicher Hinweis dafür ergeben, daß die Zusammensetzung der Wässer in Zusammenhang stehen müsse mit der Art und dem Ausmaß der Durchflutung, d. h. mit der Art, ob und wie die Grundwasserbewegungen in verschiedenen Gesteinskörpern vor sich gehen.

Für das mittlere Burgenland, Blatt Mattersburg—Deutschkreutz und angrenzende Gebiete liegen eine große Zahl moderner Wasseranalysen vor, die von verschiedenen Instituten ausgeführt wurden und einer Betrachtung unterzogen wurden<sup>1)</sup> mit dem Ziel, Anhaltspunkte für Empfehlungen von Wassererschließungsarbeiten zu formulieren, welche in dem genannten Gebiet von vielseitiger wirtschaftlicher Bedeutung sein können.

Diese zusammenfassende Verarbeitung von 132 ausgesuchten Wasseranalysen hat ergeben, daß sich folgende Aussagen über den Zusammenhang von Wasserzusammensetzung und Geologie machen lassen:

a) Wässer geringer Härte (bis  $10^{\circ}$  Ges. H.) sind gebunden an kristalline Gesteine, Basalte, an die Nähe solcher Gesteine sowie an jene tiefsten Teile des Tertiärs, das dem Kristallin unmittelbar auflagert.

b) Wässer extrem hoher Werte (über  $30^{\circ}$  Ges. H.) treten auf in jenen randfernen Teilen des Oberpullendorfer- sowie Eisenstädter Beckens, wo mit einer geringen Durchflutung der Beckenfüllung zu rechnen ist. Allerdings ist zu bedenken, daß sich auch in mehr dem Beckenrand zu gelegenen toten Winkeln von Tälern oder Einmündungen im Relief Stellen ergeben können, die praktisch nicht durchflutet sind und daher sehr hohe Härtewerte ergeben können.

c) Zwischen den Wassertypen a) und b) vermitteln in der Zusammensetzung und ihrer räumlichen Anordnung die Wässer mittlerer Zusammensetzung.

Diese Punkte sind auf Textabb. 3 zur Darstellung gebracht, wobei nach Tunlichkeit die Zusammensetzung von Quellen und in größerer Tiefe erbohrte Wässer berücksichtigt wurden.

Dieser oben beschriebenen Anordnung im Großen entspricht in ähnlicher Weise die Anordnung der Wasserzusammensetzungen im kleinen räumlichen Verband. So z. B. zeigen im Mattersburger Bereich 5 Quellen Wässer einer Härtewertgruppe von 18 bis  $30^{\circ}$  Ges. H., während Brunnen im reinen Tegelgebiet mit geringer Durchflutung höhere Werte zeigen. Im Bereich von Oberpullendorf ist es wiederum so, daß die aus Basalt oder Basaltnähe stammenden Wässer sehr geringe Werte zeigen (unter  $10^{\circ}$  Ges. H.), die aus dem Tertiär stammenden Wässer dagegen der Gruppe um  $20^{\circ}$  Ges. H. angehören.

Es ergibt sich für den Geologen demnach in diesem Gebiet ein Hinweis auf eine Art Regel, nach welcher grundgebirgsnahe, gut zirkulierende Wässer geringere, beckenrandferne, weniger zirkulierende Wässer dagegen wesentlich höhere Härtewerte haben.

<sup>1)</sup> Über Empfehlung der burgenländischen Landesregierung hat das Hygien. Institut der Universität Wien sowie das Institut für Lebensmitteluntersuchung in bereitwilliger Weise Einsicht in das Wasseranalysen-Archiv gewährt, wofür hier der Dank ausgesprochen sei.

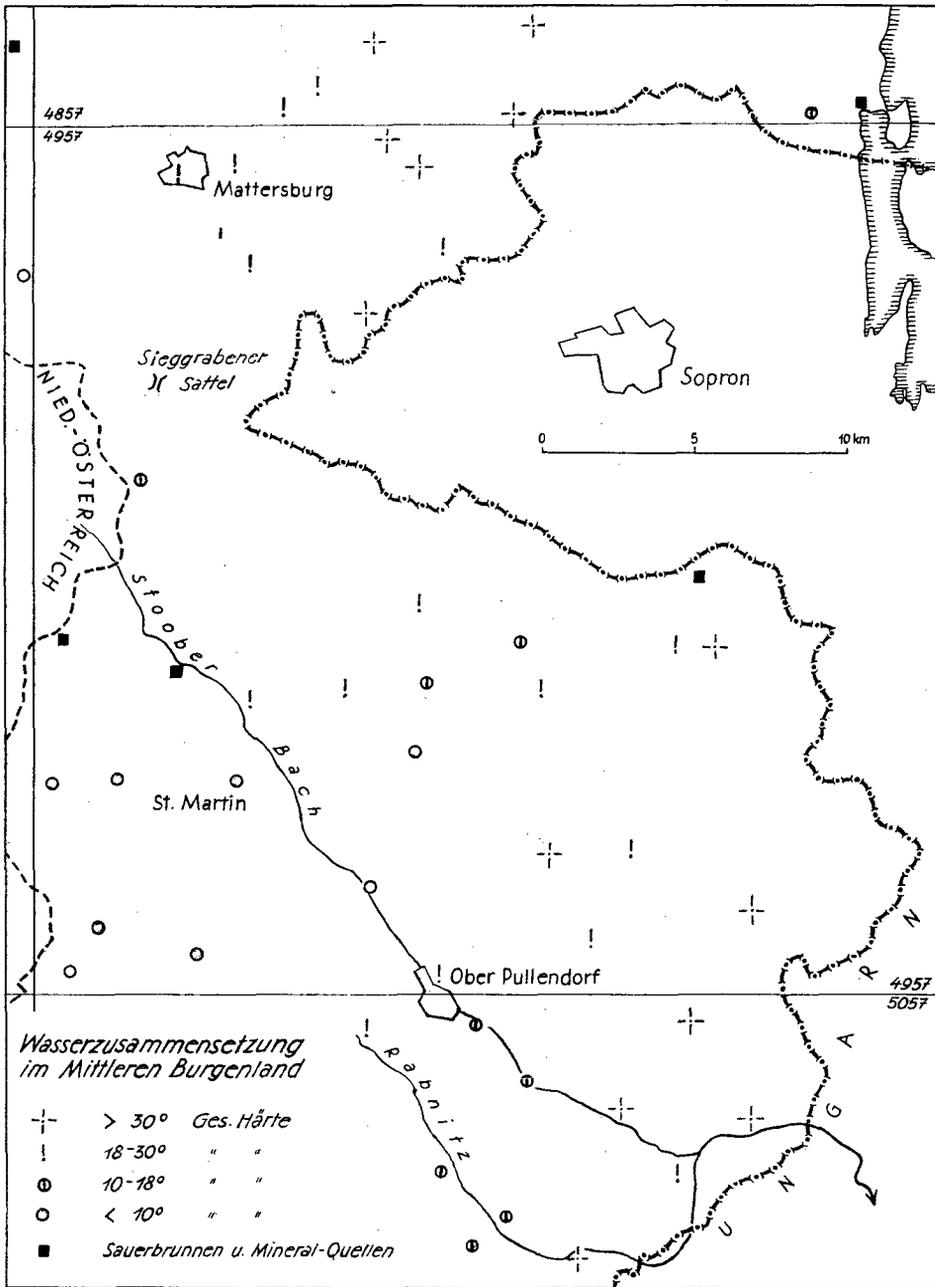


Abb. 3

In diesen Tatsachen ist die Möglichkeit der Formulierung einer vorsichtigen wissenschaftlichen Prognose für Grundwasser-Erschließungsarbeiten eingeschlossen, mit welcher der Geologe dem Ingenieur bei sorgfältiger Berücksichtigung aller lokalen Verhältnisse einen generellen Hinweis über die Art der zu erwartenden Wasserzusammensetzung wird geben können.

Hiebei sei noch im besonderen auf die Studie von K. GERABEK (1952) verwiesen, die über die Wässer des Burgenlandes als ganzes orientiert.

Außer den bisher erwähnten Wässern, die man als mehr oder weniger „oberflächennahe“ zusammenfassen könnte, sind Quellen bekannt, die infolge ihrer Zusammensetzung als aus größeren Tiefen stammend angesehen werden können. Beispiele hierfür sind Kobersdorf (Ort), Kobersdorf—J. H. Sauerbrunn, Rudolfsbrunnen N Deutschkreutz, für welche zwei orientierende Analysen beigefügt sind.

	Kobersdorf Sauerling (im Crt)	Rudolfsbrunnen (N Deutschkreutz)
pH	6,3	6,5
G. H. °D. H.	55,4	24,3
K. H. °D. H.	55,4	65,5
Scheinbare K. H. °D. H.	70,8	65,5
NaHCO <sub>3</sub> mg/Liter	652	1236
Gesamt-CO <sub>2</sub> mg/Liter	2950	nicht bestimmt

## b) Kohlen

Von A. RUTTNER

Die wiederholten Beschürfungen der in den Abschnitten II A und II B erwähnten Kohlenhorizonte erbrachten bisher auf österreichischem Boden zwar keine Voraussetzungen für einen lebensfähigen Bergbau, wohl aber wertvolle geologische Aufschlüsse. Nördlich der Ortschaft Ritzing sind sämtliche Kohlenhorizonte in enger räumlicher Nachbarschaft entwickelt; die Untersuchungen konzentrierten sich daher vor allem auf dieses Gebiet. Tafel VIII gibt einen Überblick über die in diesem Raum durch Schurfarbeiten und Bohrungen gewonnenen geologischen Erkenntnisse.

Die nachfolgenden Ausführungen stützen sich auf die ausführlichen Gutachten von A. TAUBER, auf Veröffentlichungen, Gutachten und Berichte von F. KÜMEL, K. LECHNER, W. PETRASCHECK, A. RUTTNER, E. SCHINDLER, G. SCHISTEK und M. VENDL sowie auf die von R. HOFBAUER sorgfältig aufgenommenen Profile der erst kürzlich durch die Bergbau-Betriebs-Gesellschaft m. b. H. niedergebrachten Bohrungen.

### 1. Glanzkohlen in den Süßwasserschichten von Brennb erg und innerhalb der Auwaldschotter (Helvet).

Das Grubenfeld des ungarischen Bergbaues Brennb erg der „Urikany-Zsilthaler Ungarischen Kohlenbergwerks-A. G.“ befand sich hart an der österreichischen Staatsgrenze und reichte mit einem etwa 4 km langem und 700 bis 800 m breitem Vorbehaltsfeld auch auf österreichisches Gebiet herüber (auf Grund eines Staatsvertrages aus dem Jahre 1928). Der Bergbau, welcher vor dem Kriege 500 t täglich förderte, vor kurzem aber eingestellt wurde, ging in einem Glanzkohlen-

flöz um, das an der Basis der Brennberger Süßwasserschichten als typisches Grundflöz entwickelt ist. Es liegt dem völlig zersetzten metamorphen Grundgebirge unmittelbar auf und wird zunächst von gering mächtigen Brandschiefern und weiterhin von einer 20 bis 80 m mächtigen Folge von bituminösen Schiefnern, Mergeln, sandigen Tonen und Sanden überlagert.

Das bis 16 m mächtige Flöz war stellenweise rein entwickelt, meist aber durch Tonzwischenlagen in eine größere Zahl von Kohlenbänken geteilt. Die Kohle hatte einen unteren Heizwert von 4.500 bis 5.000 W. E. bei einem Gehalt von 13 bis 18% Wasser, 1 bis 8% Asche und 0,3 bis 1 (höchstens 2,69%) Schwefel. Zahlreiche Verwerfungen zerstückelten das Flöz (mit Sprunghöhen bis 70 m), wobei N—S streichende Störungen mit abgesunkenem W-Trum gegenüber E—W verlaufenden mit abgesunkenem S-Trum vorherrschten. Dazu kamen noch primäre Mächtigkeitsschwankungen, hervorgerufen durch Unregelmäßigkeiten des Untergrundes, das sehr druckhafte Hangende, die große Brandgefahr und die hohe Temperatur an den Abbauorten (über 30° C), so daß einem wirtschaftlichen Abbau der Kohle große Schwierigkeiten entgegenstanden.

Während der letzten Betriebsperiode nach dem 2. Weltkrieg wurde ein großer Teil der geförderten Kohlen in dem erwähnten Vorbehaltsfeld unter österreichischem Boden abgebaut. Das i. a. reine Flöz war dort im Mittel nur 3 bis 4 m (maximal 8 m) mächtig. Im südöstlichen Teil des Abbaufeldes sank die Mächtigkeit auf 2½ m; das Flöz war hier überdies in einzelne zusammenhanglose Linsen aufgelöst. (Ende 1950 betrug die größte Entfernung der Abbauorte von der Staatsgrenze 350 m; das Flöz lag hier etwa 600 m unter Tag.)

Die im Süden des Brennberger Bergbaues angetroffenen Verhältnisse waren für die Aussichten einer wirtschaftlichen Gewinnung der Kohle auf österreichischem Gebiet nicht sehr ermutigend. Zur Klärung dieser viel diskutierten Frage wurde im Jahre 1951 etwa 2,8 km nördlich der Kirche von Ritzing die Bohrung Nr. 6 bis zum Grundgebirge abgestoßen, deren Ergebnisse in Profil I (Tafel VIII) mit den Profilen des Helenen- und Neuen Hermes-Schachtes unter bewußter Vernachlässigung der zahlreichen Verwürfe und Sprünge in Verbindung gebracht wurden.

Das zersetzte Grundgebirge wurde in dieser Bohrung in einer Tiefe von 430 m (bei — 50 m SH 200 m tiefer als in dem 2 km entfernten Helenen-Schacht) angetroffen, das feste Grundgebirge (Serizit-Quarzit) in einer Tiefe von 451,1 m. Statt des Flözes ist hier nur mehr eine 90 m mächtige Folge von z. T. sandigen Kohlentonen (mit spärlichen Glanzkohlenstreifen), Sanden und dünnen Kieslagen vorhanden. Da auch weiter im Hangenden mächtigere Kohlentonlagen zwischen Schotter und Kiesen auftreten, ist in diesem Bohrprofil eine eindeutige Abtrennung der Süßwasserschichten von den unteren Auwaldschottern nicht mehr möglich (siehe auch das Detailprofil von Bohrung 6 auf Tafel VIII).

Das Profil I zeigt somit deutlich die Vertaubung und Aufsplitterung des Brennberger Flözes und das allmähliche Absinken des metamorphen Untergrundes gegen SE, sowie den bekannten E—W streichenden flachen Gewölbebau des Brennberger Gebietes. Es besteht zwar nach wie vor die Möglichkeit, daß das Brennberger Flöz weiter im Westen oder ganz im Osten entlang der Grundgebirgsgrenze (S des Gruberkreuzes)<sup>1)</sup> tiefer in österreichisches Gebiet hineinreicht:

<sup>1)</sup> Hier wurde in früherer Zeit eine Anzahl von Bohrungen und Schächten niedergebracht, deren Ergebnisse, abgesehen von Glanzkohlenfunden auf den Halden, leider unbekannt sind (K. LECHNER).

die Aussichten für eine wirtschaftliche Nutzung dieser Kohle auf burgenländischer Seite sind jedoch durch diese Bohrung wesentlich geringer geworden.

Innerhalb der Auwaldschotter wurden mehrfach schwache Glanzkohlenflöze angetroffen. Im Profil des Neuen Hermes-Schachtes wird bei 66 m Tiefe ein 0,15 m mächtiges, in dem des Helenen-Schachtes in 156 m Tiefe ein 1 m dickes Kohlenflöz angegeben. Nach M. VENDL hat eine Bohrung 200 bis 300 m östlich des Helenen-Schachtes zwischen 178 und 180 m Tiefe 2 Kohlenbänke von 0,2 und 1,2 m angetroffen. Die Kohlentone innerhalb der Auwaldschotter in Bohrung 6 wurden schon erwähnt. Nach PETRASCHECK (Kohlengeologie) sind die obertags an mehreren Stellen aus dem Bereich der Auwaldschotter bekannten kleinen Kohlenausbisse mitunter nur Treibhölzer.

## 2. Lignite und Glanzkohlen in den Hochriegelschichten (Helvet)

Das Paket der sandig-tonigen Süßwasserschichten zwischen den Auwaldschottern und den Brennberger Blockschottern enthält fast überall schwache, unbauwürdige Lignit- und Glanzkohlenflözchen.

Im Gebiet **Brennberg — Ritzing** durchörtete der Neue Hermes-Schacht in den hier nur 11 m mächtigen Hochriegelschichten in 15 m Tiefe ein schwaches Lignitflözchen; 0,1 bis 0,2 m dicke Kohlenausbisse werden aus der Umgebung der Volksschule südlich des Ignaz-Schachtes genannt.

Eine Beschürfung erfuhr dieser Horizont NNE von Ritzing durch den **Anger-Schacht**, dessen Halde Glanzkohlenstücke enthält. Nach mündlichen Angaben soll der Schacht in einer Tiefe von 65 bis 70 m ein 5 m mächtiges Glanzkohlenflöz angetroffen haben. Die im Jahre 1951 unmittelbar östlich des Schachtes niedergebrachte Kontrollbohrung (Nr. 5) hat jedoch in dem 91 m mächtigen Komplex sandig-toniger Schichten nur einige Lagen von Kohlenton und in 61,5 und 73 m Tiefe je einen 0,05 m dicken Glanzkohlenstreifen durchstoßen (Tafel VIII, Profil I).

Hierher gehören auch die Kohlenfunde am Ostrand der Ortschaft **Siegraben**, welche früher den Brennberger Süßwasserschichten zugerechnet wurden. Ein in den Jahren 1902/03 vorgetriebener kurzer Schurfstollen soll ein Glanzkohlenflöz angefahren haben, dessen Mächtigkeit unbekannt ist. Auch nördlich der Ortschaft wurde nach KÜMEL seinerzeit auf Kohlen geschürft.

Schließlich sei noch auf die schon im Abschnitt II A/3 angeführten Kohlenfunde westlich des Dorfes **Karl** hingewiesen und ergänzend eine 365 m tiefe Bohrung erwähnt, die in den Jahren 1908/09 bei der Kapelle an der Kirchschlager Straße — wo diese das Rabnitztal erreicht — abgestoßen wurde, ohne das Grundgebirge zu erreichen und die in 140 m Tiefe ein Kohlenflöz von 0,6 m angetroffen hat (W. PETRASCHECK).

## 3. Die Lignite an der Basis der Ritzinger Sande (Untertorton)

Einige wirtschaftliche Bedeutung schienen noch vor kurzem die Lignitflöze am Nordrand der Landseer Bucht zu besitzen. Leider haben die Bohrungen und berg-

männischen Untersuchungen der letzten Jahre auch hier eine Enttäuschung gebracht.

Die flözführenden tonigen Basisschichten der Ritzinger Sande sind in dem Gebiet des Selitza- und Kuchlbaches nordwestlich von Ritzing in einer ost-westlichen Ausdehnung von etwa 3 km bekannt. Östlich des Selitzabaches wurden Kohlenausbisse beschürft und beiderseits des Kuchlbaches versuchte man zu den verschiedensten Zeiten, einen bescheidenen Bergbau ins Leben zu rufen, letztmalig in der Zeit zwischen 1948 und 1955. Eine größere Anzahl von Bohrungen untersuchten das Gebiet auf seine Kohlenhöffigkeit (1922/24, 1946/47, 1951). Tafel VIII gibt einen Überblick über die Ergebnisse dieser Untersuchungen.

Die im Jahre 1951 abgestoßenen Bohrungen sollten das alte Netz von Bohrpunkten ergänzen und außerdem die in alten Bohrprofilen angegebenen, z. T. recht beträchtlichen Kohlenmächtigkeiten überprüfen. Ihre Ergebnisse zeigen, daß sich im allgemeinen wohl eine liegende und eine hangende Flözgruppe unterscheiden läßt, daß aber jede dieser Flözgruppen aus mehreren, durch Tonzwischenlagen voneinander getrennten Kohlenbänken besteht (siehe auch die Detailprofile auf Tafel VIII). Die größte r e i n e Flözmächtigkeit wurde in Bohrung 4 mit 2,1 m angetroffen. Aus den Profilen II bis V geht deutlich die Unbeständigkeit der Flöze und die Mächtigkeitszunahme der tonigen, kohlenführenden Basisschichten bei gleichzeitiger Vertaubung der Flöze (Übergang der Kohle in Kohlenton) gegen S hervor; letztere ist eine bemerkenswerte Parallelerscheinung zum Verhalten des Brennberger Flözes. Gelegentlich treten auch Sand- und Schotterzwischenlagen in der Kohlenserie auf.

Die Verteilung der diskordanten Auflagerungsfläche des Untertortons auf den helvetischen Brennberger Blockschottern gegen N deutet auf kleinere, E—W streichende Brüche oder auf eine Flexur am Nordrand der Landseer Bucht hin. Zwei NW—SE streichende Brüche konnte TAUBER bei seiner Detailkartierung feststellen (entlang des Kuchlbaches und nordwestlich von Ritzing).

Weitere Aufschlüsse brachte der kleine Bergbau östlich des Kuchlbaches (1948 bis 1955). Es konnten dort 2 bis 3 Flözhorizonte nachgewiesen werden, die durch Zwischenmittel von Tonen, Sanden und einzelnen Schotterlagen voneinander getrennt sind. Die beiden Hangendflöze erwiesen sich wegen der zahlreichen tonigen Zwischenmittel als unbauwürdig. Das Liegendflöz, welches den Brennberger Blockschottern unmittelbar auflagert, hatte eine sehr schwankende Mächtigkeit (0,3 bis 3,5 m) und bestand aus einer i. a. reinen lignitischen Weichbraunkohle (Heizwert um 3.000 W. E., Asche 11 bis 15%, Wasser 30 bis 35%, verbr. Schwefel 3,3 bis 4,8%). Das Einfallen war mit 10 bis 30° gegen O s t e n gerichtet; wiederholt traten kleinere Verwerfungen auf. Im nördlichen Grubenteil war das Flöz durch eine bis 5 m mächtige Sandschicht in 2 Teile geteilt. Die stark wechselnde Mächtigkeit des Flözes war weniger auf tektonische Ursachen als auf ein vor der Kohlenbildung schon vorhandenes Erosionsrelief des Liegenden (Brennberger Blockschotter) zurückzuführen (K. LECHNER).

Die durch diese Flözunregelmäßigkeiten bedingten Abbauschwierigkeiten, die damit zusammenhängende geringe Förderleistung und die großen Erhaltungskosten wegen des bei Durchfeuchtung stark blähenden Liegenden (grünlich-graue glimmerige sandige Tone mit Kristallinschutt) erzwangen im Jahre 1955 die Einstellung des Betriebes, der während seines siebenjährigen Bestandes rund 14.000 t Kohle gefördert hat.

Die Lageskizze des Antonibaues und des zu Ende des 1. Weltkrieges betrieb-

benen Ritzing-(Wurm-)schachtes (Tafel VIII) zeigt ein Umbiegen des N—S-Streichens in E—W-Streichen gegen Westen, das sich schon in den südlichen Teilen des Antonibaues ankündigte. Bohrung 2 durchörterte nur 2 schwache Kohlenflöze (0,1 m Kohle bei 29,7 und 0,3 m Kohle bei 46,4 m Tiefe), Bohrung II nach älteren Angaben zwischen 11,4 und 33,0 m Tiefe im ganzen 4 Flöze, deren tiefstes 2,0 m mächtig war. Von dem alten Wurmschusterschacht fehlen nähere Angaben.

## ZWEITER TEIL

### Zur Kenntnis des Alpenabbruches zwischen südlichem Wiener Becken und dem Ostrand der Rechnitzer Schieferinsel

Von H. KÜPPER

Mit 4 Tafeln (Tafel IX, X, XI, XII)

#### Einleitung

- I. Anschlußpunkte an das südliche Wiener Becken
- II. Tektonische Leitlinien
- III. Zur geologischen Landschaftsentwicklung im Tertiär

#### Einleitung

Im Jahre 1951 wurde über den westlichen Teil (Nußdorf—Vöslau), im Jahre 1954 über den südlichen und zentralen Teil des südlichen Wiener Beckens näher berichtet. Die Fertigstellung der Erläuterungen des Blattes Mattersburg—Deutschkreutz und die damit zusammenhängenden Geländearbeiten ergaben nunmehr eine Übersicht über das Tertiär bis zum Ostrand der Rechnitzer Schieferinsel. Da für die Erläuterungen der Charakter einer einfachen Zusammenfassung der gesicherten Grundtatsachen empfehlenswert schien, andererseits aber sich doch Fragen ergaben, deren Problematik nur in einem größeren Rahmen besprochen werden können, sind diese Fragen im folgenden getrennt von den Erläuterungen behandelt worden.

Ausgangspunkt hiefür sind jene außerhalb der Karte Mattersburg—Deutschkreutz gelegenen Beobachtungsbereiche, die für das Verständnis des Kartenblattes Mattersburg erforderlich, näher bearbeitet wurden (St. Margarethen, Eisenstädter Senke, Wöllersdorf); andererseits waren auch solche Unterlagen mitzubersichtigen, über welche neuere Beobachtungen verfügbar waren (TOLLMANN, 1955, SAUERZOPF, 1955).

Es ist im folgenden Text i. a. davon abgesehen worden, bei Altersbestimmungen durch Mikrofossilien die Namen der entsprechenden Foraminiferen anzuführen; wenn also beispielsweise von Untertorton oder Obersarmat gesprochen wird, so beruht dies auf meist von Dr. R. WEINHANDL durchgeführten genauen Bearbeitungen der Mikrofossilienassoziation, welche die für die Alterseinstufung entscheidenden Formen enthält; die Proben selbst sind im Foraminiferenarchiv der Geologischen Bundesanstalt als Belegmaterial aufbewahrt.

Als Literaturhinweis für diese Studie gilt die den Erläuterungen des Blattes Mattersburg beigefügte Literaturliste.

#### I. Anschlußpunkte an das südliche Wiener Becken

##### a) St. Margarethen (Tafel IX, X)

Da das von VENDL beschriebene Gebiet der Umgebung von Odenburg und auch die Steinbrüche von Kroißbach, als im Grenzbereich gelegen, einer Bear-

beitung nicht zugänglich sind, stellt das Steinbruchgebiet von St. Margarethen nach der letzten Bearbeitung von KAPOUNEK (1938) jenen Teil des Ostrand des Eisenstädter Beckens dar, wo die Beckenrandlage des Torton, Sarmat bis Pannon in ihrer Auswirkung auf die Sedimente näher an guten Aufschlüssen studiert werden kann.

Prof. A. KIESLINGER bearbeitet die Steinbruchgeologie im weitesten Sinne des Wortes in diesem Bereich; er hat einer allgemeinen geologisch-stratigraphischen Bearbeitung zugestimmt; sie bezweckt, Stratigraphie und Tektonik dieser Beckenrandlagen über die Beobachtungen von KAPOUNEK hinausgehend zu klären, im übrigen aber der Bearbeitung der Steinbruchgeologie in keiner Weise vorzugreifen.

Unsere Beobachtungsdaten wurden auf den Profilen 1 bis 6, Tafel X und der Kartenskizze Tafel IX festgehalten; als kurze Erläuterung soll folgendes hinzugefügt werden:

Über einem Sockel von Ruster Schottern liegt ein Riffkörper, bestehend aus z. T. reinen, z. T. sandigen Nulliporenkalken; in diese sind Mergellagen (Amphisteginen-Mergel) und Sande mit Heterosteginen zwischengeschaltet; der Riffkörper scheint mit seinen höheren Teilen in östlicher Richtung auf den Schottersockel vorzugreifen. Er ist etwas weniger als 100 m mächtig und gehört als ganzes dem Torton an; es ist in ihm unteres, mittleres und höheres Torton vertreten, wie auf Tafel X, Fig. 7, rechts oben angegeben ist.

Die folgende Tabelle gibt eine Darstellung jener auch in den Profilen angegebenen Proben, auf Grund welcher die stratigraphische Zuordnung des Torton durchgeführt wurde.

Tabelle der stratigraphisch wichtigsten Tortonproben des Bereiches von St. Margarethen, bearbeitet von R. WEINHANDL.

	Probennummer	23	5	16
<i>Spiroplectammia carinata</i> (D'ORB.)			+	+
<i>Textularia ex gr. subangulata</i> (D'ORB.)			+	+
<i>Textularia</i> sp.	s		ss	
<i>Robulus inornatus</i> (D'ORB.)				+
<i>Robulus cultratus</i> Montf.				s
<i>Robulus calcar</i> (LINNE)				s
<i>Cristellaria cymboides</i> D'ORB.		ss		
<i>Dentalina</i> sp.				+
<i>Dentalina communis</i> D'ORB.				s
<i>Guttulina austriaca</i> D'ORB.		s		
<i>Guttulina problema</i> D'ORB.		ss		
<i>Globulina gibba</i> D'ORB.				+
<i>Nonion soldanii</i> (D'ORB.)				+
<i>Nonion commune</i> (D'ORB.)				+
<i>Elphidium crispum</i> (LAM.)		h		+
<i>Elphidium aculeatum</i> (D'ORB.)		+		
<i>Elphidium fichtelianum</i> (D'ORB.)		s		
<i>Heterostegina</i> sp.				s
<i>Uvigerina ex gr. pygmaea</i> (D'ORB.)				+
<i>Uvigerina venusta liesingensis</i> PAPP und TURN.		+		
<i>Bolivina dilatata</i> Rss.		+		
<i>Amphistegina hauerina</i> (D'ORB.)			h	h
<i>Asterigerina planorbis</i> (D'ORB.)		+	ss	+
<i>Pullenia sphaeroides</i> (D'ORB.)				+
<i>Globigerina bulloides</i> (D'ORB.)			s	+
<i>Orbulina universa</i> D'ORB.)				+

	Probenummer 23	5	16
<i>Cibicides lobatulus</i> (w. und l.)	+	+	h
<i>Cibicides dutemplei</i> (D'ORB.)		+	+
<i>Cibicides boueanus</i> (D'ORB.)		s	
<i>Ostracoden</i>		+	h
<i>Bryozoen</i>		+	+
<i>Seeigelstachel</i>	+		+

SO des Gasruck trägt der Riffkörper wahrscheinlich diskordant eine Haut von kalkigem Untersarmat, welches nach Prof. A. PAPP als Calliostoma-Bryozoen-Cerithienfazies anzusprechen ist. In dem Einschnitt W der Steinbrüche ist, wie bereits bekannt, an einem tektonisch angelegten Steilrand klastisches (Ober-?) Sarmat angelagert, das Komponenten kristalliner Schotter, von Torton und Untersarmat enthält; diese werden durch Cerithiensande des Obersarmat überlagert, welche ihrerseits wieder konkordant von unterpannonen Tonen (Ostracodenbestimmungen) bedeckt werden (Tafel X, Fig. 5).

Tektonisch ist das bestimmende Element im ganzen Gebiet von St. Margarethen ein SW—NE verlaufender Bruch, entlang welchem die „Steinbruchscholle“ gegen die nur aus Ruster Schottern bestehende „Ruster Scholle“ abgesetzt ist (Tafel X, Fig. 1). Die Steinbruchscholle selbst ist gegen SW außerdem noch durch einen Bruch begrenzt, dessen Durchgang im Einschnitt zu sehen ist; die Riffplatte ist flach gewölbt, derart, daß die Wölbungsachse mit S gerichtetem Einfallen im tiefsten Teil des Steinbruches zu sehen ist (Tafel X, Fig. 3); außerdem ist die gewölbte Riffplatte aber auch noch von NNE—SSW verlaufenden Harnischzonen durchsetzt, deren nach W abwärts gerichtete Versetzung im Meterbereich liegen dürfte.

Zur Ergänzung wurde ein Detailprofil des Ortes Rust bemustert. (Tafel X, Fig. 6). Ein gering mächtiges Mittel-Obertorton liegt hier auf Ruster Schottern; in Taschen liegt deutlich diskordant darüber eine dünne Haut von Obersarmat.

Die geologischen Verhältnisse in St. Margarethen und Rust weisen deutlich darauf hin, daß der Ruster Höhenzug während des Torton, Sarmat und wahrscheinlich auch während des Pannon einem Schwellen- oder Randbereich angehört hat, welches das Eisenstädter Becken in östlicher Richtung begrenzte.

#### b) Eisenstädter Becken

Über Abgrenzung und Inhalt der Füllung des Eisenstädter Beckens ist wegen der geringen Aufschlußhöhe des zentralen Teiles wenig bekannt. Auf Grund von Gelegenheitsaufschlüssen würden wir die Begrenzung dieser Senke etwa wie folgt umschreiben:

St. Margarethen, Steinbrucheinschnitt; U. Pannon

Siegenderf, Rochuskapelle; U. Pannon

Zemendorf, 1,2 km SSW von Kirche; U. Pannon

Krensdorf, Ortsmitte; Ob. Sarmat

Pötsching, Straße nach Zillingtal; U.-M. Pannon

Foelik N Hang; U. Pannon

Kl. Höflein, Kirche; U. Pannon

St. Georgen, Scheibenberg Ost; U. Pannon.

Innerhalb dieses durch die obigen Punkte umschriebenen Bereiches liegen folgende Beobachtungen vor:

St. Margarethen, ca. 1,2 km SW von Kirche; Pannon D-E (gelbe Feinsande)

Trauersdorf; Basales Mittelpannon, graugrüne Tegel mit Ostracoden  
Wulkaprodersdorf, zwischen Haltestelle und Ortsmitte; Pannon D-E (gelber  
Feinsand).

Es ergibt sich somit, daß im zentralen Teil des Eisenstädter Beckens bisher  
keine tertiären Bildungen jünger als Mittel-Pannon angetroffen wurden.

#### c) Wöllersdorf (Tafel XI)

Zwischen Wöllersdorf und Steinabrüchl sind in den letzten Jahren einige  
Bohrungen für Wassererschließung ausgeführt worden, die geologisch inter-  
essante Resultate geliefert haben. Diese wurden in einem Profil zusammenge-  
faßt (Tafel XI), dessen östliches Ende an jenes Profil anschließt, das 1954  
(Jahrb. Geol. B.-A. Tafel XIV, Fig c) den SW-Rand der Mitterndorfer Senke  
darstellt. Beide Profile geben nun einen Einblick in die Geologie des W-Randes  
des südlichen Wiener Beckens, der im folgenden erläutert sei:

Im Ort Wöllersdorf wurde der mesozoische Sockel (Gosausandsteine und  
sandige Mergel) an der Piestingbrücke und in einem Luftschutzzollen N der  
Brücke beobachtet.

Auf diesem Sockel ruhen die bekannten Nulliporenkalksteinbrüche, welche  
die Hänge N des Ortes bilden und von P. 440 in westlicher Richtung sandiger  
werdend, schwach abfallen und von demselben Punkte in östlicher Richtung sich  
steiler (etwa 15 bis 20°) in das dort schon breitere Tal absenken.

Am Ostrand von Wöllersdorf, N der Piesting, wurde in zwei Baugruben  
marines Torton (Tegel mit Makrofossilien) angetroffen. Bei P. 309 wurde von  
einer Wüschelrutengängerin eine Wasserbohrung angesetzt, die 160 m marinen  
Tegel, darunter Nulliporengrus, im übrigen aber kein Wasser antraf. Da auch  
S der Piesting im Osten der bekannten Steinbrüche knapp N der Bahnstation  
und in einer weiteren Wasserbohrung marine Tegel angetroffen wurden, ergab  
sich die Frage nach dem Altersverhältnis und der Lagebeziehung von Nulliporen-  
kalken und den östlich davon auftretenden marinen Tegeln.

Der Mikrobefund der Bohrung 1954 hat die Zugehörigkeit der Tegel zur  
Sandschalerzone (Mittleres Torton) bis zu einer Tiefe von 145 m ergeben, darun-  
ter folgt Lagenidenzone, bei 164 m mit eingelagertem Nulliporengrus. In den  
Steinbrüchen am Ostabfall des Riffes zwischen P. 440 und Russendenkmal wurde  
eine große Anzahl genau lozierter Proben gesammelt. Die Mikrobearbeitung  
derselben hat ergeben, daß die tonigen Zwischenlagen der Nulliporenkalke eben-  
falls der Sandschalerzone zugehören.

Es ergibt sich hieraus, daß sowie auf Tafel XI dargestellt, das Wöllersdorfer  
Riff mitteltortonales Alter hat und nach Osten in Tegelfazies übergeht.

Knapp östlich der Bohrung 1954 ist der Durchgang eines größeren Bruches  
anzunehmen, an dem Sandschalerzone gegen Untersarmat abgesetzt ist. Wenn  
man in Betracht zieht, daß durch die geologischen Aufnahmen der S. M. V.  
(F. BRIX) bei den Galgenäckern Mittelpannon belegt ist und weiter östlich in der  
Bohrung Steinabrüchl 1930 vermutlich tiefer-oberpannone Kohlen angetroffen  
wurden, so kennzeichnen diese im Profil Tafel XI festgehaltenen Daten das  
stark zerhackte Randstaffelgebiet am W-Rand des südlichen Wiener Beckens.

#### d) Übrige Anschlußpunkte

Für das Verständnis der Verknüpfung des Gebietes der geologischen Karte  
Mattersburg mit dem südlichen Wiener Becken sind folgende Tatsachen respek-  
tive Bearbeitungen von Wichtigkeit:

1. Tiefbohrung Zillingtal 1, bereits durch R. JANOSCHEK in der Geologie von Österreich 1951 zitiert, durchhörtere folgende Schichtserie:

- 0 — 45 m Pannon
- 250 m Sarmat
- 1412 m Torton (überwiegend tonige Fazies, bei 1000 m Lagenidenzone)
- 1415,1 m Kristallin (Albit führend. Glimmerschiefer mit Turmalinschnüren. L. WALDMANN).

2. Die Kartierung und Foraminiferenbearbeitung des S-Endes des Leithagebirges durch A. TOLLMANN (Sitz.-Ber. Akad. Wiss. 1955, S. 193).

3. Die Bearbeitung der jüngsten Sedimente im Bereiche des Neusiedler Sees durch A. SAUERZOFF (Burgenl. Heimatblätter 1955).

## II. Tektonische Leitlinien (Tafel XII)

In den geologischen Kartenskizzen von A. WINKLER-HERMADEN(1957) (S. 5 und Tafel 1) ist der Verlauf einigermaßen gesicherter tektonischer Linien in relativ geringem Ausmaß enthalten. Es wird deshalb der Versuch gemacht, jene Elemente zu skizzieren, die zusammen mit den von WINKLER-HERMADEN gegebenen für das heutige Bild bestimmend sind. Hierbei ist es verständlich, wenn die älteren Störungen oder Bruchlinien nur als verstreute Hinweise sich zu keinem zusammenhängenden Netz schließen, die jüngeren dagegen wohl ein mehr zusammenhängendes Gesamtbild ergeben.

a) Für die zwischen Helvet und Torton zu datierenden Störungen am S-Abfall des Brentenriegels (Helvet-Tortongrenze Ritzing) ergeben sich in unserem Bereich keine weiteren Vergleichspunkte.

b) Das Abbrechen der breiten unter-obertortonischen Schichtfolge zwischen Forchtenau und Mattersburg, verbunden mit dem Übergreifen des Obersarmat wird wohl so zu deuten sein, daß das Torton hier von einem WSW—ENE gerichteten Absenkungselement (Flexur, Bruch) gequert wird, welches den Teil N von Mattersburg abgesetzt hat. Weiter nach E folgen bei Draßburg, Siegendorf und St. Margarethen bisher nur über kürzere Erstreckung verfolgbare Bruchelemente mit der gleichen Absenkungstendenz, wohl aber nicht mit genau der gleichen zeitlichen Einstufung.

Es ist möglich, daß die Störungen am SE-Abfall des Leithagebirges genetisch dem gleichen System zugehören, wie jene Teilstücke zwischen Forchtenau und St. Margarethen. Es herrscht am SW-Rand des Leithagebirges die gleiche Richtung vor, nur ist die Absenkungstendenz entgegengesetzt: NW-Scholle hoch, SE-Scholle abgesenkt. Beide Systeme zusammengenommen ergeben möglicherweise die Umgrenzung des Mattersburger Beckens.

c) Das Bruchsystem Sauerbrunn—Sieggrabener Sattel, Kobersdorf—Stoob—Klostermarienberg ist in seiner weithin verfolgbaren, auch nach Verfiederung immer wiederkehrenden NNW—SSE-Richtung mit großer Sprunghöhe gleichbleibend stets östlich abgesenkter Scholle das tektonische Charakterelement unseres Gebietes. Zwischen Kobersdorf und Klostermarienberg ist die Alterszuordnung ungefähr ableitbar: auf der westlichen „Hochscholle“ liegt das Sarmat hoch, auf der östlichen „Tiefscholle“ ist die Basis des Sarmat nicht mehr erreicht und mächtiges Pannon setzt unmittelbar östlich des Bruches ein. Eine nähere Altersableitung für das Gebiet Sauerbrunn—Sieggrabener Sattel ist nicht zu geben, da

hier auf der westlichen „Hochscholle“ keine Tertiäbedeckung erhalten ist. Am W-Rand des Wiener Beckens NW der Mitterndorfer Senke ist nun ein ganzes System von N—S gerichteten, sich fiederförmig ablösenden Brüchen bekannt, Eichkogel-Bruch, Badener Bruch, Wöllersdorf Ost, welches die gleiche Absenkungstendenz, eine sehr ähnliche Altersstellung und einen nur etwas mehr nach N gerichteten Verlauf hat.

Wir möchten diese am W-Rand des Wiener Beckens gelegenen Brüche und jene, die von Sauerbrunn bis Klostermarienberg verfolgbar sind, als ein großes, zeitlich und genetisch einheitliches System auffassen, an dem beträchtliche Teile des Alpen-Karpathenbogens samt dem schon darin angelegten Becken, etwa im mittleren Pannon ostwärts abgesenkt wurden. Mit diesem Bruchsystem sind örtlich die Vulkanite von Oberpullendorf verbunden; parallel hiezu scheint die Spalte vom Pauliberg und auch der Tuff NW von Tauchen angelegt zu sein.

d) Jünger als dieses Bruchsystem von Sauerbrunn—Klostermarienberg sind die die Mitterndorfer Senke begrenzenden und begleitenden, bereits bekannten Linien des Mürztaler-Mitterndorfer Bereichs. Eine Entsprechung hiezu, was den Verlauf betrifft, kommt SE des Leithagebirges nicht vor. Als zeitliche Entsprechung dagegen fassen wir das junge Senkungsgebiet auf, dessen Zentrum vom Neusiedler See eingenommen wird. Der Ostabfall des Ruster Höhenzuges ist ein junger Bruch, die SE-Flanke der Berge bei Jois ebenfalls. Daß es sich hierbei um intraquartäre Senkungen handelt, ergibt sich daraus, daß E von St. Margarethen älter quartäre Quarzschotter auf etwa 250 m SH liegen, während das Becken des Neusiedler Sees von eben noch präholozänen Sedimenten (SAUERZOPF, 1956) eingenommen wird, welche wahrscheinlich von undefiniertem Jungtertiär (Bohrung Rust Ost, Bohrung Mörbisch Ost) bis etwa 100 m Tiefe unterlagert werden.

Es scheint empfehlenswert, auf Grund der neueren Daten das Konzept HASSINGERS zu verlassen, als sei der Neusiedler See ausschließlich erosiv durch einen einstmals bis hierher ausgewichenen Arm der Donau angelegt worden. Primär scheint uns die tektonische Anlage des Neusiedler Sees; ein noch während des Quartär aktives Senkungsgebiet hat selbstverständlich auch das Entwässerungsnetz angezogen, so daß besonders die jüngsten Schotterstreuungen auch noch in die Seeplatte hereinreichen.

Als zum Fragenkreis der jüngsten tektonischen Ausgestaltung gehörig, möchten wir hier auf zwei Punkte der Auffassungen von WINKLER-HERMADEN 1957 hinweisen, da diese für das tektonische Bild als entscheidend angesehen werden.

Der eine Punkt ist die Frage der Altersstellung und Lage der Rohrbacher Konglomerate im südlichen Wiener Becken. Wir faßten diese auf als Oberpliozän auf Grund einer Abstimmung mit den paläontologischen Resultaten und haben ihr Auftreten als relativ flacher bis etwa N Wiener Neustadt reichender Schuttkegel in Profilen dargestellt (1954). WINKLER-HERMADEN nimmt nun oberpannonisches Alter an (1957, S. 59) und stellt sich vor, daß die Sohle in Wiener Neustadt bei —500 m liege (1957, S. 240). Da die von uns angenommene seichtere Lagerung auf exakten Daten geologischer Bohrungen beruht, möchten wir glauben, daß unsere Auffassung der Rohrbacher Konglomerate als eines relativ seichten Schotterkegels die größere Wahrscheinlichkeit für sich hat. Es ergibt sich daraus in den Vertikaldimensionen eine wohl deutliche, aber doch bescheidenere jüngste Bruchtektonik, als dies von WINKLER-HERMADEN angenommen wird. Für seine Auffassung (1957, S. 505) einer A u f w ö l b u n g der Randgebiete des südlichen Wiener Beckens über die Sohle der Mitterndorfer Senke um 400—500 m finden wir keine Anhaltspunkte, da ja gerade in den Randgebieten des südlichen Wiener Beckens mit ihrer relativ konstanten „Randleiste“ ältest quartärer Terrassensedimente ein auffallendes Faktum bleiben, das nicht für junge Hebung dieser Ränder spricht, sondern nur für die Absenkung der jüngsten zentralen Beckenteile, wie die Mitterndorfer Senke.

### III. Zur geologischen Landschaftsentwicklung im Tertiär

Unter Berücksichtigung der in den vorherigen Abschnitten angeführten Unterlagen sowie der Daten des Blattes Mattersburg—Deutschkreuz ergeben sich für die Entwicklung des geologischen Landschaftsbildes folgende Umrisse:

Helvetische Bildungen sind aus dem Bereich des Siegrabener Sattels—Brenntenriegel bekannt geworden. Mit basalen Flözen im Ungarischen dem Kristallinsockel aufruhend, handelt es sich um eine überwiegend klastische Serie, die durch tonige Zwischenlagen teilweise gliederbar ist. Die auffallende Streuung von Kalkkomponenten (Mesozoikum und Eozän) dürfte von bereits abgetragenen Resten kalkalpiner Einheiten herrühren (F. E. SUSS). Über Form, Herkunft und Art des Auftretens der verschieden kalibrigen Klastika sind wohl Meinungen geäußert worden, es fehlen jedoch neuere Untersuchungen. Die Tatsache, daß die Klastika des Helvet von den Brennberger Kohlenbergbauen nach West, vom Siegrabener Sattel nach Ost sich absenken, andererseits aber von den an der Sohle der Ritzinger Sande gelegenen Ritzinger Flözen auffallend geradlinig begrenzt werden, weist darauf hin, daß zwischen Helvet und Untertorton eine Diskordanz wahrscheinlich ist. Im ganzen besteht das Helvet aus einem mehrfach gegliederten Schottermantel, dessen Wurzeln im Westen zu suchen sind, der ostwärts vermutlich bis zum Brenntenriegel an Dicke zunimmt, von hier weiter nach Osten jedoch wieder dünner werdend, den Kristallinkern des Brennberggebietes überdeckt hat.

Die Entwicklung des Torton weist darauf hin, daß das Eisenstädter Becken mit dem südlichen Wiener Becken durch eine tiefe Furche verbunden gewesen sein dürfte, während Mattersburg und Oberpullendorfer Becken wohl durch eine Barriere getrennt gewesen waren.

Im Eisenstädter Becken finden wir im tiefen Torton des Westrandes (Forchtenau—Sauerbrunn—Rohrbach) grobklastische Randschüttung vom Westen kommend (Kalkkomponenten); im Ruster Höhenzug bilden die Ruster Schotter das tiefste Torton, das mit z. T. sehr groben Kristallinkomponenten von einem östlich gelegenen Rand abzuleiten sein wird. Zwischen dieser westlichen und östlichen Randposition hat sich während des gesamten Torton eine stetig absinkende Rinne gehalten, in welcher Unter- bis Obertorton in tonig bis feinsandiger Fazies in großer Mächtigkeit (> 1000 m) abgelagert wurde. Diese Rinne dürfte sich von Walbersdorf über Zillingtal mit der damaligen Tiefenachse des südlichen Wiener Beckens verbunden haben.

Während in diesem tiefen Teil des Sedimentationsbeckens tonige Sedimente überwiegen, ist das mittlere und höhere Torton in Wöllersdorf, Müllendorf und St. Margarethen überwiegend als Nulliporenkalke entwickelt, die an den zwei erstgenannten Punkten auf den älteren Gebirgssockel übergreifen.

Das Torton am Nordrand des Oberpullendorfer Beckens beginnt mit den Kohlen an der Basis der Ritzinger Sande, bleibt bis zu seiner Oberkante überwiegend sandig mit klastischen und kalkig-sandigen Einlagerungen. Die geringere Mächtigkeit (ca. 300 m), die überwiegend sandige Entwicklung, die Abwesenheit der im Eisenstädter Becken allum zu verfolgenden Mikrozonon, weisen darauf hin, daß diese Tortonbildungen zur Zeit ihres Absatzes nicht im gleichen Becken beheimatet gewesen sind, wie jene des Eisenstädter Beckens. Am Südrand des Oberpullendorfer Beckens ist kein Torton mehr vorhanden, der „Gegenflügel“ zu

dem Rande Tschurndorf—Neckenmarkt ist vom Fächer der pannonen Schotter überdeckt.

Im S a r m a t kam, wie auch im Wiener Becken, weniger Sediment zum Absatz als im Torton. Tieferes Sarmat in Kalkfazies tritt transgressiv S St. Margarethen auf, in Tonfazies beim Dachsbründl. Die übrigen Sarmatvorkommen gehören dem höheren Sarmat an, das N von Forchtenau—Walbersdorf tieferes, mittleres und höheres Torton übergreifend überlagert.

Mit den westlichen Sarmatvorkommen von Sauerbrunn bis zum Marzer Kogel sind Kalkschottereinlagerungen verknüpft, die wegen ihres Gehaltes an Flyschkomponenten von einer Ur-Triesting abgeleitet wurden. Inzwischen wurde im Bereiche der Wr. Neustädter Pforte durch zahlreiche Tastbohrungen das Sarmat durchörtet; hierbei ergab sich, daß die Mächtigkeit des Schotterkörpers im Sarmat dieses Bereiches in S—N-Richtung rasch abnimmt, bei Pötsching nur mehr 3 m beträgt und von hier über Zillingthal nordwärts nur als 2 bis 3 m mächtige, teilweise sogar unterbrochene Schotterhaut anzusehen ist. Es ergibt sich hieraus, daß die Schotterzufuhr, falls sie wirklich bis aus dem Triestingbereich anzunehmen sein sollte, in ihren Strängen nicht den zentralen und nördlichen Teil der Wr. Neustädter Pforte gequert hat. Wir halten es für wahrscheinlicher, daß die Schotterzufuhr im Sarmat, ähnlich wie im Torton, aus mehr westlichen Bereichen anzunehmen ist.

Im P a n n o n des Eisenstädter Beckens überwiegen Feinsande und Tone, grobklastische Bildungen fehlen auch an den Rändern. Das Oberpullendorfer Becken dagegen wird eingenommen durch einen groben Quarzsand, -kies und -schotterfächer, der an seiner Sohle mit Sarmat-Pannon-Übergangsschichten verknüpft ist und seine Wurzel in der Buckligen Welt, etwa NW von Kobersdorf haben dürfte. Die Detritusförderung ist frei von kalkalpinen Komponenten und eindeutig über große Abstände auch heute noch verfolgbar nach SE in den ungarischen Raum gerichtet. Es wird dies in Zusammenhang damit zu bringen sein, daß sich große Teile der ungarischen Ebene erst im Pannon auf große Tiefen abgesenkt haben (durch zahlreiche Bohrungen wurde etwa 1000 m Pannon auf Kristallin lagernd angetroffen). Bis zum Sarmat hat man es im kleinen Alföld mit einem flachen, teilweise sedimentfreien Schelf zu tun; ab Pannon ziehen großräumige Senkungen Sedimente und Schotterfächer an sich.

Dieses geologische Großereignis ist es, das in der Entwicklungsgeschichte des Wiener Tertiär bisher wenig Beachtung gefunden hat, vielleicht deshalb, weil das Geschehen einen Grenzraum betrifft, der in gewissem Sinne auch Grenzraum der Forschung ist. NW einer Grenzlinie, die grob von Neusiedl a. S. nach Rust und zum Brenntenriegel verläuft, liegt das Tertiär in der klassischen Gliederung, fossilbelegt vom Torton bis ins Pannon vor, abgelagert in z. T. tiefen Becken mit gegliederten Uferändern. SE dieser Grenzlinie dagegen liegt bis weit in den westpannonischen Raum mächtiges Pannon direkt auf kristallinem Sockel. Dies bedeutet, daß während des Torton und des Sarmat der westpannonische Raum ein Festland oder kaum überflutetes Schelfgebiet war, welches erst im Beginn des Pannon innerhalb geologisch relativ kurzer Zeit in die Tiefe gebrochen sein muß. Dieses rasche Sich-Öffnen großer Beckenteile nach Osten wird in seinen Einwirkungen auf die Tertiärentwicklung noch näher zu prüfen sein. Es wäre zu erwägen, ob nicht der letzte entscheidende Schritt in der Aussüßung, der Wandel vom Sarmat zum Pannon damit zusammenhängen kann, daß ab dieser Zeitwende plötzlich durch den Niederbruch Westpannoniens größere Räume zur Verfügung

standen, welche durch die Wässer des bereits brackischen Sarmat eingenommen werden mußten und nur durch Süßwasserzufluß ergänzt wurden.

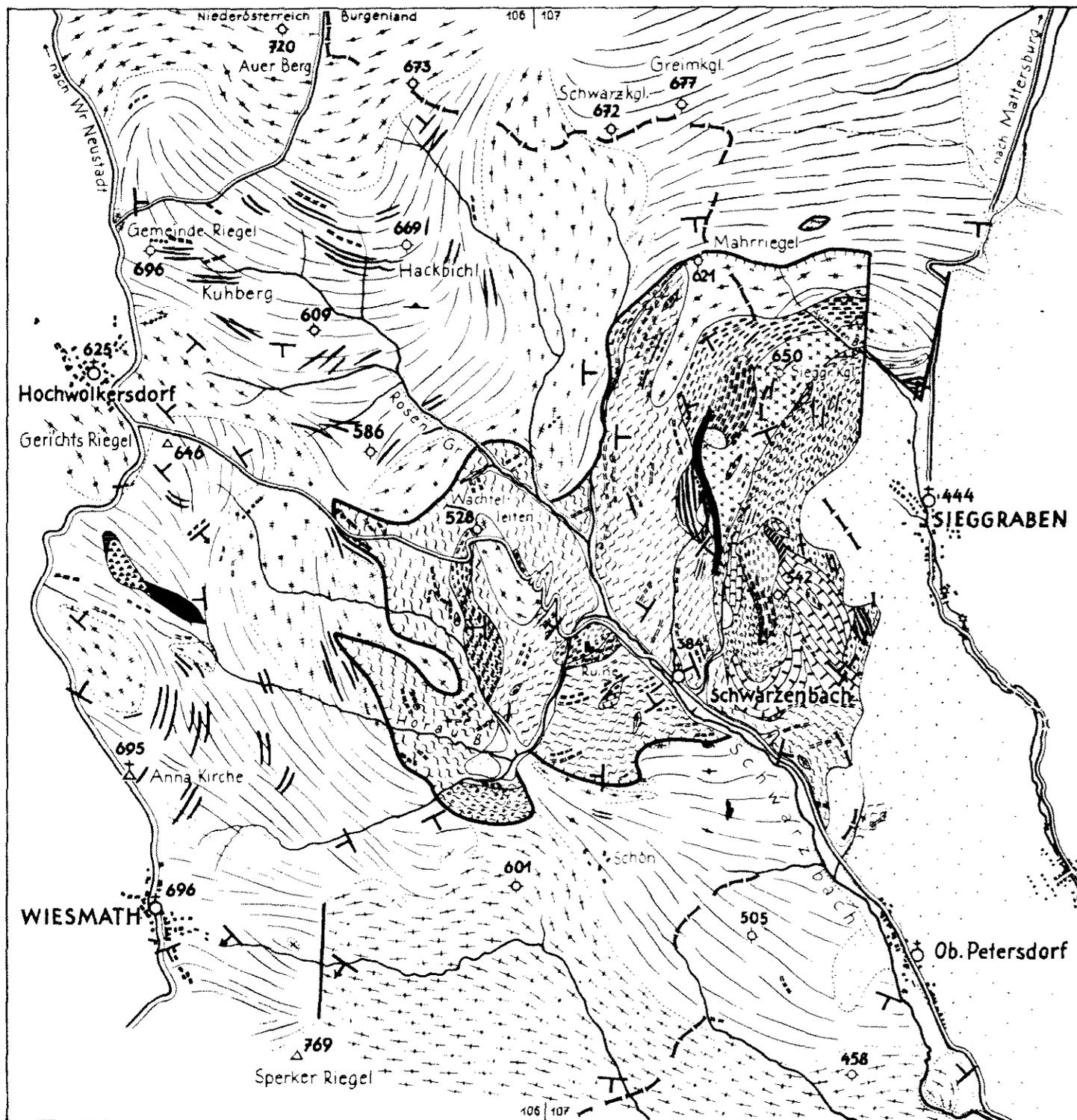
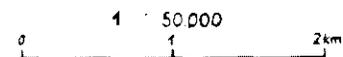
Im größeren Zusammenhang der Tertiärgeschichte gesehen, ist dieser Niederbruch Westpannoniens nur der letzte Akt einer seit dem Helvet fortschreitenden Entwicklung, in welcher durch die Absenkung zuerst des Korneuburger-, dann des Wiener Beckens und schließlich Westpannoniens schrittweise vom Außenrand des Alpenkörpers nach innen vorgreifend, durch großräumige Absenkungsvorgänge die jungtertiären Becken in ihre tektonischen Umrissen angelegt wurden.

In den letzten Akt dieser Vorgänge des Sich-Öffnens einer Bresche im Alpen-Karpaten-Körper fügen sich die Vulkanite des nördlichen Burgenlandes und Westungarns ein.

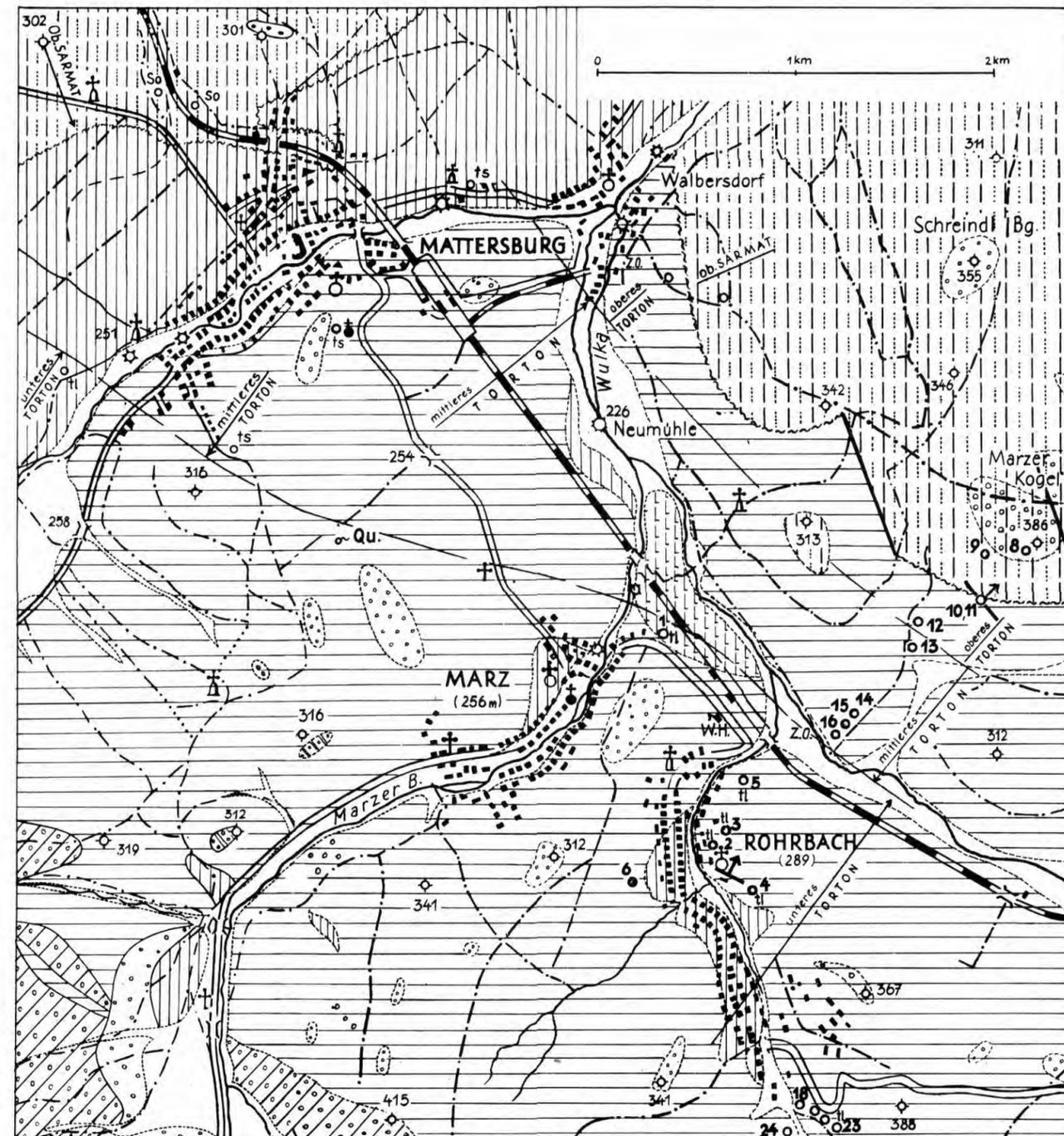
# Die Sieggrabener Deckscholle im Rosaliengebirge

(Niederösterreich - Burgenland)

nach F. KÜMEL (1935)  
(mit Nachträgen 1954)

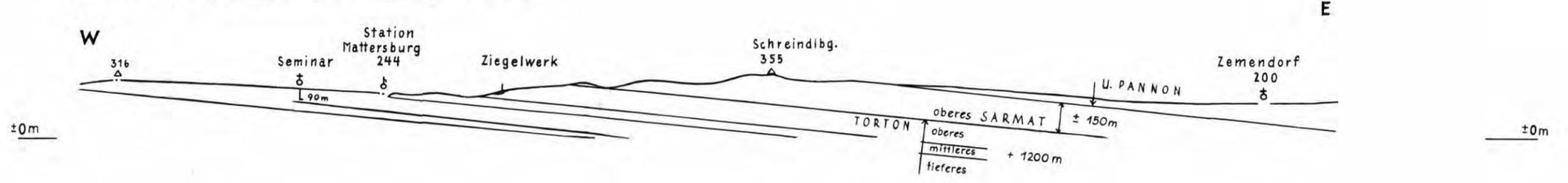


- Granitgneis (Grobgneis)
  - Aplitgneis v. Wiesmath
  - Aplit u. Pegmatit
  - Leukophyllit
  - Amphibolit u. Lagen
  - Eklogitamphibolit
  - Norit
  - Serpentin
  - Biotitgneis (Schiefergneis)
  - Disthengneis
  - Mikroklingneis
  - Hornblendebiotitgneis
  - Glimmerschiefer Phyllonite usw.  
(Hällschiefer des Grobgnaises)
  - Marmor
  - Mylonit
  - Grauwackenkonglomerat
  - Tertiär
  - Alluvium
  - Grenze der Sieggrabener Deckscholle
  - Bruch
- Einflachen :
- 30°
  - 60°
  - 90°
  - saiger

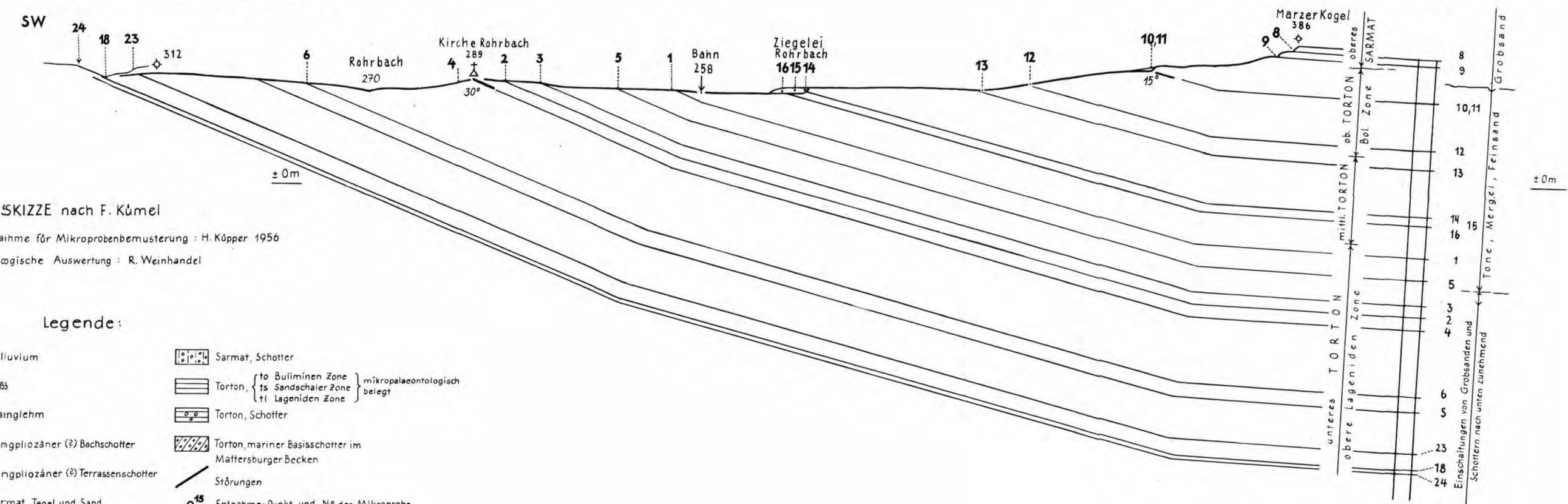


Erläuterungen Blatt Mattersburg 1 : 50.000. — Österr. Staatsdruckerei, 8532 57

Übersichtsprüfil Mattersburg - Zemendorf 1 : 25.000



Detailprüfil Rohrbach - Marzerkogel 1 : 10.000



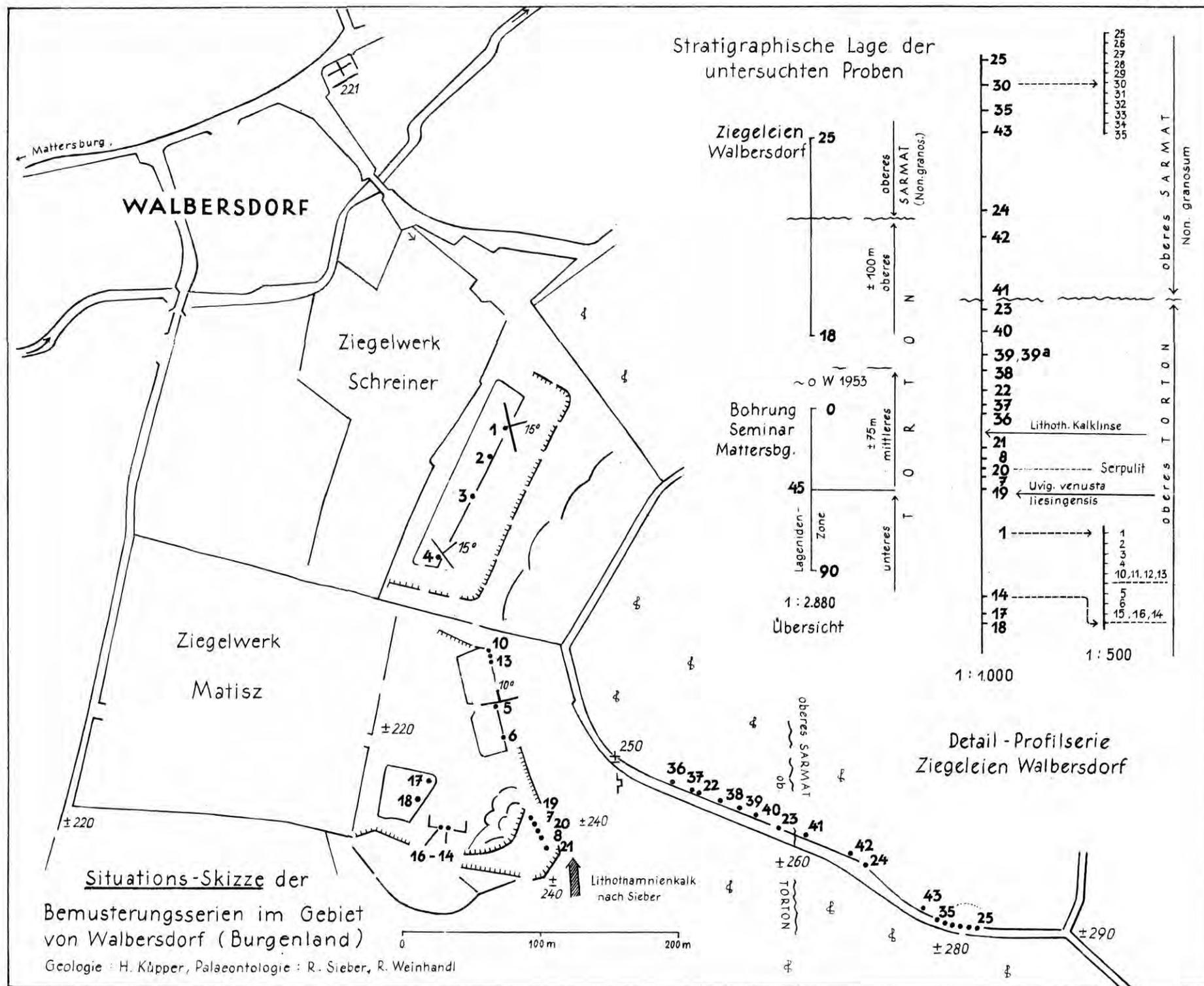
KARTENSKIZZE nach F. Kúmel

Geol. Aufnahme für Mikroprobenbemusterung : H. Kúpper 1956  
 Paläontologische Auswertung : R. Weinhandel

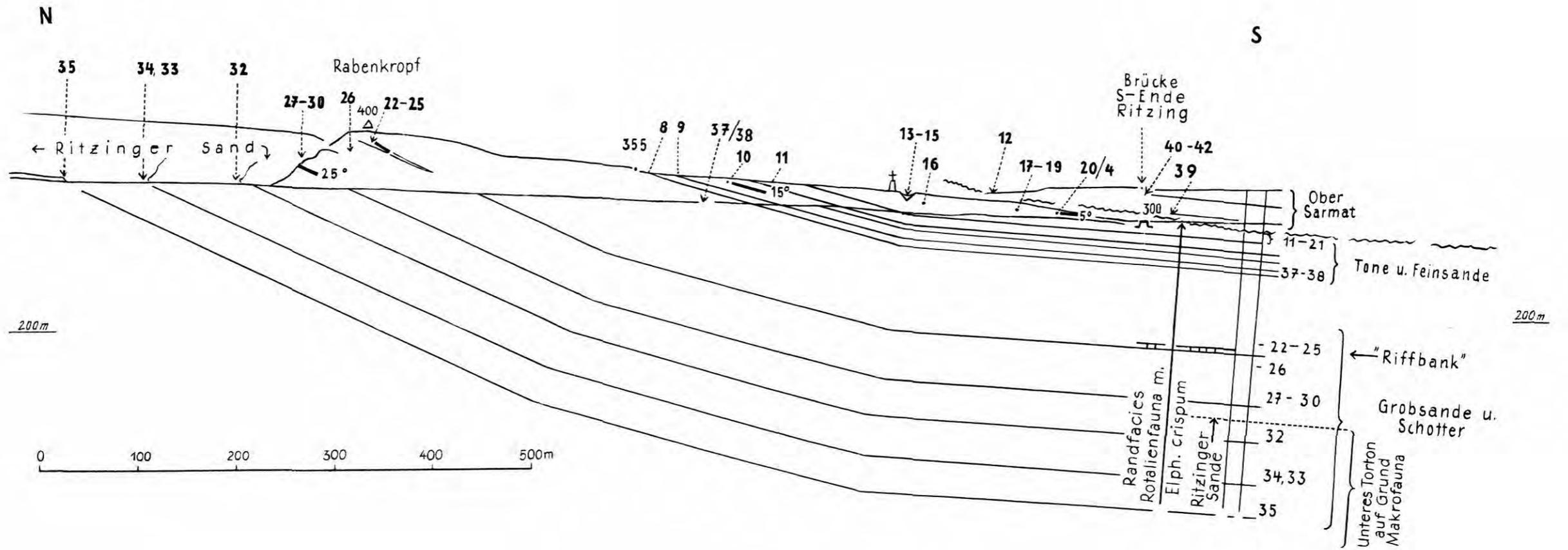
Legende :

- |  |                                     |  |  |
|--|-------------------------------------|--|--|
|  | Alluvium                            |  | Sarmat, Schotter   |
|  | Löss                                |  | Torton, { to Bulliminen Zone<br>ts Sandschaler Zone<br>tl Lageniden Zone } mikropaläontologisch belegt |
|  | Hainglehm                           |  | Torton, Schotter   |
|  | Jungpliozäner (?) Bachschotter      |  | Torton, mariner Basisschotter im Mattersburger Becken  |
|  | Jungpliozäner (?) Terrassenschotter |  | Störungen  |
|  | Sarmat, Tegel und Sand              |  | o <sup>15</sup> Entnahme-Punkt und N° der Mikroprobe   |
|  | So Ober Sarmat (Non granosum)       |  |  |

8  
9  
10,11  
12  
13  
14  
15  
1  
5  
3  
2  
4  
6  
5  
23  
18  
24  
Einschaltungen von Grobsanden und Schottern nach unten zunehmend



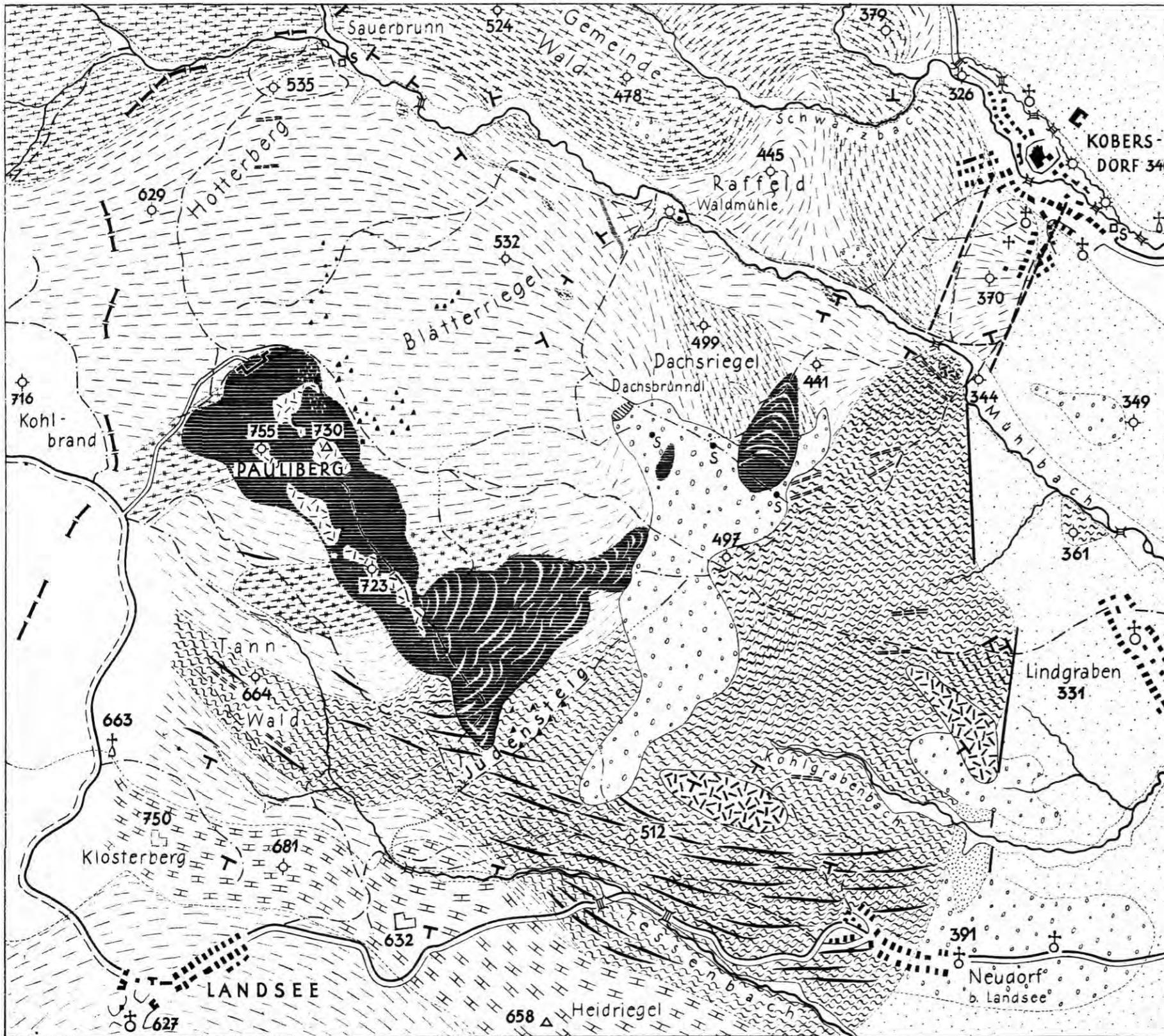
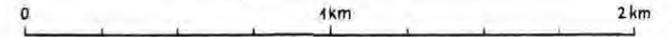
Ritzing: Profil Torton - Sarmatgrenze



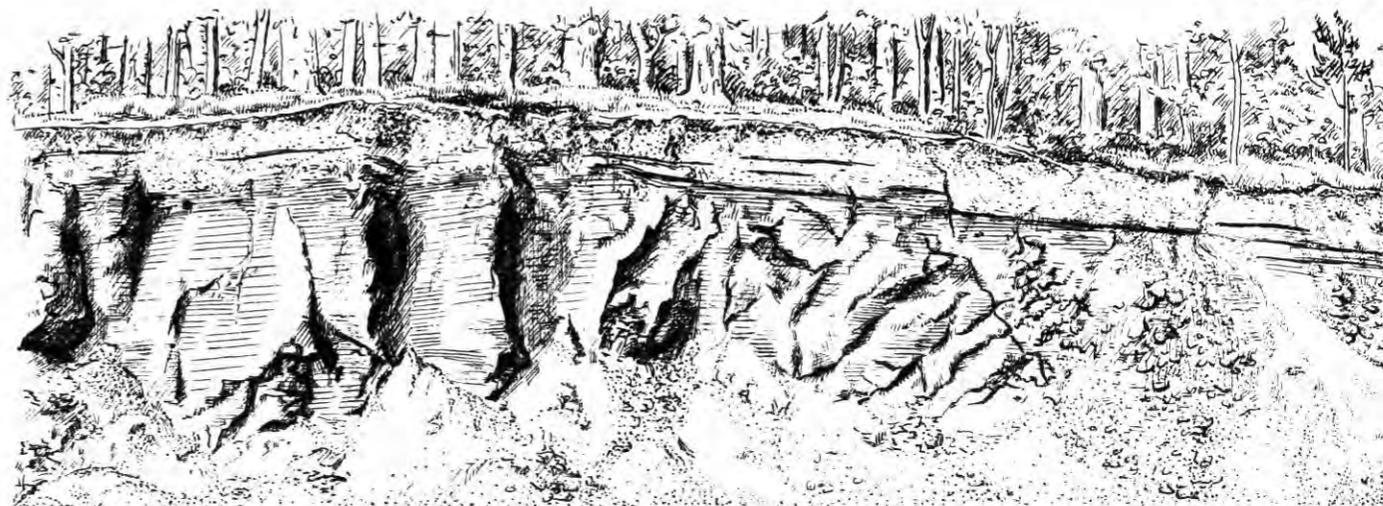
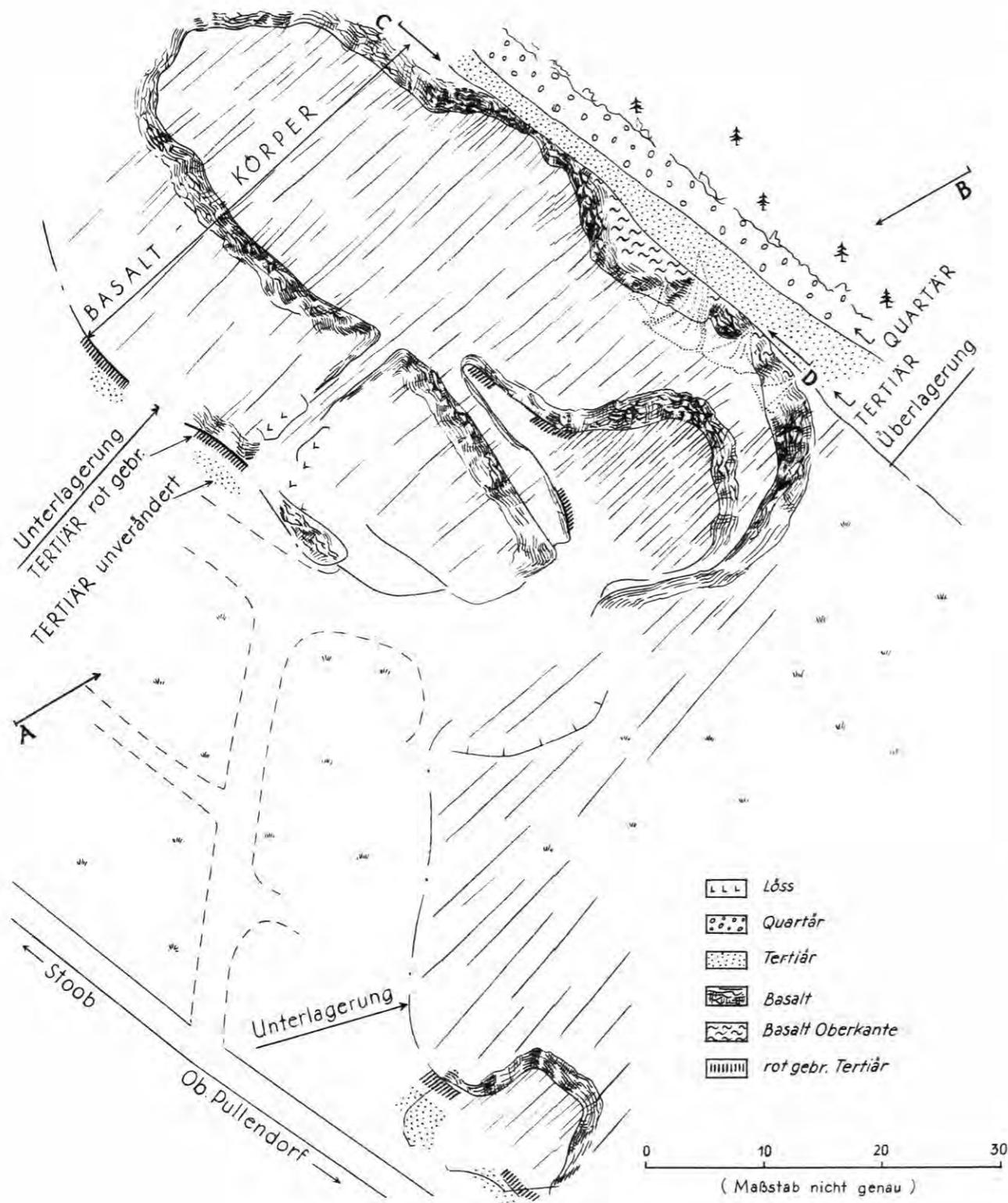
# Geologische Skizze der Umgebung des Pauliberges

nach F. KÜMEL 1936 mit Ergänzungen bis 1956  
z.T. von H. KÜPPER

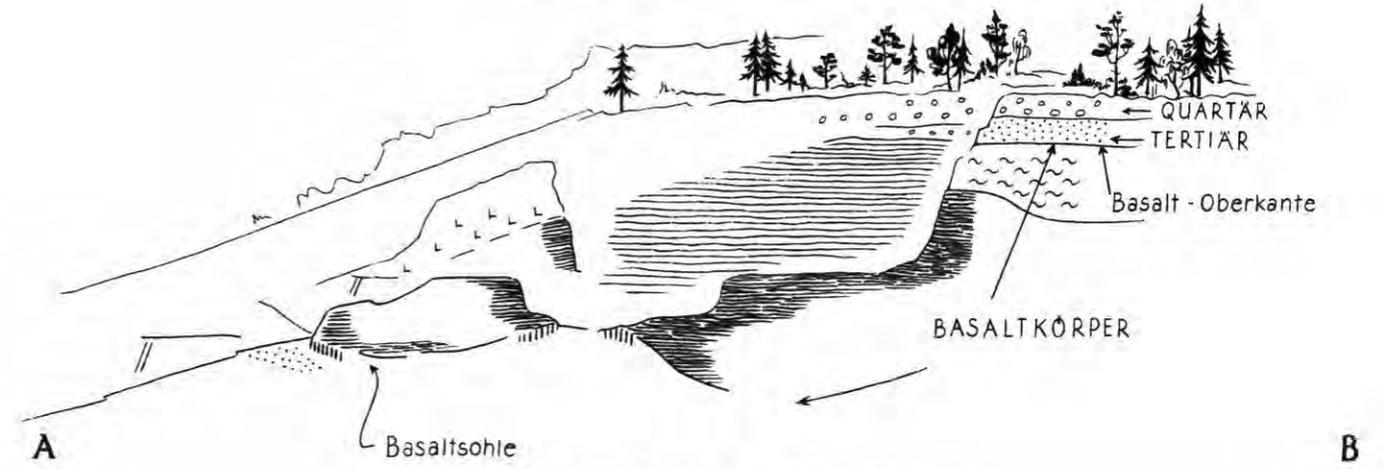
Maßstab 1 : 25.000



-  Aplitgneis
-  Muskowitgneis
-  Pegmatit- und Aplitlagen
-  Gabbro
-  Amphibolit
-  Glimmerschiefer
-  Biotitschiefergneis
-  Graphitquarzit und -schiefer
-  Semmeringquarzit
-  Basalt, Quellkuppen { magnetometr. Maxima
-  Basalt, Lavaströme { Toperczer 1947
-  Doleritschlieren im Basalt
-  Lavafumarolen
-  Sturzblöcke von Basalt
-  Brennbergsschichten
-  Sarmatkalk, • S Unt. Sarm. Ton
-  Sarmat, Tegel und Sand
-  Terrassenschotter
-  Alluvium
-  Brüche
-  Fallzeichen
-  Sauerbrunnen



C Ansicht der Ostwand des Steinbruches Stoob (Quartär- und Tertiär-Überlagerung) D

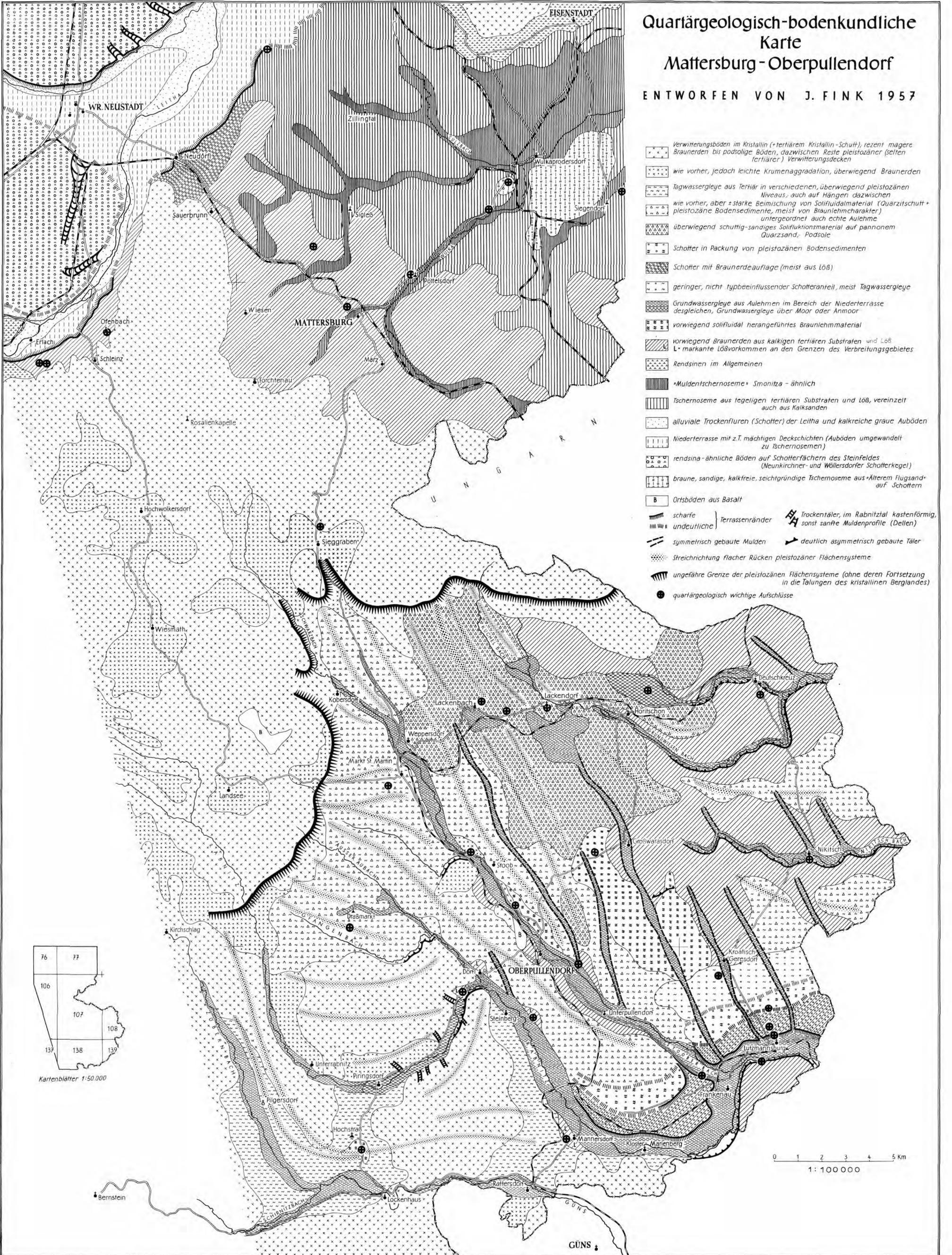


Querschnitt A - B durch den Basaltkörper

BASALTSTEINBRUCH STOOB, Bgld. Situationskizzen 1957, H. KÜPPER

# Quartärgeologisch-bodenkundliche Karte Mattersburg - Oberpullendorf

ENTWORFEN VON J. FINK 1957



- Verwitterungsböden im Kristallin (+tertiärem Kristallin-Schutt), rezent magere Braunerden bis podsolige Böden, dazwischen Reste pleistozäner (selten tertiärer) Verwitterungsdecken
- wie vorher, jedoch leichte Krümmenaggregation, überwiegend Braunerden
- Tagwassergleye aus TerHär in verschiedenen, überwiegend pleistozänen Niveaus, auch auf Hängen dazwischen
- wie vorher, aber ±starke Beimischung von Solifluidalmaterial (Quarzschnitt + pleistozäne Bodensedimente, meist von Braunlehmcharakter) untergeordnet auch echte Aulehne
- überwiegend schuttig-sandiges Solifluktionsmaterial auf pannonom Quarzsand, Podsole
- Schotter in Packung von pleistozänen Bodensedimenten
- Schotter mit Braunerdeauflage (meist aus Löß)
- geringer, nicht typbeeinflussender Schotteranteil, meist Tagwassergleye
- Grundwassergleye aus Aulehnen im Bereich der Niederterrasse desgleichen, Grundwassergleye über Moor oder Anmoor
- vorwiegend solifluidal herangeführtes Braunlehmmaterial
- vorwiegend Braunerden aus kalkigen tertiären Substraten und Löß, L\* markante Lößvorkommen an den Grenzen des Verbreitungsgebietes
- Rendsinen im Allgemeinen
- \*Muldenschernoseme\* Smonitza - ähnlich
- Tschernoseme aus tegeligen tertiären Substraten und Löß, vereinzelt auch aus Kalksand
- alluviale Trockenfluren (Schotter) der Leitha und kalkreiche graue Auböden
- Niederterrasse mit z.T. mächtigen Deckschichten (Auböden umgewandelt zu Tschernosemen)
- rendsina-ähnliche Böden auf Schotterfächern des Steinfeldes (Neunkirchner- und Wöllersdorfer Schotterkegel)
- braune, sandige, kalkfreie, seichtgründige Tschernoseme aus älterem Flugsand auf Schottern
- Ortsböden aus Basalt
- scharfe } Terrassenränder
- undeutliche } Trockenäler, im Rabnitztal kastenförmig, sonst sanfte Muldenprofile (Dellen)
- symmetrisch gebaute Mulden
- deutlich asymmetrisch gebaute Täler
- Streichrichtung flacher Rücken pleistozäner Flächensysteme
- ungefähre Grenze der pleistozänen Flächensysteme (ohne deren Fortsetzung in die Talungen des kristallinen Berglandes)
- quartärgeologisch wichtige Aufschlüsse

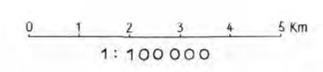


Fig. 1 Tankstelle Mattersburg

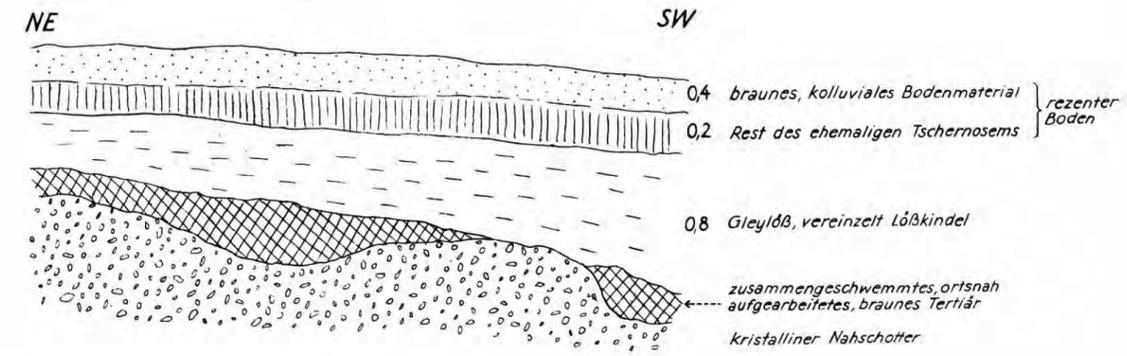


Fig. 2 Schottergrube westl. Frankenau

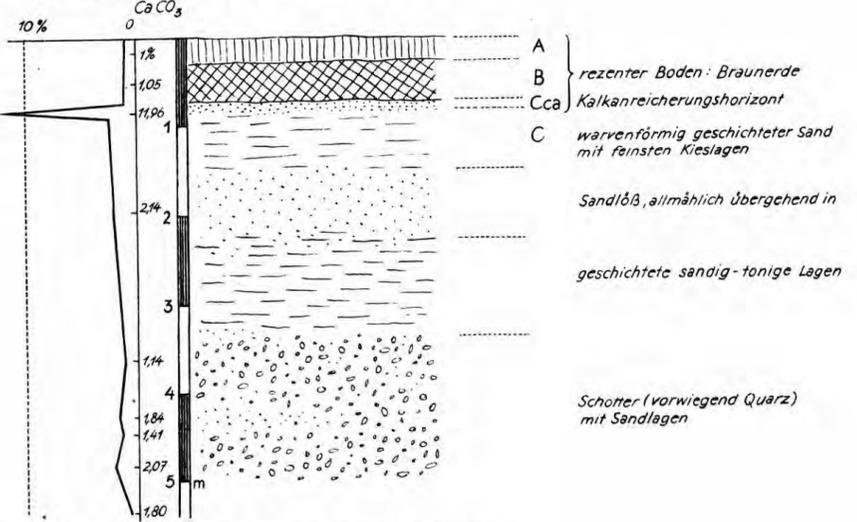


Fig. 3 Aufschluss nordöstl. Siegendorf

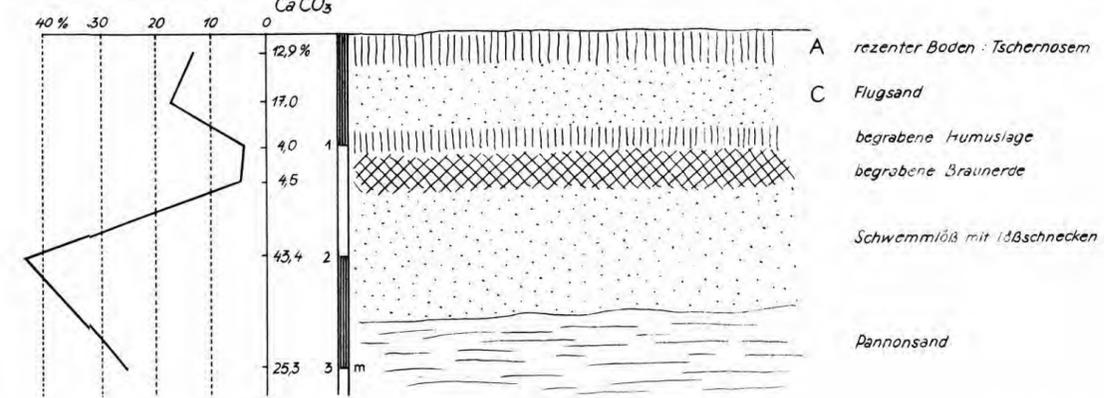


Fig. 4 Sandgrube Lackendorf W (N Zeiselmühle)

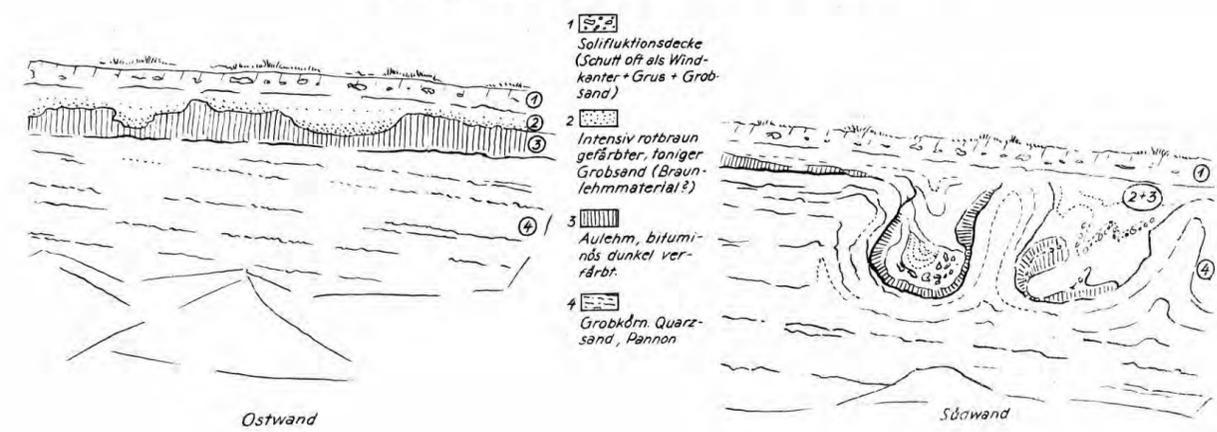


Fig. 5 Terrassenfolge entlang der Straße Kroatisch-Geresdorf-Lutzmannsburg (Aufschlüsse in die Schnittebene hineinprojiziert)

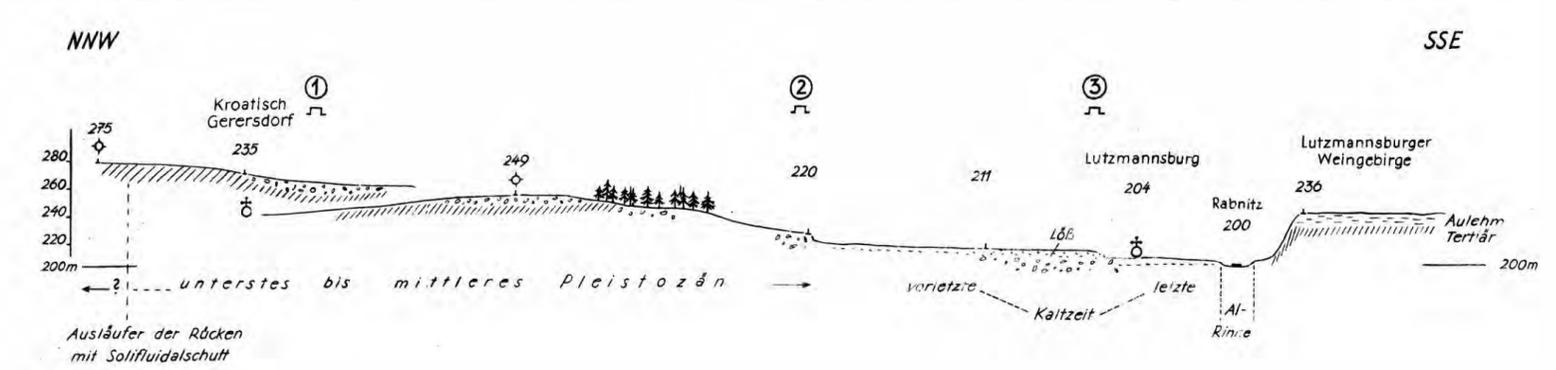


Fig. 6 Detail aus Aufschluss SW Kroatisch-Geresdorf ① von Fig. 5

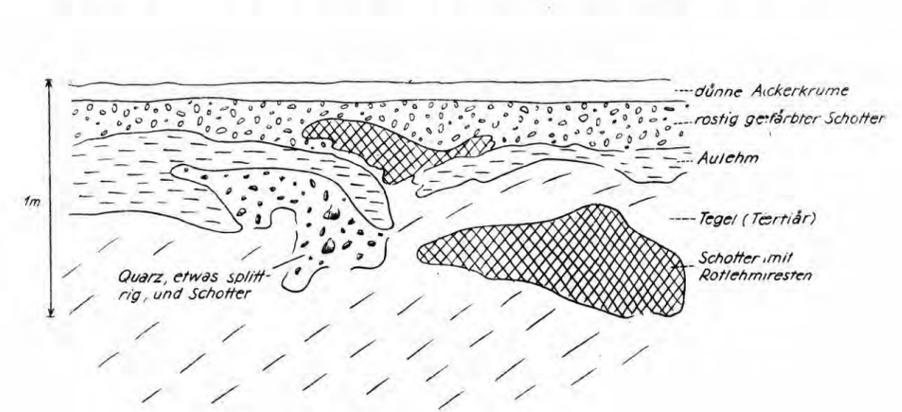
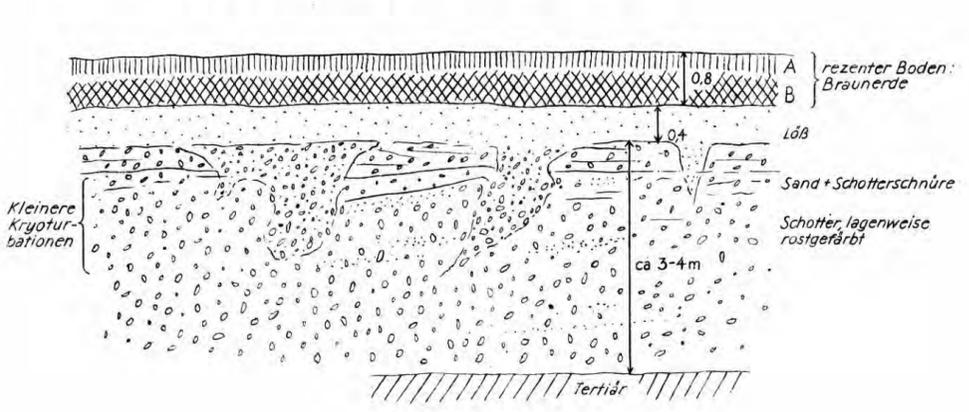
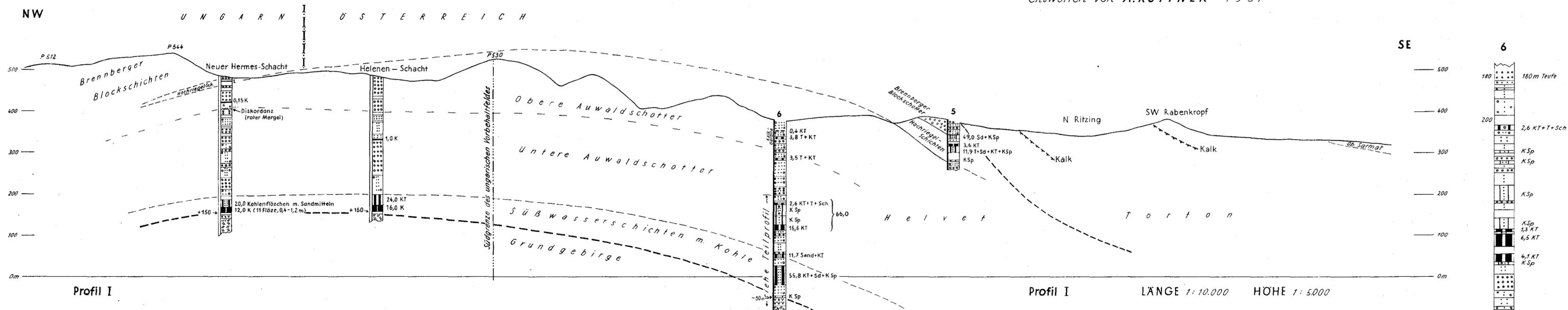


Fig. 7 Schottergrube nördl. Lutzmannsburg ③ von Fig. 5



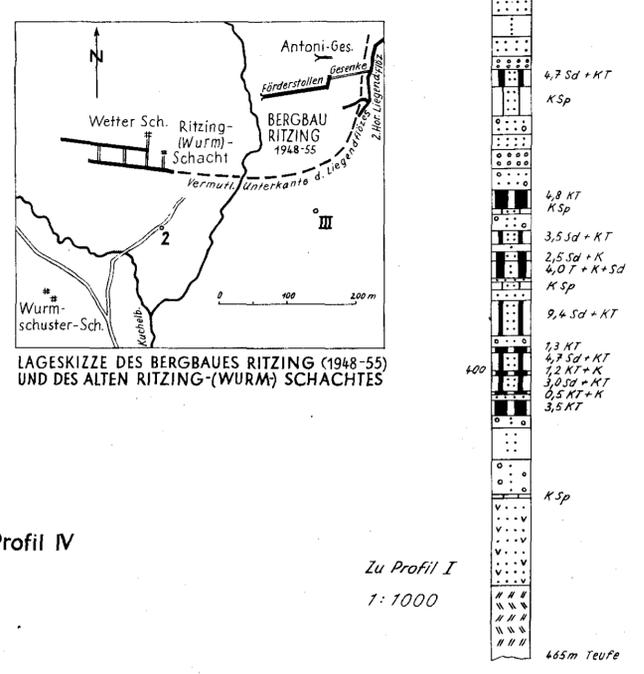
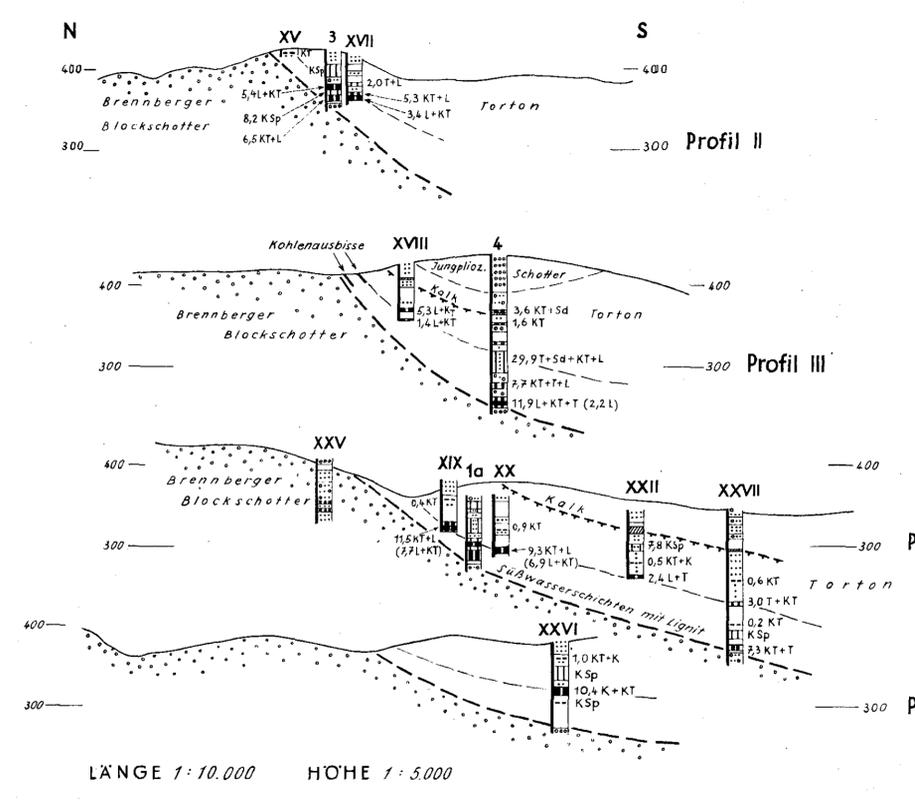
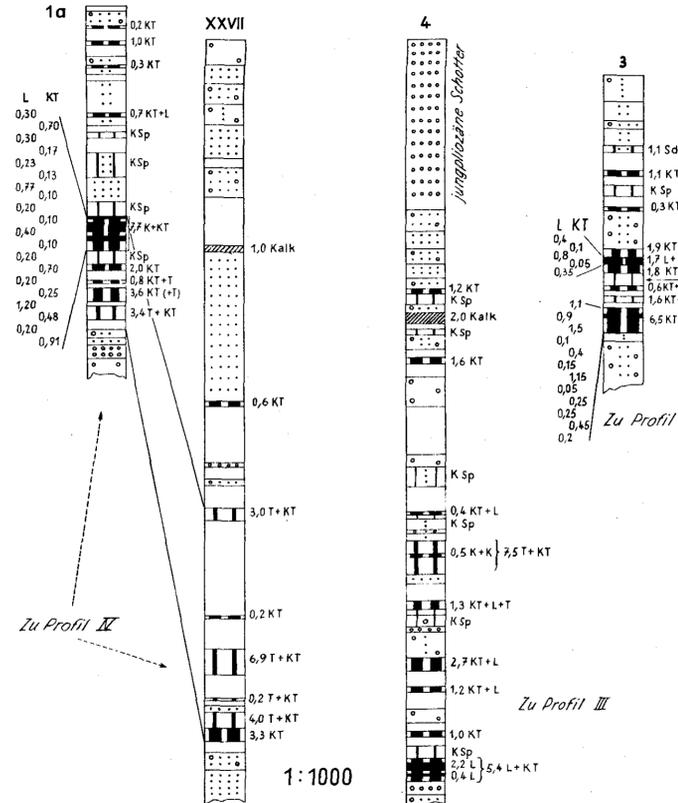
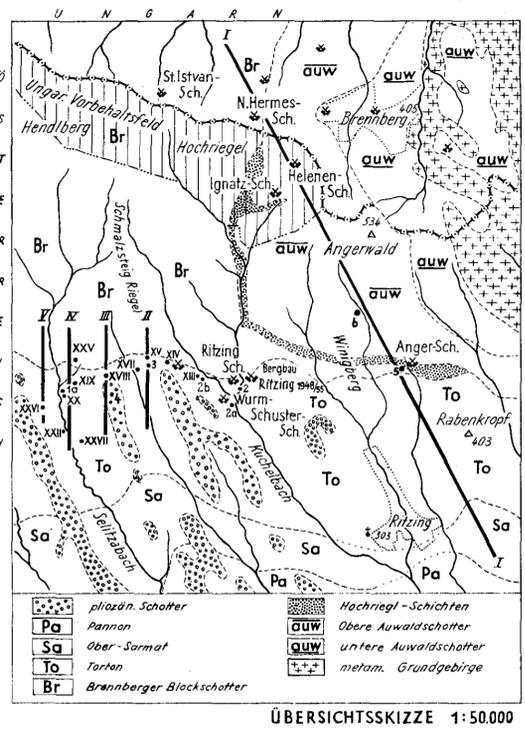
# Das Kohlengebiet Brennberg-Ritzing

nach Veröffentlichungen, Gutachten und Berichten von R. Hofbauer, K. Lechner, W. Petrascheck, G. Schistek, A. Tauber und M. Vendl  
entworfen von A. RUTTNER 1957



## LEGENDE:

- Konglomerat und Schotter
- Sand mit Schotter wechselnd, sand. Schotter
- sand. Ton + Schotter
- Ton mit Schotter wechselnd, ton. Schotter
- Sand
- Sand mit Ton wechselnd, ton. Sand
- Ton mit Sand wechselnd, sand. Ton
- Ton, Tonmergel
- Kalk
- zersetztes Grundgebirge
- metamorphes Grundgebirge
- KSp Ton mit Kohlenspuren oder Kohlenbändern
- KSp Ton und Sand mit Kohlenspuren
- KSp Sand mit Kohlenspuren
- KSp Schotter und Sand mit Kohlenspuren
- T+KT Ton + Kohlent
- KT+T Kohlent + Ton
- KT+T+Sd Kohlent + Ton + Sand
- KT+Sd Kohlent + Sand
- KT, KT+K(L) Kohlent, Kohlent + Kohle (Lignite)
- K(L) + KT Kohle (Lignite) + Kohlent
- K, L Glanzkohle, Lignite
- K, L dünne Kohlen-(Lignite)flöz
- K, KSp dünne Kohlentanlage, Kohlentspur



Bohrungen 1922/24, 1946/47: römische Bezifferung (Urlikany-Zsittaler Ungar. Kohlenbergwerks A.G.)  
Bohrungen 1951: arabische Bezifferung (Bergbau-Betriebs-Gesellschaft m. b. H.)

Mächtigkeitsangaben in Meter  
Erläuterungen Blatt Mattersburg 1:50.000. — Österr. Staatsdruckerei, 6532 57

Vorläufige geologische Kartenskizze des  
Steinbruchgebietes östl. St. Margarethen

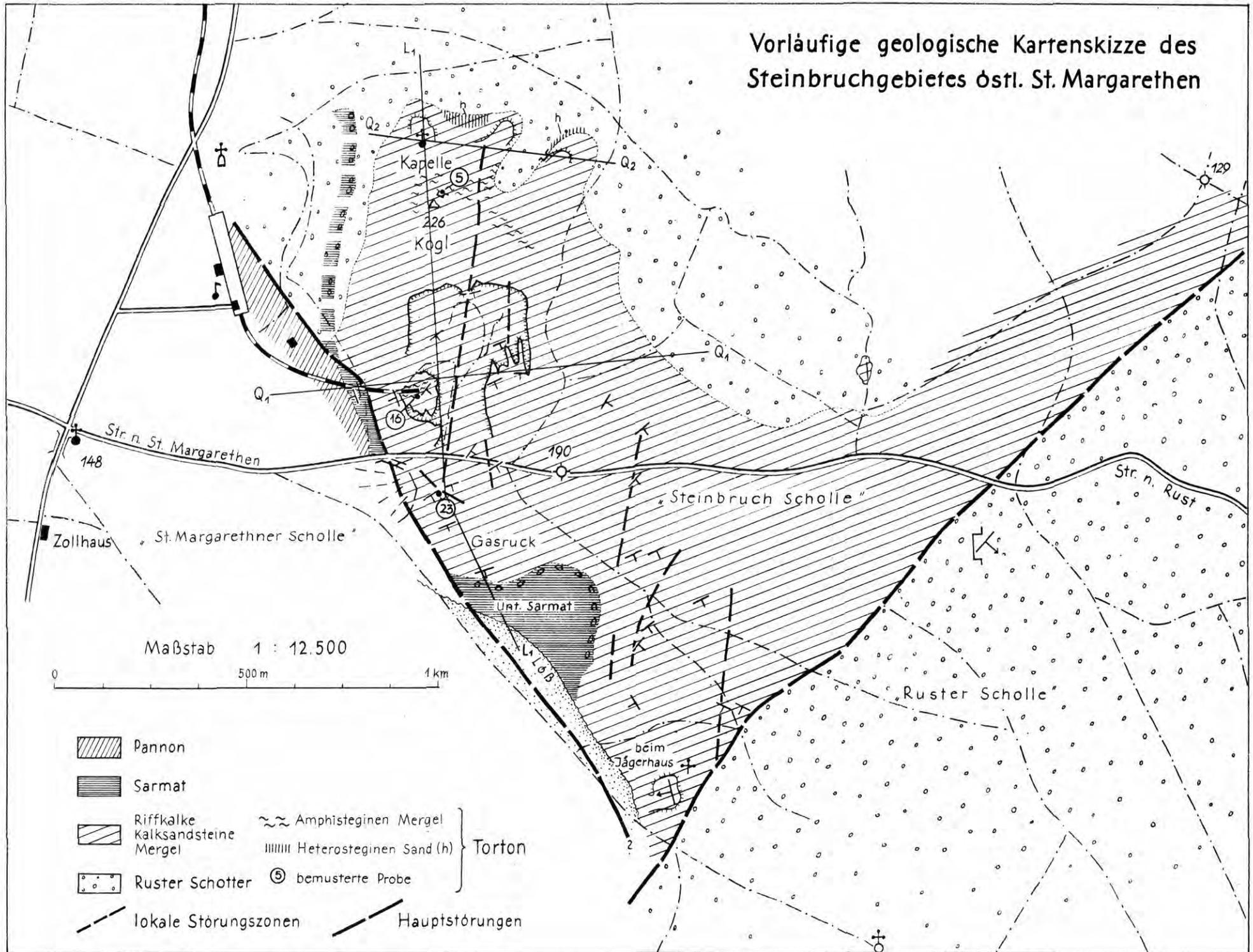


Fig. 1 Übersichtprofil St. Margarethen - Rust 1:42.500

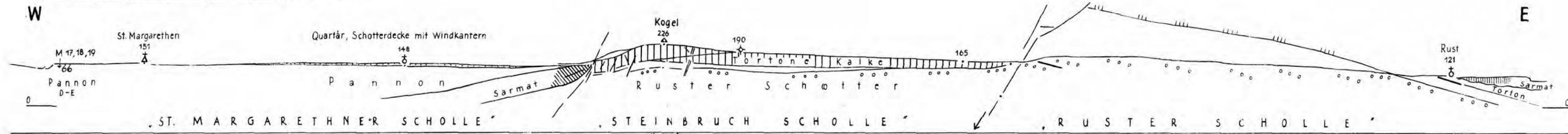


Fig. 2 L<sub>1</sub> Haupt-Längsprofil durch den Riffkörper 1:2.500

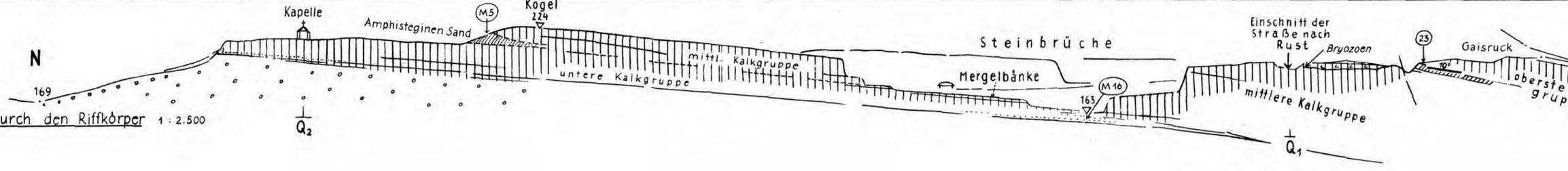


Fig. 4 Q<sub>2</sub> Neben-Querprofil durch den N-Rand des Riffkörpers

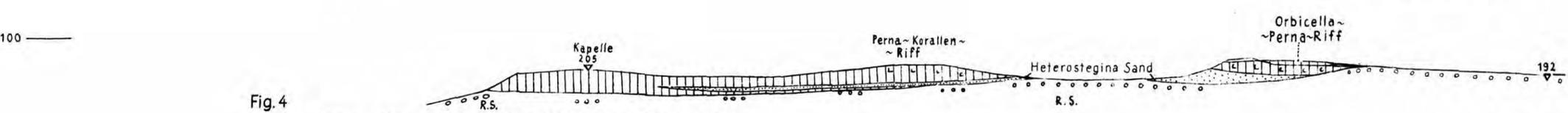


Fig. 3 Q<sub>1</sub> Haupt-Querprofil durch den Riffkörper 1:2.500

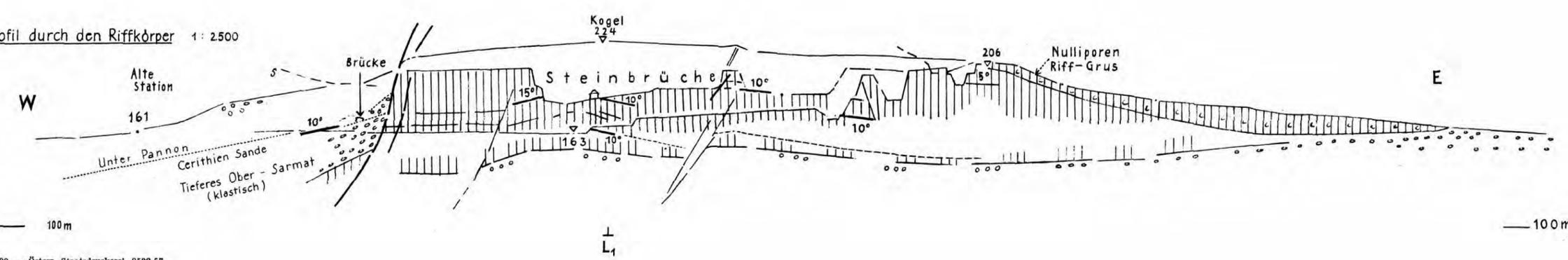


Fig. 7 Schematische Darstellung der Schichtfolge im Bereich von St. Margarethen

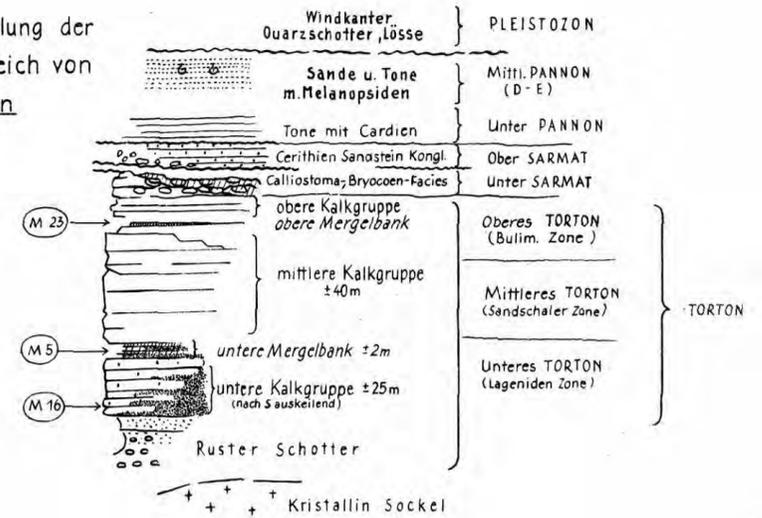


Fig. 5 Detailskizze des Einschnittes W des Steinbruches ca 1:1.000  
(Westteil Hauptquerprofil Q<sub>1</sub> 1:2.500, Fig. 3)

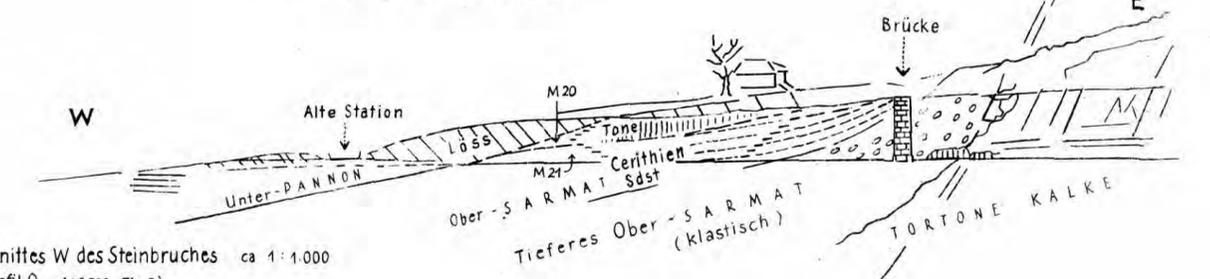
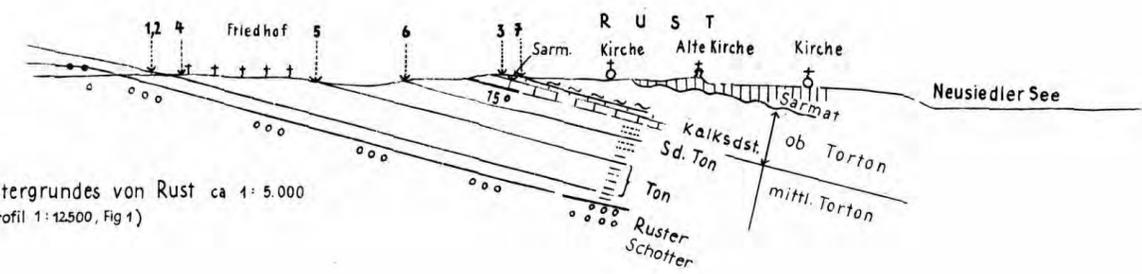
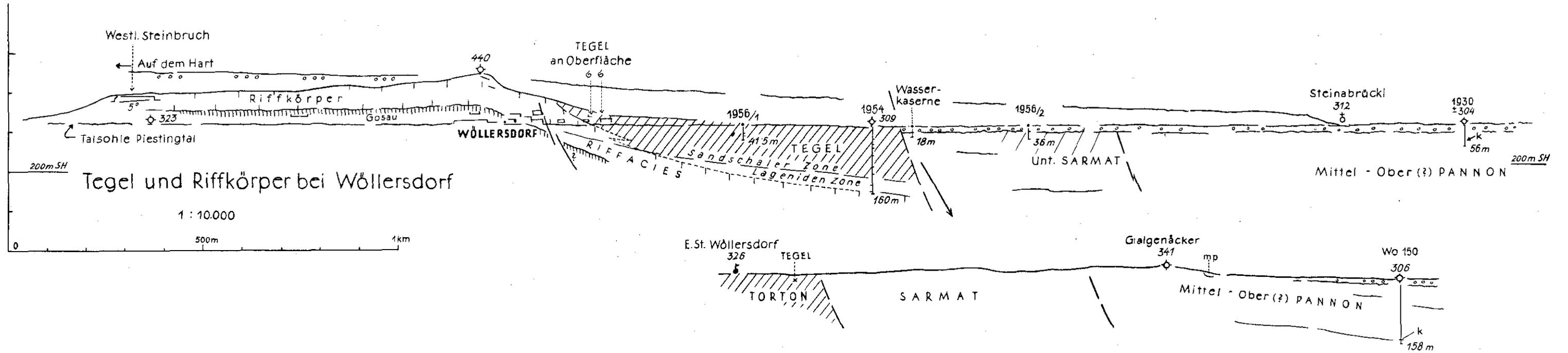


Fig. 6 Detailskizze des Untergrundes von Rust ca 1:5.000  
(Ostteil Übersichtprofil 1:42.500, Fig. 1)





# Übersichtsskizze der jungtertiären und quartären Tektonik des südlichen Wiener Beckens und nördlichen Burgenlandes

Unter Mitberücksichtigung der Ergebnisse von Kúmel,  
Szadeczky-Kardoss, der S.M.V. und Winkler-Hermaden.

Entwurf H. KÜPPER 1957

1 : 500.000

0 5 10 15 20 25 km

-  Flyschzone
-  Kalkalpen
-  Zentralalpen
-  Brüche
-  Grenzen der Schotterkörper
-  Staatsgrenze

Ortsbezeichnung:

- A - Aspang
- B - Baden
- Bra - Bratislava
- Br - Bruck a.d. Leitha
- D.A. - Deutsch-Altenburg
- D.Kr. - Deutsch-Kreutz
- E - Eisenstadt
- K - Kőszeg
- M - Mattersburg
- N - Neusiedl a See
- O - Oberwart
- O.P. - Ober-Pullendorf
- R - Rechnitz
- So - Sopron
- W.N. - Wiener Neustadt

