

JB. Geol. B. A.	Bd. 108	S. 155—194	Wien, Juni 1965
-----------------	---------	------------	-----------------

Geologie des Ruster Berglandes (Burgenland)

Von Werner FUCHS *)

(Mit 2 Tafeln und 3 Abbildungen)

Inhalt

	Seite
Einleitung	155
Erforschungsgeschichte.....	156
Kristallines Grundgebirge	157
Tertiär und Quartär	160
Allgemeine Übersicht	160
Geologische Detailbeschreibung.....	161
Oberhelvet	161
Torton	165
Untertorton	165
Mitteltorton.....	166
Sarmat	172
Untersarmat	172
Obersarmat	172
Pannon	178
Unterpannon	178
Mittelpannon.....	179
Oberpannon.....	180
Quartär	180
Der Neusiedlersee	182
Tektonik	185
Paläogeographie	189
Zusammenfassung	191
Literatur	192

Einleitung

Dieser Arbeit liegt eine am Geologischen Institut der Universität Wien 1960 abgeschlossene Dissertation zu Grunde. Herrn Prof. Dr. E. CLAR möchte ich für die Aufgabenstellung sowie die stets erwiesene Anteilnahme am Fortgange der Kartierung bestens danken. Herzlichen Dank schulde

*) Adresse des Verfassers: Dr. Werner FUCHS, Geologische Bundesanstalt, Wien III, Rasumofskygasse 23.

ich auch für freundlich gewährte Hilfe und Anregungen den Herren Dr. K. KOLLMANN (Ostrakodenbestimmung), Prof. Dr. H. WIESENER, Dr. A. F. TAUBER, Doz. Dr. A. TOLLMANN, Dr. G. WESSELY und Dr. N. ZADORLAKY-STETTNER.

Erforschungsgeschichte

J. CZJEK bereiste 1852 als erster Geologe das am Westufer des Neusiedlersees gelegene Arbeitsgebiet und gab seiner Publikation auch ein Profil durch das Bergland bei. Um die Jahrhundertwende, 1879 und 1905, kartierte L. ROTH-TELEGD den Südteil des Leithagebirges, den Ruster Höhenzug und das dazwischenliegende Eisenstädter Becken, wobei die Kristallin- und Sedimentgesteine sehr eingehend studiert wurden.

Seit 1913 widmete A. WINKLER-HERMADEN zahlreiche Arbeiten der Erforschung der Entwicklungsgeschichte des Alpenostrandes, wobei er besonders die Bedeutung junger Tektonik unterstrich und sich damit gegen die Anschauung H. HASSINGERS und F. X. SCHAFFERS wandte. 1927 erkannte er als erster, daß die Ruster Schotter das Liegende des Leithakalkes darstellen. Für die Aufschüttung dieser Sande und Schotter machte er in dieser kurzen Notiz einen Lokalfuß verantwortlich, der ungefähr gleichaltrig mit dem Rosalienfuß wäre. Später (1928) sprach er aber dann wieder von Konglomeraten und marinen Sanden. Im gleichen Jahre stellte WINKLER im Ruster Höhenzug eine Erosionslücke zwischen Torton und Sarmat fest. 1943 hält er die Ruster Schotter für analoge Bildungen des vortortonischen Brennberger Blockstromes, die Entstehung teils marin, teils fluviatil. Das Gesteinsmaterial wurde aus einem damals größeren Leithagebirge bezogen. Diese Schuttkegel wären Zeugen der zweiten Teilphase der Steirischen Orogenese. Im Jahre 1928 versuchte WINKLER die Frage der obersarmatischen Schotterablagerungen im Bereiche der Ödenburger Pforte zu lösen. Diese Schotter transportierte eine Urtriesting, deren Quellgebiet im heutigen Oberlauf der Triesting und Schwechat lag. Der Südteil des Wiener Beckens war damals trocken.

Mit der Geologie des Ödenburger Berglandes und der Fortsetzung der Ruster Berge auf ungarischem Gebiete, den Hügeln von Kroisbach, beschäftigte sich M. VENDL 1928—1933.

E. SZADÉCKY-KARDOSS bearbeitete in seiner Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene 1938 vornehmlich die pliozän-quartären Schichtkomplexe. Darin wurde dem Entstehungsproblem des Neusiedlersees ein ausführliches Kapitel eingeräumt. Er schätzte auch die Wichtigkeit junger und jüngster Bruchtektonik dieses Raumes richtig ein.

Erst 1937 wurde die Hügelkette zusammen mit dem Südteil des Leithagebirges wieder kartiert. J. KAPOUNEK gibt uns genaue Angaben über die einzelnen Schichtglieder. Er versucht, die Ruster Schotter zu deuten. Diese Bezeichnung wurde von ihm geprägt, da diese infolge ihrer besonderen Ausbildung nicht mit anderen Schotterbildungen des Eisenstädter Beckens verglichen werden können. Unbeachtet ließ er die Tektonik.

A. TOLLMANN beendete 1953 die Aufnahme des Neogens am SW-Rand des Leithagebirges zwischen Eisenstadt und Hornstein. Diese Arbeit konnte

bereits auf den letzten Erkenntnissen der Stratigraphie und Tektonik bauen. Er wies erstmals die Gültigkeit der Feinstratigraphie des Jungtertiärs des Wiener Beckens im Eisenstädter Raume nach.

1955 berichtete A. KIESLINGER von rezenten Bewegungen aus dem Ruster Höhenzuge und dem Leithagebirge.

Anläßlich der Herausgabe des Kartenblattes Mattersburg—Deutschkreutz gab H. KÜPPER unter anderem auch Begehungsergebnisse aus der Umgebung von St. Margarethen und Rust bekannt. Gemeinsam mit R. WEINHANDL wurden die neogenen Sedimente feinstratigraphisch untersucht und die Tektonik geklärt.

C. A. BOBIES unternahm 1958 die Pedalion- und Korallenfazies des Leithagebirges und der Ruster Berge einer Prüfung. Es handelt sich hierum um gleichzeitige Seichtwasserbildungen (2—15 m). Nun finden sich aber tortone Sedimente im Leithagebirge bis zu Höhen von 350 und 400 m über dem Meeresspiegel, im zu besprechenden Arbeitsgebiete liegen sie höchstens zwischen 200 und 220 m. Er zieht also den Schluß, daß gewaltige, post-tortone, vertikale Verschiebungen die beiden Horste ergriffen haben.

VENDL kommt bei der Untersuchung der Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen 1958 auch auf die Grundgebirgserhebungen des Ödenburger und Ruster Berglandes zu sprechen. Sie werden zur „gewöhnlichen Raabalpenserie“ SCHWINNERS bzw. zu den „Semmeringiden“ KOBERS gezählt.

Kristallines Grundgebirge

Der aus kristallinen Gesteinen bestehende Horst des Ruster Berglandes wird fast gänzlich von jungtertiären Sedimenten bedeckt. Nur an drei Stellen gelangt das Grundgebirge bis an die Oberfläche. An einem Punkte konnte der vom eigenen Schutt verhüllte Sockel direkt anstehend beobachtet werden.

Die erste Nachricht über die Kristallinerhebungen geht auf J. CZJZEK zurück. Ausführlich und eingehend behandelte das Kristallin jedoch erst ROTH-TELEGD. Seither aber wurde dieses wichtige Bauelement des Ruster Höhenzuges gänzlich vernachlässigt.

Die südlichste der drei Kristallinauftragungen befindet sich westlich bzw. südwestlich von Mörbisch und nur teilweise auf österreichischem Staatsgebiete. Im Gesteinsschutt herrscht ein geschieferter, muskowit-reicher Granitgneis vor. Die Schieferung wird im Handstück durch dünne, auskeilende Glimmerlagen angedeutet, die den kleine Augen bildenden Feldspat umschließen.

Nachfolgend die Dünnschliffbeschreibung. Schnitt senkrecht auf Schieferung.

Homöogranoblastisches Gefüge

Hauptgemengteile: Feldspat, Glimmer und Quarz

Bei den Feldspaten herrscht stark verzwilligter, meist idiomorph ausgebildeter Plagioklas (Plagioklas III, EXNER 1950) vor. Es sind saure bis

intermediäre Plagioklase. Die meisten weisen starke Verzwilligung auf, und zwar nach Albit-, Periklin- und viel seltener Karlsbadergesetz. Sehr häufig ist eine dichte Füllung der Kristalle zu beobachten, wobei es sich um Hellglimmer — Mikrolith A — handelt, der gleichmäßig verteilt in den Individuen liegt. Wegen der harmonischen Verteilung des Glimmers im Feldspat ist sie als echte Füllung anzusprechen. Die Verzwilligung läßt eine klastische Deformation erkennen. Untergeordnet tritt Mikroklin mit teilweiser flauer Gitterung auf.

Muskowit macht fast den gesamten Glimmergehalt aus. Er bildet gestreckte, polygonale Bögen, was auf eine präkristalline Deformation (in bezug auf ihn selbst) hinweist. Vereinzelt nur kommen schmutzigrünlich-pleochroitische Biotitscheiter vor.

Stellenweise tritt hypidiomorph bis xenomorph ausgebildeter Quarz auf, dessen teilweise undulöse Auslöschung und Böhmsche Streifung ebenfalls beweisend für mechanische Beanspruchung sind.

Nebengemengteile sind nur recht spärlich vorhanden. Vor allem Minerale der Epidotgruppe. Der Epidot zeigt idiomorphe, nicht pleochroitische Körner von zirka 0.075×0.045 mm Größe. Daneben Zoisit (0.060×0.030 mm); kleine Granatkristalle sehr selten (mit Sprüngen).

Das besprochene Gestein ist sehr arm an Akzessorien. Äußerst selten findet man Apatit (0.015 mm).

Untergeordnet kommen im gleichen Bereiche graue, feinkörnige, phyllitische Granatglimmerschiefer vor. Sie zeigen makroskopisch schieferungsparallele Quarzlagen (bis 1 cm dick), gut verteilte, durchschnittlich 1 mm große Muskowitblättchen und 2—3 mm Größe erreichende Granaten. Gegen Süden und Südosten nimmt die Häufigkeit dieses Gesteines zu.

Unter dem Mikroskop konnte festgestellt werden (Schnitt senkrecht auf Schieferung):

Stark hetero-lepidoplastisches Gefüge

Hauptgemengteile: Muskowit, Chlorit und Quarz

Vorherrschender Hauptgemengteil ist Muskowit. Er bildet große Scheiter, ist nur selten deformiert. Oft kann man mit Chlorit verwachsene bzw. verfilzte Lagen beobachten. Große Muskowitscheiter sind am Ende häufig aufgezehrt und siebartig zum Teil von Quarz ausgefüllt, zum Teil durchlöchert. Man erkennt, daß die einzelnen Muskowitscheiter aufgeblättert und zerrissen werden und in den Rissen, rekristallisiert, feinkörniger Serizit auftritt (kleiner als 0.015 mm). Ausgedehntere, wirt verfilzte Serizitmassen bergen im Inneren größere, in Aufzehrung begriffene Muskowitblätter.

Der Schnitt durch die Chloritblätter zeigt fächerförmiges Aussehen. Die mit Muskowit eng verwachsenen Chlorite sind nach ihren optischen Eigenschaften als Eisenprochlorite zu bezeichnen. Sie zeigen mittelmäßigen, grünen Pleochroismus und anormale, dunkelblaue bis grauviolette Interferenzfarben. Die schmalen, bräunlichen, deutlich pleochroitischen Lagen mit hoher Doppelbrechung sind als Biotitreste zu deuten, was darauf hinweist, daß der Großteil der Chlorite wahrscheinlich aus Biotiten hervorgegangen ist. Man trifft in den Chloriten schwache, pleochroitische Höfe um Zirkon an, sehr selten um Orthit und Rutil. Auffallend ist, daß sich die opaken Erzkörner hauptsächlich in den Chloriten befinden und dort vor allem neben den Biotitresten angereichert sind.

Die miteinander verzahnten, verschieden großen Quarz xenoblasten bilden zum Teil planparallele Lagen und weisen größtenteils undulöse Auslöschung und etwas seltener deutliche Böhmsche Streifung auf.

Nebengemengteile: Granat ist im Schriff vereinzelt zu sehen. Er wird von Rissen durchsetzt und zeigt nur teilweise eine Aufzehrung, wobei eine Umwandlung zu Chlorit zu beobachten ist. Die Mehrzahl der Risse ist jedoch von Biotit erfüllt.

Es konnte das vereinzelt Auftreten hypidiomorphen Feldspates festgestellt werden (zirka $0.3 \times 0.222 \text{ mm}$), stets optisch negativ, meist deutliche, undulöse Auslöschung. Es handelt sich hier wohl um Oligoklas bis Andesin.

Sehr selten findet man Kristalle von Epidot ($0.045 \times 0.030 \text{ mm}$).

Ganz selten bemerkt man schöne, aber äußerst kleine Zoisite. In der Längsrichtung sind alle optisch negativ (α -Zoisit). Eines dieser Körner zeigt wunderbar Verzwilligung.

Übergemengteile: Selten kleine Zirkone ($0.030 \times 0.015 \text{ mm}$); Rutil und Orthit sind nur mit je einem Korn belegt. Bei den beobachteten Erzen handelt es sich meist um Magnetkies, daneben etwas Hämatit und Limonit.

Sucht man in den benachbarten Kristallingebieten nach ähnlichen Gesteinen, so findet man diese in den Gesteinsserien der Buckligen Welt und des Rosaliengebirges. Unser Granitgneis entspricht zwar nicht ganz dem eigentlichen Aspanger Granit, ist aber feinkörnigeren Varianten dieses Gesteines, wie sie besonders im Osten und Süden des Wechsels auftreten, gleichzusetzen.

Die Glimmerschiefer bilden hier wie dort die Hülle der Granite bzw. Gneise. Daß sie das ursprüngliche Dach des Granites darstellen, geht aus an vielen Stellen in der Buckligen Welt beobachteten Injektionskontakten hervor.

Wir haben also mit diesen Gesteinen typische Vertreter der Kernserie vor uns.

Die Kristallingesteine, die im Gold- und Seeberg südöstlich von Schützen und Süd des Silberberges bei Oslip zutage treten, bestehen aus dunkelgrünen, feinkörnigen Albitchloritgneisen. ROTH-TELEGD führte sie als feldspatführende Glimmerschiefer an, wobei der Feldspatanteil äußerst gering wäre. Wie die Dünnschliffuntersuchungen ergaben, ist der Prozentsatz an Feldspat aber recht bedeutend, sodaß die Bezeichnung Gneis passender erscheint. Selten sind etwas graphitische Partien dazwischengeschaltet. Das Handstück weist auf den glimmerigen, feinkörnigen Schichtflächen häufig große Muskowitblätter auf. Auch etwas rostbraune Karbonatlagen (Ankerit) und Pyrit finden sich nicht selten.

Die mikroskopische Beobachtung ergab (Schnitt senkrecht auf Schieferung):

Grano- bis lepidoblastisches Gefüge

Hauptgemengteile: Plagioklas, Chlorit, Quarz und Muskowit

Der Plagioklas (optisch meist positiv = Albit, aber auch Oligoklas) tritt uns in zwei Ausbildungsformen entgegen: Vorherrschend sind hypidiomorphe, meist von haarfeinen Spaltrissen parallel [010] durchsetzte Individuen, oft verzwilligt nach dem Karlsbadergesetz, seltener nach dem

Albitgesetz. Nicht selten gibt es Kristalle mit Füllung, bestehend aus winzigen Mineralen, vorwiegend Klinozoisit (Mikrolith C). Es konnte beobachtet werden, daß diese echte Füllung zonar angelegt ist. Der Zonarbau wird an manchen Stellen durch die Anordnung der Einschlüsse besonders verdeutlicht. Dies beweist den zonar verschieden chemischen Aufbau des ehemaligen Kristalls. Außerdem befinden sich in den Chloritlagen spalt-rißlose Rundlinge (zweite Ausbildungsform), die wahrscheinlich ebenfalls Oligoklas sind.

Eng verzahnt in den plagioklasreichen Zonen des Schliffes findet sich Quarz, meist undulös auslöschend, sehr selten Böhmsche Streifung zeigend.

In breiten Lagen ziehen die pleochroitischen (farblos bis blaßgrün), niedrig doppelbrechenden Chlorite durch das Gestein. Es sind Klinochlore bis Pennine. Sehr selten zeigen sich pleochroitische Höfe.

Dicht mit Chlorit verwachsen kommt untergeordnet Muskowit vor.

Nebengemengteile: Im Schliiff sehr spärlich trifft man mit Limonit durchsetzte Karbonatxenoblasten an, die ankeritischen Lagen im Gestein entsprechen.

Sehr selten Körner von Epidot.

Übergemengteile: Recht verbreitet. Es sind dies: Rutil (honiggelb, unter anderem knieförmige Zwillinge zeigend) und Zirkon. Äußerst selten Titanit. Hie und da etwas limonitisches Erz (rhythmische Ausscheidung).

Dieses Gestein konnte im Weg, der von Oslip nach Oggau führt, anstehend vorgefunden werden. Im Westen, in der Nähe des jungen Haupt-
randbruches, ist es sehr stark tektonisch beansprucht. Es wird hier von zahllosen, winzigen, zirka N—S-streichenden Klüften durchzogen und ist sehr dünn-schichtig (10—15 cm). Gegen Osten beruhigt sich die Tektonik, und es läßt sich ein anhaltendes NW—SO-Streichen messen (Einfallen 040/50).

Nach der Untersuchung dieses Gesteines drängt sich der Verdacht auf, daß es sich hier um Äquivalente der Wechselserie handelt. Den Albitgneisen der Serie nicht ganz vergleichbar, entsprechen sie doch vollkommen den „albitführenden, grünen (chloritischen) Gesteinen“, die in dieser Einheit auch von Wichtigkeit sind (MOHR, 1913).

Zusammenfassend kann also gesagt werden: In der südlichen Grundgebirgsinsel tritt uns typische Kernserie entgegen. Im Norden dagegen scheint es, als tauche ein tektonisch tieferliegendes Stockwerk empor, nämlich die Wechselserie.

Tertiär und Quartär

Allgemeine Übersicht

Der Beschreibung der geologischen Beobachtungen an den Sedimenten des vorliegenden Arbeitsgebietes soll hier ein kurzer Überblick vorangestellt werden.

Die Ruster Schotter, mächtige, fluviatile Ablagerungen des obersten Helvets, stellen das älteste Glied der jungtertiären Schichtfolge dar.

Die in diesem Bereiche festgestellten Sedimente des Torton und Sarmats weisen ohne Ausnahme die Fazies von Ablagerungen eines küstennahen, seichten Meeres bzw. des unmittelbaren Küstensaumes auf.

Das tiefere Untertorton, das selbst im Wiener Becken meist nur von Bohrungen her bekannt ist, fehlt. Ebenfalls ganz gering sind die Sedimentreste der Oberen Lagenidenzone, deren Existenz hauptsächlich durch die Spuren der Umlagerung der Ruster Schotter belegt werden konnte. Die großen, detritären Lithothamnienkalkmassen gehören dem Mitteltorton an (Obere Sandschaler- und Bolivinenzone). An ihrer Basis verzahnen sie sich mit Korallenriffen, Heterosteginen führenden Feinsandstrichen und Amphisteginenmergeln. Das häufige Fehlen fossilführender Mergelzwischenlagen ermöglichte leider nicht die kartenmäßige Trennung der beiden Zonen.

Nur wenige Meter dicke, vereinzelte Vorkommen von detritärem Kalk hinterließ das Untersarmat. Erst das untere Obersarmat lieferte wieder bedeutendere Gesteinsmassen, und zwar in Form von Brandungskonglomeraten, Cerithiensandsteinen, detritären Kalken und Deltaaufschüttungen.

Die Sedimente des Unterpannon sind äußerst spärlich vorhanden und obertags nur auf den Beckenrand beschränkt. Die weiten Flächen des bearbeiteten Anteiles des Eisenstädter Beckens werden vom tieferen Mittelpannon — Zone D — erfüllt, wobei der Süden von weißgrauen Feinsanden, der Norden von gelbem, sandigem Tegel aufgebaut werden. Die bei den Bohrungen Ost von Mörbisch angetroffenen Lignite in Sanden sind vermutlich ins Oberpannon zu stellen (Zone F?).

Wahrscheinlich dem älteren Quartär entstammen die hochliegenden Terrassenschotter des Nadjezerawaldes.

Spuren des eiszeitlichen Geschehens schließlich treten uns in der Ebene überall entgegen: Fluß- und Seeterrassen, ein kleines Seebecken, geringe Reste von Schwemmlöß, Solifluktionsschutt, Strukturböden und Windkanter.

Geologische Detailbeschreibung

Oberhelvet

Die neogene Schichtfolge beginnt mit den Ruster Schottern (J. KAPOUNEK, 1939), einem etwas über 100 m mächtigen, aus feinen und groben Sanden bzw. Schottern bestehenden Komplex, der sich vom Nordfuß des Mörbischer Kristallins bis an das Nordende des Ruster Höhenzuges bei Schützen (Gschieß) erstreckt. Diese Schotter bauen obertags den größten Teil des Berglandes auf. Das Alter, die Herkunft und Stellung des Schichtgliedes waren bis jetzt sehr zweifelhaft, da in diesen Ablagerungen bisher noch keine Fossilien gefunden werden konnten.

Die Sande, die die Hauptmasse der „Ruster Schotter“ stellen, und die Schotter bestehen ausschließlich aus kristallinem Material. Grauer bis hellweißer Quarz, feinkörniger Quarzit und häufig stark zersetzter Grobgnais bilden mehr als zwei Drittel der Schottermasse. Sehr oft sind auch feingeschieferter Gneise anzutreffen. Den Rest machen dann, meist untergeordnet, Glimmerschiefer und hornblendeführende Gneise aus.

Interessant war die bei den Begehungen gemachte Feststellung, daß die Ruster Schotter des östlichen Teiles des Berglandes einen vom westlichen Abschnitte verschiedenen Aufbau aufweisen.

Über den Bauplan des Sedimentes im Osten gibt uns in klarer Weise der Aufschluß (alte Sand- und Schottergrube) südlich des Schaffgrubenwaldes bei Rust Auskunft (siehe Abb. 1). Hier ist die lagenweise Anordnung der Ablagerungen recht augenfällig. Grobe Schotterhorizonte wechsellagern mit Sand- und Kieslagen. Die Gerölle, von denen einige Durchmesser von einem Meter und mehr erreichen, lassen deutlich eine längliche, bloß kantengerundete Geschiebeform erkennen. Weiters zeigen die Längsrichtungen der Schotterkomponenten zum überwiegenden Teile in die gleiche Richtung (Einregelung). Lebhaftere Kreuzschichtung findet sich in den ziemlich groben Sanden, die an mehreren Stellen von dünnen Kieslagen und vereinzelt Schottern unterbrochen werden. Die Schichten fallen flach gegen OSO. Eine steil gegen NO geneigte Verwerfung versetzt sie um zirka einen Meter.

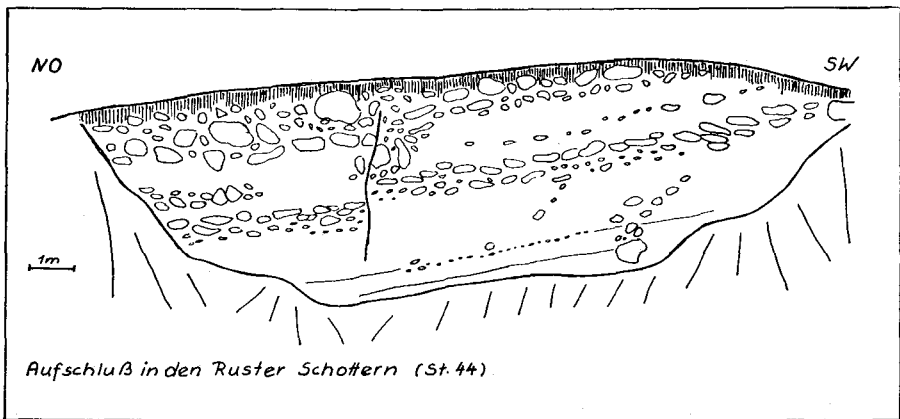


Abb. 1: Aufschluß S Schaffgrubenwald W Rust

Diese Beobachtungen und nicht zuletzt die Größe der Schotter lassen nur die Deutung eines fluviatilen Transportes des Sedimentes zu. Die gleichen Erscheinungsformen können noch an mehreren Orten im östlichen Teile des Höhenzuges, wenn auch nicht so eindrucksvoll, studiert werden (u. a. tiefer Wegeinschnitt des Hinteren Hotterwaldelgrabens NW von Mörbisch).

Der Westen des Berglandes aber zeigt einen ganz anderen Bau der Ruster Schotter. In den tiefergreifenden Weganrissen ist keine lagenweise Anordnung der Schichten zu erkennen. Die einzelnen Schotterkomponenten schwimmen mehr oder weniger ungeordnet in den groben bis feinen Sanden, denen die Kreuzschichtung fehlt. Außerdem unterscheiden sich die Gerölle von jenen im Osten durch die wesentlich bessere Abrollung. Walzen- bis kugelförmige Gestaltung der Schotter ist vorherrschend. Die Korngrößen jedoch sind gleich denen der fluviatilen Ruster Schotter!

Ähnliche Lagerungs- und Formungsverhältnisse wie die soeben besprochenen zeigen die aus demselben Gesteinsmaterial bestehenden und daher mit Sicherheit den Ruster Schottern angehörenden Sand- und Schottervorkommen am Burgstall bei Eisenstadt, am Hohen Stein in zirka 400 m Seehöhe auf dem Leithagebirgskamm und in der Stotzinger Bucht. Die Durchmesser der Schotter sind aber bedeutend kleiner als im Ruster Höhenzug.

Diese Tatsachen verweisen auf eine spätere marine Umgestaltung der fluviatilen Ruster Schotter im westlichen Ruster Bergland und im Leithagebirge.

Der komplizierte Bauplan und das bisherige Fehlen jeglicher Fossilien in den Schichten setzten der Deutung des Sedimentes große Schwierigkeiten entgegen.

J. CZJZEK (1852) erwähnt nur so nebenbei die Schotter, ohne näher darauf einzugehen. ROTH-TELEGD (1879) schildert bereits eingehender den Bestand und das Aussehen des Sedimentes, behandelt aber nicht das Problem ihrer Entstehung und Herkunft. Er hält sie für jüngere Bildungen als die Leithakalke, da er in den Schottern nicht selten Gerölle eines harten Leithakalkes gefunden haben will. Ihre Ablagerung hätte daher erst nach dem Aufbaue des Leithakalkes eingesetzt. Weiters führt er an: „Geht man von der Kogelkapelle zur Straße nach Westen hinunter, so begegnet man bald diesen Schottern, die dann unter jüngeren, pannonischen Schichten verschwinden.“ Nahe dieser Grenze fand er in „diesen Schottern“ Bruchstücke von *Cerithium pictum* und *Tapes gregaria*. TELEGD stellte die Ablagerungen deshalb ins Sarmat. Nun verhält es sich aber fogendermaßen: Leithakalkgerölle sind den Ruster Schottern gänzlich fremd. Beim Hinuntersteigen des Hanges von der Kogelkapelle gegen Westen zur Straße stößt man tatsächlich auf Ruster Schotter (siehe geologische Karte), doch liegen sie nicht den Leithakalken auf, sondern tauchen vielmehr unter diesen bei einem SW—NO-Streichen, flachem SO-Fallen und einer Hangneigung von zirka 30° auf. Sie werden dann vom Beckenhaupttrandbruch abgeschnitten (sie verschwinden nicht unter jüngeren, pannonischen Schichten). Die Sarmatfossilien endlich stammen aus den Kiesen und Grobsanden der Quartärbedeckung (nähere Angaben siehe Kapitel Obersarmat).

KAPOUNEK hält sie für untertortone Bildungen, da ihnen der Leithakalk aufliegt. Weil sich das Sediment mit keinem der Schotterströme des Eisenstädter Beckens in Beziehung bringen ließ, prägt er den lokalen Namen „Ruster Schotter“. (Brennberger Blockstrom: Nur kristallines Material, unsortiert, eckige Form der Komponenten, murenhafter Charakter der Gesamtbildung — Auwaldschotter: Neben kristallinen sehr häufig kalkalpine Gerölle, vereinzelt noch Schotter aus Forellenstein und Eozängesteinen. Nach neuen Ergebnissen [VENDL, mündliche Mitteilung] fluviatiler Entstehung). Die Ruster Schotter sind seiner Meinung nach vorwiegend mariner Entstehung, wobei aber auch Flüsse am Aufbau beteiligt waren. Er meldet jedoch bereits eine interessante Beobachtung, nämlich, daß die Korngröße der Schotter von Süden gegen Norden abnehme, zieht aber daraus keine weiteren Schlüsse.

A. WINKLER-HERMADEN erkannte als erster, daß die Ruster Schotter das Liegende des Leithakalkes darstellen. Die Schotter sind vor dem Torton teils durch das Meer, teils durch Flüsse abgesetzt worden. Das Gesteinsmaterial soll aus einem zu jener Zeit noch bedeutenderen Leithagebirge kommen. Die Sande und Schotter im Leithagebirge (Burgstall usw.) zählt WINKLER einer Serie zwischen Helvet und Torton zu und betrachtet sie für älter als die marinen, untertortonischen Mattersburger Schotter (diese sind im südlichen Mattersburger Becken meist die Basis der tortonischen Ablagerungen). Er setzt sie aber nicht den Ruster Schottern gleich.

Da der Gesteinsbestand der beiden Vorkommen (Ruster Bergland und Leithagebirge) einander gleicht, außerdem Ähnlichkeiten im Aufbau bestehen, ist ihre Identifizierung voll berechtigt. Dies tat schon J. KAPOUNEK, später A. TOLLMANN, und die Ergebnisse meiner Vergleichsbegehungen bestätigen dies. Außerdem kann das Sedimentmaterial nicht aus dem Leithagebirge herrühren, da das Maximum des Geröllbestandes der Ruster Schotter — abgesehen von den untypischen Quarz- und Quarzitschottern — bei den Granitgneisen liegt, einem Gestein, das dort hinter feinkörnigen, parallel struierten Gneisen und Glimmerschiefern fast ganz zurücktritt.

A. TOLLMANN (1955) führt die Bildung der Ruster Schotter auf einen Fluß zurück, der sein Einzugsgebiet im Ruster Bergland und Zuflüsse aus dem Rosaliengebirge oder aus einem Gebirge östlich des Neusiedlersees gehabt hätte. Der Fluß querte das Eisenstädter Becken in Süd—Nord-Richtung, verlief weiter über die heute noch deutliche Querdepression des damals unbedeutenden Leithagebirges und floß durch das trockenliegende, südliche Wiener Becken, um endlich ins Meer, das den Nordteil des Wiener Beckens bedeckte, zu münden. Die Sedimentation der Schotter wäre im obersten Helvet oder im tiefsten Torton vor sich gegangen. Den marinen Charakter der Ruster Schotter im Leithagebirge prägte wahrscheinlich das Meer des oberen Untertortons durch sekundäre Aufarbeitung und Umlagerung.

Ich schließe mich voll dieser Ansicht an. Die Korngrößenabnahme von Süden gegen Norden und somit die Aufschüttung der Flußablagerungen in der gleichen Richtung scheinen durch die Untersuchungsergebnisse einer Reihe systematisch entnommener Proben hinsichtlich ihres Schwermineralspektrums (Granatgehalt) des weiteren bestätigt werden zu können. Die Probenentnahme konnte zwar nicht aus dem gleichen Horizont erfolgen, doch geschah sie immer aus Schichten mit ähnlicher Kornzusammensetzung. Beim Transport und Absatz der Sedimente kommt es nämlich zu einer gewissen Korngrößentrennung der Schwerminerale. Granat und Staurolith reichern sich infolge ihrer fehlenden Spaltbarkeit meist im gröberen Material an (WIESENER 1953). Nun konnte bei den Granat-Prozentzahlen eine leicht fallende Tendenz ebenfalls von Süden gegen Norden festgestellt werden. Der Gehalt sinkt (nicht gleichmäßig) von zirka 40% im Süden auf ungefähr 15% im Norden ab. Dies spricht sicherlich für das allmähliche Feinwerden des Sedimentmaterials gegen Norden zu und für einen Flußverlauf in eben derselben Richtung.

In der näheren Umgebung der Kristallinerhebungen fällt das starke Hervortreten der von dort stammenden Schotterkomponenten auf, die eine wesentlich geringere Abrollung haben als die übrigen Schotter, da der Transportweg nur sehr kurz gewesen ist.

Die Ablagerung der mächtigen Ruster Schotter erfolgte wahrscheinlich nach dem Ende der zweiten Phase der Steirischen Orogenese (Wende Mittel-Ober-Helvet).

Die spätere marine Aufarbeitung und Umlagerung der Ruster Schotter im westlichen Ruster Berglande und im Leithagebirge konnten durch einen Fossilfund in vorliegendem Arbeitsgebiete nun sicher mit dem oberen Untertorton festgelegt werden (Näheres siehe folgendes Kapitel). Es ist dies ein weiterer Beweis, daß der teilweise marine Charakter des Sedimentes eine sekundäre Ursache hat.

Zusammenfassung: Im oberen Helvet herrschte im Eisenstädter Becken, im Gebiete östlich davon und im südlichen Wiener Becken Landzustand. Ein ausgeprägtes Flußnetz durchzog die hügelige, von Norden nach Süden ansteigende Landschaft. Die kurz vorher zu Ende gegangene Gebirgsbewegung hatte verstärkte Abtragung zur Folge. Damals richtete ein Fluß, dessen Quellgebiet vermutlich im SO von Ödenburg lag, seinen Wasserlauf in S—N-Richtung durch das Eisenstädter Becken. Er brachte viel Material aus seinem Oberlaufe mit (Bohrungen SO von Ödenburg ergaben, daß das damalige Bergland den gleichen Gesteinsaufbau besaß, wie er heute noch obertags im Rosaliengebirge oder in der Buckligen Welt [Kirchberg, Aspang] anzutreffen ist [VENDL, 1960]), doch war auch der Zustrom lokaler Gesteinsmassen beachtlich. Der Fluß querte dann die noch jetzt gut sichtbare und heute in zirka 400 m SH gelegene Depression im Leithagebirge (Burgstall, Hoher Stein) und strömte durch das trockenliegende, südliche Wiener Becken (Stotzinger Bucht) dem Meere im nördlichen Wiener Becken zu.

Im oberen Untertorton erfuhren dann die Ruster Schotter im Leithagebirge und Ruster Berglande eine ziemlich starke Umlagerung durch das transgressive, nun auch die Randsäume der gegenwärtigen Becken erfassende Meer.

Torton

Untertorton — Lagenidenzone

Obere Lagenidenzone

Das transgressive Meer des oberen Untertortons hatte im Wiener und auch im Westen des Eisenstädter Beckens mächtige Sedimente in verschiedenster fazieller Ausbildung zur Folge. Das Ruster Bergland wurde aber bloß am Westrande von diesem Meere erreicht, das hier sehr flach war. Es lagerte vor allem die von ihm bedeckten Anteile der Ruster Schotter um, zerstörte deren fluviatiles Aufschüttungsgefüge und rundete die Schotterkomponenten ab. Allfällig gebildetes Sediment war sicherlich nur ganz geringmächtig und fiel der Regression des Meeres während der Unteren Sandschalerzone folgenden Erosion anheim.

Die einzige Stelle, wo Ablagerungen dieser Zone gefunden werden konnten, erbrachte eine Grabung in den Mangerweingärten SO von Schützen. Unter der 25 cm dicken Bodenbedeckung erscheint ein hellgrauer, stark mergeliger Feinsand. Das geschlämmte Material enthält — vergleicht man es mit den Proben des Mitteltortons — relativ häufig Angehörige der Lageniden und andere, sonst nirgends beobachtete Foraminiferengattungen. Die endgültige Zuweisung zum oberen Untertorton aber lieferten dann die Ostrakoden. Die charakteristische Form *Echinocythereis asperrima* (REUSS) herrscht eindeutig unter den zahlenmäßig gegenüber den Foraminiferen stark zurückweichenden Ostrakoden (was ebenfalls für Lagenidenzone spricht) vor.

Außer dem zuvor geschilderten Sedimentvorkommen im Norden des Höhenzuges beschränkt sich der Nachweis dieser Zone auf die Umlagerungserscheinungen in den Ruster Schottern. Dieser Vorgang konnte durch einen glücklichen Fossilfund im Einschnitt des Weges, der N des Gaszwickels

in das Bergland führt, zeitlich sicher festgelegt werden. Die S-Wand des Hohlweges zeigt auf mehrere hundert Meter Länge grobe, ungeschichtete Sande, darin ohne jede Anordnung Kiese und Schotter kristalliner Herkunft, die gut gerundet sind, schwimmen. Der Durchmesser der Schotterkomponenten beträgt durchschnittlich 10—15 cm. Aus einer feinsandigen, etwas mergeligen Partie des Aufschlusses wurde eine Schlammprobe entnommen, die bei der Untersuchung eine ziemlich reiche Mikrofauna und unbestimmbare Gastropodenreste ergab. Die zahlreich vertretenen Foraminiferenarten sind für die genaue Einteilung wenig wertvoll gewesen. Ihre Vergesellschaftung weist nur auf das tortone Alter hin, da Vergleiche mit der marinen, helvetischen Fauna des außeralpinen Wiener Beckens und jener der oberhelvetischen, brackisch-limnischen Schichten des Korneuburger Beckens negativ verliefen. Erst die Bestimmung der wenigen Schalen und Schalenreste der Ostrakoden ergab sicheres oberes Untertorton. Es ist dies *Haplocytheridea dacica dacica* (HEJAS), ein Ostrakode, der im Wiener Becken in der Oberen Lagenidenzone (Auftreten im tieferen Untertorton sehr selten) vorkommt, dann verschwindet und erst wieder mit dem Untersarmat auftaucht. Die Möglichkeit, daß hier vielleicht eine Aufarbeitung während des Untersarmats stattgefunden hat, wobei auch tortone Sedimente davon erfaßt worden sind, die die Fauna lieferten, besteht nicht, da das untersarmatische Meer nicht so weit gegen Osten reichte; außerdem fehlen den Sanden und Schottern tortone Sedimentreste.

Weniger schön und deutlich kann diese Umlagerung der Ruster Schotter noch in einigen etwas tiefer eingeschnittenen Wegen an der W-Seite der Hügelkette gesehen werden. In den umliegenden Feldern und Weingärten ist diese Beobachtung nur mehr sehr schwer zu machen. Es mußte deshalb auf eine Trennung der ursprünglichen, fluviatilen Ruster Schotter von den marin umgelagerten verzichtet werden.

Mitteltorton — Sandschaler- und Bolivinenzone

Die weitgreifende Transgression der See in der oberen Hälfte des Mitteltortons (Obere Sandschaler- und Bolivinenzone) hinterließ auch in diesem Gebiete stellenweise sehr ansehnliche Sedimentmassen. Die Ablagerungen O von St. Margarethen sind zirka 110 m, die im Osten von Osip ungefähr 45 m mächtig: Das auffallend rasche Abnehmen der Sedimentmächtigkeiten gegen O läßt darauf schließen, daß sich damals in ziemlicher Nähe (vermutlich im Gebiete des O-Teiles bzw. des O-Ufers des heutigen Neusiedlersees) noch Festland (Bohrung Podersdorf: Pannon liegt direkt dem kristallinen Grundgebirge auf) oder Untiefen befanden (Bohrung Frauenkirchen: Zwischen Pannon und Kristallinbasis wenig mächtiges Torton und Sarmat). Dabei sanken die küstenferneren Teile rascher ab als die unmittelbaren Küstenstreifen selbst. Wir haben also mit ursprünglich waagrechten bis leicht gegen W hin geneigten Schichten zu rechnen, während das heutige schwache O- bis SO-Einfließen durch viel jüngere Tektonik (Mittelsarmat) bewirkt wurde.

Alle vorgefundenen Sedimente sind Bildungen der Randfazies. Das Meer war sehr flach, sodaß sein Boden noch im Wellenschlagbereiche lag. Der Nulliporenrasen, der der Hauptsedimentbildner war, wurde daher nach dem Absterben meist zerbrochen, zerschlagen und zerrieben und zusammen

mit anderem Organismengrus von der Strömung verschleppt, an günstigen Orten abgelagert und nur leicht oder überhaupt nicht diagenetisch verfestigt (= Riffhalde. Unter den im folgenden oft erwähnten „detritären“ Leithakalken sind diese Bildungen zu verstehen). Die Mehrzahl der mergeligen oder sandigmürben Zwischenlagen entsprach, was ihre Fossilführung betraf, leider oft nicht den Erwartungen, sodaß eine getrennte Ausscheidung der beiden Zonen des oberen Mitteltortons in der geologischen Karte unmöglich war.

Obere Sandschalerzone

Die Sedimente dieser Zone weisen die größte, fazielle Mannigfaltigkeit des Tortons im vorliegenden Arbeitsgebiete auf. Ihre Lagerung und Verzahnung konnten besonders gut in den besterschlossenen Steinbruchgebieten von St. Margarethen und Oslip studiert werden.

Das St. Margarethener Steinbruchgebiet

Dieser Abschnitt bietet wohl die schönste und reichhaltigste Sedimententwicklung des Ruster Berglandes. Außerdem konnte hier die größte Schichtmächtigkeit des oberen Mitteltortons verzeichnet werden (zirka 110 m).

Das Gebiet war erst vor kurzem von H. KÜPPER (1957) genau stratigraphisch und tektonisch untersucht worden. Er unterscheidet drei „Kalkgruppen“, die voneinander durch Mergelzwischenlagen getrennt sind. Das untere Schichtpaket rechnet er der Lagenidenzone, das mittlere der Sandschalerzone und das obere schließlich der Bolivinenzone zu. Vorliegende Ergebnisse zeigen aber, daß die untere und mittlere Kalkgruppe der Oberen Sandschalerzone angehören.

Die Basis der unteren Kalkgruppe bilden mürbe, detritäre Leithakalke, die hauptsächlich von mehr oder minder fein zerriebenem Nulliporengrus, zerbrochenen, flächenhaften oder kugeligen Bryozoenkolonien, von Stacheln und anderen Resten von Seeigeln, Schalenentrümmern von dickwandigen Austern und Pecten und von zahlreichen Steinkernen verschiedener Bivalven und Gastropoden aufgebaut werden. Dieses im bergfeuchten Zustand relativ weiche und leicht zu bearbeitende Gestein wird an seiner Oberfläche durch den vom Regen gelösten Kalk stärker verkittet und daher hart und zähe.

Am N-Hang des Kogelberges und seiner östlichen Nebenkuppen wird stellenweise der detritäre Leithakalk von feinkörnigen, nur wenige Meter mächtigen Sandstrichen abgelöst. Die ungeschichteten Sande haben neben dem Kalzitgehalt auch einen beträchtlichen Prozentsatz an Quarz und Glimmer, der von den darunterliegenden Sanden des Ruster Schotterkomplexes herrührt. Sie beinhalten viele Steinkerne von Bivalven und Turritellen, daneben kommen nicht selten die sandliebenden Clypeaster und Scutellen vor. Makroskopisch gewahrt man schon die Heterosteginen, die keine Skulptur besitzen und durch einen komplizierteren Sekundärseptenbau ausgezeichnet sind (*H. costata laevitesta* PAPP & K. KÜPPER).

Über den Sanden bzw. sich mit diesen und den vorher besprochenen, mürben Leithakalken verzahnend, breiten sich über den gesamten N-Hang der Kogelberge zunächst ziemlich mächtige Korallenkolonien aus, die aber schon nach wenigen Metern gegen S wieder abtreten, um in den tieferen Teilen den mürben, detritären Leithakalken, in den hangenden Partien mürben, mergeligen Kalksandsteinen Platz zu machen. Es sind Stöcke der

Orbicella reussiana mit *Pyrgoma multicostatum* SEG. als parasitären Lebensgenossen. Daneben sieht man recht oft Steinkerne von *Pedalion*, seltener von *Cardien*, häufig dicke Austernschalenreste. Nach dem Tode der Korallenkolonien wurden sie von Lithodomen besiedelt, deren Steinkerne und Bohrgangausfüllungen in den Kalken gut zu beobachten sind.

Die Sandstriche mit den häufig auftretenden Seeigeln zusammen mit den Korallen konnten mit denen für die Obere Sandschalerzone geradezu typischen, von TOLLMANN aus dem Leithagebirge beschriebenen parallelisiert werden. Überdies finden sich keine skulptierten Heterosteginen mit einfacher Septenanordnung (*H. c. praecostata* P. & K. K.), wie sie für die Lagenidenzone charakteristisch wären.

Wie schon erwähnt, gehen die hangenden Teile der Korallenkalke gegen S in mürbe, stark mergelige Kalksandsteine über. Diese tauchen dann unter die mittlere Kalkgruppe. Der tiefste Teil des großen Steinbruches erschließt diese Schichten wieder, in denen häufig gut erhaltene Exemplare von *Pycnodonta navicularis* (BROCC.) eingebettet sind. Die Mikrofauna beweist die zeitliche Einstufung.

Die Gesamtmächtigkeit der unteren Kalkgruppe beträgt zirka 25 m.

Ungefähr zwei bis drei Meter mächtige Mergel trennen die untere Kalkgruppe von der mittleren. Zwischen der Kapelle und dem Kogelkreuz sind sogenannte Amphisteginenmergel erschlossen. Die massenhaft vorkommenden Großforaminiferen werden von einem grünlichweißen, mergeligen „Bindemittel“ umgeben. Die vorgefundene Mikrofauna gehört der Oberen Sandschalerzone an.

An der Sohle des großen Steinbruches tauchen nun im gleichen Horizonte wie die Amphisteginenmergel hellgelbbraune, manchmal auch schwach grünliche, tonige Mergel auf, die nur eine äußerst spärliche Mikrofauna lieferten. Spaltet man die einzelnen Platten des Mergels, so sieht man stellenweise Anhäufungen von Fischschuppen, seltener finden sich wohl erhaltene Fischskelette.

Die große, fazielle Verschiedenheit der beiden Mergel spricht gegen einen allmählichen Übergang oder eine Verzahnung. Sie dürften beide vielmehr bald gegen das Berginnere zu auskeilen. Die ersterwähnten Mergel deuten absolut auf küstennahes, sehr seichtes Milieu, die letzteren dagegen auf eine von der Strömung abgeschlossene, ruhige, wenig lebensfreundliche Bucht.

Darauf lagern die detritären Leithakalke der mittleren Kalkgruppe. Sie zeigen das gleiche Bild wie die schon früher beschriebenen, mürben Kalke. Nur über den gelbbraunen Mergeln weisen die ersten zwei Meter reichlich kiesgroßes, gerundetes, kristallines Material auf, das gegen oben immer seltener wird. Es scheint, als hätten hier stärkere Wasserbewegungen, die sogar den Untergrund der tortonen Sedimente, die Ruster Schotter, aufwirbelten, endlich die Barriere der Bucht gebrochen und die Verbindung mit dem offenen Flachmeer wiederhergestellt. Diese unreinen Kalke geben häufig Fischzähne frei.

In den gleichmäßigen, ungebankten, nur von einigen synthetischen und antithetischen Verwerfungen mit geringen Sprunghöhen durchzogenen, detritären Kalken liegen die großen Steinbrüche. Beim Fortschreiten des

Abbaues war man einige Male auf fast vollständig erhaltene Wirbeltier-skelette gestoßen (Seekuh und Zahnwal). Aber auch vom Festlande verschleppte Knochenreste eines kleinen Hirschen und eines Nashornes entdeckte man.

Die abbauwürdigen Kalke gehen gegen W in von noch jetzt wirksamer Tektonik zerrissene, etwas unreine Typen über. Hier sind flächenhafte Bryozoenkolonien, lagenweise auftretende Nulliporen (vielleicht Stellen eines hier gewachsenen Algenrasens) und nicht selten bis zu 5 cm Durchmesser erreichende, gut abgerollte Quarzgerölle häufig (Eisenbahneinschnitt).

Die Mächtigkeit der mittleren Kalkgruppe liegt um 40 m.

Das Osliper Steinbruchgebiet

Auch hier erschließen zahlreiche Steinbrüche die Schichtfolge, die in ihrer faziellen Entwicklung der von St. Margarethen gleicht. Die Mächtigkeit beträgt aber nur zirka 45 m.

Die Basis bilden im S mürbe, an der Oberfläche jedoch harte, detritäre Leithakalke von schon bekanntem Aufbau. Das Liegende der Kalke stellt eine ungefähr 20—30 cm dicke, vollkommen aus Bivalven-, seltener aus Gastropodensteinkernen aufgebaute Bank dar mit unregelmäßiger Grenzlinie zu den darunter befindlichen, groben, den Ruster Schottern angehörenden Sanden. Diese bestehen vorwiegend aus Quarz und Glimmer, selten eingebettete Gneisgerölle. Sie führen keine Fossilien. Es ist die einzige Stelle, wo der direkte Kontakt Ruster Schotter tortone Bildungen aufgeschlossen ist. Bei den beiden von KAPOUNEK beschriebenen Punkten am Silberberg und Goldberg (O Oslip) handelt es sich nicht um Sande der Ruster Schotter, sondern um solche des Mitteltortons.

Die mürben, detritären Leithakalke tragen im S ein schön ausgebildetes Korallenriff (Silberberg). Neben *Orbicella reussiana* massenhaftes Auftreten von Pedalionsteinkernen, seltener die von anderen Muscheln, sehr häufig Pyrgomen. Auch da ist der postmortale Befall durch Bohrmuscheln feststellbar. Diese Riffkalke gehen jedoch gegen O nach ein paar Metern in schlechtgebankte, nulliporenreiche, mürbe Kalke über.

Gegen N, ungefähr die Mitte des Osliper Tortons einnehmend, begegnen wir sehr feinkörnigen, 15—20 m mächtigen Sanden, die im Aussehen und Fossilinhalt vollkommen mit denen von St. Margarethen übereinstimmen. Die Sande führen neben dem Kalzit wieder reichlich Quarz und Glimmer.

Zum ersten Male sehen wir sie, von S kommend, am S-Ausgange des großen Osliper Steinbruches. Feine, von schmalen Mergellagen erfüllte Klüfte parallel dem Haupttrandbruche (also N—S-streichend und gegen W fallend) durchziehen den Aufschluß. Dünne Mergel- (ohne Mikrofauna) und Kiesschichten zeigen ein schwaches OSO-Fallen an und werden durch die erwähnten Klüfte nur um 15 cm versetzt. Selten finden sich Bivalven- und Gastropodenschalen, die aber ihrer Zartheit wegen nicht gewinnbar waren.

Die Sande tauchen unter die echten Leithakalke des großen Steinbruches und kommen dann in der Gegend der Osliper Sandgrube wieder zum Vorschein. Darin liegen nicht selten gut gerundete Quarz- und stark zersetzte Gneisgerölle. Sie führen massenhaft Scutellen, seltener Clypeaster, häufig

Bivalvensteinkerne, besonders im mittleren Teil des Aufschlusses (fast bankartig angereichert). Heterosteginen (*H. c. laevitesta* P. & K. K.) und abgerollte Nulliporenästchen treten weniger hervor. Gelegentlich werden auch Fischzähne gefunden. Dieses Vorkommen entspricht den typischen Sandlagen der Oberen Sandschalerzone. Die Grube läßt zahlreiche N—S-streichende Klüfte erkennen, denen sich etwas untergeordnet, aber deutlich zirka W—O-streichende Verwerfungen zugesellen. Beide Systeme weisen nur geringe Sprunghöhen (meist nur wenige Zentimeter) auf, unterstreichen aber gewissermaßen die Bedeutung der N—S- und der O—W-verlaufenden Großstörungen dieses Raumes.

Der Sandkomplex vertritt im Mittelteil des Osliper Gebietes das ganze, sicher der Oberen Sandschalerzone zuordenbare Schichtpaket.

Eine O—W-streichende Störung schneidet die Sande gegen N ab. Es schließen wieder detritäre, etwas härtere, nulliporenreiche Kalke an. Mehrere weiche, gelbbraune, 10—15 cm dicke Mergellagen ergaben eine reiche und typische Mikrofauna. Die Schichten fallen gegen N, also gegen das Grundgebirge, wobei sie von vielen W—O- und N—S-Verwerfungen förmlich zerstückelt werden.

Dem faziell sehr verschiedengestaltigen Schichtpaket folgen nun Leithakalke, deren Alter nicht genau bestimmt werden konnte, die aber der Vollständigkeit des Profils halber gleich hier erwähnt werden sollen. Der große Steinbruch erschließt auf 100 m Länge und 10—15 m Höhe die einzigen im Ruster Berglande aufgefundenen, echten Leithakalke. Die dickbankigen und sehr harten Kalke sind diagenetisch stark verfestigt, sodaß keine erkennbaren Organismenreste entdeckt werden konnten. Der Aufschluß wird von einer großen, zum Beckenrandbruch parallel verlaufenden Störung durchzogen, deren Verwerfungshöhe jedoch nur sehr gering sein dürfte. Die Schichten fallen mit 10° gegen OSO.

Diese echten Leithakalke verzahnen sich gegen N und gegen das Hangende zu wieder mit sehr mürben, oft stark sandigen, detritären Typen. Eine besonders locker gelagerte Stelle ist durch das Massenaufreten von Steinkernen ausgezeichnet, unter denen die von *Panopea menardi* DESH. und Turritellen die häufigsten sind.

Im Norden des Arbeitsgebietes konnte durch Grabungen ein neuer Fleck tortoner Sedimente entdeckt werden. Gelblichweißes, mergelig-sandig-grusiges Nulliporenmaterial führt die für die Obere Sandschalerzone charakteristische Mikrofauna.

Bolivinenzone

Sie ließ sich nur an einer einzigen Stelle nachweisen. Die Mikrofauna der Mergelzwischenlagen, die die obere Kalkgruppe von der mittleren im St. Margarethener Steinbruchgebiete scheidet, konnte sehr gut dieser Zone zugewiesen werden. Es sind mehrere 5—10 cm dicke, grünbraune, sandige Mergelbänder, die den sehr mürben, oft grobsandig aufgelockerten, nulliporenreichen, detritären Leithakalken zwischengelagert sind. Unter den häufigen Ostrakoden fanden sich verhältnismäßig viele Cytheruren, die eigentlich für etwas tieferes und ruhigeres Wasser sprechen. Nun aber war der Meeresboden hier nicht viel tiefer als in der Umgebung. Es hat wahrscheinlich eine von der Strömung und vom offenen Flachmeer abge-

schlossene Bucht vorgelegen, und es ist eine bekannte Tatsache, daß in solch ruhigen Meeresteilen die biologischen Tiefengrenzen nach oben geschoben erscheinen. Ansonsten ist die obere Kalkgruppe durch das besonders starke Hervortreten des Kalksandsteincharakters der detritären Leithakalke ausgezeichnet.

Oberes Mitteltorton im allgemeinen

Der flächenmäßig größere Teil der tortonen Sedimente lieferte nur die untypische Leithakalkfauna, weshalb eine genaue Zuordnung nicht möglich war.

Östlich an die Kalksandsteine des St. Margarethener Steinbruchgebietes schließen sich mächtige, fast nur aus lockerem Nulliporengrus bestehende Bildungen an. Dieses Sediment enthält zahllose Pecten- und Austernschalenreste, die von Serpelnröhren oder von flächigen Bryozoenkolonien bedeckt sind. Von ähnlichem Aufbau ist das breite Band, das sich vom Schaffgrubenwald nach N bis nach Oggau hinzieht. Besonders reich an Steinkernen der Leithakalkfauna ist der Aufschluß am Ausgange des Rittergrabens. Mergelige, weniger grusige Zwischenlagen ohne kennzeichnende Mikrofauna führen dort zu einem Quellaustritt. Die Nulliporengrusmassen werden örtlich durch geringmächtige, detritäre Leithakalkbänke ersetzt, die manchmal kristalline Gerölle in sich bergen und dann sehr hart und spröde sind, aber viele Steinkerne und Abdrücke zeigen.

Ebenso sieht das Tortongestein um Oggau aus. Dem vorwiegend grusigen Nulliporenmaterial sind schmale, plattige, detritäre Leithakalkbänke eingeschaltet.

Der Steinbruch bei der Rosalienkapelle im Norden hat folgendes Profil: Im Liegenden einige Meter locker gelagerter Nulliporengrus mit Pecten und Austern, Serpeln, Bryozoen und Amphisteginen. Darüber liegen durchschnittlich 4 m mächtige, feste, detritäre, nulliporenreiche Kalke. Die Schichten fallen sehr flach gegen SO und werden von zwei zirka N—S-streichenden Kluftsystemen durchzogen mit steilem Einfallen gegen O bzw. NW.

Der Hölzelstein, der aus festem, detritärem Nulliporenkalk besteht und deshalb der Verwitterung starken Widerstand leistet, ragt markant aus der welligen, flachen Umgebung hervor.

Über die Leithakalkschichten im S des Arbeitsgebietes kann wegen der dichten Waldbedeckung und daher schlechten Aufgeschlossenheit wenig gesagt werden. Im Bereiche des kleinen, isolierten Vorkommens deuten Vertiefungen im Gelände und vereinzelte, große Blöcke eines harten, detritären Leithakalkes auf ehemalige Steinbrüche hin.

Einzelne Grabungen im südlichen, größeren Verbreitungsbereiche stießen regelmäßig auf grusigen, sehr nulliporenreichen Kalksandstein mit Pectenschalen und artenmannigfaltiger, jedoch uncharakteristischer Mikrofauna. W der Kote 222 konnten einige Lesestücke aufgesammelt werden, die durch ihr Aussehen Vergleiche mit den Kalksbürger Schichten zulassen. Die detritären Kalke haben an der Oberfläche schöne Abdrücke von Lucinen und Turritellen, die Unterseite ist aber von einem dichten Netz mehr oder minder gerader, etwas abgeflachter, bis 1 cm Durchmesser erreichender Wülste durchsetzt. Für ihre Entstehung macht man die Bohrmuschel

Teredo verantwortlich, die im Wasser treibendes Holz angriff und durchbohrte. Bei der Einbettung ins Sediment verweste das Holz allmählich, die Bohrgangausfüllungen blieben jedoch erhalten.

Sarmat

Untersarmat — *Elphidium reginum* Zone

Das transgressive Meer dieses Zeitabschnittes erreichte bloß den äußersten W-Rand des Ruster Berglandes. Hier im Bereiche der Randfazies, wo die sehr flache See tortone Lithothamnienkalke bedeckte, bildeten sich wenig mächtige, detritäre Kalke. Mergelige oder sandige Ablagerungen fehlen gänzlich, sodaß keine Mikrofauna gewonnen werden konnte.

Am besten kann dieses den Tortonschichten diskordant auflagernde Gestein an der von KÜPPER entdeckten Stelle S des Gasriegels studiert werden. An der angewitterten Oberfläche sind die Kalke beim Fehlen von Fossilien nicht leicht von den tortonen zu unterscheiden, beim Anschlagen des Sedimentes fällt jedoch sein sonderbarer, lumachelleartiger Aufbau auf. An manchen Stellen (Schützengräben bieten schöne Einblicke in den Gesteinsbestand) beobachtet man massenhaft Steinkerne von Cerithien und Schalenreste von Bivalven. Die Festlandnähe belegen eingeschwemmte Landschnecken (*Helix*). Überdies sind die Kalke durch das Fehlen der im Torton so häufigen Nulliporen ausgezeichnet. Auf den Kalken finden sich mancherorts kleine Muschelpflaster, deren relativ gut erhaltene Fossilien die altersmäßige Zuordnung der Gesteine gestatten (*Cardium lithopodolicum sarmaticum* KOLESNIKOV und verschiedene Calliostomen).

Ein Muschelpflaster derselben Art und detritäre Kalke liegen bei der alten Brücke über den Eisenbahneinschnitt W des großen St. Margarethener Steinbruches. Dort ist die diskordante Auflagerung sehr schön zu sehen. Die vorgefundene Makrofauna bestätigt das untersarmatische Alter (siehe Abb. 2).

W der Kote 222 im St. Margarethener Gemeindewald konnten unter den tortonen Gesteinsstücken auch andere detritäre Kalkbrocken aufgelesen werden, die durch die Anreicherung von Cerithiensteinkernen und Muschelschalenresten, die an *Modiolus* erinnern, auffallen. Der Charakter der Fossilien und die Gesteinsbeschaffenheit lassen keinen Zweifel an dem sarmatischen Alter. Nach der Lage des Vorkommens ist eine Gleichaltrigkeit mit dem vom Gasriegel durchaus denkbar. Als Besonderheit schließen diese Kalke noch kristallines Material bis zu Kiesgröße ein.

Mit diesen drei Fundpunkten ist das Untersarmat des Ruster Berglandes bereits erschöpft. Die Schichtmächtigkeit dieser Zone ist am Gasriegel am größten, beträgt aber auch dort nur einige Meter.

Obersarmat — *Nonion granosum* Zone

Nach dem Untersarmat erfolgte zu Beginn des Mittelsarmats eine allgemeine Hebung der Umrahmung des Wiener Beckens. Die Bewegungsphase erfaßte auch das Arbeitsgebiet. Dabei wurde der heute vorliegende Westabbruch des Ruster Höhenzuges geschaffen. Entlang einer mächtigen, N—S-verlaufenden Störungszone wurde der Westteil des Berglandes

stark herausgehoben, wobei die beiden zur gleichen Zeit entstandenen Berglandschollen (Steinbruch- und Ruster Scholle) schwach gegen Osten bzw. Südosten kippten. Die mit den tektonischen Vorgängen verbundene Regression des Meeres hinterließ in diesem Randzonenbereiche, der besonders empfindlich auf Gebirgsbewegungen und die damit eng verknüpften Meeresspiegelschwankungen reagierte, eine deutliche Schichtlücke.

Im tieferen Teile des Obersarmats drang nun abermals das Meer, dessen Salzgehalt inzwischen weiter abgenommen hatte, in das vorübergehend landfest gewordene Gebiet ein, brach sich aber bereits am Steilrande der westlichen Ruster Berge, die nicht mehr überflutet wurden. Im Norden gelang es der See, den Höhenzug zu umfließen und konnte da im niederen Abschnitte des Berglandes bis Rust gegen Süden vorstoßen. Dies zeigt, daß schon damals in der heutigen Wulkamündung eine leichte Depression vorgelegen hat und daß seit den großen Bewegungen zu Anfang des Mittelsarmats der eigentliche Höhenzug beinahe ruhig geblieben ist.

An der Steilküste am Westrande der Ruster Hügelkette setzten sich ziemlich mächtige Sedimente ab. Das Obersarmat im Osten des Berglandes beschränkt sich auf einige wenige geringmächtige, taschenförmige Vorkommen. Alle Ablagerungen weisen einen mit dem Wiener Becken vollkommen übereinstimmenden, brachyhalinen Fossilinhalt auf.

Nun nimmt aber A. WINKLER-HERMADEN gerade für jene Zeit Landzustand für das südlichste Wiener und das Eisenstädter Becken an. Eine kurze Teilphase hätte zur Trockenlegung geführt. Jetzt war es einem Flusse, der Urtriesting, in der Flyschzone wurzelnd, möglich, nach Durchbruch der Kalkalpen seine Schotterstränge bis in die Kleine Ungarische Tiefebene auszubreiten. Die Sedimente zeigen zum Beispiel am Marzer Kogel bei Marz (S von Mattersburg) Wechsellagerung von Sanden und Schottern (letztere bestehen aus Kalk- und „Flysch“-geröllen). Die tiefsten Lagen sind fossilieer, höhere Teile haben jedoch eine reiche, sarmatische Fauna, verbunden mit Leithakalk einschüssen. Die fossilführenden Sande sind Zeugen der späteren Transgression des Meeres im höheren Obersarmat.

A. TOLLMANN glaubte 1955, dieser Ansicht beipflichten zu dürfen, da er keine eine Meeresbedeckung beweisende Sedimente fand. Es mutet ihn aber eigenartig an, daß „nirgends auch nur Andeutungen von Obersarmatischen Schottern“ am Nordrande der Ödenburger Bucht erhalten sind.

Auch VENDL (1933) stimmt der Meinung WINKLER-HERMADENS zu, meldet aber die interessante Tatsache, daß das schotterig ausgebildete Sarmat nördlich von Ödenburg gegen Süden zu an Mächtigkeit verliere.

Da die Ergebnisse der erwähnten Autoren meiner gewonnenen Ansicht widersprechen, soll daher zunächst die Darlegung der geologischen Beobachtungen folgen.

Im Südteil des Arbeitsgebietes sind diese umstrittenen Schotter in einer alten Grube (SO des alten Margarethener Zollhauses) hervorragend zu beobachten. Die 7—10 m hohen Wände des Bruches zeigen locker gelagertes, ziemlich feinkörniges Material (vorwiegend Kiese; Korngrößenmaximum liegt zwischen 0.5 und 1.0 cm). Die Komponenten bestehen aus zirka 80% kalkalpinem und ungefähr 5% kristallinem Material, 15% machen Sandsteingerölle aus). Die tieferen Partien lassen schön Kreuzschichtung erkennen, während die höheren Teile waagrecht lagern.

Die Längsachsen der Gerölle sind ungefähr N—S eingeregelt (die Richtung streut von NW bis NO). Die obersten 2—3 m sind konglomeratartig verfestigt. Die Unterseite des Konglomerates ist jedoch sehr unregelmäßig bzw. verschwimmt, da die Regenwässer die Verkittung bewirken (das kalkige Bindemittel stammt von den Kalkkomponenten). Die Kiesmasse wird von zahlreichen NO—SW-streichenden Verwerfungen mit ganz geringen Versetzungshöhen durchzogen, die hauptsächlich gegen NW einfallen. Auffallend sind noch wandparallele Ablöseklüfte. Im Hangenden der fossilereen, fluviatil transportierten Kiese folgen, ungefähr 1—2 m mächtig, etwas mergelige, fossilreiche, marine Sande mit unregelmäßiger Grenzlinie zu den Kiesen; darüber, wenig mächtig, sandige, detritäre Kalke. Die Makrofauna der Sande verweist eindeutig auf Obersarmat (u. a. das sehr häufig auftretende und für diese Zone charakteristische *Bittium hartbergense* [HILBER]). Merkwürdig an der Mikrofauna ist das Fehlen der sonst so typischen Vergesellschaftung von *Aurila notata* (REUSS) und *Hemicytheria omphalodes* (REUSS). Letzterer Ostrakode kommt nicht vor, und die *Aurila* ist meist nur als *aff. notata* anzusprechen.

Ein aufgelassener Schießstand etwas südlich des alten Margarethener Zollhauses läßt uns noch einmal in die Hangendschichten der Schotter Einblick nehmen. An einer steil gegen O geneigten, N—S-verlaufenden Störung sind diese Schichtteile teilweise eingesenkt worden. Dieses Eintauchen bzw. die hier mächtigeren, aufliegenden, detritären Kalke (sie bilden dort auch morphologisch eine Anhöhe) schützten sie vor der Abtragung. Der Westflügel, aus den konglomerierten Kiesbänken bestehend, wird scharf abgeschnitten. Die Verwerfung selbst wird von einer Geröllreihe erfüllt, wobei die Längsachsen der Schotter in die Kluftrichtung eingeregelt sind. An der Ostseite der Störung liegen zunächst 2 m mächtige, schichtig-plattige, sandige, detritäre Kalke mit eingeschlossenen Kieskomponenten und Cerithienabdrücken. Die schmalen Kalkplatten wurden im tieferen Teile an der Störungslinie leicht mitgeschleppt. Darunter folgt ein nur 30 cm dickes, ziemlich fossilarmes Band von Feinsanden mit viel Kiesmaterial. Dann erscheinen die so fossilreichen, etwas mergeligen Sande, die hier mindestens 3—4 m Mächtigkeit besitzen. Die Makrofauna zeigt charakteristisches Obersarmatgepräge, und auch die Mikrofauna erfüllt alle Anforderungen: Vorherrschen von *Nonion granosum* (ORB.), typische *Aurila notata* (REUSS) vergesellschaftet mit der noch etwas selten vertretenen *Hemicytheria omphalodes* (REUSS).

Außerdem konnte im Laufe der Kartierung durch Grabungen und Lesesteine die Verbreitung dieses schotterigen Obersarmats bis an den großen Beckenrandbruch nachgewiesen werden.

Ein prächtiges Bild der Art der obersarmatischen Sedimentation dieses Raumes verschafft uns der Eisenbahneinschnitt westlich des St. Margarethener Steinbruches (siehe Abb. 2). An einem tektonisch angelegten Steilrande lagert grobes Konglomerat, das in Sohlennähe tiefer in die detritären Tortonkalke eingreift als oben. Die Komponenten bestehen vorwiegend aus Kristallin-, untergeordnet aus Tortonmaterial. Von früheren Bearbeitern wurde auch bereits umgelagertes Untersarmat erwähnt; tatsächlich enthält das grobe Konglomerat einige kleinere Blöcke des detritären Kalkes mit dem Muschelpflaster. Auch das sandige Zwischenmittel

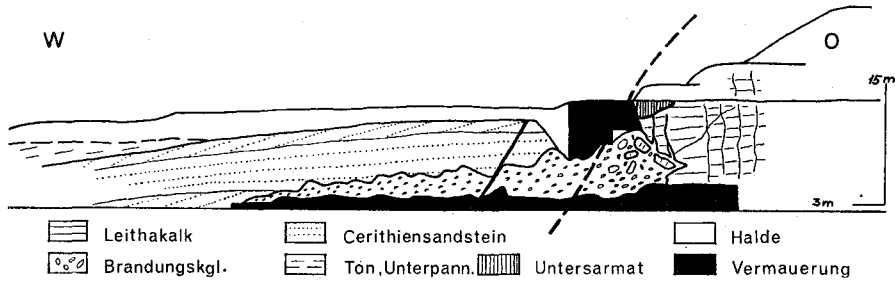


Abb. 2: Eisenbahneinschnitt W St. Margarethen

des Sedimentes bestätigt dies, da in Schlammproben mehrere beschädigte Exemplare von *Elphidium reginum* (ORB.) gefunden wurden. Die Blöcke und Gerölle, die am Kontaktrand Konglomerat-Leithakalk wirr und regellos eingebettet sind, ordnen sich bereits nach einigen Metern, mit der Längsachse ungefähr gegen Westen leicht beckenwärts geneigt, ein. Außerdem nimmt die Korngröße sehr rasch ab. Erreichen manche Gerölle im unregelmäßigen Teile des Konglomerates Durchmesser von einem Meter und mehr, so beträgt ihre Durchschnittsgröße knapp vor ihrem Verschwinden nur mehr zirka 10 cm.

Dem groben Brandungskonglomerate liegen feste, harte, sehr spröde, fast nur aus Fossilmaterial bestehende Cerithiensandsteine auf. Die Grenzlinie verläuft sehr unregelmäßig. Die Basisschichten der Sandsteine schließen öfters bis 5 cm große Quarzgerölle ein. Die Fossilien sind infolge der Härte des Gesteines ungewinnbar, konnten aber in jenen, in einem Quartäraufschlusse, dessen Grobsande und Kiese zahlreiche guterhaltene Gastropoden und zerbrochene Bivalvenreste enthalten, gefundenen, wiedererkannt werden. Ihre Vergesellschaftung sichert das obersarmatische Alter der Cerithiensandsteine. Die Schichten zeigen neben der groben Bankung eine deutliche Kreuzschichtung und einige haupttrandbruchparallele Klüfte. Konkordant über dem Sediment liegt das Unterspanton.

Die Folgerungen dieser Beobachtungen sind: Die transgredierende See, in die von Süden ein Fluß sein Delta vorschob, stieß hier am Westrande des Hügellandes auf eine tektonisch angelegte Steilküste. Das noch in Ausdehnung begriffene Meer versuchte mit aller Gewalt, dieses Hindernis aus dem Wege zu räumen. Die kraftvolle Brandung unterwusch die tortonen Küstenfelsen, schuf eine Art Brandungskehle, in die das Meerwasser grobes, aufgearbeitetes Material der näheren Umgebung schleuderte (Ruster Schotter, detritäre Leithakalke). Überdies wurden noch Leithakalkblöcke, die aus dem überhängenden Dache der Brandungskehle fielen, eingebettet. Mit dem Ende des Expansionsbestrebens des Obersarmatmeeres hörte auch die Bildung der groben Brandungskonglomerate auf, und es setzte die Sedimentation der Cerithiensandsteine ein. Nach der Regression der See im höheren Obersarmat herrschte hier wieder Festland.

Im Norden des Berglandes, NW der Rosalienkapelle bei Oggau, ist ein taschenförmiges Obersarmat aufgeschlossen. In den Sanden und detritären Nulliporenkalken des Tortons mit zahlreichen Austern- und Pectenschalen liegen in einer grubenartigen Vertiefung braune, zerbrochene, aufgearbei-

tete, detritäre Kalkplatten mit grusig-sandigem Zwischenmittel. KAPOUNEK beschrieb von dort eine Makrofauna, die nicht wieder aufgefunden werden konnte. Dagegen lieferte der feine Sand zwischen den Kalkbrocken eine reiche, obersarmatische Mikrofauna.

Auf dünne Häute oder kleine Taschen von Obersarmat, kärgliche, der Erosion entgangene Sedimentreste, stößt man allenthalben SW Oggau und im Ruster Stadtbereiche.

Im tieferen Obersarmat hatte also keine Trockenlegung des südlichsten Wiener und des Eisenstädter Beckens stattgefunden. Im Gegenteil, die Becken waren vom Meere bedeckt und standen durch die Wiener Neustädter Pforte untereinander in Verbindung. Dies wird durch die freundliche Mitteilung Herrn Dr. KOLLMANNs bestätigt. Er konnte nämlich in Proben, die der Umgebung von Eisenstadt entnommen worden waren, eindeutiges Obersarmat nachweisen. Es wäre auch wenig verständlich, warum zu einer Zeit allgemeiner Transgression (PAPP, 1956) gerade diese Gebiete festländisch werden bzw. bleiben sollten. Die insel- oder halbinselartig herausragenden Ruster Berge begrenzen das Meer gegen Osten. Im NO gelang es der See, die Hügelkette an einer schon damals bestehenden Depression zu umfließen und die niederen Anteile des Berglandes bis gegen Rust sehr flach zu überfluten. Die weitere Verbreitung gegen O und S kann obertags nicht festgestellt werden.

Mit der Annahme einer Meeresbedeckung während des unteren Teiles der *Nonion granosum* Zone fällt natürlich auch der Schotterfächer der Urtriesting WINKLER-HERMADENS. Wie schon eingangs geschildert, zeigt der auf diesem Arbeitsgebiete befindliche Abschnitt der fraglichen Schotter am Südrande der Ödenburger Bucht den Charakter eines durch einen Fluß aufgeschütteten Deltas. Die Schüttung erfolgte aus dem SW. Dafür sprechen die Richtung der Kreuzschichtung und die eingeregelter Längsachsen der Gerölle, die von VENDL gemeldete Mächtigkeitsabnahme des Schotterkörpers gegen S und das Fehlen ähnlicher Schotterbildungen am N-Rande des Eisenstädter Beckens (auch die Bohrungen bei Stinkenbrunn in der Wiener Neustädter Pforte trafen sie nicht an). Als Herkunftsgebiet kann wahrscheinlich der Verbreitungsbereich der Auwaldschotter betrachtet werden. Der Brentenriegel und seine Umgebung sind ja seit dem Torton Festland und Wasserscheide zwischen Mattersburger Becken und der Landseer Bucht (JANOSCHEK, 1931). Auch dort sind Gesteine der Kalkalpen und des Kristallins vertreten. Die von WINKLER-HERMADEN als Flyschgerölle beschriebenen Komponenten aus den Schottern des Marzer Kogels, derentwegen er dieses der allgemeinen paläogeographischen Vorstellung widersprechende Bild einer Urtriesting konstruierte, sind grüngraue, quarz- und glimmerreiche Sandsteine untypischer Art. Ihr Schwermineralspektrum zeigt hauptsächlich undurchsichtige Minerale. Bei den durchsichtigen handelt es sich um Zirkon, Turmalin und Rutil zu ungefähr je einem Drittel. Weder in der äußeren Erscheinungsform noch im Schwermineralbilde konnten Belege für die Herkunft der Sandsteine aus der Flyschzone gefunden werden. Es dürften vielmehr andere, nicht aus dieser Zone stammende Sandsteine in Frage kommen, unter anderem auch die von JANOSCHEK aus den Oberen Auwaldschottern beschriebenen Gosausandsteine. Etwas merkwürdig aber ist schon das Fehlen der für die Auwaldschotter charak-

teristischen Riebeckitgneis- und Eozänschotterkomponenten, deren Ausbleiben durch Verwitterungsauslöse keineswegs erklärt werden kann. Allerdings sind diese Gerölle schon in den Auwaldschottern selbst nicht allzu häufig, sodaß ihre Verteilungsdichte durch eine neuerliche Umlagerung noch mehr herabgesetzt sein könnte. In dieser Hinsicht bleiben aber noch weitere Fragen offen (siehe Abb. 3).

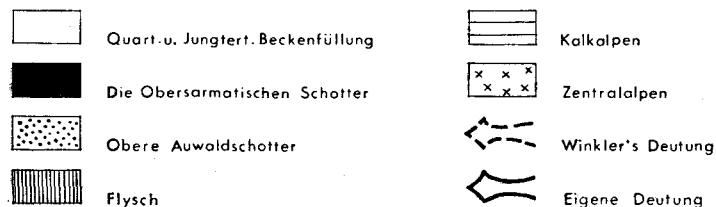
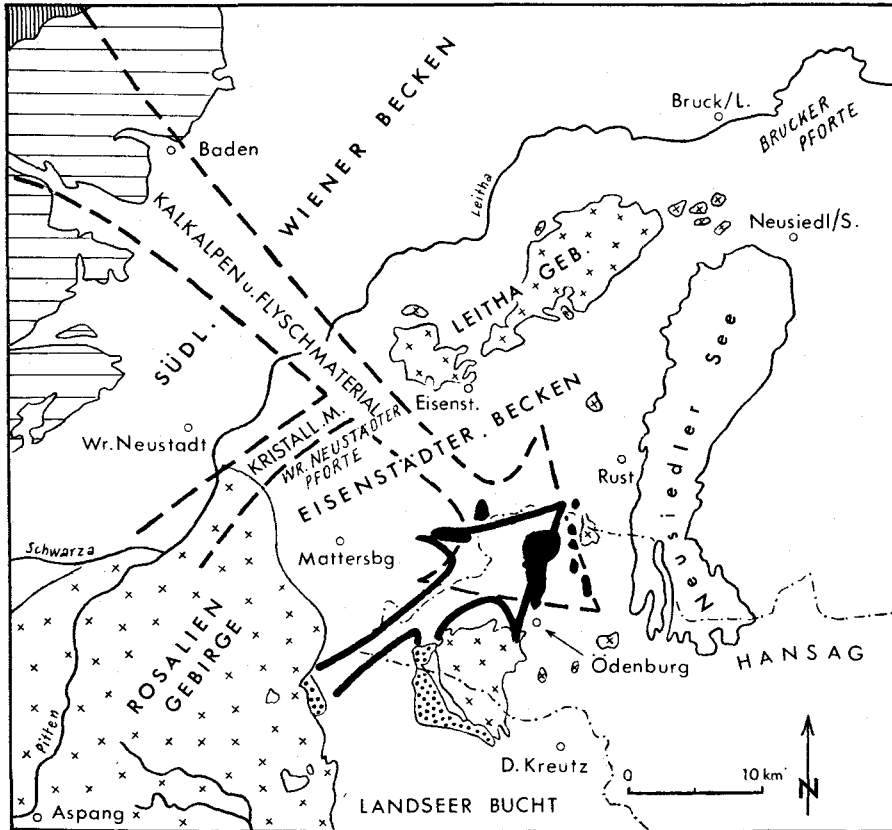


Abb. 3: Das Herkunftsproblem der Obersarmatschotter nördlich Ödenburgs

Vergleichsbegehungen im Süden bestätigten ebenfalls diese Deutung (Obersarmatschotter = umgelagerte und verfrachtete Auwaldschotter). Am Krippelberg im Norden von Schattendorf zeigen diese Schotter äußerst

lebhaftere Kreuzschichtung und rege Wechsellagerung von Schottern, Kiesen, Grob- und Feinsanden. Bemerkenswert sind der durchschnittlich größere Durchmesser der Kiese (1—2 cm) und das Auftreten von Schottern. Der Prozentsatz an Sandsteinkomponenten dürfte auch größer sein als im oben angeführten Aufschlusse (etwas über 20%). Sie haben die gleiche Schwere-mineralzusammensetzung. Diese Grube eröffnet uns den landnäheren Teil des zirka von Süden nach Norden aufgeschütteten Deltakegels, was aus dem raschen Wechsel der Schichten, der engen Kreuzschichtung und dem Größerwerden der Kies- und Schotterkomponenten hervorgeht (die im Arbeitsgebiete vertretenen Kiese stellen dagegen den küstenferneren Abschnitt der Einschüttung dar)!

Die im Hangenden folgenden, fossilreichen Sande zeigen das Ende der Flußsedimentation an.

Über die Schichtmächtigkeiten des Obersarmats kann mangels Bohrungen nichts ausgesagt werden.

Pannon

Die Sedimente des brackischen Sees erfüllen die Niederungen des Eisenstädter Beckens. Über die Mächtigkeiten der Schichten können infolge Fehlens von Bohrungen und tiefergehenden Aufschlüssen in der Randzone keine näheren Angaben gemacht werden.

Unterpannon

Die Ergebnisse der Bearbeitung der Ostrakoden durch K. KOLLMANN (1960) führten zu einer Verschiebung der Grenze Unter-Mittel-Pannon. Er konnte nachweisen, daß die Zone D bereits dem Mittelpannon zuzurechnen ist. Die Einteilung des Unterpannons in einen tieferen und einen höheren Abschnitt bleibt trotzdem bestehen, da der Schichtkomplex, wie KOLLMANN in der gleichen Arbeit bekanntgibt, eine deutliche, mikrofaunistische Zweigliederung zeigt; nämlich einen ostrakodenreichen, tieferen Teil, dem die Zonen A und B und das tiefere C angehören, und einen höheren, ostrakodenarmen Teil (höheres C), der vornehmlich durch *Cyprideis* und *Erpetocypris* charakterisiert wird.

Diesem Zeitabschnitt zuordenbare Ablagerungen sind im Arbeitsgebiete sehr spärlich vertreten. Die regressive Zone A (Fortsetzung des zurückweichenden Meeres im höchsten Sarmat) ist, wie allgemein an den Beckenrändern, auch hier nicht bekannt. Die erste Überflutung des Pannons in der Zone B hinterließ nur wenige Spuren. Entweder fielen ihre Sedimente der Erosion, die dem schwachen Rückgang des Sees im obersten Teile der Zone B folgte, anheim, oder sie wurden von den Ablagerungen des weiter ausgreifenden Mittelpannons (Zone D) überdeckt. An einigen Stellen deutet der Fossilinhalt der mittelpannonen Feinsande noch auf höheres Unterpannon (höheres C) hin.

Tieferes Unterpannon; Zone B

Der Eisenbahneinschnitt westlich der St. Margarethener Steinbrüche erschließt konkordant den obersarmatischen Cerithiensandsteinen aufliegende, sehr tonige und feinkörnige Sande mit einer für diese Zone typi-

schen Ostrakodenpopulation: *Eucypris auriculata* (REUSS), *Erpetocypris recta* (REUSS), *Candona sp.*, *Hemicytheria lörentheyi* (MEHES), *H. hungarica* (MEHES), *H. sp.*, *Cyprideis tuberculata* (MEHES). Daneben finden sich recht häufig aufgearbeitete Elemente des Obersarmats. Im Westen werden die Schichten von einem Bruche abgeschnitten.

Höheres Unterpannon = höhere Zone C

Zwei dem Gebiete S des Nadjazerawaldes entnommene Proben zeigen mit *Cyprideis macrostigma ventricosa* KOLLMANN eindeutig das Vorkommen von Ablagerungen des höheren Unterpannons auf. Möglicherweise taucht hier der Horizont auf, der in Siegendorf bei einer Brunnengrabung unter den fossilführenden Sanden der Zone D angetroffen worden ist und durch seine reine *Cyprideis*-Population mit vorgenannter Form als Hauptvertreter aufgefallen ist (KOLLMANN, 1960). Da die meisten Grabungen im Süden des Nadjazerawaldes im tiefen Boden steckenblieben und das Substrat nicht erreichten und da das Sediment völlig dem des Mittelpannons gleicht (weißgraue, sehr feine Quarzsande), konnte eine sichere Abtrennung nicht erfolgen.

Mittelpannon; Zone D

In der Zone D erreichte die Transgression des Pannons, die mit kleinen Unterbrechungen schon im Unterpannon Zone B begonnen hatte, ihren Höhepunkt. Mächtige Sedimente waren die Folge, die im Arbeitsgebiet beinahe den gesamten Anteil des untersuchten, östlichen Eisenstädter Beckens bedecken. Es lassen sich hier in groben Zügen zwei faziell verschieden ausgebildete Bereiche unterscheiden:

Im Süden (O Siegendorf, beiderseits des Nadjazerawaldes, sowie der kleine Fleck SO der Langen Wiesenäcker) bestehen die mittelpannonen Sedimente aus sehr feinen, weißen bis weißgrauen, äußerst fossilreichen Quarzsanden. Überall können auf den Äckern oder in Weganrissen Fossilien aufgesammelt werden. Das Fossilmaterial ist durch den guten Erhaltungszustand und durch die große Arten- und Individuenzahl ausgezeichnet. Dabei treten die Melanopsiden sehr stark hervor. Daneben entdeckt man viele Splitter von großen und kleinen Limnocardien, selten, aber immer in ganzen Exemplaren, große Congerien. Die Schlammproben geben eine Vielzahl winziger, feinschaliger Gastropoden und Bivalven frei. Auch die Ostrakoden kommen sehr häufig vor. Ihre Vergesellschaftung ist für die Zone D immer kennzeichnend, doch fällt eine gewisse Eintönigkeit in der Artenmannigfaltigkeit bald auf.

SO Siegendorf zeigt der Feinsand deutlich Kreuzschichtung. Im Aufschluß ist ein schwaches, gegen NO gerichtetes Einfallen zu bemerken.

Am Nordhang des Nadjazerawaldes treten in den Feinsanden, die dort auch gröbere Partien aufweisen, detritäre Kalke auf. Sie sind fest, hantel- oder plattenförmig. Die oft 20—30 cm langen Stücke sieht man nicht selten in der Nähe des Bodens lagenweise angeordnet.

Im Norden vertritt die Feinsande gelber, manchmal stärker sandiger, manchmal stärker toniger Tegel. Feinsande und Tegel verzahnen sich am Übergang recht innig. Die sonst weißgrauen Sande werden plötzlich gelb, etwas toniges Zwischenmittel kommt dazu, und der Fossilreichtum geht

zurück. Der Tegel ist nämlich meist fossilarm bis -leer, und oft lassen sich nur schlecht erhaltene Schalenreste beobachten. An einigen Orten führt aber auch der Tegel reichlich Fossilien (bei St. Margarethen). Es sind häufig Fundpunkte, wo der Tegel besonders sandig ausgebildet ist. Die bestimmte Makro- und Mikrofauna gleicht völlig der aus den Feinsanden, sodaß auch hier die Zugehörigkeit zur Zone D sichergestellt ist.

In der Zone E hat im vorliegenden Gebiete schon ein weitgehendes Zurückweichen des pannonischen Sees stattgefunden, denn Sedimente dieses Zeitabschnittes konnten nicht festgestellt werden.

Oberpannon

Das Eisenstädter Becken war damals wahrscheinlich schon frei von Wasserbedeckung.

An der Ostseite des Höhenzuges, im Bereiche des Mörbischer Seefestspielhauses, trafen Bohrungen unter jüngsten Bildungen sandige Schichten mit lignitischen Zwischenlagen an, die vielleicht der Zone F des Oberpannon angehören. Darunter befinden sich Umlagerungsprodukte, eckiger Schutt und Sande. Im oberen Pannon dürfte wahrscheinlich die Einschüttung dieses Materials aus dem Raume des Ruster Hügellandes erfolgt sein. Seismische Messungen ergaben erst in zirka 600 *m* Tiefe die Kristallinbasis. Nur 1.5 *km* im Westen steht das Grundgebirge im Gizingberge obertags an. Es trennt also dort ein mächtiger Bruch, der etwas westlich der Bohrungen verläuft, das Ruster Bergland von den östlichen Gebieten.

Quartär

Hochgelegene Terrassenschotter des Nadjezerawaldes

Südlich von St. Margarethen erstreckt sich von NW gegen SO der ziemlich gleichmäßig geformte Höhenzug des Nadjezerawaldes und der Königsschüssel. Die Basis des Bergrückens bilden mittelpannone Feinsande. Auf diesen liegen flach zirka 2—5 *m*, gegen SO noch mächtiger werdende, gelbbis rotbraune, grobe, fossilleere Sande. Im Hangenden folgen Schotter. Es sind vorwiegend Quarzkomponenten, gelb bis rotbraun gefärbt und windgekantet. Daneben kommen noch untergeordnet Gneis- und Quarzitgerölle vor. Die Schotter haben eine durchschnittliche Korngröße von 5 bis 10 *cm*. Die Grundfläche des Sedimentes befindet sich in ungefähr 195 *m* Seehöhe.

Der relativ großen Höhe, in der sich diese Bildungen finden, und der eigenartigen Lage wegen kann für sie ein recht hohes Alter angenommen werden. Sie wurden wahrscheinlich im Altquartär, einer Zeit mit hier noch etwas andersgestaltetem, hydrographischem Bilde, abgesetzt.

SAUERZOPF (1950) hält diesen Schotter- und Grobsandkomplex ähnlich wie den von Burgau im südlichen Burgenlande für Sedimente der Regressionsphase D/E. Dies scheint aber dem gesamten Erscheinungsbilde nach wenig wahrscheinlich.

Ob die Terrassenschotter auf ungarischem Gebiete in der Umgebung von Ödenburg ähnliche Bildungen darstellen, konnte aus den spärlichen Berichten nicht entnommen werden.

Terrassenschotter und -lehme in der Ebene

Mittel- bis grobkörnige Restschotter in einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 0·5 bis 1·0 *m* bedecken große Flächen der pannonischen Sedimente zwischen Wulka und dem Steilabfalle des Ruster Berglandes. Gelb bis rotbraun gefärbter Quarz stellt die Hauptkomponente, untergeordnet kommen aber noch Quarzit-, Gneis-, Glimmerschiefer- und Pegmatitgerölle vor. Größere Schotter lassen nicht selten deutlichen Windschliff erkennen. Dem Sediment sind auch Grobsand- und Kieslagen zwischengeschaltet, wobei in den Sanden oft eingeschwemmte, eiszeitliche Landschnecken (*Succinea*, *Pupa* u. a.) zu erblicken sind. Nur an wenigen Stellen im Becken und am Westrande des Höhenzuges erreichen die Schotter und Grobsande größere Mächtigkeit (zirka 2—3 *m*). In den Aufschlüssen dieser Quartärsedimente am Westabfalle des Berglandes kann sehr häufig aufgearbeitetes Gesteins- und Fossilmaterial (dieses oft in sehr gutem Zustande) aus den Ruster Bergen und von hier (am Westrande) ehemals verbreiteten, ober-sarmatischen Schichten beobachtet werden.

Die Terrassenschotter sind bedeutend jünger als jene des Nadjezerawaldes, doch zeigt der Auslesegrad des Geröllbestandes und das Vorkommen von Windkantern ein vorwürmeiszeitliches Alter der Aufschüttung an.

Am Ostrande des Ruster Hügellandes lagern gelbe, etwas sandige, diluviale Lehme dem Jungtertiär auf. Schlammproben ergaben eine reiche, aufgearbeitete Fauna des Mitteltorton und des (Ober-) Sarmats, jedoch keine eiszeitlichen Fossilien. Zwischen Rust und Mörbisch ist noch sehr schön die terrassenartige Anlagerung der Lehme zu sehen. Gegen Oggau zu sind sie nur schwer abzugrenzen. Die Terrassenlehme zeugen für eine flächenmäßig größere Ausdehnung und einen höheren Wasserstand des Neusiedlersees während des Spätglazials.

Diluviale Süßwassertone

Der Bereich der Sulzbreiten (zirka 2 *km* südlich von St. Margarethen) fällt durch seine eigentümliche Morphologie auf. Es ist eine ovale, nach O—W längsgestreckte, flache, abflußlose Mulde. Bis gegen Ende des vorigen Jahrhunderts war ihre Oberfläche von Wasser seicht überdeckt. Um 1885 erfolgte Drainagearbeiten ermöglichten eine teilweise Kultivierung des Bodens (TOULA). Erst kürzlich durchgeführte, weitergehende Trockenlegung ließ folgendes Profil studieren: 0—0·5 *m* braune, sehr lehmige Erde; —0·8 *m* schwarze, fette Moorerde (gegen Norden wird diese dünner); darunter etwas Seekreidebildung und eine dünne, nur wenige Zentimeter dicke, über den mittelpannonen, feinen Sanden liegende Haut hellgrauer bis weißer Tone mit sehr viel feinem Quarzsand (Aufschlußtiefe 1·2 *m*). Dieses Sediment ist also für die Wasserstauung verantwortlich. Schlammproben aus den Tonen enthielten eine individuenreiche Ostrakodenfauna des Quartärs (*Cypridopsis*?, verschiedene Candonen) neben umgelagerten Elementen des Unter- und Mittelpannons. Auch eiszeitliche, vom Lande eingeschwemmte Gastropoden wurden gefunden (*Valonia tenuilabris*, *Succinea* sp.).

Dieser kleine See verdankt wahrscheinlich seine Entstehung lokalen Bewegungen, die im jüngsten Pleistozän stattfanden. Bemerkenswert ist, daß die südliche Begrenzung der Wanne mit der fortsetzenden Streichrichtung des von Westen nach Osten verlaufenden Bruches im Sauzwickel

zusammenfällt. Auch der Nordrand der Mulde wird von einer Störungslinie gleicher Richtung markiert. Es sind im östlichen Eisenstädter Becken neben den N—S-streichenden Störungen auch noch W—O-gerichtete Bruchlinien von großer Bedeutung, die jede einzelne Staffel noch in mehrere gegeneinander verstellte Schollen zerlegen (wie dies ja schon im Ruster Berglande offensichtlich ist).

Schwemmlöß

Dieses Sediment kommt nur in ganz geringer Verbreitung an der Westseite des Ruster Höhenzuges und bei Trausdorf an der Wulka vor. Die Fauna beschränkt sich auf wenige Exemplare von *Succinea* und *Pupa*. Ein größeres Schwemmlößvorkommen beschrieb SAUERZOFF 1954 SO von Siegendorf, worin er eine individuenreiche Diluvialfauna fand. Doch der Hohlweg, in dem er diese eiszeitliche Ablagerung entdeckte, wird inzwischen nicht mehr befahren, seine Wände sind eingestürzt, und dichte Vegetation bedeckt den Boden.

Frosterscheinungen

Solifluktion kommt über das gesamte Bergland verbreitet vor, doch sind die Mächtigkeiten der Schuttströme sehr gering. Von alten Halden unterscheidet sie das recht verschiedenen zusammengesetzte Material (Leithakalkbrocken, Quarzkies usw.) und das stark kreidige Verwitterungszwischenmittel. Das Bodenfließen ging auch bei geringster Hangneigung vor sich.

An der Westwand im nördlichen Teil der Osliper Sandgrube konnten Reste eines eiszeitlichen Strukturbodens festgestellt werden. Hier sind kesselartige Vertiefungen 1—1,5 m in die tortonen Sande eingesenkt, an deren Basis sich eine ungefähr 20 cm dicke, lehmige Verbraunungszone befindet. Ansonsten erfüllen diese Taschen Grobsande, Kiese und rötlich- bis gelbbraune Quarzschotter.

Holozäne Sedimente stellen die mancherorts recht mächtigen, schwarzen Schlammabsätze der Wulka und der anderen kleinen Wasserläufe dar.

Der Neusiedlersee

Da das vorliegende Arbeitsgebiet einen Großteil des Westufers des Neusiedlersees ausmacht, soll auch der Entstehungsproblematik dieses eigenartigen Gewässers referierend Raum gegeben werden.

Der älteste Erklärungsversuch betrachtete den See als Rest eines großen, pannonen (unterpliozänen) Süßwassersees. Dieser war aus dem rein marinen Tortonmeer über die brackische Stufe der Sarmatzeit hervorgegangen. Demnach müßte Kochsalz den Salzgehalt des Sees vorstellen. Es ist aber Soda und Glaubersalz. Außerdem spricht die Schichtlücke zwischen den Sedimenten des pannonen Binnenmeeres und des heutigen Sees dagegen, da diese Diskordanz nur durch eine Trockenlegung zu jener Zeit deutbar ist.

Die Deflationstheorie glaubte in der pleistozänen Winderosion die Ursache gefunden zu haben. Starke Stürme hätten lockere Sedimente ausgeblasen. Das so entstandene, seichte Becken wäre noch durch tektonische Vorgänge weiter abgesunken, dabei unter den Grundwasserspiegel geraten und deshalb von Wasser erfüllt worden.

HASSINGER sieht im See eine Folgeerscheinung einer eiszeitlichen Donau. Beim Eintritt ins innerkarpatische Becken lagerte sie gewaltige Schottermassen ab, schnitt aber auch in diese ein und legte ihr Bett immer tiefer. Dabei kam es zur Terrassenbildung (z. B. Parndorfer Platte). Die damalige Donau habe die Parndorfer Platte im Osten umflossen, sei dann weit gegen Westen abgelenkt, um sich schließlich gegen Süden zu wenden. Die Steilränder der Parndorfer Platte können somit unter Mitwirkung des Flusses geformt worden sein. Die tiefsten und letzten Ablagerungen des Stromes bilden die Seewinkelschotter. Durch eine Laufverlegung der Donau riß die Verbindung ab, und die selbständige Entwicklung des Neusiedlersees begann. Da die Quarzschotter der Parndorfer Platte durch Ferritisierung rot gefärbt sind, vergleicht HASSINGER sie mit denen der Arsenalterrasse und nimmt für ihre Entstehung ungefähr die Mindeleiszeitepoche an.

SZADECKY-KARDOSS betont 1938 in seiner Arbeit die tektonische Anlage des West-, Nord- und Südufers, wobei das westliche das älteste und am stärksten ausgeprägte sei („ein Bruchsystem, das nicht nur auf die westliche Uferlinie beschränkt ist, sondern sich nach Westen und Osten weiter ausdehnt“). Die Nord- und Südbegrenzungen sind sehr jung, sodaß während des tieferen Pliozäns noch keine Senke bestanden hat. An Hand der Schrägschichtungen konnte er ein N—S-verlaufendes Gerinne während des Pontikums feststellen. Es bildete den Abfluß des pontischen Sees im Wiener Becken. Der Fluß drang durch die Brucker Pforte und zog gegen die Südbucht der Kleinen Ungarischen Tiefebene. Im Mittelpliozän gab es noch keinen selbständigen Neusiedlersee. Die Urdonau lenkte ihren Lauf im Oberpliozän durch die Brucker Pforte gegen Süden auf das gegenwärtige Seegebiet. Erst im Oberpleistozän erfolgte die Abtrennung des Seebeckens. Damals richtete nämlich die Donau von NW und das Raab-Rabnitz-System von S bzw. SO ihre Wasserwege gegen das Gebiet des heutigen Neusiedlersees. Die abgelagerten, fluviatilen Schottermassen errichteten nun die vierte Beckenbegrenzung, das Ostufer, das bis dahin offen gewesen war.

Die jüngsten Forschungen (SAUERZOPF, 1956) stellten den innigen Zusammenhang der Entstehungsgeschichte des Neusiedlersees mit dem sogenannten Seedamm, der zum Ostufer parallel verläuft, klar heraus. Dieser natürliche Damm erstreckt sich vom Sandeck bei Illmitz bis nach Weiden, wo er an die Parndorfer Platte anschließt. Er besteht aus Sanden und Schottern, wobei die Korngröße von Norden nach Süden abnimmt (die Sedimente erscheinen am Südufer fast flugsandartig). Der Damm, dessen Gesteinsbestand aus den Seewinkelschottern durch Umlagerung stammt, hat eine natürliche Schichtung. An einigen Stellen gibt es Schwere- mineralseifen. Der Wall ist jünger als die Seewinkelschotter, weil er quer zu deren Schüttungsrichtung verläuft und daher erst nach deren Ablagerung entstanden sein kann.

Unter dem Seeschlamm befindet sich der „Zwischensand“. Seine Zusammensetzung stimmt völlig mit der der Seewinkelschotter und des Seedammes überein und ist mit diesen in engem Zusammenhange. Unter dem Zwischensande, aber auch unter den Seewinkel- und Seedammeschottern liegen blaugraue bis grüngraue, feste Tone. Bei Illmitz lieferten sie eine kleine Fauna: *Valvata piscinalis* (kommt im heutigen See nicht mehr vor) und *Gyraulus albus*. In der Gegend um Donnerskirchen und Purbach gaben

diese Ablagerungen eine reichere Vergesellschaftung frei: *Unio sp.*, *Lithoglyphus naticoides* (sehr klein), *Valvata piscinalis*, *Pisidium*; *Iliocypris gibba*, *Cytherissa lacustris*, *Candona neglecta* und *Cycloocypris sp.* All das — Sediment und Fauna — zeigt ein träge fließendes Gewässer an, das nur kleine Gerölle transportierte (grobes Material fehlt). Diese Zeichen täuschen vielleicht einen toten Flußarm vor, in Wirklichkeit war es ein in Entstehung begriffener Wasserlauf.

Das nun stark gewordene Gerinne setzte über den Tonen Sande und Schotter ab. Unter den Dammschottern bei Podersdorf entdeckte man gelbe Sande mit einer reichen Fauna, die mit der heute in der Donau lebenden durchaus vergleichbar ist. Auch die Seewinkelschotter lagerte der Fluß ab.

Der Seedamm, der die Einschüttungsrichtung der Seewinkelschotter quert, wurde erst nach dem Ende des Druckstromes und nach der weitgehenden Isolierung des gegenwärtigen Beckens aufgebaut. Er stellt einen Strandwall dar. Dies verlangt einen bedeutend höheren Wasserstand des Sees. Der muß aber damals bestanden haben, da sonst die Strandterrassenbildung bei Rust am Westufer des Sees ebenfalls unmöglich gewesen wäre.

Die Vermoorungen mit basaler Seekreidebildung im Bereiche der Zitzmannsdorfer und Neusiedler Wiesen erklärt man durch Verlanden der durch den Damm vom See abgeschnittenen Reste des ehemaligen Flußbettes.

Für die damalige Laufverlegung der Urdonau ins heutige Seegebiet macht man tektonische Senkungsvorgänge verantwortlich. Die abermalige Ablenkung des Wasserweges kann verschieden erklärt werden: Entweder durch Hebung des Gebietes zwischen See und Strom, sodaß eine trennende Schwelle entstand, oder durch Tieferlegen des Bettes des Hauptflusses, der dann das Wasser des Nebenarmes ableitete, und nur die Seewinkelschotter speisten das Becken mit ihrem Grundwasser. Auf jeden Fall spielt junge und jüngste Tektonik eine gewichtige Rolle.

Nach der Absonderung vom Strome hatte der See seinen einmaligen Höchststand (Bildung des Seedammes und der Strandterrassen). Seither ist eine sinkende Tendenz zu beobachten, die von mehr oder weniger periodischen Schwankungen überprägt wird. Dem Ostufer entlang infiltrieren große Mengen von Grundwasser zum Neusiedlersee. Die obertägigen Zuflüsse (Wulka und einige Bäche aus dem Leithagebirge) würden bei weitem nicht ausreichen, das Becken bei der herrschenden, großen Verdunstung zu füllen. Die Schwankungen des Wasserstandes hinken den Niederschlagsperioden nach (ROTH-FUCHS, 1929). Das Jahr 1863 war sehr regenarm. 1868 aber war erst der Wassertiefstand eingetreten. Fünf Jahre zehrte der See vom Grundwasser der umgebenden Schottermassen. 1878 war ein besonders niederschlagreiches Jahr, aber erst 1883 erreichte der Seewasserstand einen Höhepunkt. Wieder war ein Zeitraum von ungefähr fünf Jahren notwendig, die poröse Umgebung des Sees mit Wasser anzufüllen. Dann genügten geringe Regenmengen, den Seespiegel zu halten. In Klimaschwankungen und Sonnenfleckenperioden sieht man die Ursache des zeitweisen Flutens und Austrocknens des Neusiedlersees.

Der See bildete sich nach Absatz der Seewinkelschotter, der zur Würmeiszeit erfolgte. Wird zur Altersberechnung des Sees die Masse des Wulkaschotterkegels herangezogen, so kommt man auf höchstens 9000 Jahre, was ungefähr der Allerödschwankung entspricht.

Tektonik

War man früher der Ansicht, die Tertiärbecken hätten ruhigen und ungestörten Aufbau, so kennt man heute genau die große Bedeutung der Störungen und Verstellungen der neogenen Schichten. Im Vergleiche mit den Ergebnissen aus dem Wiener Becken und dem SW-Rande des Leithagebirges konnte auch hier im Ruster Berglande mit gewaltigen Randbrüchen gerechnet werden. Die tektonischen Vorgänge hatten das Eisenstädter Becken über 2000 *m* tief abgesenkt, was natürlich nicht ohne weitgehende Einwirkungen auf den dem Einbrechen entgangenen, horstgleich aufragenden Höhenzug bleiben konnte.

Das älteste, im Arbeitsgebiete nachgewiesene, tektonische Ereignis ist die zweite Teilphase der Steirischen Orogenese. Es ging in diesem Raume eine allgemeine Hebung der Erdkruste vor sich, was eine verstärkte Erosion bedingte. Eine Folgeerscheinung dieser Abtragung sind die Ruster Schotter.

Zu Beginn des Torton begann der allmähliche Einbruch des Eisenstädter Beckens. Das Meer drang in dieses Gebiet ein und erreichte im oberen Mittelorton seine größte Ausdehnung.

An eine relativ kurz dauernde Hebung im Obertorton mit ziemlich tiefgreifender Erosion schließt ein abermaliges Untertauchen des Festlandes an — die untersarmatische Transgression.

An der Wende Unter-Sarmat Mittel-Sarmat ereigneten sich nun jene Bewegungen, die für das gegenwärtige Gestaltungsbild des Arbeitsgebietes von entscheidender Wichtigkeit waren. Regionalgeologisch gesehen, war die Umrahmung des Wiener Beckens zu jener Zeit einem allgemeinen Herausheben unterworfen, das auch den vorliegenden Bereich erfaßte.

Dabei wurde das Ruster Bergland an seiner gegenwärtigen Westseite an mehreren Brüchen stark herausgehoben. Der gesamte Schichtkomplex kippte daraufhin schwach gegen Osten, sodaß die ursprünglich horizontale Lagerung bzw. das leichte Westeinfallen der Sedimente in sanftes Ostfallen umgewandelt wurde. Betrachtet man die geologische Karte, so sieht man, daß sich der große, N—S-verlaufende, westliche Beckenrandbruch auf der Höhe von St. Margarethen gabelförmig spaltet, wobei zunächst die beiden Äste rasch auseinanderstreben, um aber bald wieder in die alte Richtung zurückzuschwenken und um sich gar weiter im Süden wieder weitgehend zu nähern. Dort, wo die östliche Gabelzacke von SO zurück nach S biegt, scheint eine in sich durch eine O—W-streichende Störung zerrissene, NO—SW gerichtete Bruchlinie zu münden.

Versucht man die tektonischen Bewegungen zu rekonstruieren, so entspricht wohl folgende Deutung noch am besten: Beim Herausheben des Gebietes bildeten sich vor allem zwei mächtige, ungefähr N—S-streichende und nahezu parallel verlaufende Brüche aus: Der Westrandbruch von Schützen bis fast zur Straße St. Margarethen—Rust und die westliche Gabelzacke stellten den einen, die das Ruster Bergland NO—SW durchziehende Störung und die östliche Abzweigung den anderen Bruch dar. Als dann der Hauptschub kam, trug zunächst im Norden der westliche Bruch die Großbewegung. Diese sprang dann (das geschah alles gleichzeitig) an einer wahrscheinlich tektonisch vorgezeichneten Stelle (vielleicht eine O—W-gerichtete Störung) auf die östlich liegende Störungslinie über.

Ebenfalls zur selben Zeit wurde der Südteil des Höhenzuges auf der Bahn des östlichen Bruches um zirka 70 m höher geschaltet als das im Norden anschließende Gebiet. KÜPPER (1957) nannte den höherbefindlichen Teil im Süden die Ruster Scholle, den anderen die Steinbruchscholle.

Der Eisenbahneinschnitt bei St. Margarethen erschließt sehr schön den zu Beginn des Mittelsarmats angelegten, tektonischen Steilrand, der durch das angelagerte, klastische Obersarmat nur schwach verschleiert wird. Die im Steinbruche auftretenden Verwerfungen fallen alle mit zirka 60° gegen Westen. Diese Angaben können wohl auch vom Hauptbruche angenommen werden.

Im Steinbruche scheinen antithetische Verwerfungen mit nur geringen Versetzungshöhen (wenige Meter bloß) auf. Außerdem ist eine schwache, antiklinale Aufwölbung der Leithakalkschichten erkennbar. Ihre Achse taucht gegen SO unter.

Das Osliper Steinbruchgebiet wird ebenfalls von den N—S-verlaufenden Störungen beherrscht, die im großen Aufschluß und in der Sandgrube gut zu beobachten sind. Das Einfallen beträgt gleichfalls zirka 60° gegen Westen. Dieses zwischen den beiden nördlichen Kristallininseln leicht muldenförmig liegende Tortonvorkommen zeigt aber sehr deutlich die Wichtigkeit, die den ungefähr W—O-streichenden Bruchlinien zukommt.

Am Silberberg grenzen nördlich an das Grundgebirge tortone Leithakalke. Da sich im Westen und im Osten Ruster Schotter befinden, kann es sich um keine ursprüngliche Auflagerung tortoner Schichten auf das Kristallin handeln. Vielmehr ist hier ein Bruch mit WNW—OSO-Streichen anzunehmen, dessen Sprunghöhe ziemlich groß sein dürfte.

Auch in anderen Steinbrüchen und Aufschlüssen bemerken wir immer wieder mehr oder weniger parallel verlaufende, tektonische Linien. Der das Torton von Oslip im Norden begrenzende Bruch ist durch das gegen das Grundgebirge gerichtete Einfallen des Leithakalkes bedingt. Dabei wird der Schichtverband durch das vorher besprochene N—S- und O—W-streichende Störungsnetz stark zerrissen.

Eine ähnliche Bruchbegrenzung wie am Silberberg bei Oslip ist auch beim Torton des Schützener Goldberges anzunehmen. Am N-Fuße des Berges ist die Störung aufgeschlossen. Sie trennt hier Ruster Schotter von leicht gegen O geneigten Leithakalken. Das steile Einfallen der Verwerfung gegen O ist wahrscheinlich nur eine lokale Erscheinung.

Die beim Kartieren herausgekommenen, eigenartigen Einschnürungen des Grundgebirges (Schützener Goldberg), der Hügel mit Ruster Schottern (K. 208) im Osten, unter den die Leithakalkschichten untertauchen müßten, und die auf ziemlich der gleichen Höhe bleibende, plateauähnliche Fläche der Ruster Schotter im Süden davon (bei einem Einfallen von 10 bis 15°) lassen einen weiteren den Richtungen des Beckenhaupttrandbruches folgenden Verwurf im Mittelabschnitt des Ruster Berglandes vermuten.

Auch die beiden westlich von Oggau befindlichen Mitteltortonstreifen werden durch eine ungefähr am Ostrande des westlichen Vorkommens gelegene Störung getrennt. Sie ist durch das Höherschalten der Ruster Schotter (um Kote 168) bedingt.

Die Ruster Scholle wird sicherlich auch von einem ähnlichen System von Brüchen wie die Steinbruchscholle durchzogen. Da aber hier Ruster

Schotter diesen Abschnitt des Berglandes zum überwiegenden Teile aufbauen und Leithakalkschichten mit ihrer meist klaren Lagerung als Marken fehlen, kann nicht einmal über die vermutliche Lage der Störungen etwas ausgesagt werden. Gerade aber die wellige Plateaufläche der Sommerbergried und des Vogelsangwaldes SW von Rust läßt auf einige Staffelbrüche schließen.

Tektonischen Bewegungen verdankt sicher der Grundgraben seine Entstehung, zumindest in seinem N—S-gerichteten Laufe. Der Westhang ist nur sanft ausgebildet, dem ungefähr 5° geneigten Einfallen gegen O folgend. Der östliche Grabenrand dagegen ist sehr steil und hoch. Es ist da mit einer Verstellung von mindestens 10 bis 20 m zu rechnen. Ob das scharfe Abbiegen gegen Osten ebenfalls tektonisch verursacht ist, konnte nicht entschieden werden.

Über den weiteren Verlauf der Haupttrandstörungen gegen Norden können nur Vermutungen ausgesprochen werden. Randparallele Verwerfungen im Steinbruche bei der Rosalienkapelle nördlich von Oggau deuten vielleicht ein beginnendes NO-Streichen an. Die großen Bruchlinien gehen wahrscheinlich unter der quartären Bedeckung des Wulkadeltas in ein NO-Streichen über, um sich dann mit dem das Leithagebirge begleitenden Bruchsystem zu vereinigen. Genauere Daten wird aber erst die Kartierung des Raumes um Donnerskirchen liefern.

Aussagen über die südliche Fortsetzung der wichtigen, tektonischen Strukturen sind sehr schwierig. Das Kroisbacher Hügelland in Ungarn hat einen vom Ruster Berglande zum Teil verschiedenen Aufbau. Neuere, die Tektonik des Gebietes mehr beachtende Arbeiten fehlen. Die sehr notwendigen Vergleichsbegehungen aber konnten der politischen Verhältnisse wegen nicht unternommen werden. Es ist anzunehmen, daß sich die Bruchlinien mit den N—S-Strukturen bei Deutschkreutz vereinigen lassen werden.

Nach diesen Bewegungen zu Beginn des Mittelsarmats gab es wieder eine Reihe von Trans- und Regressionen, deren Ursachen großräumige, tektonische Ereignisse waren.

Das Ruster Bergland wurde von dieser Zeit ab keinen großen Senkungen und Hebungen mehr unterworfen. Es blieb seither Festland. In der Gegend der heutigen Wulkamündung mußte bereits damals eine Depression vorgelegen haben, da es dem obersarmatischen Meere im Norden gelang, die Hügelkette zu umfließen.

Unter einige Meter mächtigen Schlammabsätzen trafen Wasserbohrungen N Oggau auf mittelpannonische Tone, die hier, der Lage nach urteilend, transgressiv den nach O untertauchenden, miozänen Sedimenten des Höhenzuges aufzuliegen scheinen.

Seit dem höheren Mittelpannon oder noch später erfolgte eine teilweise Reaktivierung der schon im Mittelsarmat angelegten Bruchbahnen. Das Eisenstädter Becken sank an den N—S-Hauptverwürfen tief ein, sodaß Mittelpannon an Ruster Schotter grenzt. Aber auch innerhalb des gabelförmig verzweigten, wichtigen Randbruches kam es zu größeren Niveaushiftungen, wobei diesmal besonders der westliche Arm die Bewegungen vollführte. Im Süden werden die obersarmatischen Schotter von den mittelpannonischen Quarzsanden durch eine beinahe O—W-gerichtete Störung mit

offensichtlich beträchtlicher Verwerfungshöhe getrennt. Im Norden, im Bereiche des Eisenbahneinschnittes, taucht wieder Obersarmat (wenn auch in anderer Fazies) und konkordant darüberlagerndes, tieferes Unterrann auf. Mit Sicherheit kann auch hier weiter südlich in der Gegend der Langen Wiesenäcker auf einen ungefähr gleichlaufenden Bruch geschlossen werden.

Die Scholle inmitten des aufgespaltenen Beckenrandbruches zerfiel an vielleicht schon im Mittelsarmat angelegten Bewegungsbahnen in drei Teilschollen, von denen die südliche außerordentlich hoch herausgehoben erscheint. Der im W anschließende Teil des Eisenstädter Beckens mit seinen tiefmittelpannonen Ablagerungen ist tiefer abgeglitten. Während zu jenen Zeiten das Leithagebirge gewaltig emporstieg, hatten diese Bewegungen auf das Ruster Bergland selbst indessen fast keine Auswirkungen.

Im O des Höhenzuges sind besonders im Oberpannon bedeutende Gebietsabsenkungen im Gange. Bohrungen und seismische Messungen ergaben im Bereiche des Mörbischer Seefestspielhauses einen mächtigen Bruch, der den stehengebliebenen Horst des Ruster Berglandes von einem tief versenkten Gebiete trennt (Grundgebirgsbasis dort erst in 600 *m* Tiefe, während es zirka 1.5 *km* weiter westlich mit dem Gizingberge obertags ansteht). Der weitere Verlauf dieser wichtigen Störungslinie ist vorläufig noch unbekannt.

Bohrprofile verschiedener, heute aber leider nicht mehr näher lokalisierbarer Tiefenaufschlüsse im Gebiete der Wulkaheide NNO der Ortschaft Oggau zeigen ebenfalls das Vorhandensein eines großen Bruches an der O-Flanke des Hügellandes auf (die Bohrungen durchörterten mächtiges, junges Schuttmaterial aus dem Berglande). Es ist aber sicher, daß die tektonische Linie unter der dicken, quartären bis holozänen Sedimentdecke des Seeufers verläuft und daher obertags nicht zu fassen ist.

Im Spätglazial entstand dann die merkwürdige, muldenartige, abflußlose Senke der Sulzbreiten. Die Bildung darf wahrscheinlich ebenfalls mit tektonischem Geschehen in Zusammenhang gebracht werden. Auffälligerweise liegt der Südrand der Sulzbreiten in der fortgesetzten Streichrichtung des in der „Zwischenscholle“ W—O-orientierten Bruches. Diese Störung ist bis ins Jungpleistozän, wenn auch nur sehr schwach, aktiv geblieben. Ebenso verhält es sich mit der Nordbegrenzung der Wanne. Auch sie liegt in der westlichen Fortsetzung des Streichens des vermutlichen Bruches innerhalb der Zwischenscholle, der das nördliche Obersarmat zum Mittelpannon verwirft.

Noch jetzt andauernde Bewegungen (wahrscheinlich Ausläufer der vorher besprochenen, jüngsten, tektonischen Vorgänge) konnte KIESLINGER 1955 im Eisenbahneinschnitte östlich von St. Margarethen beobachten und messen. Neben den nach Westen fallenden, immer geschlossenen, hauptbruchparallelen Verwerfungen treten hier steil nach Osten geneigte, klaffende Klüfte auf (Zugspalten). Ältere sind von Schutt erfüllt. Ein Auseinandergleiten gegen Westen verursacht die Spalten. Die Zerrung beträgt viele Meter. Einige große Klüfte wurden gegen Ende des vorigen Jahrhunderts zugemauert, doch kann sehr schön das Weiteraufreißen der Spalten studiert werden. Da diese Bewegungen nicht ins Freie, sondern in die jungtertiäre Beckenfüllung hinein erfolgen, kann man nicht von

Bergzerreißung sprechen. Ein Zusammenpressen der Beckensedimente ist wenig wahrscheinlich. Es ist also echte, noch jetzt wirksame Tektonik (nach KIESLINGER „Metatektonik“), die dieses Aufreißen des Berges, das rein äußerlich oberflächlichen Massenbewegungen sehr ähnlich ist, hervorbringt.

Dieselben Erscheinungen konnte KIESLINGER auch im Leithagebirge bei Loretto festhalten.

Das Ruster Bergland sowie die Gebiete O und W davon werden also von einem System N—S-gerichteter Staffelbrüche und ungefähr senkrecht dazu streichender Störungen durchzogen; ein Bild, das schon SZADCEZKY-KARDOSS 1938 vor Augen schwebte.

Paläogeographie

Die Ergebnisse der Stratigraphie und Tektonik vermitteln eine, wenn auch oft sehr lückenhafte Vorstellung vom Gestaltungsbilde des Arbeitsgebietes in längst vergangenen Zeiten. Im folgenden Kapitel soll nun die Geschichte dieses Raumes während des Jungtertiärs und Quartärs kurz zur Darstellung kommen.

Im Oberhelvet war das südliche Wiener und das Eisenstädter Becken sowie das Gebiet des Neusiedlersees und O davon Festland. Der Bereich des Eisenstädter Beckens war ein welliges Hügelland, dessen Höhen gegen Süden zu größer wurden. Knapp zuvor hatte die zweite Teilphase der Steirischen Orogenese das Land gehoben, was eine verstärkte Abtragung zur Folge hatte. Die Flüsse beförderten gewaltige Schottermengen. Einer von ihnen durchquerte das Arbeitsgebiet ungefähr von S nach N, wobei er die Ruster Schotter ablagerte, durchfloß den Raum des heutigen Leithagebirges zwischen Eisenstadt und Stotzing und das südliche Wiener Becken und mündete schließlich in das Meer, das den Nordteil des Wiener Beckens bedeckte.

Mit dem Beginne des Torton sank das südliche Wiener Becken allmählich ein. Da im Eisenstädter Becken Tiefbohrungen fehlen, das tiefere Untertorton aber fast nie in der Randzone vorkommt, kann also ein gleichzeitiges Einbrechen nur vermutet werden.

Es sei gleich hier vorweggenommen, daß sämtliche im Arbeitsgebiete vorgefundenen Sedimente des Torton, Sarmats und Pannons nur Randfaziescharakter besitzen. Es sind ausschließlich Ablagerungen des von seichtem Meere bedeckten Festlandrandes oder des unmittelbaren Kstensaumes selbst.

Die stärkere Transgression der Oberen Lagenidenzone, die im Leithagebirge bereits Sedimentbildungen mit größerer Mächtigkeit und fazieller Differenzierung verursachte, ist im Ruster Berglande am Westrande nur schwach bemerkbar. Das sehr flache Meer, das vor allem die von ihm überfluteten Anteile der Ruster Schotter umlagerte, sodaß dort die fluvialen Aufschttungsmerkmale verlorengingen, hinterließ nur geringmächtige Sedimente, die größtenteils der Erosion nach der Regression während der Unteren Sandschalerzone zum Opfer fielen.

Während des oberen Mittelortons (Obere Sandschaler- und Bolivinenzone) hatte das Meer seine größte Ausdehnung. Das gesamte Arbeitsgebiet lag unter den Fluten der See. Die Wasserbedeckung war jedoch sehr unbedeutend, denn der Meeresboden befand sich zum überwiegenden Teile noch im Wellenschlagbereiche. Das Vorkommen von Korallenriffen an der Basis dieser Bildungen zeigt, daß damals die Oberflächentemperatur des Meeres niemals unter 21.5°C sank und daß rein marine Verhältnisse vorlagen. Im Gebiete des Neusiedlerseeostufers befand sich Festland bzw. eine nur zeitweise vom Meere überflutete Schwelle, wie dies durch die rasche Mächtigungsabnahme der mittelortonen Ablagerungen von Westen nach Osten und durch Bohrungen im Seewinkel belegt wird.

Das Ende des Tortons ist durch ein weitgehendes Zurückweichen des Meeres ausgezeichnet. Infolge der Verminderung des Salzgehaltes (hervorgerufen durch eine starke Isolierung vom Weltmeere durch großräumige Hebungen von Gebieten Europas und durch Süßwasserzufluß) geht zur gleichen Zeit ein Umschwung der Fauna und Flora vor sich. Die stenohalinen Formen sterben aus (ein Großteil der marinen Mollusken, alle Echinodermen und Korallen; auch die meisten Corallinaceen [Algen] verschwinden, sodaß gewachsener Leithakalk nicht mehr gebildet wird).

Das Eindringen des Binnenmeeres mit brachyhalinem Faunenbestande während des Untersarmates war wesentlich schwächer als das des mittelortonen Meeres. Im vorliegenden Arbeitsgebiete erreichte es nur den westlichsten Rand. Außerdem war die Wassertiefe sehr gering. Dort, wo tortone Leithakalke angetroffen wurden, entstanden detritäre Kalke mit stellenweiser muschelpflasterartiger Anreicherung von Fossilien. Wie nahe die Küste gelegen war, zeigen die nicht selten eingeschwemmten Landschnecken an. Andersgeartete Sedimente aus jener Zeit konnten nicht gefunden werden. Sie sind, sofern je welche vorhanden waren, der Abtragung der nachfolgenden Festlandszeit anheimgefallen. Die geringmächtigen, detritären Leithakalke liegen diskordant den tortonen Gesteinen auf.

An der Wende zum Mittelsarmat erfolgte dann eine allgemeine Hebung der Umrahmung des Wiener Beckens. Von diesen Bewegungen wurde auch der Bereich erfaßt. Die tektonischen Vorgänge schufen in großen Zügen den Bau des heutigen Berglandes. Die gegenwärtige Westseite des Höhenzuges wurde damals sehr stark emporgehoben, der Schichtkomplex kippte leicht gegen Osten, wobei er in zwei große Teilschollen zerfiel. Von dem Zeitpunkte an wurden der Westrand und der Kern der Ruster Berge nie mehr überflutet, sondern ragten insel- bzw. halbinselförmig aus dem umgebenden Meere hervor.

Im Obersarmat drang wieder das Wasser des großen Binnenmeeres vor, doch brach sich seine Kraft bereits an der Steilküste des Westrandes des Ruster Berglandes. Nur im Norden, im Bereiche der Wulkamündung, wo bereits zu der Zeit eine leichte Depression vorlag, konnte der Höhenzug umflossen werden. Es kamen grobe Brandungskonglomerate, Cerithien-sandsteine und detritäre Leithakalke zur Ablagerung. Im Süden schüttete ein kleiner Fluß, dessen Einzugsgebiet wahrscheinlich im Süden im Gebiete des Brentenriegels lag, sein Delta vor. Dann gegen Ende der Periode zog sich das Wasser wieder zurück.

Der Festlandszustand dieses Randzonenbereiches dauerte zunächst noch im tiefsten Unterpannon fort (Zone A). Doch bereits in der Zone B erfolgte eine kleinere Transgression des Sees. Der Beginn der Zone C ist durch seine regressive Tendenz ausgezeichnet. Im höheren Unterpannon (höhere Zone C) setzte aber schon wieder das Vordringen des Seewassers ein (wie das aus gelegentlichen Fossilfunden hervorgeht: Z. B. S des Nadjezerawaldes), das dann seinen Höhepunkt im tieferen Mittelpannon (Zone D) erreichte. Es kamen mächtige Sedimente zum Absatz. In der Zone E (höheres Mittelpannon) lag aber das gesamte Gebiet trocken da. Damals ging eine teilweise Wiederbelebung der Bruchtektonik vonstatten, und zwar auf Bahnen, die größtenteils schon im Mittelsarmat angelegt worden waren.

Im Oberpannon senkte sich das Land im Osten des Ruster Hügellandes sehr stark ab. Bohrungen bei Mörbisch erbrachten bis 600 m mächtige, junge, aus dem Berglande stammende Schuttablagerungen. Am Ende des Pannons verlandete der gesamte Bereich.

Mit dem Oberpliozän folgte eine Zeit starker Abtragung und Ausräumung.

Während des Quartärs kam es auch hier zu Terrassenbildungen, wenn auch von geringerem Ausmaße. Zeitweise war das Wulkabecken von einem größeren See erfüllt (TOLLMANN, 1955). Im jüngsten Pleistozän entstand der Neusiedlersee und das Arbeitsgebiet bekam damals sein gegenwärtiges Landschaftsgepräge.

Zusammenfassung

Die Bearbeitung der kristallinen Gesteine der drei unter dem Tertiärmantel auftauchenden Grundgebirgsinseln ergab: Im Süden stehen Granitgneise mit ihrer Glimmerschieferhülle an, die durchaus jenen der Kernserie der Buckligen Welt vergleichbar sind. Die beiden nördlichen Auftragungen dagegen bestehen aus Albitchloritgneisen, deren Äquivalente in der Wechselserie vorliegen.

Die Ruster Schotter sind fluviatile Sedimente eines im Arbeitsgebiete von S nach N ziehenden Flusses als Folge der verstärkten Erosion nach vorangegangener Landhebung durch die Steirische Orogenese. Das im höheren Untertorton eindringende Meer lagerte im Westen des Berglandes diese Sedimente um, wodurch die fluviatilen Aufschüttungsmerkmale weitgehend verloren gingen. Zeitlich konnte dieses Ereignis fossilbelegt werden. Ablagerungen der Oberen Lagenidenzone kommen nur im Norden des Ruster Höhenzuges in geringer Verbreitung vor.

Die im Arbeitsgebiete auftretenden Tortonensedimente gehören alle dem höheren Mitteltorton (Obere Sandschaler- und Bolivinenzone) an.

Von den Sedimenten der untersarmatischen Transgression blieben nur unbedeutende Erosionsrelikte am Westrande der Hügellandkette erhalten.

An der Wende Unter-Sarmat Mittel-Sarmat ereigneten sich jene tektonischen Vorgänge, die den auf uns überkommenen Bau des Berglandes in groben Zügen prägten.

Im Obersarmat war das Eisenstädter und das südliche Wiener Becken meererfüllt. Die fluviatilen Schotter im Süden des Arbeitsgebietes, die WINKLER-HERMADEN einer Urtriesting zuschrieb, sind wahrscheinlich Umlagerungsprodukte der Oberen Auwaldschotter, die ein kleiner Fluß von Süden her in die See deltaartig vorschob.

Sedimente des Unterpannon spielen obertags keine Rolle. Die Flächen des kartierten Teiles des Eisenstädter Beckens werden von fossilreichen Feinsanden und Tegeln des tieferen Mittelpannon eingenommen.

Im höheren Mittel- und im Oberpannon wurden die alten Bruchbahnen teilweise wieder belebt, wobei es diesmal besonders im Osten des Bergrückens zu bedeutenden Verstellungen der Landoberfläche kam. Ausklänge der tektonischen Bewegungen reichen bis in die Gegenwart.

Literatur

BISTRITSCHAN, K.: Ein Beitrag zur Geologie des Wechselgebietes. — Verh. R. A. f. Bodenf., Wien 1939, H. 4, S. 111.

BOBIES, C. A.: Über die Pedalion — Korallenfazies im Wiener und Eisenstädter Becken. — Verh. Geol. B. A., Wien 1958, H. 1, S. 38.

BÖHM, A.: Über die Gesteine des Wechsels. — Tscherm. min. petr. Mitt., 5, 1883, S. 197.

BÜDEL, J.: Die morphologische Entwicklung des südlichen Wiener Beckens im Jungtertiär. — Verh. Geol. B. A., Wien 1934, H. 6—9, S. 89.

BÜRCEL, H.: Zur Stratigraphie und Tektonik des oberösterr. Schliers. — Verh. Geol. B. A., Wien 1949, H. 10—12, S. 123.

CZJZEK, J.: Geologische Verhandlung der Umgebung von Hainburg, des Leitha-gebirges und der Ruster Berge. — Jahrb. Geol. R. A., 3, Wien 1852, H. 4, S. 35.

CZJZEK, J.: Das Rosaliengebirge und der Wechsel. — Jahrb. Geol. R. A., 5, Wien 1854, S. 465.

EXNER, C.: Tektonik, Feldspatausbildung und deren gegenseitige Beziehungen in den östl. Hohen Tauern. — Tscherm. min. petr. Mitt., 1950, Folge 3, 1, S. 197.

FUCHS, W.: Geologischer Bau und Geschichte des Ruster Berglandes. — Diss. Universität Wien 1960.

GRILL, R.: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. — Mitt. R. A. f. Bodenf., 6, Wien 1943, S. 33.

GRILL, R.: Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär von Ernstbrunn (NÖ.). — Jahrb. Geol. B. A., 96, Wien 1953, S. 65.

GRILL, R.: Über die Verbreitung des Badener Tegels im Wiener Becken. — Verh. Geol. B. A., Wien 1955, H. 2, S. 113.

HÄUSLER, H.: Über das Vorkommen von Windkantern am Westrande des Neusiedlersees. — Verh. Geol. R. A., Wien 1939, H. 5—6, S. 185.

HASSINGER, M.: Geomorphologische Studien aus dem Inneralpinen Wiener Becken und seinen Randgebieten. — Geogr. Abh., 8, Wien 1905, S. 361.

HASSINGER, M.: Beiträge zur Physiographie des Inneralpinen Wiener Beckens mit seiner Umrahmung. — Penck-Festband, Stuttgart 1918, S. 160.

HOERNES, R.: Sarmatische Conchylien aus dem Ödenburger Comit. — Jahrb. Geol. R. A., 98, Wien 1897, H. 1, S. 57.
















HOERNES, R.: Bau und Bild der Ebenen Österreichs — in: E. SUSS: Bau und Bild Österreichs, Wien 1903, F. Tempsky, S. 917.

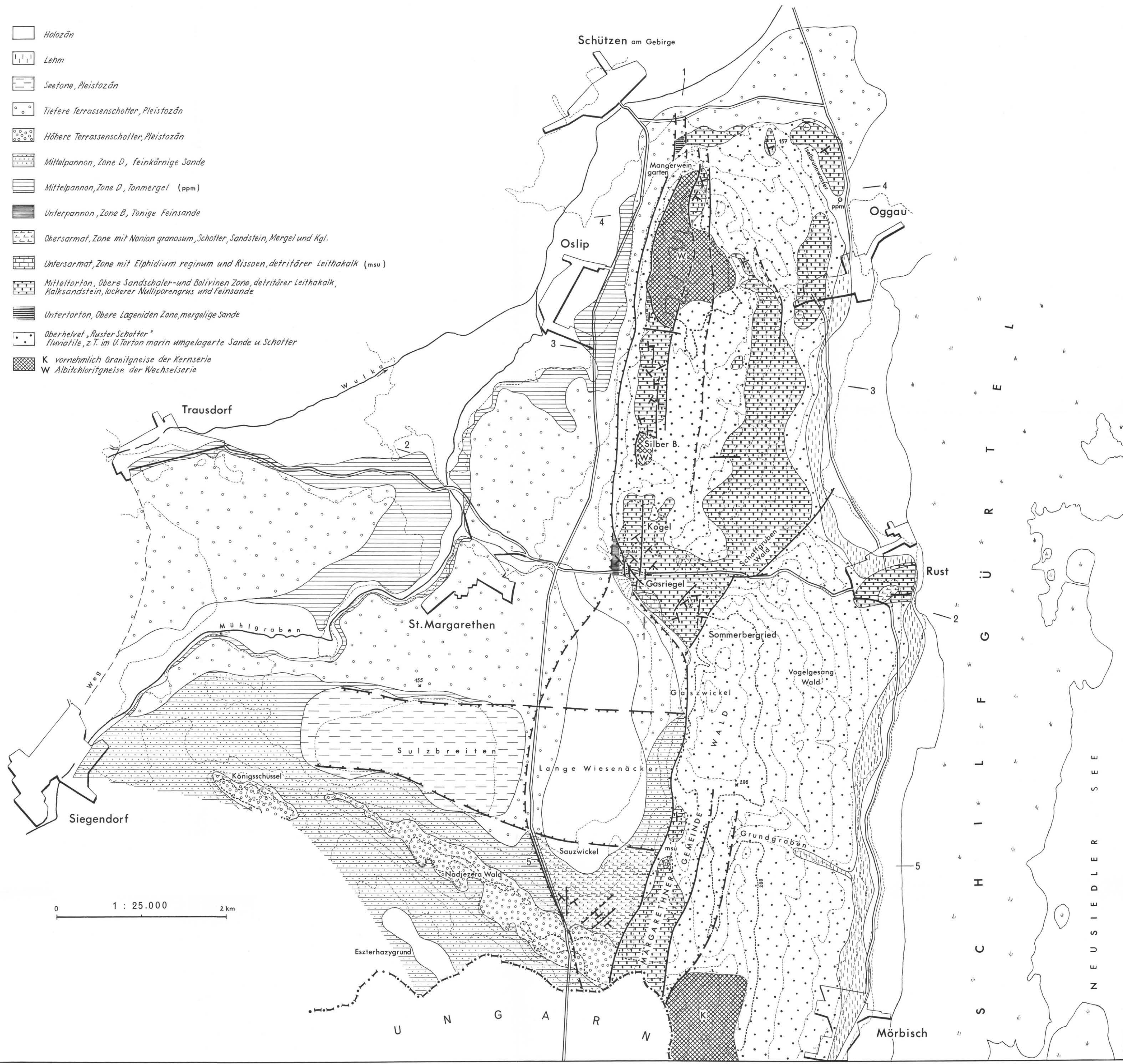
JANOSCHEK, R.: Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 24, Wien 1931, S. 38.

- JANOSCHEK, R.: Das Inneralpine Wiener Becken. — In: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, Wien 1955.
- KAPOUNEK, J.: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Eisenstadt. — Jahrb. Geol. R. A., 88, Wien 1939, S. 49.
- KIESLINGER, A.: Rezente Bewegungen am Ostrand des Wiener Beckens. — Geol. Rundschau, 43, Stuttgart 1955, S. 178.
- KOLLMANN, K.: *Cytherideinae* und *Schulerideinae* n. subfam. (*Ostracoda*) aus dem Neogen des östl. Österreichs. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51, Wien 1960, S. 89.
- KÜHN, O.: Korallensteinkerne im österr. Miozän. — Ann. Nat. Mus. Wien, 66, Wien 1963, S. 101.
- KÜMEL, F.: Über Untersuchungen entlang der burgenl. Nord-Südstraße (Bericht 1951). — Verh. Geol. B. A., Wien 1952, H. 1, S. 57.
- KÜPPER, H.: Beiträge zur Pleistozänforschung Österreichs, Abschnitt Wien—Neusiedlersee. — Verh. Geol. B. A., Sonderh. D, Wien 1955, S. 127.
- KÜPPER, H.: Geologische Karte von Mattersburg-Deutschkreutz, 1 : 75.000. — Geol. B. A. Wien 1957.
- KÜPPER, H.: Erläuterungen zur geol. Karte Mattersburg—Deutschkreutz. — Geol. B. A. 1957.
- KÜPPER, H., PRODINGER, W. und WEINHANDL, R.: Geologie und Hydrologie einiger Quellen am Ostabfall des Leithagebirges. — Verh. Geol. B. A., Wien 1955, S. 133.
- MOHR, H.: Versuch einer tektonischen Auflösung des NO-Spornes der Zentralalpen. — Denkschr. Akad. Wiss. math.-natw. Kl., 88, Wien 1912, S. 1.
- MOHR, H.: Geologie der Wechselbahn, insbesondere des großen Hartbergtunnels. — Denkschr. Akad. Wiss. math.-natw. Kl., 89, Wien 1913, S. 59.
- PAPP, A.: Das Pannon des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 39—41, Wien 1949, S. 99.
- PAPP, A.: Die Molluskenfauna des Pannons im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 44, Wien 1953, S. 85.
- PAPP, A.: Die Molluskenfauna des Sarmats im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 45, Wien 1954, S. 1.
- PAPP, A.: Über die Entwicklung der Artengruppe der *Uvigerina bononiensis* FORNASINI im Jungtertiär. — Koberfesteschr. Wien 1953, S. 303.
- PAPP, A.: Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 47, Wien 1956, S. 35.
- PAPP, A. und KÜPPER, K.: Über die Entwicklung der Heterosteginen im Torton des Wiener Beckens. — Anz. Akad. Wiss. Wien 1952, 89, S. 110.
- PAPP, A. und TURNOVSKY, K.: Die Entwicklung der Uvigerinen im Vindobon des Wiener Beckens. — Jahrb. Geol. B. A., 96, Wien 1953, H. 1, S. 117.
- PREY, S.: Zur Geologie der NWAbdachung des Leithagebirges. — Verh. Geol. B. A., Wien 1949, S. 72.
- RICHARZ, P. S.: Über die Geologie der Kleinen Karpathen, des Leithagebirges und des Wechsels. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 1, Wien 1908, S. 26.
- RICHARZ, P. S.: Die Umgebung von Aspang am Wechsel (NÖ.). — Jahrb. Geol. R. A., 61, Wien 1911, S. 285.
- RIEDL, H.: Die befahrbaren Klüfte im Steinbruch von St. Margarethen (Bgl.). — Wiss. Arbeiten aus dem Burgenlande, Eisenstadt 1960, H. 25.
- ROTH-FUCHS, G.: Beiträge zum Problem „Neusiedlersee“. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 72, Wien 1929, S. 47.
- ROTH-TELEGD, L.: Geol. Skizze der Kroisbach-Ruster Berge und des südl. Teiles des Leithagebirges. — Földt. Közl., 20, Budapest 1879, H. 3—4, S. 139.
- ROTH-TELEGD, L.: Geol. Spez. Karte der Länder der ung. Krone, Umgebung Kismarton (Eisenstadt), Sekt.-Blatt Zone 14, Col. XV., 1 : 75.000, Budapest 1905.
- ROTH-TELEGD, L.: Erläuterungen zu dieser Karte. — Budapest 1905.
- SAUERZOPF, F.: Beitrag zur Kenntnis der burgenl. Lössablagerungen (Siegendorf). — Burgenl. Heimatbl., 16, Eisenstadt 1954, H. 2, S. 87.

- SAUERZOPF, F.: Das Werden des Neusiedlersees. — Burgenl. Heimatbl., 18, Eisenstadt 1956, H. 1, S. 1.
- SCHMIDT, W. J.: Die tertiären Würmer Österreichs. — Denkschr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 109, 7. Abhandlung, Wien 1955.
- SIEBER, R.: Systematische Übersicht der jungtertiären Bivalven des Wiener Beckens. — Ann. Nat. Mus. Wien, 60, Wien 1954—55.
- SIEBER, R.: Zur makropaläontologischen Zonengliederung im österr. Tertiär. — Erdölztg., 74, 1958, H. 4, S. 108.
- SIEBER, R.: Die Tortonfauna von Mattersburg und Forchtenau (Bgl.). — Verh. Geol. B. A., Wien 1956, H. 3, S. 236.
- SIEBER, R.: Systematische Übersicht der jungtertiären Gastropoden des Wiener Beckens. — Ann. Nat. Mus. Wien, 62, Wien 1958.
- SIEBER, R.: Die miozänen *Turrillidae* und *Mathildidae* Österreichs. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51, Wien 1960, S. 229.
- SIEL, A.: Das Jungtertiär in der näheren Umgebung von Hornstein im Burgenland. — Mitt. Ges. Geologie- und Bergbaustud. Wien, 8, Wien 1957, S. 60.
- SZADECKY-KARDOSS, E.: Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene. — Mitt. berg. und hüttenm. Abt., Sopron 1938, 10, S. 1.
- TAUBER, A. F. und Mitarbeiter: Landschaft Neusiedlersee. — Wiss. Arbeiten aus dem Burgenlande, 23, Eisenstadt 1959, S. 55.
- TEPPNER, W.: Die tertiäre Lithodomusart. — Mitt. Nat. Ver. f. Stmk., 50, Graz 1915, S. 99.
- TOLLMANN, A.: Das Neogen am NW-Rande der Eisenstädter Bucht. — Wiss. Arbeiten aus dem Burgenlande, 10, Eisenstadt 1955.
- TOLLMANN, A.: Foraminiferenentwicklung im Torton und Untersarmat in der Randfazies der Eisenstädter Bucht. — Sitzber. Akad. Wiss. math.-natw. Kl., 164, Wien 1955, S. 193.
- TOULA, F.: Ein neuer Aufschluß in den Congerienschichten bei Margarethen in Ungarn. — Verh. Geol. R. A., Wien 1885, H. 10, S. 246.
- VACEK, M.: Über die kristallinen Inseln am Ostende der alpinen Centralzone. — Verh. Geol. R. A., Wien 1892, H. 15, S. 367.
- VENDL, M.: Geologische Karte der Umgebung von Sopron, 1 : 25.000, Sopron 1928.
- VENDL, M.: Geologie der Umgebung von Sopron, I. — Mitt. berg. und hüttenm. Abt., Sopron 1929, 1, S. 225.
- VENDL, M.: Daten zur Geologie von Brennberg und Sopron. — Mitt. berg. und hüttenm. Abt., Sopron 1933, 5, H. 2, S. 386.
- VENDL, M.: Bentonit (Walkerde) aus dem Leithakalkstein von Tertörákos (Kroisbach) unweit Sopron. — Földt. Közl., 68, Budapest 1938, S. 89.
- VENDL, M.: Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51, Wien 1960, S. 281.
- WESSELY, G.: Geologie der Hainburger Berge. — Jahrb. Geol. B. A., 104, Wien 1961, H. 2, S. 273.
- WIESENER, H.: Petrogr. Untersuchungen im Kristallin östl. der Wechselserie. — Anz. Akad. Wiss. Wien 1930, S. 219.
- WIESENER, H.: Studium über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes. — Min. petr. Mitt., 42, Leipzig 1932, S. 136.
- WIESENER, H.: Ergänzungen zu den Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes. — Min. petr. Mitt., 48, Leipzig 1937, S. 317.
- WIESENER, H.: Die Verteilung der Schwererminerale im nördlichen Inneralpinen Wiener Becken und ihre geol. Bedeutung. — Verh. Geol. B. A., Wien 1952, H. 2, S. 207.
- WIESENER, H.: Über die Veränderungen des Schwerermineralbestandes der Sedimente durch Verwitterung und Diagenese. — Erdöl und Kohle, Jg. 6, 1953, S. 369.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. — Wien 1957.
- WOLETZ, G.: Schwerermineralanalysen von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes. — Jahrb. Geol. B. A., 94, (Festband) Wien 1950, Teil 1, S. 167.
- WOLF, H.: Die Stadt Ödenburg und ihre Umgebung (mit geol. Karte). — Jahrb. Geol. R. A., 20, Wien 1870, S. 15.

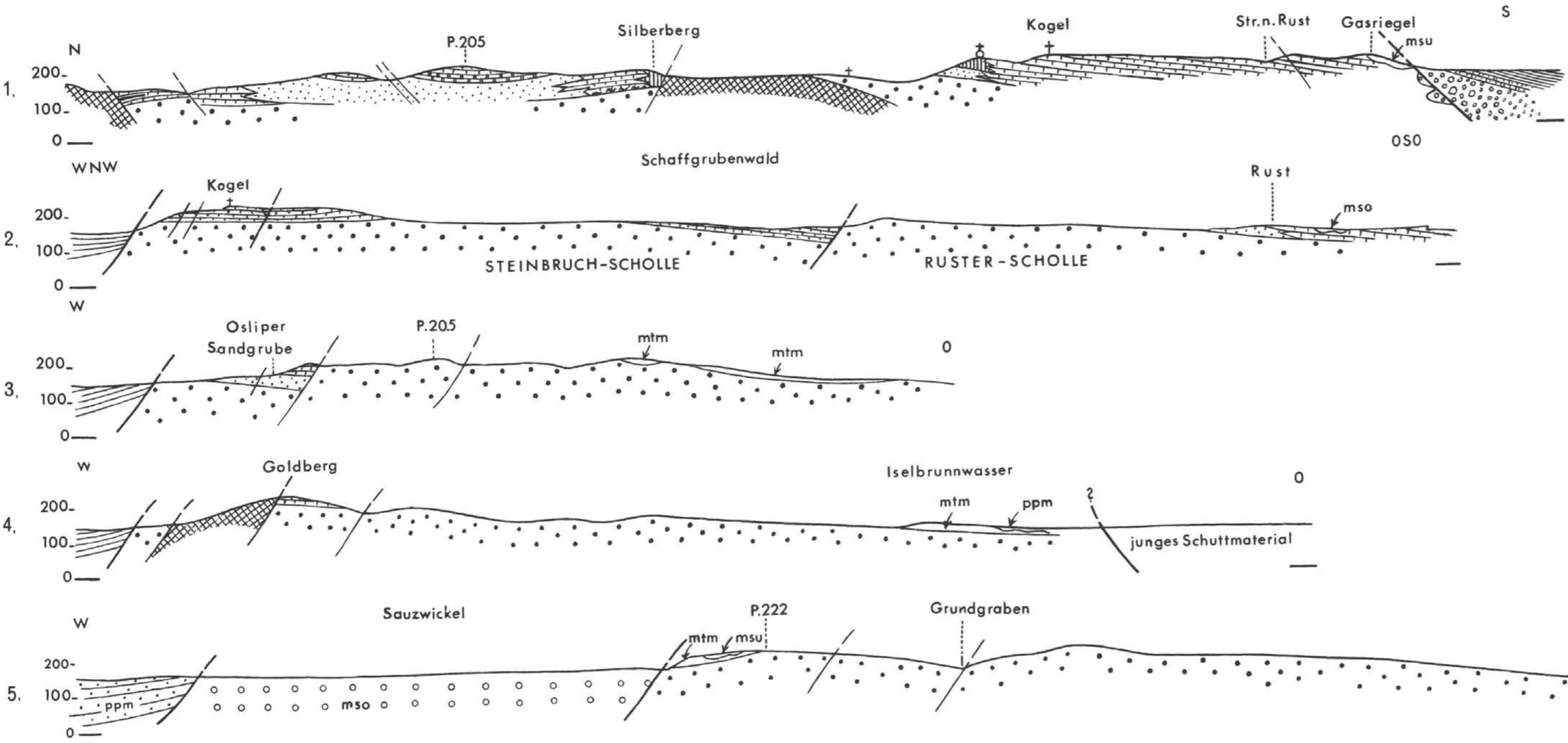
GEOLOGISCHE KARTE DES RUSTER HÜGELLANDES aufgenommen W.FUCHS, 1960

-  *Holozän*
-  *Lehm*
-  *Seetone, Pleistozän*
-  *Tiefere Terrassenschotter, Pleistozän*
-  *Höhere Terrassenschotter, Pleistozän*
-  *Mittelpannon, Zone D, feinkörnige Sande*
-  *Mittelpannon, Zone D, Tonmergel (ppm)*
-  *Unterpannon, Zone B, Tonige Feinsande*
-  *Obersarmat, Zone mit Nonion granosum, Schotter, Sandstein, Mergel und Kgl.*
-  *Untersarmat, Zone mit Elphidium reginum und Rissoen, detritärer Leithakalk (msu)*
-  *Mitteltorton, Obere Sandschaler- und Bolivinen Zone, detritärer Leithakalk, Kalksandstein, lockerer Nulliporengrus und Feinsande*
-  *Untertorton, Obere Lageniden Zone, mergelige Sande*
-  *Oberhelvet, „Ruster Schotter“
Fluviatile, z.T. im U. Torton marin umgelagerte Sande u. Schotter*
-  **K** *vornehmlich Granitgneise der Kernserie*
-  **W** *Albitchloritgneise der Wechselserie*



PROFILE DURCH DAS RUSTER BERGLAND von W.FUCHS, 1960

Maßstab 1:12.500



Zeichenerklärung

- | | | | | | |
|--|--|------------------|--|--------------|------------------|
| | Tegel | } M. Pannon, ppm | | Mergelbänder | } M. Torton, mtm |
| | feinkörniger Quarzsand | | | Sande | |
| | tonige Sande - U. Pannon | | diagenetisch verfestigter, echter Leithakalk | | |
| | Flußschotter | | detritärer Leithakalk u. lockerer Nulliporengrus | | |
| | Cerithiensandstein | | Riffkalk | | |
| | Strandkonglomerat | | Muschelbank | | |
| | detritäre Leithakalke - U. Sarmat, msu | | Ruster Schotter - O. Helvet | | |
| | | | Kristallines Grundgebirge | | |