

**Mitteilungen**  
der  
**Naturwissenschaftlichen  
Arbeitsgemeinschaft**  
am Haus der Natur in Salzburg

**Geologisch-mineralogische Arbeitsgruppe**

**14. Jahrgang 1963**

redigiert von Prof. Dr. Walter Del-Negro



Herausgegeben von Prof. Dr. Eduard Paul Tratz · Salzburg · Haus der Natur

M I T T E I L U N G E N

der

NATURWISSENSCHAFTLICHEN ARBEITSGEMEINSCHAFT

AM HAUS DER NATUR IN SALZBURG

14. Jahrgang 1963

Geologisch - Mineralogische Arbeitsgruppe

Redigiert von O.St.R. Dr. Walter Del- Negro.

Herausgegeben

von

Prof. Dr. Eduard Paul Tratz - Haus der Natur.

Die Naturwissenschaftliche Arbeitsgemeinschaft ist ein Glied der "Gesellschaft für darstellende und angewandte Naturkunde" - Haus der Natur - Salzburg .

## Inhaltsverzeichnis

Walter Medwenitsch

Zur Geologie des Halleiner und Berchtesgadener Salzberges, m. 2 Abbildungen. Seite 1

Therese Pippan

Ausgewählter Bericht über den VI. Inguakongreß in Warschau (1.-7.Sept. 1961). Seite 19

Walter Del-Negro

Fragen der Kalkalpentektonik. In memoriam Erich Spengler, m.2 Abbildungen. Seite 45

Walter Del-Negro

Probleme der Plästozenentwicklung im Salzburger Becken . Seite 59

Walter Medwenitsch

ZUR GEOLOGIE DES HALLEINER- UND BERCHTESGADENER SALZBERGES

Im Anschluß an die Arbeiten von W.E.PETRASCHECK 1947 hat B.PLÖCHINGER 1955 eine ausführliche Darstellung der Geologie der Göllmasse und der Obertagsverhältnisse der Halleiner Hallstätter Zone veröffentlicht. W.MEDWENITSCH bearbeitet seit 1948 die tauben Strecken des Halleiner Salzberges (Dürrnberg); 1961-1962 wurde der Großteil der tauben Stollenstrecken des Halleiner Salzberges im Rahmen von studentischen geologischen Bergbaukartierungsübungen 1:100 kartiert. Dabei wurde eine überraschend grosse Zahl von Makrofossilpunkten entdeckt. Parallel mit diesen Arbeiten ging eine sehr genaue und enge Beprobung der z.T.fossilbelegten Glieder der Mergelserie; die Durchsicht der Proben erbrachte reiche Mikrofaunen; bisher hat K.KOLLMANN 1960 u.1963 einen Teil der Ostracoden bearbeitet. Eine Gesamtauswertung des umfangreichen Probematerials durch K.KOLLMANN (Ostracoden) und R.OBERHAUSER (Foraminiferen) wird noch einige Zeit beanspruchen. Das sehr enge Netz stratigraphischer Fixpunkte konnte das von uns schon 1948 gegebene Profil weitestgehend bestätigen und im erwarteten Rahmen ergänzen.

Auf jeden Fall erbrachten die Grubenaufschlüsse eine wesentliche Ergänzung der Obertagsverhältnisse (W.MEDWENITSCH 1960,1962). Es ist zu ersehen, dass die tauben Strecken des Dürrnberges im Liegenden des Haselgebirges und der mittel-obertriadischen Hallstätter Schollen noch eine tiefere, mergelige Serie in Hallstätter Fazies zeigen; damit liegen im Hallstätter Bereich von Hallein die gleichen Verhältnisse wie im Salzkammergut vor, wo von W.MEDWENITSCH seit 1949 eine neue, fazielle und tektonische Zweiteilung der Hallstätter Zone vertreten wird.

Diese Zweiteilung in eine untere und obere Hallstätter Decke wurde von B.PLÖCHINGER 1955 für den Halleiner Raum noch abgelehnt. Ebenso bezweifelt W.DEL-NEGRO 1960 diese tektonische und fazielle Untergliederung der Hallstätter Zone; mir verständlich, da die Mergelserie der unteren Hallstätter Decke (= Zlambach Decke des Salzkammergutes) obertägig nur an einigen Stellen (Ostrand des Halleiner Salzbergbereiches; Grünbachgraben/Untersberg-Ostseite) auftritt.

Das Haselgebirge der alpinen Salinarmulden wird immer von Mergeln (Karn-Lias), Fleckenmergeln begleitet, was W.HEISSEL 1952 veranlasste, das alpine Haselgebirge (ausser Hall/Tirol) als liassisch zu deuten. Es handelt sich aber bei dem oben angeführten Phänomen um eine faziell bedingte tektonische Gesetzmässigkeit innerhalb der Hallstätter Zone, die sich aus dem Verhältnis von unterer - zu oberer Hallstätter Decke ergibt.

Es sei nochmals betont, dass jetzt in den Grubenaufschlüssen des Halleiner Salzberges ein ausserordentlich dichtes Netz von Makro- und Mikrofossilfundstellen mit stratigraphischen Fixpunkten besteht. Wir haben damit eindeutige Beweise für die Zweiteilung der Hallstätter Zone auch im Halleiner Bereich (W.MEDWENITSCH 1962). Wir konnten darüber hinaus noch zeigen, welche grosse Bedeutung Grubenaufschlüsse für Obertagsaufnahmen und für Gewinnung eines räumlichen Vorstellungsbildes in tektonisch komplizierten Gebieten haben können. Es soll als Selbstverständlichkeit wiederholt werden, dass die alpinen Salzlagerstätten in den Deckenbau der Nördlichen Kalkalpen einbezogen sind.

Die Position des Halleiner Salzberges lässt sich in Erläuterung des Längs- und Querprofiles (siehe Abb.2) wie folgt umreißen:

Die mit L.KOBER tiefjuvavische Hallstätter Zone liegt in einer breiten Mulde des Tirolikums, die gegen W absinkt. Dieses Tirolikum zeigt im unmittelbaren Grenzbereich zur Hallstätter Zone Neokom (Rossfeldschichten und die tieferen Schrambachschichten) und Oberjura (vor allem Oberalmer Schichten), unterlagert von der normalen weiteren jurassischen und triadischen voralpinen Liegendschichtfolge in der Osterhorngruppe.

Der tiefjuvavischen Hallstätter Zone ist im W die hochjuvavische Berchtesgadener Schubmasse (der Dachstein Decke im Salzkammergut entsprechend) überschoben.

Das Salinar des Halleiner- und Berchtesgadener Salzberges liegt in tiefen Teilmulden der tirolischen Gesamtmulde, wie es die N- S - Profile des Halleiner - ( siehe Abb.2) und des Berchtesgadener Salzberges (siehe Abb.1) zeigen. Aus diesen beiden Profilen ist deutlich zu ersehen, dass diese Teilmulden durch Aufragungen der Mergelserien der unteren Hallstätter Decke bedingt sind, die im Halleiner Salzberg als Lobkowitz-Einlagerung und im Berchtesgadener Salzberg als Birkenfeld-Einlagerung bekannt sind. Im Süden der Halleiner Salinarmulde sind in den höheren Horizonten Halobienschiefer, Zlambachschichten und Liasfleckenmergel aufgeschlossen (Lobkowitz-Einlagerung; ich schliesse mich hier der Ausdrucksweise von O.SCHAUBERGER an). Die nördlich der Lobkowitz-Einlagerung gelegene Halleiner Salinarmulde ist in ihrem Ostteil am breitesten - hier geht auch der heutige Bergbau um - und verschmälert sich gegen W, gegen den Berchtesgadener Bereich ganz wesentlich. Südlich der Lobkowitz-Einlagerung kommt noch eine schmale Salinarzone, im Halleiner Salzberg als Thienfeldlager bezeichnet, die gegen W abtaucht und gleichzeitig deutlich breiter wird und Anschluss an den heute im Abbau stehenden, tieferen Teil des Berchtesgadener Obersalzberges gewinnt. Die S-Grenze des Halleiner Salzberges bilden die steil nordfallenden, oberjurassisch - neokomen Serien des Zinken, die im N des Salzbergbereiches um Zill wieder als Fenster unter dem Tiefjuvavikum auftauchen.

Der eigentliche Lagerstättenbereich wird nicht nur im S durch eine Aufragung der unteren Hallstätter Decke begrenzt; er wird auch im E von Serien der unteren Hallstätter Decke begleitet, besonders schön im Obersteinberg, Untersteinberg-, Jakobberg- und Wolfdietrich Stollen aufgeschlossen, die dann gegen W abtauchen, unter die Halleiner Salinarmulde ( siehe Längsprofil in Abb.2) Das Liegende der Halleiner Lagerstätte bilden nicht die Fleckenmergel der unteren Hallstätter Decke, sondern fleckige Kalke der Oberalmer Schichten, wie die Schliffuntersuchungen von

Material aus der Bohrung III durch W.LEISCHNER (W.MEDWENITSCH 1962), W.E.PETRASCHECK (1947, 1949) bestätigend, ergeben haben.

Im Bereich des Halleiner Salzberges (Dürrnberg) liegen ober- und untertags folgende 2 übereinanderliegende, faziell gegensätzliche, tiefjuvavische Serien vor:

1.) Die untere Hallstätter Decke (= Zlambach Decke im Salzkammergut) mit folgender, stärker mergeliger Schichtfolge: Haselgebirge (?), Werfener Schichten (?), Reichenhaller Schichten, Zillkalke, ladinische Dolomite und Kalke (Ramsaudolomit, Wettersteinkalk mit Diploporen an zahlreichen, später aufgeführten Punkten), Halobien-schiefer (+ Makro- und Mikrofauna), Zlambachschichten mit Bänken norischen Hallstätter Kalkes (+ Makro- und Mikrofauna), roststreifige Mergeltone (+ Mikrofauna; K.KOLLMANN 1963, W.MEDWENITSCH 1962) und Liasfleckenmergel (+ Makro- und Mikrofauna; K.KOLLMANN 1963 spricht von einer Jakobbergserie im Sinne eines formation Begriffes für die Liasfleckenmergel der unteren Hallstätter Decke im Halleiner Bereich).

2.) Die obere Hallstätter Decke (= Sandling Decke des Salzkammergutes) mit folgender, kalkbetonter Schichtfolge (ergänzt nach den Obertagsaufnahmen von B.PLÖCHINGER): Salzführendes Haselgebirge (Hallein - Berchtesgadener Salinar; nach den pollenanalytischen Untersuchungen von W.KLAUS (Überwiegend) oberstes Perm, Zechstein IV; dieses Ergebnis ist sehr zu beachten und wird leider in der Literatur wenig beachtet), Werfener Schiefer, dolomitische Rauhwaacke, Gutensteiner Dolomit, Diploporenriffkalke des Anis, Schreyeralmkalk (Lercheckkalk), weisser Diploporenriffkalk z.T. in Wettersteinkalkfazies und karnisch-norische Hallstätter Kalke (letztere durch die Funde von *Monotis salinaria* im Wolfdietrich Stollen auch in der Grube nachgewiesen).

Die Faziesabfolge kann wie folgt umrissen werden: Im N die voralpine Fazies in Bajuvarikum und Tirolikum. An dieses gegen S anschliessend die untere Hallstätter Decke (Zlambach Decke) mit deutlichen faziellen Bezugspunkten in mittlerer und oberer Trias zum Tirolikum im N und zur oberen

Hallstätter Decke (Sandling Decke) im S. An letztere schliesst die hochalpine Fazies in der Berchtesgadener Schubmasse an.

Der gesamte Halleiner Bereich wurde vom Hochjuvavikum, das im Untersberg ( Untersbergmasse = Berchtesgadener Schubmasse = Reiteralms Decke = Dachstein Decke) vorliegt, überfahren: Daher auch die komplizierten Lagerstättenverhältnisse mit zahlreichen tauben Einlagerungen in der Halleiner- und Berchtesgadener Salinarmulde. Daher zählen der Halleiner-, Berchtesgadener- wie Hallstätter Salzberg zum "Überschiebungstypus" der alpinen Salzlagerstätten. Dieser "Überschiebungstypus" ist auch durch seine besondere Schichtfolge im Haselgebirge, wie die Haselgebirgsstudien von O. SCHAUBERGER ergeben haben, charakterisiert: Das Haselgebirge zeigt hier eine grosse Mannigfaltigkeit mit Grausalzgebirge, Rotsalzgebirge, Grüntongebirge und grünbuntem Haselgebirge. Damit ergibt sich schichtfolgemässig und natürlich auch tektonisch ein scharfer Gegensatz zum "Stirntypus" - das Haselgebirge ist in einer tektonischen Mulde an der Stirne der unteren Hallstätter Decke angereichert -, der im Ischler und Ausseer Salzberg sowie in der Gips-Anhydritlagerstätte Wienern/Grundlsee vorliegt und durch das Vorherrschen des Rotsalzgebirges ( Ausseer Gebirge ) ausgezeichnet wird.

Da die Makrofossilpunkte im Halleiner Salzberg eine besondere Rolle zur sicheren Deutung der tektonischen Verhältnisse spielen, wurden diese Fundpunkte im Stollenplan der Abb.1 meiner Arbeit 1962 verzeichnet. Diese Fossilfundpunkte sollen im Folgenden wiederholt werden, vermehrt um die Neufunde der Kartierungsübungen II/62.

In den Liasfleckenmergeln (Jakobbergserie) wurden bisher nur schlecht erhaltene und juvenile Ammoniten gefunden; in den Zlambachschichten sind von zahlreichen Punkten Ammoniten und typisch verdrückte Muschelschalen gefunden worden; die norischen Hallstätter Kalke sind durch den Fund von Ammoniten und eines Brachiopoden belegt; die Halobien-schiefer erbrachten



als erstentdeckter Makrofossilpunkt *Halobia rugosa* und *Carnites floridus*; die hellen, z.T. ladinischen Kalke und Dolomite erbrachten in ihren kalkigen Anteilen vor allem Diploporen und in den Hangendpartien sehr charakteristische, aber schlecht erhaltene Halobiiden. Norische Hallstätter Kalke der oberen Hallstätter Decke lieferten *Monotis salinaria*, sowie Muschelbrut.

Wir sind Herrn Prof. Zapfe, Direktor der Geolog.-Paläontolog. Abt. des Naturhistorischen Museums in Wien, zu ausserordentlichem Dank verpflichtet, dass er das von unseren Studenten gesammelte, ziemlich umfangreiche Makrofossilmaterial noch zeitgerecht zur Drucklegung sichten und auch bestimmen konnte.

Lobkowitz-Einlagerung (Georgenberg-Horizont):

Lobkowitz-Schachtricht 110 m SE der Kelbkehr reiche Ammoniten- und Muschelfunde (G.HATTINGER, H.HOPF).

Abzweigung des Untersuchungsquerschlages II von der Lobkowitz-Schachtricht: Funde von unbestimmbaren Muschel- und Ammonitenresten und von Belemnitenrosträn (W.SCHNABEL, H.GORHAN; II/1961). Diese Belemnitenrosträn sind H.ZAPFE aus rhätischen Zlambachschichten (der Fischerwiese) schon bekannt.

Knorrachtrichtverlängerung: Fossilreiche Halobien-schiefer (O.SCHAUBERGER). Aus diesem Halobien-schiefer hat W.KLAUS 1960 eine reiche Sporenvergesellschaftung beschrieben.

Im Untersuchungsquerschlag II konnte Lias (Jakob-bergserie) von K.KOLLMANN 1963 mikropaläontologisch nachgewiesen werden.

Alle diese Fossilpunkte liegen in Schichtgliedern der unteren Hallstätter Decke.

Untersteinberg-Stollen:

H.RÖGL und H.BOROWICKA fanden im Feber 1962 bei m 320 (vom Mundloch gerechnet): cf. *Choristoceras* sp., kleine verkieste Arcestiden, Lebensspuren (Grabspuren?) indet. (Bestimmung H.ZAPFE).

Bei m 345 fanden dieselben Herren aus den gleichen Zlambachschichten: *Megaphyllites* sp. (Anis.-Rhät) und diverse Ammonitenfragmente (cf. Arcestiden).

Der Makrobefund: Zlambachschichten wird durch den Mikrobefund (K.KOLLMANN & R.OBERHAUSER) bestätigt.

Jakobberg - Stollen:

M 227: Ammonitenbrut in einer Schlammprobe von Liasfleckenmergel (Jakobbergserie); eine mehrstündige Suche durch Studenten an dieser Stelle nach weiteren, grösseren Exemplaren war im Feber 1962 erfolglos, Diese liassische Jakobbergserie wird bei m 230 - m 265 von mikropaläontologisch nachgewiesenen (K.KOLLMANN & R.OBERHAUSER) höheren Zlambachschichten unterteuft.

Bei m 480 wurden in helleren Hallstätter Kalken (obere Hallstätter Decke) durch P.GOTTSCHLING, P.OBERMANN und H.POLESNY leider unbestimmbare Halobiidenreste und unbestimmbare Halobienbrut im Feber 1962 gefunden.

M 574 - 572 ergaben aus Zlambachschichten der unteren Hallstätter Decke Ammoniten (P.GOTTSCHLING, P.OBERMANN u. H.POLESNY; II/62): Megaphyllites sp., Placites sp., Arcestes sp. sowie Nucula sp. (Bestimmung: H.ZAPFE).

M 611: Grösserer Ammonit in Zlambachschichten (A.MATURA, F.H.UCİK u. Sylvia BERGER; II/62), leider unbestimmbar.

Bei m 612 des Jakobbergstollens liegt der Fusspunkt des Wetterschurfes; hier gelang O.SCHAUBERGER, weiter oben im Schurf, in Zlambachschichten der unteren Hallstätter Decke der Fund von Ammoniten und Muschelresten; die nähere Fossilsuche durch Studenten von W.E.PETRASCHECK erbrachte unter anderem: Choristoceras marshi (Rhät).

M 620 (Jakobbergstollen): Kleine pyritisierte Ammoniten in Zlambachschichten (F.SOHS, Kat.GYRITS;II/61): Megaphyllites sp., Arcestes sp. (Bestimmung: H.ZAPFE).

M 628: Brachiopode aus helleren, verdrückten Kalken innerhalb der Zlambachschichten (A.MATURA, F.H.UCİK, Sylvia Berger; II/62): Koninckina cf. elegantula ZUGM. (Nor!); bestimmt von H. ZAPFE. In diesen gleichen Kalken (m 620 - 632) glückte H. PICHLER 1960 der erste Fund eines Ammoniten (noch unbestimmt); vor allem durch den Brachiopoden sind Fänke norischen

Hallstätter Kalkes innerhalb der Zlambachschichten nachgewiesen. Die mikropaläontologischen Untersuchungen (K.KOLLMANN u. R.OBERHAUSER) haben ergeben, dass hier in den Zlambachschichten eine Antiklinale vorliegt, in deren Kern das Nor steckt. Das Rhät wird beidseitig von norischen Hallstätter Kalken der oberen Hallstätter Decke überschoben.

M.684: *Monotis* cf. *salinaria* BRONN (Nor) bestimmt von H.ZAPFE, gefunden von A.MATURA, F.H.UCIC, u. Sylvia BERGER (II/62) in rotbunten Hallstätter Kalken.

M 741: *Halobia* (ex. aff. *norica* MOJS.); bestimmt von H.ZAPFE; gefunden von A.MATURA, F.H.UCIC u. Sylvia BERGER in tektonisch stark verquetschten Hallstätter Kalken.

M 745: *Monotis salinaria* BRONN (Nor); bestimmt von H.ZAPFE; gefunden von F.SOHS u. Kat.GYRITS (II/61) in tektonisch stark beanspruchten norischen Hallstätter Kalken der oberen Hallstätter Decke.

M 830, S-Ulm: *Halobia rugosa* GÜMBEL und *Carnites floridus* WULFEN (W.MEDWENITSCH 1948) mit Erweiterungsfinden: Kleine Arcestiden (G.ORTNER und G.NIEDERMAYER; II/61) und *Joannites*-cf. *cymbiliformis* WULF. (Gudrun KOPF, II/62; Bestimmung: H.ZAPFE).

M 985: Zerdrückte Bivalven mit cf.*Lima* sp. aus Zlambachschichten (A.MATURA, F.H.UCIC, Sylvia Berger; II/62).

M 1025: Ammonit aus Bank norischen Hallstätter Kalkes in Zlambachschichten (A.MATURA, F.H.UCIC, Sylvia BERGER; II/62).

M 1062: Ammonit aus Bank endogen-brecciösen norischen Hallstätter Kalkes innerhalb der Zlambachschichten (W.SCHLAGER; II/61). Die mikropaläontologischen Untersuchungen von K.KOLLMANN u. R.OBERHAUSER haben gezeigt, dass die norischen Hallstätter Kalke wieder in einer kleinen Antiklinale innerhalb der Mergelserie der unteren Hallstätter Decke liegen.

M 1093: *Choristoceras* sp. (rhät.Typ); gefunden durch G.ORTNER und G.NIEDERMAYER in Zlambachschichten.

Bei m 1121 mündet die Jakobbergrolle in den Jakobbergstollen. Hier durch den Fund von *Clyptonautilus spirolobus* DITTM. und anderer Fossilien Sicherstellung von Zlambachschichten der unteren Hallstätter Decke. Erweiterungsfunde auf unseren Kartierungsübungen erbrachten leider kein weiteres, bestimmbares Fossilmaterial.

Egglriedl-Stollen:

In den ersten 20 m Fund von *Vermiceras* sp. durch O.SCHAUBERGER (Bestimmung: H.ZAPFE) und dadurch erster Nachweis von Liasfleckenmergeln in der unteren Hallstätter Decke.

Wolfdietrichberg-Stollen:

M 68 - 70: 20 - 30 cm mächtige Bank von *Monotis salinaria* BRONN (Bestimmung: H.ZAPFE) in rötlichem norischen Hallstätter Kalk (H. RÖRMANN, G.RASCHENDORFER; II/61).

M 99, m 101, m 104 und m 123 erbrachten unbestimmbare Halobienbrut (Gudrun KOPF, A.LINSBAUER; II/62)

Diploporen und Kalkalgenreste wurden bei folgenden Punkten gefunden: M 296, m 309 (W.MEDWENITSCH; II/62), m 396, m 415, m 459, m 512, m 571 - E, m 603 - W (Gudrun Kopf, A.LINSBAUER; II/1962), m 659, m 693, m 722, m 796, m 811, m 820, m 845 (A.RÖGL, H.BOROWICKA; II/62), m 990, m 1500, m 1542, m 1556, m 1599, m 1602, m 1649, m 1653, m 1727, m 1750, m 1753 (P.SCHLUSCHE; W-D.HABERL, D.SOMMER; II/62) und m 1610 (W.ROTH, Elis. SCHERIAU; II/61)

M 1850 (SE-Ulm): Halobiiden indet. in grauen Kalcken im Hangenden der hellen Diploporenkalke der unteren Hallstätter Decke (W.ROTH, Elis. SCHERIAU; II/61).

Bohrung III:

In den Liegendkalken des Haselgebirges durch Feststellen von *Calpionella alpina* LORENZ, *C.elliptica* CADISCH und *Tintinnopsella carpathica* MURG.&FILIPESCU durch W.LEISCHNER in Dünnschliffen Sicherstellung von Oberalmer Schichten.

Bevor wir noch zu einem Abriss der Geologie des Berchtesgadener Salzberges kommen, möchte ich in Erinnerung bringen, dass das Salinar des Halleiner Salzberges durch eine Auftragung der unteren Hallstätter Decke (Mergelserie der Lobkowitz Einlagerung) zweigeteilt ist.

Die verlässlichsten Angaben über die Geologie des Berchtesgadener Salzberges können wir der Arbeit von J.KÜHNEL 1929 entnehmen.

Die S-Grenze des als Untersalzberg bezeichneten heutigen Bergbaubereiches bilden die steil gegen N abtauchenden Oberalmer Schichten des Tirolikums. Dieses Tirolikum mit Oberalmer Schichten und darüberfolgenden Schrambach- und Rössfeldschichten ( in diesen scheidet schon J.KÜHNEL konglomeratische Lager aus, die mit unserer hochneokomen Ischler Breccie des Salzkammergutes ident sind) bildet im südlichen Teile des als Obersalzberg bezeichneten Bereiches eine Spezialmulde, in der Haselgebirge mit Schollen von Ramsaudolomit und Hallstätter Kalken liegt.

Ganz allgemein folgt, wie man es am Obersalzberg im Detail sieht, über dem Tirolikum die tiefjuvavische Hallstätter Zone. Das Salinar trägt Schollen von mittlerer und oberer Trias, von Ramsaudolomit und Hallstätter Kalken.

Im Sept. 1960 hatte ich die Möglichkeit, mit Dr.H.PICHLER den Berchtesgadener Salzberg zu befahren und anschliessend auf 3 Exkursionen noch Proben zu holen und entscheidende Stellen in Ruhe zu studieren. Besonders interessant war das Profil in der Armansberger Schachtricht (König Ludwigberg Horizont). Schollen von aniso-ladinischen Kalken und Dolomiten liegen auf salzarmem Grenzgebirge, wie es auch schon auf einem Detailprofil von J.KÜHNEL dargestellt ist. In diesem glanzschiefrigen Grenzgebirge, das vorwiegend aus Salztonen besteht, steckten auch mittelgraue Knollen von Kalkmergeln. Das Liegende des Grenzgebirges

(salzarmes Haselgebirge) bilden die tirolischen Oberalmerschichten. Schlammproben aus den Mergelknollen an der Ostgrenze dieser tiefjuvavischen Scholle haben nun eine Mikrofauna ergeben, die nach den Ostracoden (K.KOLLMANN) die Anwesenheit von norisch-rhätischen Zlambachschichten eindeutig sicherstellt.

Wir haben hier den Glücksfall, dass mikropaläontologisch ein sehr typisches Schichtglied einer faziell sehr charakteristischen Decke nachgewiesen werden kann. Über den tirolischen Oberalmerschichten liegen in einer Bewegungszone Reste von Zlambachschichten der unteren Hallstätter Decke, über der dann das Haselgebirge mit seinen mittel - obertriadischen Karbonatschollen der oberen Hallstätter Decke folgt.

Weitere Hinweise für die Anwesenheit der Mergelserie der unteren Hallstätter Decke auch in Bayern und damit ein besseres, räumliches Vorstellungsbild erhalten wir durch Aufschlüsse oberliassischer Fleckenmergel unter dem Haselgebirge. Diese Liasfleckenmergel sind schon seit C.W.v.GÜMBEL 1888 bekannt und haben auch eine kleinere Fauna ergeben, die für Lias  $\epsilon$  spricht. J.KÜHNEL 1929 (S.466) betont ausdrücklich, dass in den Liasfleckenmergeln des Berchtesgadener Salzberges eine Entwicklung des Oberlias vorliegt, wie sie sonst aus dem Berchtesgadener Gebiet nicht bekannt ist. K.LEUCHS 1927 sieht die Trümmer von Liasfleckenmergeln in einem tieferen Niveau, als die von Triaskalken und -dolomiten. K.LEUCHS nimmt schon 1927 an, dass das Haselgebirge über ein basales Gebirge aus Liasfleckenmergeln überschoben worden ist.

Wir haben damit im Berchtesgadener Salzberg Verhältnisse, wie sie sich am besten in einer Profilskizze (siehe Abb.1) zusammenfassen lassen: In der Birkenfeldschachtricht und auch an anderen Punkten im gleichen Bereich des Grubengebäudes treten Fleckenmergel des Lias  $\epsilon$   $\epsilon$  auf, die eine sehr ähnliche Mikrofauna wie die Jakobbergserie des Halleiner Salzberges führen. Unter Jakobbergserie versteht K.KOLLMANN 1963

die Liasfleckenmergel der unteren Hallstätter Decke. Nördlich dieser Birkenfeldeinlagerung liegt noch Haselgebirge, grubenmässig nur verhältnismässig schmal erschlossen; darüber folgt die Berchtesgadener Schubmasse, unter welcher noch Haselgebirge in beträchtlichen Mengen erwartet werden kann, worauf die Reichenhaller Solequellen einen Hinweis geben.

Südlich der Birkenfeld Einlagerung liegt die in Nutzung stehende Berchtesgadener Salinarmulde des tieferen Obersalzberges, im S durch Oberalmerschichten mit Spuren von Zlambachschichten begrenzt.

Wir sehen daraus, dass Berchtesgadener- und Halleiner Salzberg sehr weitgehende Analogien aufweisen. In beiden Fällen wird der Lagerstättenkörper durch die Aufragung von mergeligen Gesteinen der unteren Hallstätter Decke in 2 Spezialmulden geteilt, in die nördlichere Halleiner Salinarmulde und in die südlicher gelegene Berchtesgadener Salinarmulde. Lobkowitz- und Birkenfeld-Einlagerung können jedenfalls gleichgesetzt werden. Nördlich davon liegt die Halleiner Salinarmulde, im W schmal und im E mit grosser Breite; südlich davon liegt die Berchtesgadener Salinarmulde, im E schmal und im W breit werdend.

#### Zusammenfassend:

Die tiefjuvavische Hallstätter Zone von Hallein - Berchtesgaden liegt in einer breiten, an den Rändern steil eintauchenden tirolischen Mulde. Diese wird durch Aufragungen der mergeligen Schichtglieder der unteren Hallstätter Decke in Spezialmulden getrennt. In der N-Mulde, die sich nach W verschmälert, liegt das Haselgebirge des Halleiner Salzberges. Ihre Südgrenze bilden die Fleckenmergel der Lobkowitz - Birkenfeld - Einlagerung. Südlich dieser Aufragung liegt die Berchtesgadener Salinarmulde mit maximaler Breite im Westen. Die Berchtesgadener Salinarmulde wird im S durch das abtauchende Tirolikum begrenzt. Die Schichtglieder der unteren Hallstätter Decke im Berchtesgadener Salzberg konnten mikropaläontologisch durch K. KOLLMANN nachgewiesen werden.

Ausgewählte Literatur:

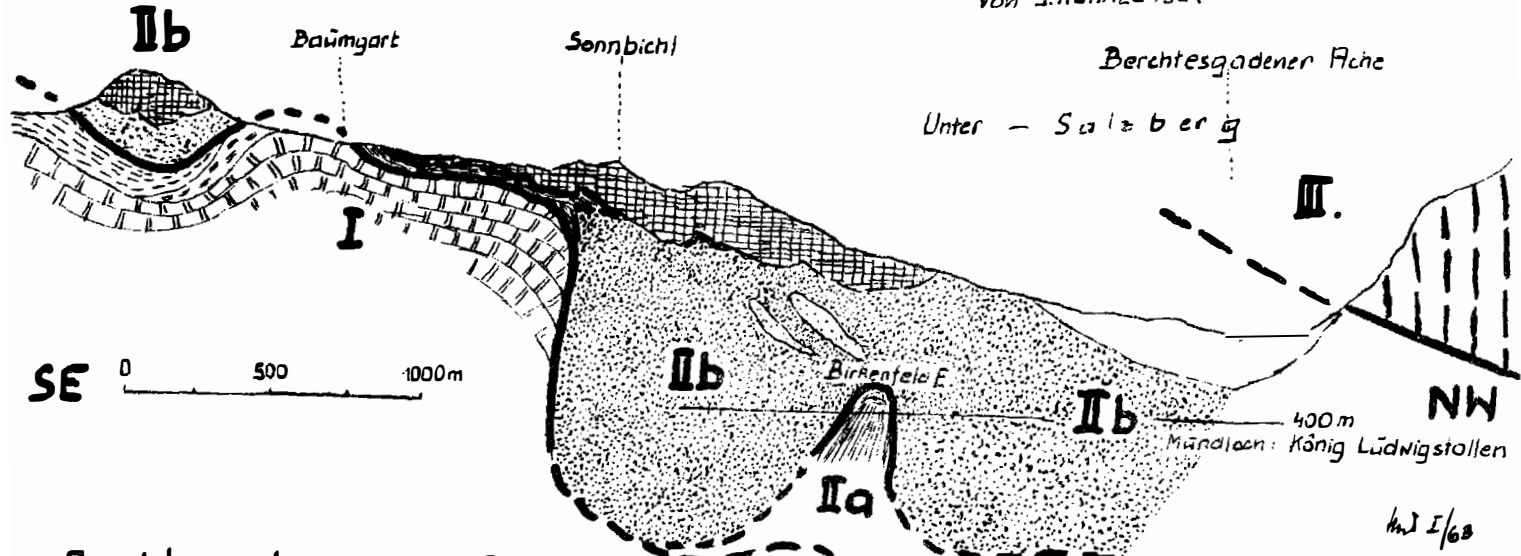
- DEL-NEGRO, W.: Salzburg.- Geologie d. österr. Bundesländer in kurzgefassten Einzeldarstellungen. -- Verh.G.B.A.Bundesländerserie, H.Salzburg, S.1 - 56, Wien 1960.
- KOLLMANN, K.: Ostracoden aus der alpinen Trias. I. Parabairdia n.g. und Ptychobairdia n.g. (Bairdiidae).- Jb.G.B.A., Sd.Bd.5, S.79 - 105, 6 Taf., 3 Textabb., 60 Lit., Wien 1960
- KOLLMANN, K.: Ostracoden aus der alpinen Trias.II. Weitere Bairdiidae. - Jb.G.B.A., Wien 1963 ( im Druck).
- KÜHNEL, J.: Geologie des Berchtesgadener Salzberges.-- N.Jb.Min.etc., Beil. Bd.6, S.447 - 559, 5 Taf., 6 Textabb., 69 Lit., Stuttgart 1929.
- MEDWENITSCH, W.: Zur Geologie des Halleiner Salzberges. Die Profile des Jakobberg- und Wolfdietrichstollens.-- Mitt.Geol.Ges.Wien 51, S.197 - 218, 2 Taf., 1 Abb., 2 Tab., 71, Lit., Wien 1960.
- MEDWENITSCH, W.: Die Bedeutung der Grubenaufschlüsse des Halleiner Salzberges für die Geologie des Ostrandes der Berchtesgadener Schubmasse. -- Zschr. Deutsche Geol.Ges. 113/2 u.3, S 463 - 494, 3 Abb., 2 Tab., 80 Lit., Hannover 1962.
- PETRASCHECK, W.E.: Der tektonische Bau des Halleiner Dürrenberger Salzberges. -- Jb.G.B.A. 90/3/4, S.3 - 19, Wien 1947.
- PETRASCHECK, W.E.: Die geologische Stellung der Salzlagerstätte von Hallein. -- Bg.u.Hm.Mon.H. 94, S.60 - 65, Wien 1949.
- PICHLER, H.: Fazies und Tektonik in den Berchtesgadener Alpen.-- Exkursionführer u. Vortr.referate d. 112. Hauptvers. d. Deutschen Geol. Ges. in Bad Tölz 1960.
- PLÖCHINGER, B.: Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuss des Untersberges; die Göllmasse und die Halleiner Hallstätter Zone.-- Jb.G.B. A. 95/1, S.93 - 144, Wien 1955.
- PLÖCHINGER, B. u. R.OBERHAUSER: Ein bemerkenswertes Profil mit rhätisch-liassischen Mergeln am Untersberg-Ostfuss( Salzburg).- Verh.G.B.A., S 275 - 283, Wien 1956.



# Querprofil: Berchtesgadener Salzburg

Ober Salzburg

W. MEDWENITSCH 1963 unter Benützung der Profile von J. KÜHNEL 1929.



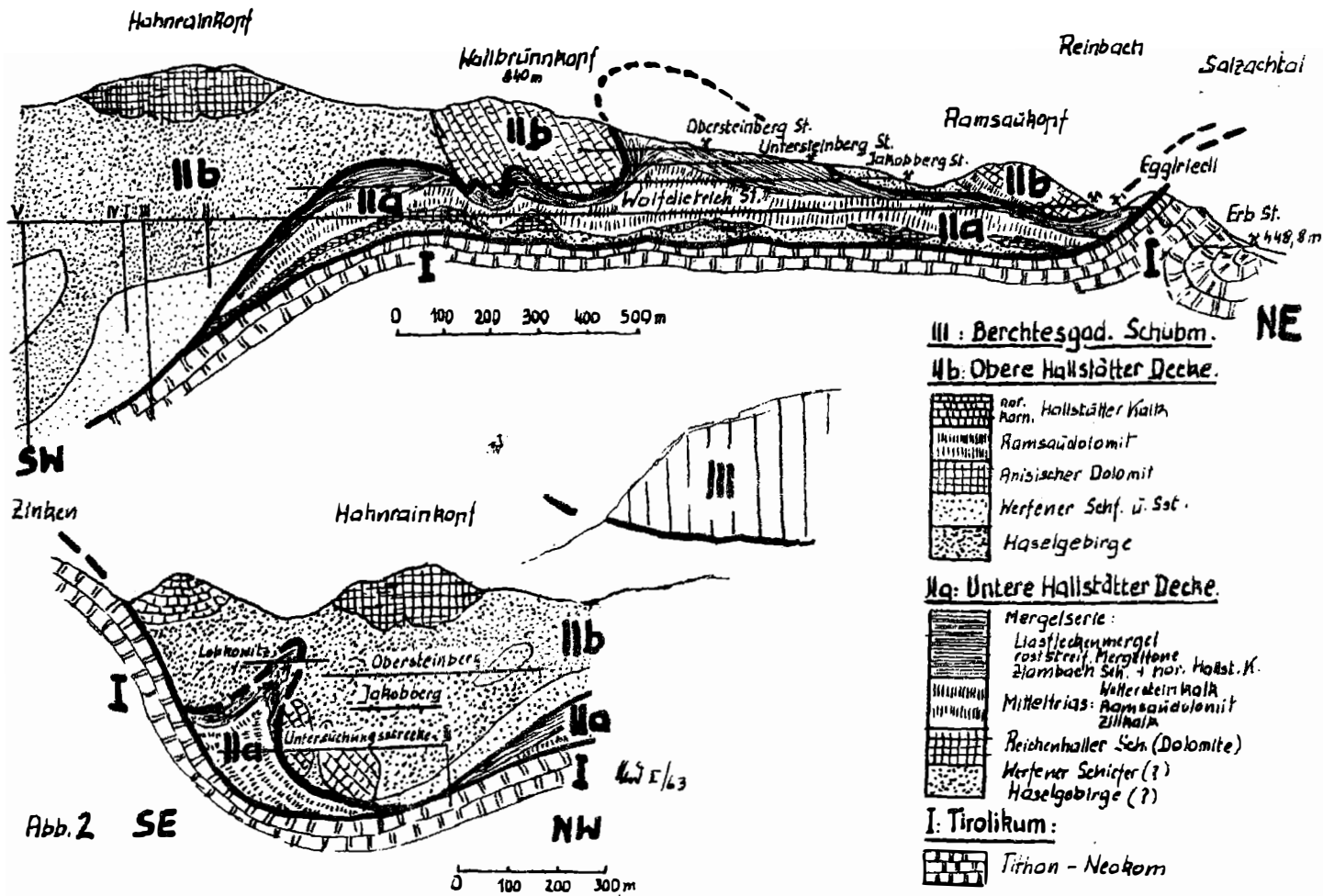
**III** Berchtesgadener Schubmasse

**II b** Obere Hallstätter Decke  
 Ramsaudalomit  
 Wertener Schiefer  
 Haselgebirge

**II a** Untere Hallstätter Decke  
 Mergelserie  
 (fossilbelegt: Liasfleckenmergel, Ziambachschichten)

**I** Tirolikum  
 Rossfeldschichten  
 Senrombachschichten  
 Oberalmerschichten

Abb. 1



Quer- und Längsprofil: Halleiner Solzberg. W. MEDWENITSCH 1963.

Therese Pippan

Ausgewählter Bericht über den VI. Inquakongress in  
Warschau: (1.-7. September 1961).

Der vorliegende Bericht gibt einen kurzen Überblick über die wichtigsten Verhandlungsergebnisse des oben genannten Kongresses aus der Sektion für Geomorphologie, Paläoklimatologie, Paläobotanik, Paläozoologie, Archäologie und Anthropologie, sowie der Kommission über quartäre Strandlinien, marine Sedimente, Untergrenze des Pleistozäns, Holozänforschung, Neotektonik und das absolute Alter der Quartärablagerungen.

In der Geomorphologischen Sektion macht H. Brunner aus Deutschland kritische Bemerkungen zur morphometrischen Schotteranalyse. Aus der Überprüfung der mit dieser Methode erzielten Ergebnisse ist zu erkennen, dass sich in den ausgeschiedenen Bereichen z.B. bei Grundmoränen und glazifluvialen Ablagerungen oft grosse Überschneidungen ergeben.

K. Gripp studiert den W-zeitlichen Eisabbau im westlichen Baltikum und findet, dass Beckensande und Bändertone, die innerhalb der Vereisungsgrenze auftreten, nicht Zeugen von Eisstauseen, sondern von Zungenbeckenseen mit Toteisphase sind. Unter Schutt kann sich Toteis durch warme Interstadiale erhalten. Im Alleröd erfolgte das 1., im Präboreal das 2. Tiaftauen, wobei der Boden insgesamt um 10 m absank. Erst zu Beginn des Neolithikums schwand das letzte Eis.

S. Venzo, Italien, berichtet über geologische Aufnahmen im Bereich des östlichen Moränenamphitheaters des Gardasees und jenes von Veronesisch Rivoli in Norditalien. Es werden frisch aussehende und Braunerde enthaltende  $W_1$ ,  $W_2$ , und  $W_3$  -Moränenwälle und Seeablagerungen aus dem  $W_{2/3}$  Interstadial, nach aussen folgende R-Moränenwälle mit starker rotbrauner Lehmverwitterung, ganz rubifizierte, spärlich erhaltene, zu Lehm verwand-

wandelte, Löss bedeckte, zweigegliederte M-Moränen und W des Gardasees auch G-Moräne unterschieden.

T. Pippan, Österreich, berichtet über die spätglazialen Terrassen und interglazialen Sedimentationsreste des Salzburger Beckens. Die Schlernterrassen schliessen an Schlernmoränen. Sie haben flachere Stufenabfälle, weniger scharfe Kanten, mächtigere Bodenbildung und schwächere Oberflächengliederung als die tiefer gelegenen Gschnitzterrassen. Beide bestehen aus lokalem Seitenbachschotter oder Salzachfernschotter. Die Höhe der Terrassenstufen hängt von ihrer Lage zu den Flüssen ab. Die interglazialen Nagelfluhvorkommen bezeugen eine einst die Talsohle erfüllende Seeaufschüttung, die sich oft in Schutzlage erhalten hat. Ihr Niveau und das der Diskordanz zwischen Delta- und horizontalen Deckschichten braucht entgegen bisheriger Auffassung kein sicheres Alterkriterium zu sein, da die Sedimentierung in ein Erosionsrelief, vielfach in lokale Eisrandseen hinein erfolgte und die Möglichkeit tektonischer Verstellungen zu berücksichtigen ist.

G. Hoppe, Schweden, erörtert Prinzipien und Morphogenese des Eisrückzuges mit Beispielen von Nordschweden. Das letzte Inlandeis in Schweden zog sich ununterbrochen zurück. Es bildete an Rückzugsmoränen verfolgbare Eiskliffe an der Stirn. Dabei entstanden Schliffe, glazifluviale Ablagerungen, Kalbungsbuchten in tieferem Wasser und Schmelzwasserrinnen über den höchsten Strandlinien. Der Eisrückzug war durch häufige Änderungen der Eisbewegungsrichtung gekennzeichnet. Das Inlandeis löste sich im Gebirge zunächst in ein Eisstromnetz, dann in Einzelgletscher auf. Typisch für den Eisrückzug in Schweden ist die betonte Aktivität des Gletschers und die wichtige Rolle, welche die Bewegung der wasserdurchtränkten, geschichteten Moränen bei der Bildung der verschiedenen Morärentypen spielte.

L. Sandor, Ungarn, befasst sich mit der Wirkung pleistozäner Krustenbewegungen auf die Reliefbildung in Ungarn. Mit der epirogenetischen Bewegung erfolgte die Senkung des Beckens und die Hebung der Randgebirge. Die Deformationen spiegeln sich in kleinen Verwerfungen innerhalb der Quartärablagerungen. Quartäre Bewegungen sind aus der Emporhebung und Aufschüttung der spätpliozänen Karstquellenhöhlen und an gehobenen Travertinschichten erkennbar. Karsthöhlenbildungen in epigenetischen Erosionstälern entsprechen den Flussterrassen ähnlichen Alters ausserhalb der Karstlandschaft.

M. Lukniš, CSSR, studiert die Entwicklung der Hohen Tatra in bezug auf die quartären Sedimente. Es werden drei W-Vergletscherungsstadien verfolgt und Hinweise für zwei Prä-W-Vereisungen festgestellt, wobei sich der Altersunterschied durch stärkere selifluidale Ein-ebnung und Verwitterung ausdrückt.

V. Sibrava befasst sich mit den Sedimenten am S-Rand der kontinentalen Vereisung in Mähren und dem tschechoslowakischen Anteil in Schlesien. Im Gegensatz zur bisherigen Ansicht über die Verbreitung der Vereisung in der Mährischen Pforte wurde die Maximalvereisung im Saaleglazial festgestellt, wo der Gletscher die europäische Wasserscheide erreicht.

J. Tyráček bringt einen Beitrag zum Problem der Parallelisierung der kontinentalen und alpinen Vereisung in der CSSR. Bei der Mährischen Pforte ist eine Verknüpfung der nordischen und alpinen Vereisung vorauszusetzen. Das Hauptkriterium dafür ist das Terrassensystem an der Oder, das mit dem der linken Nebenflüsse der Donau, wie Becva und Morava, parallelisiert werden kann. Die Terrassen des Ostrauer Beckens stehen in direkter Beziehung mit den Bildungen der Inlandvereisung. Die 10-15 m über der heutigen Talsohle gelegene Leiterrasse befindet sich im Liegenden der Saale-Maximalvereisung und im Hangenden der Elstervereisung. Die Hauptstufe im Bezvatal ist die 10-15 m-Terrasse, die vor der Saalevergletscherung im Ostrauergebiet entstand, der einzige Stützpunkt für

die Parallelisierung der Inland- und alpinen Vereisung. Die fluvioglaziale Terrasse Hassingers am rechten Becvaufser zwischen Hranice-Prerov besteht nicht.

J. Roglić, Jugoslavien, behandelt die Vergletscherung des Dinarischen Gebirges und ihre Wirkung auf den Karst. Da die nördliche Adria trocken lag, gab es grosse Schneefälle hauptsächlich im südlichen Küstengebirge. Wegen der starken sommerlichen Schneeschmelze war die vom Relief abhängige Gletscherbildung erschwert. Glaziale Erosionsformen sind spärlich, fluvioglaziales Material aber ist reichlich vorhanden. Kryoturbationserscheinungen sind selten, da in den Gesteinsspalten zirkulierendes Wasser die Bildung von Permafrost verhinderte. Es ist fraglich, ob es zwei Vergletscherungen gab. In den Poljen füllten die Gerinne die Schlucklöcher mit alluvialem Material, so dass darin seichte Seen entstanden.

Zahlreiche Beiträge lieferten die polnischen und sowjetischen Kollegen.

T. Bartkowski, Polen, berichtet über das Relief in seiner Beziehung zur Struktur und Lithologie des Untergrundes an einigen Beispielen mit glazialtektonischen Störungen in Westpolen. Die Ablagerungen der R-Eiszeit haben solche Dislokationen erfahren. Hier lässt sich eine Reliefinversion beobachten, indem den faltenantiklinalen Oberflächendepressionen, die faltensynklinalen Rücken entsprechen. Die Rolle der Dislokation des Untergrundes und der Hebung des glazitektonisch gefalteten Materials zeigt sich in der Exposition gegenüber der selektiven Denudation des verschieden festen Materials. Die entscheidende Bedeutung aber hat die wechselnde Wasserdurchlässigkeit des Untergrundes.

R. Czarnecki, D. Kosmowska und E. Mycielska weisen stratigraphisch nach, dass die mittelpolnische Vergletscherung (=Varsovien I) über die bisher angenommene Grenzlinie Skarzysko-Józefow nach S bis gegen das Weichseltal reichte.

R. Galon behandelt den letzten eiszeitlichen Eisabbau im Weichselgebiet. Es wird eine morphogenetische Karte gezeigt. Der Ref. entwickelt neue Gesichtspunkte über die Entstehung der Glazialformen und den Verlauf des Eisrückzuges in diesem Gebiet, wobei die Eisrandbildungen der verschiedenen Stadien und Phasen besonders berücksichtigt werden.

A. Jahn berichtet über den Eisrückzug in den Sudeten. Toteisblöcke des Inlandeises erfüllten die Täler und Becken. Zwischen Toteisrand und Tal- oder Beckenhang oder auf Gebirgspässen entstanden Kamesterrassen. In subglazialen Tunnels zwischen den Eisblöcken bildeten sich Kames- und Schotterrücken, welche die Täler queren. Das müssten schon Übergangsformen zu Osern sein.

K. Klimek untersucht den Einfluss des präquartären Reliefs auf den Verlauf der Vergletscherung und ihres Rückzuges im Nordteil des Schlesisch-Krakauischen Plateaus. Das mittelpolnische Inlandseis drang vom NE parallel zu den Achsen der Senken und Schwellen vor. Beim Rückzug schmolz es zuerst auf den höheren, dann auf den niedrigeren Schwellen. In der 3. Phase lagen Toteiskörper nur auf den präquartären Talsohlen, was fluviale Terrassen und Ablationsmoränen beweisen.

Für I. Kondracki und St. Pietkiewicz gilt als Kriterium für die Ausdehnung der letzten Vergletscherung in NE-Polen das Auftreten von Rinnenseen. Die Vereisungsgrenze fällt entgegen Woldstedt nicht mit der Südgrenze der Seezone überhaupt zusammen. Die Marginalablagerungen des äussersten W -Vorstosses sind meist von Übergangskegeln der folgenden Vergletscherungsphase bedeckt.

St. Kozarski verfolgt den Rückzug des letzten Inlandeises aus dem NE-Teil der grossen polnischen Tiefebene und dessen Einfluss auf die Gestaltung des Netze-Warthe-Urstromtales. Es lassen sich 6 Oszillationen und eine Phase erkennen. Eine Übereinstimmung mit der Auffassung Woldstedts ergab sich nicht.

M. Liberacki behandelt die Drumlins von Zbojno im Lichte neuer Forschungen. Sie gehen nicht auf Inlandeisaufrichtungen, sondern auf sub- und fluvioglaziale Erosion zurück, wofür ihr Auftreten in subglazialen Rinnen im Hinterland der Moränen, aber auch die Bedeckung der Drumlins mit auf Grundmoräne lagerndem Moränenlehm spricht, der in den Senken dazwischen fehlt. Die Art der Drumlinisierung hängt vom Typus des Eisrückzuges ab.

S. Skompski befasst sich mit dem Quartär des E-Teiles des Beckens von Plock, wo 7 glaziale Horizonte von Geschiebelehm und Sanden festgestellt wurden, deren ältester der G-Vergletscherung angehört, die nächsten zwei der südpolnischen M-, drei weitere der mittelpolnischen R-Vergletscherung. Aus dem Cromer- und Holstein sind Fluss-sedimente, aus dem Eeminterglazial Erosionsterrassen vertreten. Die miozänen und pliozänen Ablagerungen wurden durch Glazialtektonik gestört.

M. Tyczynska untersucht die Entwicklung der quartären Aufschüttungsdecke im Weichseltal bei Krakau. Hier finden sich sechs durch Erosionsflächen voneinander getrennte, ineinander geschachtelte Aufschüttungsdecken, die der Krakauer Vergletscherung, dem Oder-Drenthestadium, Warthestadium der mittelpolnischen R-Vergletscherung, dem Brandenburger Stadium der Baltischen W-Vergletscherung, der jüngeren Dryas und dem Holozän angehören. Die Erosions- und Akkumulationsphasen entsprechen den klimatischen Schwankungen.

A. A. Aleynikow, Sowjetunion, berichtet über den Verlauf des Eisrückzuges im NW der UdSSR, wo die Dnjepr=R und Waldai=W-Vereisung nachgewiesen sind. In letzterer erfolgte das Schwinden des Eises in 5 Stadien mit je 4-5 Oszillationen, in ersterer in zwei Stadien mit je einigen Schwankungen.

A. A. Aseew gibt einen Überblick über die morphologische und fazielle Zonalität der Vereisungsgebiete der russischen Ebene. Das Gebiet der Maximalvereisung= Moskauer Vergletscherung, ist durch die Vorherrschaft eines leicht hügeligen Reliefs ausgezeichnet. Der Rückzug erfolgte in mehreren Phasen, Es entstanden riesige Toteismassen. Die verschiedenen reifen Formen



des vergletscherten Reliefs entwickelten sich unmittelbar bei ihrer Ausbildung. Die Frische der Erhaltung der glazialen Formen kann nicht als sicheres Kriterium des Alters der Vergletscherung gelten.

V. G. Bondartschuk untersucht die Glazialtektonik des mittleren Dnjeprgebietes, wo ein besonderer Typus des glazial geformten Reliefs entstanden ist. Glaziale Schichtstörungen lassen sich unter den komplizierten Bedingungen des Strukturreliefs beobachten. Dislokationen erfolgten unter der Belastung des Untergrundes durch die Inlandeisdecke, Schichtstörungen durch tangentialen Eisdruck, der die Schichten in der Bewegungsrichtung des Inlandeises losriss. Bei Kanewsk, wo das Eis einen gigantischen Druckwall aufrichtete, erstrecken sich exogene Störungen über ein 70 km langes und 35 km breites Gebiet. Es entstanden diapyrische Falten und Verschuppungen, wobei der Hauptschub eine Ausdehnung von über 20 km, die Amplitude der Emporfaltung 150-160 m erreichte.

W. Dibner berichtet über grundlegende Besonderheiten des Reliefs in der Quartärgeschichte des arktischen Schelfs Eurasiens. Die grossen Böschungen des arktischen Beckens bildeten sich zu Beginn des Pleistozäns in Verbindung mit intensiver Absenkung im Nordatlantik. Gleichzeitig entstand das System meridional verlaufender Rinnen und Schwellen an der Grenze des Schelfs. Im Bereich des Barents- und Karischen Schelfs äusserten sich starke, wellenartige neotektonische Bewegungen. Es entwickelten sich Gebirge auf dem arktischen Schelf Eurasiens, die zu einem Herd der pleistozänen Vergletscherung wurden. Die Verbreitung eiszeitlicher Reliefformen auf den Inseln und dem Meeresboden zeigt, dass am Ende des Pleistozäns ein grosser Teil des Schelfs mit Ausnahme der tiefen Rinnen von Eis bedeckt war, das sich mit dem fennoskandischen Eisschild vereinigte. Nach E nehmen Terrassenhöhe, mittlere Meerestiefe, Eismächtigkeit und Eisbelastung durch den pleistozänen Eisschild ab, weshalb in dieser Richtung auch die postglaziale Hebung gering ist.

E. E. Milanowski erörtert Grundfragen der Vergletscherungsgeschichte des zentralen Kaukasus. Verschiedene Jungeruptiva haben zur Erhaltung von Überresten alter glazialer Ablagerungen beigetragen. Die frühpleistozäne Vergletscherung ist durch Trogrete und aus Schotter, die mittelpleistozäne an Moränen in den Tälern, die jungpleistozäne durch glaziale und periglaziale Gebilde nachweisbar. Die jüngste Vereisung ist durch zwei Phasen gegliedert, deren jüngere mit einigen Rückzugsstadien auch das Holozän einschliesst. Die letzten Vorstoßstadien fielen in das 19. Jh. In den hoch gelegenen Tälern beträgt der jüngste Einschnitt 450 m. Die alten Vergletscherungen des Kaukasus können mit den Vereisungen der osteuropäischen Ebene und Fennoskandias synchronisiert werden. Die Vergletscherung des Gebirges wurde durch junge Hebungen gefördert.

E. W. Schanzer behandelt die Typen der alluvialen Ablagerungen und unterscheidet drei Fazien: das Flussbettalluvium, das eigentliche Alluvium und altes Alluvium. Das Alluvium der Tieflandsflüsse ist verschieden. Wenn die Flüsse von Seen gespeist werden, herrscht die Flussbettfazies vor, wenn es sich um vorübergehend austrocknende Steppenflüsse handelt, die eigentliche Alluvialfazies. Von Gletschern ernährte Tieflandsflüsse zeigten den periglazialen Typ des Alluviums, dessen Flussbettfazies wenig grobkörnig ist.

J. P. Seliwerstow berichtet über die quartäre Vergletscherung des Altai, Saurā, dsungarischen Altai und Tian-schan. Es gibt hier drei durch Klimaänderungen bedingte Vergletscherungen, deren älteste ins Mittelquartär fiel. Diese trug z.T. Inlandeischarakter und betraf ein wenig gegliedertes und schwach gehobenes Gebirge. Im Jungpleistozän waren zwei Vergletscherungen, davon die erste die maximale. In dem durch neotektonische Prozesse zwischen Mittel- und Jungpleistozän stark gehobenen und reliefierten Gebirge kam es zur Tal- und Karvergletscherung. Der Rückzug der letzten Vereisung erfolgte in Stadien.

H. G. Zagorskaja, C. A. Strelkow behandeln die Vergletscherung des Tieflandes der nördlichen Sowjetunion. Die schwach bewegte Firneiskappe auf der Ebene entstand durch langjährige Erniedrigung der Ionosphäre über dem Festland. Ihre Schwankungen bestimmten den Wechsel von Glazial und Interglazial, der wohl nicht mehr als dreimal erfolgte. Kleinere Schwankungen der Schneegrenze erzeugten viele Oszillationen des S-Randes des Inlandeises. Moränen-aktives Eis entstand nur auf peripheren Teilen des Inlandeises und an scharfen Biegungen des Gletscherbettes. In den zentralen Gebieten der Eiskuppel erhielten sich keine Spuren der Vergletscherung. Die Analyse des Quartärs in bezug auf das Relief und die Glazialablagerungen der russischen Ebene lässt annehmen, dass zwei Drittel des Territoriums von wenig aktivem Eis eingenommen wurden. Während des Maximums der Vergletscherung senkte sich in 55-60° die Ionosphäre.

K. K. Markow berichtet über die heutige und quartäre antarktische Vergletscherung und die alte Vergletscherung Europas. Das Profil der antarktischen Eisoberfläche hat eine gewisse Ähnlichkeit mit einer Parabel. Die Eismächtigkeit reflektiert den Einfluss der Unebenheit der Sohle, die Intensität des Gefälles den der Senkung. Die atmosphärische Zirkulation ist durch antizyklonale und zyklonale Typen gekennzeichnet. Die heutige glaziologische Gesamtbilanz der antarktischen Inlandeisdecke ist positiv, ebenso die derzeitige meteorologische Teilbilanz der Firnmassen des Inlandeises seit 9 Jahren. Die quartäre Geschichte der Vergletscherung der Antarktis ist von der europäischen wesentlich verschieden. Um die Antarktis erfolgte eine ständige Anhäufung von Meeresmoränen und Eisbergablagerungen. Die Eisdicke ist sehr konstant. Wie nach der Besonderheit der Dynamik der Eisdecke zu schliessen ist, können deren Maximal- und Minimalstadien chronologisch nicht mit den eiszeitlichen und zwischeneiszeitlichen europäischen Epochen zusammenfallen.

P. S. Woronow behandelt die Dynamik und Statik des Reliefs der Antarktis im Quartär. Es werden die Hauptfaktoren der Morphogenese des Südkontinents klassifiziert. Die Kenntnis des Charakters der Quartärablagerungen und Reliefformen des Südpolar-kontinentes gestattet, Entwicklungsstadien dieser Vergletscherung und die Bilanz des Inlandeis-  
schildes während der Maximalvergletscherung auf-zustellen, die die Rolle austatischer Faktoren in der Entwicklung des planetaren Reliefs und der neotektonischen Entwicklung der Antarktis berück-sichtigt.

Sun Tiën-Ching, China bietet einen Überblick über die sogen. grosse eiszeitliche Vergletscherung Chinas, die durch Erratika, Moränen, Windkanter, Gletscherschliffe und glazial bearbeitete Land-formen nachgewiesen ist. Epitektonische Phänomene, bes. tektonische Störungen, wurden in lockeren, geschichteten Ablagerungen oder Moränen festge-stellt. Die Jangtse-Zone bezeichnet entgegen frühe-  
rer Auffassung nicht die S-Grenze der Verglet-  
scherung, . Sie wurde auch in Kweichou, Yunnan, N-Kwangsi und im Bergland W von Peking festgestellt. In N-und S-China gab es eine mehrfache Vergletsche-  
rung vom Karfypus, die durch Interglaziale mit subtropischem Klima gegliedert war. Die Grenzen zwischen Glazialen und Interglazialen und die Be-ziehungen zwischen glazialen, fluvioglazialen Ab-lagerungen und Löss sind noch unklar.

K. Kobayashi, Japan, behandelt die W-zeitliche Tal-ausfüllung in der Umgebung der japanischen Alpen. Mit Hilfe der pleistozänen vulkanischen Asche, die einen Leithorizont bildet, wird die Korrelation der topographischen Oberflächen durch die sogen. tephrochronologische Methode untersucht. Die jüngste Aschenschicht liegt auf Schwemmkegeln, Terrassenschot-tern und Moränen der W-  
eiszeitlichen Kare. Sie ent-hält reichliche jungpaläolithische Kulturreste.

E. H. Muller, USA, bestimmt aus der Reduktion der tertiären Oberflächen die Wirksamkeit der Glazialerosion. Die Gipfelflur im Allegheny Plateau von New York, Pennsylvania und Ohio gilt als Hinweis auf die beiderseits der quartären Vergletscherungsgrenze erhaltenen präglazialen Erosionsflächen. Im Gegensatz dazu beweisen die tiefen Tröge der Finger Lakes und die Trogtäler von New York die Wirksamkeit der Glazialerosion. In den Profilen sind Hänge von präglazialen Tälern und solchen zu unterscheiden, welche durch Flussablenkung seit dem Frühpleistozän entstanden. Die Sohlen und Hänge von Tälern, die parallel zur Fliessrichtung des Eises verlaufen, zeigen starke Glazialerosion. Die Wirksamkeit derselben in der Reduktion der Gipfel steigert sich mit der Entfernung von der Vergletscherungsgrenze gegen N infolge der hier längeren Dauer und grosser Mächtigkeit der Vereisung.

In der

Paläoklimatologischen Sektion legt

I. Sestoft, Dänemark, geophysische und terrestrische Gründe für die Klimaänderungen im Quartär dar. Um eine wissenschaftlich genügende Erklärung der Veränderungen zwischen dem glazialen und interglazialen Regime zu bieten, muss folgendes plausibel gemacht werden: eine bedeutende und relativ rasche Vermehrung der Niederschläge, die zirkumpolar und auf beiden Hemisphären gleichzeitig und ohne fühlbare Erwärmung auftritt und eine Steigerung der globalen terrestrischen Albedo mit sich bringt, wodurch sich bes. im Sommer die Temperatur und damit die Ablation vermindert. Diese Klimaänderungen sind kausal mit orogenetischen Epochen verbunden. Sie treten nur in einigen Jahrillionen nach dem Maximum dieser Bewegungen auf, und haben eine Gesamtdauer von unter 1 % der geologischen Chronologie. Die Hauptursachen für die Schwankungen zwischen Glazial und Interglazial stehen ausschliesslich mit dem Entweichen radio -

aktiver, in den Erdschichten angehäufter Wärme in Verbindung, die sich nach orogenetischen Bewegungen einen Weg nach aussen sucht. Die Zunahme der Niederschläge geht auf die Verteilung der Wärme über die Ozeane und verstärkte Verdunstung selbst bei mässigem Temperaturanstieg zurück. Während sich die unterirdische Wärme erschöpft, nehmen Verdunstung und Temperatur ab. Es kommt zu einer kalten Phase, wo die atmosphärische Zirkulation unter dem Einfluss der Gletscher bis in äquatoriale Breiten steht. Daneben gibt es sekundäre Ursachen für den Wechsel von Glazial und Interglazial, nämlich astronomische, atmosphärisch-chemische, heliodynamische, ozeanographische und orographische, welche die klimatischen Details in der Entwicklung des Pleistozäns erklären. R.F. Flint, USA, behandelt in einer Vollsitzung des Kongresses die Hauptprobleme der pleistozänen Pluvialperiode. Der äquatoriale Regengürtel schwankt nach Breite und Intensität. Bei der heutigen Pollage müssen subtropische Trockenzone entstehen. Während der Eiszeiten war die Verteilung abweichend. Eis reichte in Nordamerika bis  $38^{\circ}$ . Wie weit sich das pluviale Klima erstreckte, ist unbekannt. Dieses klimatische Regime dauerte aber lange genug, um sich in den physischen und organischen Zügen dieser Gebiete zu zeigen. Der Terminus Pluvial bezieht sich hauptsächlich auf den Niederschlag, nicht so sehr auf die Temperatur. Wir wissen nur, dass die Pluvialgebiete etwas kühler waren. Dies können wir aus den Landformen und den Fossilien erschliessen. Die Bodentemperatur und Oberflächentemperatur des Meeres sanken etwas ab. Im SW Nordamerikas gab es im Pluvial 55, in den Anden über 100 Pluvialseen. Sie befanden sich in Gebieten, wo heute nur 50 mm Niederschlag fallen. Die Schneegrenze war gegenüber der heutigen um 1200m abgesenkt. Die Seen sind daher auf eine Erniedrigung der Temperatur und eine Erhöhung der Niederschläge zurückzuführen. Die geographische Lage dieser Gewässer ist dadurch gekennzeichnet, dass sie sich im sub-

tropischen und gemässigten Trockengebiet befanden, wo Becken auftreten. Hier gibt es oft nicht aktive Dünen, die ein früheres Trockenklima andeuten, z.B. in den afrikanischen Gräben und Argentinien. Lateritische Reliktböden in höheren Breiten und grösseren Höhen als heute zeigen, dass der feuchte Äquatorialgürtel früher breiter war als heute. Solche Böden sind an Mindestniederschläge von 45-75 cm gebunden.

Es gibt eine Beziehung zwischen Pluvialerscheinungen und Vereisungen. Die höheren Seespiegelstände der Pluvialgewässer fielen mit dem Vorrücken der Gletscher zusammen. Das letzte Pluvial und Glazial in Nordamerika waren ziemlich gleichzeitig. Vor 23000 Jahren wurden Salz-, Schluff- und Tonschichten in den Seen abgelagert. Hinweise auf ein pluviales Klima finden sich in den Wüstengebieten mittlerer Breiten, auf der Polarseite der subtropischen Trockengürtel, an der äquatorialen Seite dieses Gürtels in Nordafrika und Peru, am Äquator und in anderen heutigen Trockengebieten.

In der

Paläobotanischen Sektion analysiert

Z. Janczyk Kopikowa auf paläobotanischem Wege die Eem-interglaziale Flora in Kaliska in Polen, wo der südlichste Fundpunkt dieses Interglazials ist. Das Profil liegt zwischen mittelpolnischer und baltischer Moräne.

W. P. Gritschuk, Sowjetunion, bietet eine vergleichende Statistik der zwischeneiszeitlichen und interstadialen Flora der russischen Ebene, wo im mittleren Teil etwa 150 Fundpunkte mit paläobotanisch charakteristischen Ablagerungen aus vier Interglazialen bekannt sind. Am 20 Punkten sind in einem Aufschluss interglaziale und interstadiale Ablagerungen vertreten. In den Zwischeneiszeiten kommen thermophile Pflanzen vor, die in Holozän verschwunden sind. Die Pflanzendecke des Interstadiales ist der heutigen sehr ähnlich.

L. H. Clisby, F. Foreman, P. B. Sears, USA, untersuchen Pollenprofile vom alten Lake San Augustin in New Mexiko, die auf Klimageschichte, Diastrophismus, und Erosion hinweisen. Die Klimaänderungen sind mit Pluvialen und Nicht-Pluvialen verbunden. Der klimatische Trend geht von einem relativ feucht-gemässigten zu einem kühlen, semiariden bis zu feucht-kaltem Klima. Die Pollenkurve stimmt nicht mit den üblichen Theorien des Glazialklimas überein, ausser man erklärt die ständige Abkühlung durch regionale Hebung während des Plio- und Pleistozäns oder man nimmt einheitlich kontinentale Maxima an. Ein einzelnes glaziales Maximum in New Mexico ist unwahrscheinlich.

E. B. Leopold behandelt einige Faktoren, welche die Regionalvernichtung jungtertiärer Reliktpflanzen in der nordamerikanischen spätkänozoischen Ära betreffen. Die Verarmung der Pflanzenarten ging in den westlichen inneren Becken und Rockies viel früher und rascher vor sich als in den Küstengebieten. Der Unterschied im Ausmass der Modernisierung der Pflanzen dieser Gebiete ist wohl das Ergebnis des Niederschlages und dieser die Folge der spätkänozoischen Hebung der Rockies.

In der

Paläozoologischen Sektion gibt

K. W. Nikiforowa, Sowjetunion, einen Beitrag zur Stratigraphie der Astiablagerungen. Die Neogen-Quartärgrenze wird meist dort gezogen, wo die oberneogene Hipparionfauna von Elephas, Equus, Bos usw. abgelöst wird. Das Auftreten einer neuen Fauna passt oft weniger ins Villafranchien als in die Astistufe, die eine Übergangsperiode bildet. Das ist der Anfang des Anthropogens der Russen.



Pei-Wen-Chung, China, berichtet über quartäre Säugertiere aus der Lincheng Gigant~~hopithecushöhle~~ und anderen Höhlen in Kwangsi. Die Komplexität dieser Faunenelemente zeigt, dass sie nicht einer einzelnen faunistischen Einheit und Epoche angehören, sondern dem ganzen Pleistozän. Die Form Giant Panda entwickelte sich im Spätpleistozän zu Maximaldimensionen und erreichte weite Verbreitung. Im Neolithikum starb sie aus. Als der Linkiang-Mann, der Homo sapiens, erschien, zog sich die Fauna vielfach in abgelegene Gebiete zurück.

In der

Archäologischen und Anthropologischen Sektion beleuchtet

G. Behm-Blancke, Deutschland, das Paläolithikum in Thüringen, das durch Höhlen- und Freilandfunde in R-eiszeitlichen Flusschottern, Eem-interglazialen Travertin und im Zechsteinkalk nachgewiesene reich gegliederte W-zeitliche Kulturen enthält. Ein R-eiszeitlicher Mittel-Acheul-Faustkeil verbindet Funde von Leine und Odertal. Das im Travertin von Taubach, Weimar, Ehringsdorf und Burgtonna nachweisbare Mittelpaläolithikum lieferte die Weimarer Stufe I und II und ein von einem Verläufer des jungpaläolithischen Homo sapiens getragenes Altmousterien die Weimarer Stufe III. Die Funde gehen vom Mousterien des W I bis zum Magdalenien der Dryaszeit.

H. Müller-Beck, Schweiz, bringt einen Beitrag zum Problem kultureller Beziehungen zwischen Nordeurasien und Nordamerika vor und nach dem W-Maximum. Die chronologische Stellung im Spätglazial und frühen Postglazial ist für den in viele Untergruppen gegliederten amerikanischen Blattspitzenhorizont bis nach Patagonien gesichert. In Nordamerika gibt es allerdings Hinweise für eine Datierung der ältesten Blattspitzeninventare schon im ausgehenden Hochglazial. Es besteht eine Korrelationsmöglichkeit mit dem

älteren Szélétien Nordasiens. Es handelt sich wohl um Randgebiete eines grossen Kulturreiches der Nord-urasischen und amerikanischen Steppenebenen über die Beringstrasse hinweg. Diese Kultur war in Mitteleuropa schon im letzten Interglazial nachweisbar. Während des Tiefstandes des Meeresspiegels zwischen 40 000 - 25 000 v. Chr. wurde die Behringstrasse nach E überschritten oder auch während des Spätglazials zwischen 13 000-8000 v. Chr.

J. Kozłowski, Polen, gibt einen Überblick über das Paläolithikum Oberschlesiens. Das altpaläolithische Material ist durch primitive an die Clactoniengruppe anschliessende Abschlagserzeugnisse vertreten, die in fluvioglazialen Ablagerungen der vorletzten Vergletscherung erhalten sind. Die Fundstätten selbst gehören der letzten Zwischeneiszeit oder dem 1. W-Interstadial an, sind also Mousterien. Die Aurignacien Fundorte sind zweigegliedert. Die Blattspitzenindustrie wird durch Szélétien-Fundstätten aus dem W-Interstadial vertreten.

O. N. Bader, W. I. Gromow, W. N. Sukatschew, UdSSR, berichten über die jungpaläolithische Station Sungir, die nördlichste der russischen Ebene. Die reichen Funde liegen in einem fossilen Boden, der in der R-oder W-Vergletscherung durch Solifluktion gestört wurde.

M. A. Gremjacki beschreibt die morphologischen Züge der fossilen Menschenknochen aus dem Paläolithikum in Verbindung mit der Frage über die Herkunft des Homo sapiens-Typus. Beim Dorf Romankow bei Dnjeprodzerjinsk wurde ein menschlicher Hüftknochen mit Werkzeugen gefunden. Der Knochen nimmt eine Zwischenstellung ein. Es handelt sich um eine Nach-Mousterien-Form, die die Theorie der Abstammung des Homo sapiens aus Neandertaler Formen bestätigt.

.....

W. I. Gromow diskutiert Streitfragen in der Bestimmung des geologischen Alters des Paläolithikums=Anthropogens. Es ist erwiesen, dass das Paläolithikum alle quartären Perioden vom Villafranchien bis zum Beginn des Holozäns umfasst und sich nicht auf die höheren Teile des Pleistozäns beschränkt. Schwierig wird die Altersbestimmung für das Mousterien und das Auftreten des Homo sapiens. Aus der allseitigen Kenntnis russischer paläolithischer Funde ergibt sich, dass das ältere Mousterien der unteren Hälfte der Maximal-R-Vergletscherung angehört, aber nicht jünger ist als die mikulinskische R-W-Interglazialzeit. Die älteren oberpaläolithischen Funde werden mit der Waldaivergletscherung verbunden. Homo Neandertalensis und sapiens sollen gleichzeitig im älteren oder jüngeren W bestanden haben. Die Parallelisierung der vielfach weit auseinander liegenden Fundstellen ist oft schwierig. A. A. Welitschke berichtet über geologische Untersuchungen und die stratigraphische Lage der Stationen des Jungpaläolithikums der russischen Ebene, wo etwa 100 meist aus dem Jungpaläolithikum=Mousterien stammende Fundorte bekannt sind. Sie liegen in der Periglazialzone der pleistozänen Vergletscherung. Die drei Hauptfundgebiete sind am mittleren Don, an der Djesna und am Dnjepr. Mit Hilfe der Lösstratigraphie konnte das Waldaialter dieser Stationen angefangen mit Aurignacien und Solutréen festgestellt werden. Das Alter der Mousterienfunde steht noch nicht fest. Der Grossteil wird jünger als die Dnjepr-Vergletscherung sein.

W. P. Jakimow, behandelt Probleme der anthropologischen Varietäten der spätpaläolithischen Besiedlung Europas. Morphologische, stratigraphische und archäologische Daten sprechen für die Theorie der Abstammung des heutigen Menschen von Früh-Sapientenformen des Urmenschen. Der westeuropäische Paläanthropus von Chapelle, der klassische Neandertaler, war nicht der Ausgangspunkt für seine Entstehung. Diese ist wohl an ein relativ

begrenztes Gebiet gebunden, von wo aus die Verbreitung über die Ökumene erfolgte. Die eigentliche Rolle des Cromagnon-Typus in der Besiedlung der späteren Periode, bes. in Osteuropa, ist relativ gering. Woo Ju-Kang, China, berichtet über die systematische Position und Entwicklung des Gigantopithecus. Es fragt sich, ob er pongid oder hominidist. Es wurden Knochenfunde in Kwangsi gemacht. Die Hominiden lösten sich wahrscheinlich im Oligozän oder Miozän von den Pongiden. Der Gigantopithecus gehört wohl zu einem spezialisierten Seitenast der Prähominiden, die halb oder ganz aufrechte Bodenbewohner ohne deutliche Steinkultur waren. Er ist wohl am Ende des Frühpleistozäns ausgestorben.

J. B. Griffin, A. Arbor, USA, weisen auf postglaziale Ökologie und kulturelle Veränderungen im Gebiet der Gr. Seen Nordamerikas. Nach dem Rückzug der Wisconsinvereisung N der Gr. Seen kamen die paläoindianischen Jäger mit einer dem Jungpaläolithikum ähnlichen Kultur. Sie lebten im 8. Jt. vor unserer Zeit. Altkulturen entwickelten sich zwischen 2500-1000 v. Chr. deren wichtigste die von Old Copper im Gebiet der Gr. Seen ist. Am Beginn unserer Zeit wurde die Bevölkerung sesshaft und wandte sich dem Ackerbau zu.

Ralph S. Solecki berichtet über die Shanidarhöhle, eine spätpleistozäne Station in Nordirak im Zagrosgebirge, eine der wichtigsten archäologischen Stätten des Nahen Ostens. Sehr systematisch mit Pollenanalyse,  $C_{14}$ -Daten und anderen Methoden werden die vier Kulturschichten, welche die Zeit von 100 000 vor unserer Epoche bis heute umfassen, untersucht. Die Funde stammen aus dem Mousterien (Neandertalskelette), Jungpaläolithikum, Mesolithikum, Protoneolithikum mit Homo sapiens Resten und Neolithikum bis heute. Nach

Rose S. Solecki war Zawi Chemi Shanidar, ein post-pleistozänes Dorf in Nordirak, in der Nähe der oben erwähnten Höhle, von 10 870-10 300 Jahre B. P. im Protoneolithikum bewohnt. Hier ist eine der frühesten bekannten Dorfstellen des Postpleistozäns. Die Ziege wurde schon als Haustier gehalten.

M. H. Wormington legt ein Exposé der amerikanischen Vorgeschichte während des Pleistozäns und den Beginn des Holozäns vor. Ganz sichere Hinweise auf menschliche Besiedlung im letzten Teil der Wisconsinverglätscherung fehlen. Mindestens um 11000 bestand eine Anzahl deutlicher Kulturen in Amerika.

**In der**

Kommission für quartäre Strandlinien untersucht

H. Kliewe, Deutschland, holozäne Transgressionsvorgänge im Odermündungsraum und ihre Bedeutung für die Ostseegeschichte. Die frühen Vorläufer der Ostsee sind Eisstauseen des Spätglazials im südbaltischen Raum. Sedimentologische und Fossiluntersuchungen zeigten, dass mindestens der frühere Anzylus-Grossee als Nachfolger des salzigen Yoldiameeres in die Odermündungsbucht ein drang und dort durch Flusswasser ausgesüsst wurde. Im Atlantikum begann die eustatisch bedingte Litorinatransgression. Dann erfolgte eine subboreale Regression.

Ch. Kessel, UdSSR, gibt einen Beitrag über alte Strandbildungen in Estland, die seit der spätglazialen Zeit der Waldaivereisung bis ins Holozän entstanden.

Die Strandlinien in NW-Estland werden mit nach SE abnehmendem Ausmass neotektonisch gehoben. Sie gliedern sich in 28 Niveaus zu 6 Serien.

S. A. Strelkow zeigt die Entwicklung der Küstenlinien des arktischen Meeres der Sowjetunion in der quartären Periode auf. Ihre Hauptmomente fallen mit den wesentlichen Etappen der allgemeinen Ausbildung des Reliefs von Nordeurasien zusammen. Bis zur maximalen R-Verglättscherung erfolgte eine zweimalige Schwankung der Küstenlinie. Die Borealtransgression überflutete die

Küste bis zur Marke von 400 m im W und 100 m im E. In der W-Vergletscherung lag der Schelf trocken. Die spätglaziale Transgression überflutete Teile des Festlandes entlang der Barentssee und des Weissen Meeres und einer Reihe von Inseln.

D. W. Zereteli verbindet die Meeresspiegelschwankungen des Schwarzen Meeres mit Glazialen und Interglazialen, wobei die Vereisungsperioden durch Regressionen, die Zwischeneiszeiten durch Transgressionen repräsentiert sind. Es werden drei Regressionsphasen festgestellt.

W. R. Farrand, R. T. Gajda, USA, verfolgen die Isobasen der maximalen postglazialen Senkung im vergletscherten Nordamerika E der Kordilleren. Die Höhe der deformierten Obergrenze der postglazialen marinen Überflutung wurde für 200 Stationen im arktischen Kanada und an der atlantischen Küste der USA aus höchsten Meeresstrandlinien, Terrassen, Fossilien oder Brandungsmarken bestimmt. Die Isobasen mariner Überflutung wurden mit den Isobasen postglazialer Aufwölbung im Gr. Seengebiet zu einem zusammenhängenden Schema postglazialer Heraushebung für das nordamerikanische Inlandeis konstruiert. Wenn man die Isobasen mit Radiokarbon-datierten Hebungskurven und spätglazialer eustatischer Hebung des Meeresspiegels vergleicht, kann man das absolute Hebungsmass für gewisse Gebiete seit der Überflutung bestimmen. Der Wert bewegt sich zwischen 550-800 Fuss. In der Subkommission über marine Sedimente erörtert C. Emiliani, USA, pleistozäne Klimaschwankungen, die durch Stratigraphie und Chronologie der Tiefseesedimente angezeigt sind. Bohrkerne aus der Tiefsee werden mikropaläontologisch und mit der  $C_{14}$ -Methode untersucht, wodurch sich Einblicke in die grossen klimatischen Züge des Pleistozäns ergeben. Es wird auch das Verhältnis von  $O_{18}$  zu  $O_{16}$  und von  $Pa_{231}$  (Protaktinium) zu  $Th_{230}$  (Thorium) verglichen. Es konnten die Temperaturminima vor 20 000, 60 000, 110 000 und 150 000 Jahren datiert werden, durch Extrapolation

auch ältere Temperaturminima vor 180 000, 230 111 und 275 000 Jahren. Die Haupttemperaturschwankungen lassen sich mit den glazialen und interglazialen Stadien der kontinentalen Stratigraphie korrelieren. Die Zuordnungen für die Zeit vor dem letzten Interglazial sind jedoch hypothetisch. Auf Grund eines Tiefseebohrkernes aus dem östlichen äquatorialen Pazifik scheint das Pleistozän vor 600 000-800 000 Jahren begonnen zu haben.

E. D. Goldberg berichtet über die Ablagerungsgeschwindigkeit und Mineralzusammensetzung der Sedimente des östlichen Pazifik, die nach der Jonium-Thorium-Methode bestimmt wurden. Der Nordpazifik zeigt Werte von 1-5 mm pro Jt. Hier weisen hoher Quarzgehalt und grosse Illitkonzentration auf den kontinentalen Ursprung der Sedimente. Im Südpazifik werden nur 0,4 mm pro Jt. erreicht. Hier stammen die meisten Komponenten aus vulkanischen Ausbrüchen. Die Sedimentationsgeschwindigkeit ist eine Funktion der Topographie des Gebietes und der Entfernung von der Küste.

In der

Kommission über Nomenklatur und Korrelation des Pleistozäns gibt

H. Müller-Beck, Schweiz, einen Beitrag zur Gliederung des mitteleuropäischen Jungpleistozäns, deren Diskussion einem Ausgleich zuzustreben scheint. Weder die Ansicht einer einheitlichen noch einer scharf gegliederten W-Vereisung konnte sich durchsetzen. Die jungpleistozänen Klimaänderungen verliefen allmählich, von vielen kleinen Oszillationen unterbrochen. Die Klimaentwicklung dieser Epoche lässt sich in drei, jeweils zweigeteilte Abschnitte gliedern. 1. Interglazial mit Früh- und Hochinterglazial. 2. Anaglazial mit Spätinterglazial und Frühglazial- 3. Glazial mit Hoch- und Spätglazial. Als Grenze zwischen Hoch- und Spätglazial könnte der Beginn der Böllingschwankung angesehen werden.

In der

Subkommission über die Grenzen des Pleistozäns legt S. Venzo, Italien, die marine Grenze zwischen Pliozän und Pleistozän zwischen das durch eine wärmeliebende Fauna gekennzeichnete Astien und das Calabrien, wo plötzlich nordische Einwanderer auftreten. Die kontinentale Grenze liegt zwischen unterem Villafranchien mit Mastodon avernensis und Hippopotamos major und oberem Villafranchien, wo diese Tiere fehlen.

T. Nilsson, Schweden, zieht die Pleistozän-Holozän-grenze zwischen jüngerer Dryaszeit und Präboreal.

Sie ist stratigraphisch durch den Übergang von der minerogenen zur organigenen Sedimentation ausgedrückt.

E. N. Ananowa, UdSSR, knüpft die Grenze zwischen Pliozän-Pleistozän an das Auftreten der Inlandeis-vergletscherung, der typischen Landschaft der periglazialen Steppen und des Menschen.

A. J. Wiggers, Niederlande, lässt das Holozän mit dem Präboreal beginnen. Die Grenze wird nach Radiokarbondatierung bei 10 000 B.P. angesetzt.

In der

Subkommission über Holozänforschung gibt

A. J. Wiggers Radiokarbondaten für die Gliederung des niederländischen Holozäns: Präboreal 8100-7500, Boreal 7500-5500, Atlantikum 5500-3000, Subboreal 3000-750, Subatlantikum 750 v. Chr. bis heute.

H. Godwin, Grossbritannien, teilt mit, dass die Radiokarbondaten jetzt schon einen Zeitraum von 70 000 Jahren umfassen.

H. Gams, Österreich, hat die Auffassung, dass man mit R. F. Flint vom geologischen und chronologischen Standpunkt aus das Pleistozän auf das ganze Quartär ausdehnen und das Holozän eliminieren kann, dass aber vom biostratigraphischen Standpunkt aus die Termini Holozän und Postglazial nützlich bleiben. Das Spätglazial reicht von der Böllingoszillation



bis zum Gschnitz. Das Spät- und Postglazial ist als Holozän zu bezeichnen, das 14000 Jahre dauert. Das Postglazial beginnt mit dem Rückzug des fennoskandischen Gletschers vom Sapausselkä (Gschnitz).

H. Ignatius, Finnland, berichtet, dass seit 1955 baltische marine Bohrkerne studiert wurden, die manchmal in einem Stück die Abfolge vom Rückzug der letzten Vergletscherung bis heute zeigen.

R. W. Fairbridge, USA, verweist auf über 100 radiokarbondatierte Proben von Strandfossilien aus aller Welt, die eine Standard-eustatische Kurve der letzten 20 000 Jahre ergeben. Im tiefen Meer bildet der Zeitpunkt 11 000 B.P. die hauptstratigraphische Diskordanz zwischen kalter und warmer Fauna, die als Holozän-grenze geeignet wäre.

G. M. Richmond berichtet, dass in den Rocky Mts. die gewöhnlich angenommene Grenze zwischen Pleistozän und Holozän durch eine deutliche Diskordanz und ein Bodenprofil gekennzeichnet ist, welches während einer altithermalen Periode entstand, die um 6000-6500 B.P. begann. Unter der Diskordanz des Bodenprofils enthielten die jüngsten Pleistozänablagerungen eine ausgestorbene Fauna und eine Folsom- oder Prä-Folsomkultur. Im Hangenden besteht die Fauna nur aus heutigen Arten. Die Grenze fällt mit dem Beginn der atlantischen Periode Europas zusammen.

In der

Kommission für Neotektonik erörtern

L. Ahorner, M. Schwarzbach, Deutschland, quartäre Tektonik und Seismizität in den Rheinlanden. Die Basis der Rheinhauptterrasse ist z. T. um über 140 m verworfen. R-zeitliche Störungen erreichen Beträge von über 15 m. Die quartäre Tektonik setzt die tertiären Bewegungen fort. Sie spielte sich bes. im mittleren und W-Teil der niderrheinischen Bucht ab. Hier ist ein Hauptbebengebiet Deutschlands, dessen Epizentren z. T. an junge Verwerfungen anknüpfen.

Nach B. Rosa, Polen, erfuhren die Küstenformen der Litorinatransgression in der Danziger Bucht eine Senkung von 10-20 m, nahe der Leba und Kara eine Hebung von 1-3 m.

N. P. Kostenko, UdSSR, behandelt die reliefformende Bedeutung der Grundfalten und Brüche in wieder auf-gelebten Gebirgsländern Mittelasiens. Hier bilden die Grundfalten 1. Ordnung Grossaufwölbungen und intramontane und Vorlandsenken, Grundfalten 2. Ordnung die Haupterhebungsketten und Talsenken der Gebirge.

N. I. Nikolajew bringt Beiträge zum Studium der Neotektonik in der Sowjetunion im Masstab 1:5 Mill. gezeichnet, die erste Karte der Welt, welche die neotektonische Formung der Erdkruste über ein ungeheures Territorium quantitativ ausdrückt.

In der

Kommission für das absolute Alter der Quartärlagerungen bespricht

A. Dücker, Deutschland, C<sub>14</sub>-Daten wechseleiszeitlicher Böden in Schleswig-Holstein, deren ältester, ein Eisenpodsol, weit über 46 000 Jahre zurückreicht. Die Anaphase der Weichseleiszeit endete um 44 700<sup>±</sup> 800 Jahre vor unserer Zeit. Die Haupt-oder Metaphase wird durch einen dünnen Eisenpodsol gegliedert, der jünger als 32 000 Jahre ist.

E. Fromme, Schweden, berichtet, dass in Schweden die Bändertonzeitskala von de Geer an Hd. neuer Bohrgeräte revidiert wurde. Bis zum Eisrand in Schonen, aus der Zeit um 10 600 wurde de Geers Chronologie voll bestätigt. Bei einem Abstand von etwa 30 km zwischen den Warvenprofilen wird die Altersbestimmung überprüft, da sie unzuverlässig ist.

W. W. Tscherdyncew, UdSSR, bestimmt das absolute Alter der im Quartär fossilisierten Knochen durch die Anwendung von Isotopen schwerer Elemente. Um eine absolute chronologische Skala des Quartärs zu erreichen, braucht man eine Methode, mit der man Daten bis zu 1 Million Jahren bestimmen kann, was bisher der Radiokarbonmethode und der klassischen Geochronologie unmöglich war. Das absolute Alter der fossilen Knochen wird aus deren Mineralisation, der Anhäufung von Pro-

dukten des Uranzerfalls bestimmt. Dadurch ist eine Altersbestimmung bis zu 1 Mill. Jahren möglich. Am besten ist die Variantenmethode, die auf der Bestimmung der entsprechenden Isotopen des Thoriums beruht. Das Alter des Jungpaläolithikums wurde mit 15 000 - 20 000 Jahren, des mittleren Paläolithikums mit 65 000 - 180 000 Jahren, des Acheuléen mit 210 000 Jahren bestimmt.

W. Broecker, USA, behandelt die  $U_{238}$ -Ungleichgewichtsmethode für die Datierung mariner Muscheln. Es sind Altersbestimmungen bis zu 240 000 Jahren an fossilen Korallen möglich, indem man den Grad des **zwischen**  $Th_{230}$  und  $U_{238}$  wieder hergestellten Gleichgewichtes bestimmt. Mit dieser Methode wurde das Alter von Prä-wisconsin-Meeresspiegelständen untersucht.

Walter Del Negro

FRAGEN DER KALKALPENTEKTONIK

=====

In memoriam Erich Spengler.

Mit Erich Spengler, der am 14. März 1962 im Alter von 76 Jahren in Wien verstarb, ist einer der bedeutendsten Kalkalpengeologen dahingegangen. Ein besonderer Schwerpunkt seiner Forschung war seit Jahrzehnten das Salzkammergut; es sei nur an die Arbeiten über die Schafberggruppe, über die tektonische Stellung der Gosauschichten, über den Plassen, an den geologischen Querschnitt durch das Salzkammergut, an den geologischen Salzkammergutführer, an die Studien über die Dockschollen südlich des Mitterndorfer Beckens, über den Herkunftsraum der Hallstätter Decke, über den Rettenstein und an die von ihm herausgegebene geologische Dachsteinkarte samt Erläuterungen erinnert. In der tektonischen Gesamtdeutung des Salzkammergutes befand sich Spengler in einem bemerkenswerten Gegensatz zur Auffassung Kobers und seiner Schule. Vertraten diese die Meinung, dass die von ihnen unterschiedenen beiden Hallstätter Decken zwischen Totengebirgsdecke und Dachsteindecke beheimatet seien, die letztere also die südlichste tektonische Grosseinheit der Salzkammergutalpen darstelle, so war Spengler der Ansicht, dass die Dachsteingruppe sich faziell und tektonisch an die Totengebirgsdecke anschliesse und die Hallstätter Decke erst südlich des Dachsteins ihre Heimat habe. Sie sei von Süden her über den Dachstein transportiert worden - der Rettenstein, dessen stratigraphischer Aufbau völlig dem des Plassen gleicht, sei ein im Süden zurückgebliebener Zeuge dieser Bewegung-; nachträglich sei sie allerdings partiell von der Dachsteinmasse eingewickelt worden. Nur von der in Zlambachfazies entwickelten unteren Hallstätter Decke war er zeitweise der Meinung, sie könnte vielleicht zwischen Totengebirge

und Dachstein sedimentiert worden sein. Für die südliche Heimat der oberen Hallstätter Decke schöpfte er die Beweise aus den Verhältnissen um den Plassen, besonders im Brielgraben, wo eine Auflagerung der Hallstätter Decke auf die Gesteine des Dachsteins zu sehen sei, sowie aus der Situation im Süden des Mitterndorfer Beckens, wo ebenfalls die Auflagerung der Hallstätter Schollen, besonders des Wandlkogels, auf die südlich anschliessenden Hangendschichten des Dachsteins einwandfrei festzustellen sei.

Noch die letzte Arbeit Spenglers ist diesem Problem gewidmet, u.zw. in Auseinandersetzung mit der wertvollen Monographie Tollmanns über das östliche Salzkammergut, die nochmals die Richtigkeit der These Kobers zu erweisen versuchte, im besonderen dessen Annahme, dass die Dachsteindecke im Grimming stirne, dass also die Dachsteinkalke des Mitterndorfer Raumes bereits zur Totengebirgsdecke gehören. Tollmann musste aber zugeben, dass die Hallstätter Deckschollen südlich des Mitterndorfer Beckens der angeblichen Stirn der Dachsteindecke auflagern, was er durch Eintauchen der Stirn unter sie zu erklären suchte; ausserdem konnte er viel weiter nördlich, an der Linie Weissenbachkogel - Türkenkogel - Lawinenstein, eine zweite, besonders am Lawinenstein durch Einrollung prächtig entwickelte Stirnbildung feststellen, die er im Sinne einer Zweiteilung der Totengebirgsdecke interpretierte.

Spengler schliesst daraus - in Übereinstimmung mit einer brieflichen Äusserung des Referenten an ihn vom 4.11.1960 -, dass Tollmann durch seine Arbeit das Gegenteil dessen bewiesen habe, was er beweisen wollte. Er begründet dies damit, dass das Eintauchen der angeblichen Grimmingstirn unter die Hallstätter Deckschollen eine mechanische Unmöglichkeit darstelle; denn erstens bewege sich eine wandernde Decke immer dorthin, wo sie den geringsten Widerstand antrifft, was bei oberflächennahen Überschiebungen (wie es die der Dachsteindecke zweifellos war) zur Folge haben

musste, dass die von Süden kommende Decke sich ins Hangende der vorgelagerten Deckschollen bewegt hätte; zweitens sei es undenkbar, dass eine untertauchende Decke eine bereits vorhandene Deckscholle an deren Überschiebungsfläche glatt von der Basis abhebe. Die Grimmungstirn bestehe daher nicht; wohl aber könne die von Tollmann festgestellte Stirn Weissenbachkogel - Lawenstein als eigentliche Stirn der Dachsteindecke angesehen werden, womit eine Verbindung zwischen der Überschiebung am Sarstein und der Überschiebung des Warscheneckgebirges über das Totengebirge hergestellt werde. Die Konsequenz ist die, dass alle Deckschollen des Mitterndorfer Raumes der Dachsteindecke aufsitzen, also vom Süden her über diese wanderten und dann mit ihr passiv mittransportiert bzw. im Norden von ihr eingewickelt wurden. Da Tollmann am Schädelkogel nahe Mitterndorf auch Zlambachdecke (=untere Hallstätter Decke) feststellen konnte, ist wohl auch für diese ein Heimatgebiet südlich des Dachsteins anzunehmen.

Zu diesen Ausführungen Spenglers sei (zur Begründung des in meinem vorhin erwähnten Brief an ihn enthaltenen Ausspruches) noch Folgendes ergänzt: aus der Karte und den Profilen Tollmanns ergibt sich für den unvoreingenommenen Betrachter an drei Stellen die Unhaltbarkeit der von Tollmann angenommenen in unserer vereinfachten Skizze durch eine Zickzacklinie angedeuteten Nordbegrenzung der Dachsteindecke. Die erste ist der Radlingpass, wo nach seiner Karte an einer Stelle Dachsteinkalk der Dachsteindecke nur durch einen Bruch von Dachsteinkalk, den er der Totengebirgsdecke zuweist, getrennt wäre. Die zweite ist der Wandlkogel, wo nicht das schematisierte Profil Tafel III Fig.6, sondern Tollmanns Detailprofile Tafel V Fig, 5 a und b (von uns vereinfacht wiedergegeben) ganz deutlich das flache Durchziehender Liegendserie mit Liasfleckenmergel in ihrem Hangenden unter die mit Haselgebirge und Werfener Schieferen beginnende Serie der oberen Hallstätter Decke zeigen, während

aus der Karte hervorgeht, dass nicht nur beiderseits Dachsteinkalk (worauf schon Spengler hingewiesen hat), sondern auch gleichartige jurassische Gesteine (Liasfleckenmergel und Radiolarit) die Liegendserie aufbauen, wozu nur im Norden noch Oberalmer Kalk tritt. Die dritte Stelle ist das Gebiet um den Kulmsattel, wo Tollmann die Grimmingstirn durch eine Liasbreccie markiert sein lässt, die früher als Gosau gedeutet worden war. Sein hier wiedergegebenes Profil zeigt aber, dass beiderseits der angeblichen Deckengrenze eine völlig einheitliche, gleichmässig einfallende Serie ansteht, die im Süden mit Dachsteinkalk und Hierlatzkalk einsetzt, worauf Liasfleckenmergel mit mehrfach eingeschalteten Liasbreccien folgen; die Breccie am Sattel ist nur die nördlichste dieser Einschaltungen, nördlich davon stehen dieselben Liasfleckenmergel mit gleichem Fallen wie südlich des Sattels an, sie werden schliesslich von Radiolarit überlagert. Dazu kommt, dass die Karte (von der wir den diesbezüglichen Ausschnitt wiedergeben) generelles Nordwest-Südost-Streichen der Liasgesteine nördlich und südlich der angeblichen Deckengrenze zeigt, die also davon schräg geschnitten wird. Die einzige Abweichung davon, die nach der Karte am Sattel zu beobachten ist, kann unschwer mit einer Störungszone in Verbindung gebracht werden, die weiter westlich aus Tollmanns Karte ersichtlich ist, den Radiolarit des Krunglwaldes im Norden begrenzen und durch die Sattelregion durchziehen dürfte.

Auch wir möchten uns daher Spenglers Ansicht anschliessen, dass die Grimmingstirn zu streichen und die wahre Stirn der Dachsteindecke am Lawenstein anzunehmen ist, woraus sich die Richtigkeit seiner These vom Heimatgebiet der beiden Hallstätter Decken ergibt.

Spenglers Arbeiten bezogen sich aber auch auf andere Teile der Kalkalpen sowie auf deren synthetische Darstellung ( so in der von Schaffer herausgegebenen Geologie von Österreich oder in der dreiteiligen Rekonstruktion der Heimaträume der kalkalpinen Decken). Er stand durchaus auf dem Boden der Deckenlehre und musste daher zu den neueren Versuchen deutscher Geologen, die Deckentektonik der Nördlichen Kalkalpen durch eine "gebundene" Tektonik zu ersetzen, ablehnend Stellung nehmen bezw. die Stellen, an denen die gebundene Tektonik besonders deutlich sichtbar sein sollte, im Sinne der Deckenlehre umdeuten. Das gilt vor allem für die Bereiche, in denen nach den Darstellungen der Schule Kockels die Gesteine der Allgäudecke mit denen der Lechtaldecke in unmittelbarem stratigraphischen Verband stehen sollen, nämlich für das Gebiet der Bärigündealm und für die Luitpoldzone.

Bei der Bärigündealm liegt - nicht dort, wo Hamann und Kockel sie ursprünglich kartierten und Heissel dann nicht antraf, sondern, wie Hamann richtigstellte, etwas weiter südwestlich - eine Mäule von rhätisch-jurassischen Gesteinen zwischen zwei Hauptdolomitsätteln der Lechtaldecke; die jurassischen Gesteine verbinden sich nun anscheinend mit solchen der Allgäudecke, sodass hier die Überschiebung, die wenige hundert m weiter nördlich deutlich sichtbar ist, nicht zu bestehen scheint.

Die Luitpoldzone, ein Zug inverser jurassischer Gesteine, die als schmale Zunge aus dem Bereich der Allgäudecke in den der Lechtaldecke hereinziehen, steht nach der Darstellung der deutschen Autoren ebenfalls mit dem Hauptdolomit der südlich folgenden, bisher zur Lechtaldecke gerechneten Hochvogelmasse durch Vermittlung rhätischer Gesteine in normalem stratigraphischem Verband (was von Heissel allerdings bestritten wird).



Spengler hat nun einen sehr interessanten Vorschlag vorgelegt, der die Umdeutung in seinem Sinne gestattet: danach wurden vor der Deckenbildung sowohl die Jura- als auch die Triasgesteine eines breiten Gebietsstreifens in Falten gelegt, wobei in einem nördlichen Bereich die inverse Lagerung der Juragesteine der Luitpoldzone entstand, während sehr viel weiter südlich der Doppelsattel mit der dazwischen gelegenen Mulde entstand, der heute südwestlich der Bäregündelealm zu sehen ist, und noch weiter südlich ein invers gelagerter Faltenschenkel mit Rhätgesteinen und Hauptdolomit. Durch die Überschiebung der Lechtaldecke sei dann jener Doppelsattel mit der Zwischenmulde über Aptychenschichten der Allgäudecke geraten, wobei die Verbindung der Juraschichten der Zwischenmulde mit den liegenden Aptychenschichten nur vorgetäuscht und ihre Berührung rein zufällig sei. Ferner sei durch die Überschiebung die inverse Hauptdolomit-Rhät-Folge auf die ursprünglich viel weiter nördlich gelegene inverse Jurafolge geschoben worden und dadurch der stratigraphische Verband im Bereich der Luitpoldzone vorgetäuscht worden. Später habe eine sekundäre, steile Überschiebung die Luitpoldzone auf den nördlich vorgelagerten Hauptdolomit gebracht.

Wem diese Erklärung wegen der zweimaligen vorgetäuschten Herstellung eines Normalverbandes durch tektonische Bewegungen zu kompliziert ist, der hat immer noch die Möglichkeit, sich bzgl. der Luitpoldzone Heissel anzuschliessen, der dort einen deutlich gestörten Kontakt gesehen hat; dann bleibt nur das Bäregündele-Problem zu lösen und dafür mag Spenglers Gedanke immerhin einen brauchbaren Ausweg bieten.

Will man dies nicht wahrhaben, so kommt man zu der Konsequenz, dass das Hornbachfenster nicht in der bisher üblichen Weise durch einheitlichen Süd-Nord-Schub der Lechtaldecke zu erklären ist,

weil ja die Gesteine dieser Decke, wenn Hamann-Kockel recht hätten, weiter nördlich unlösbar mit denen der Allgäuer Decke verbunden wären. Tatsächlich hat kürzlich Jacobshagen den Nachweis versucht, dass das Hornbachfenster nicht durch einseitige Überschiebung, sondern durch zweiseitigen Zusammenschub zu erklären sei, wie dies vor vielen Jahrzehnten Richthofen meinte, dass also eine Art "Glarner Doppelfalte" vorliege. Er suchte dies durch Geopetalgefüge im Hauptdolomit auf beiden Seiten des Fensters und durch Liegendmulden an dessen Rändern zu erhärten. Aber gegen seine Deutung sprechen die Hauptdolomitklippen am Kreuzeck, die weit von den heutigen Überschiebungsrändern liegen und ohne einheitliche Überdeckung der Allgäu-durch die Lechtaldecke nicht erklärt werden können (Jacobshagen versucht auch gar nicht, sie zu erklären); ferner die wenig überzeugende Deutung der die Hochvogelmasse an ihrem Westende (Gr. Wilder) im Norden, Westen und Süden umgebenden Bewegungsbahnen (die Hochvogelmasse sei ein bivergenter, pilzförmiger Faltenkörper, eine junge Nachbewegung, die sie nach Westen auf den Jura grängte, habe nachträglich eine Verbindung der Bewegungsbahnen im Norden und Süden geschaffen; Spengler hatte darauf hingewiesen, dass dieselbe Schubfläche nicht gleichzeitig süd- und nordwestvergent sein kann); weiter das hier wiedergegebene Profil 6 der Arbeit Jacobshagens, in dem zwar der Kranzberg trotz seiner erosiven Abtrennung von der Hochvogelmasse mit dieser tektonisch zusammengekommen wird, nicht aber die offenbar ebenfalls nur erosiv abgetrennte Hornbachkette südlich des Hornbachtals, obwohl, wie Spengler betont, die Ausbisse der Überschiebungsfläche im Norden und Süden des Hornbachtals in gleicher Höhe und ganz flach liegen, und obwohl man sich nicht vorstellen kann, was vor der Erosion des Hornbaches über den liegenden Juraschich-

ten zu denken ist, wenn nicht ein die beiden Hauptdolomitplatten im Norden und Süden verbindender Hauptdolomit (Heissel). Für die einheitlich gerichtete Überschiebung spricht auch der Umstand, dass Jacobs-hagen im östlichsten Teil des Hornbachfensters östliches Achsenfallen einzeichnet, dass aber östlich des Lechtales ein einheitliches Gewölbe der Lech-taldecke vorliegt, unter welches die Gesteine des Fensters offensichtlich untertauchen.

Die Verhältnisse im Allgäu sind also durchaus nicht so beschaffen, dass die "gebundene" Tektonik dort sonnenklar erwiesen wäre. Man kann daher nicht behaupten, dass Spenglers auf der Deckentheorie be- ruhende Gesamtdeutung der Nördlichen Kalkalpen damit widerlegt wäre. Es wäre ja auch sonderbar, wenn die Nördlichen Kalkalpen keinen internen Deckenbau auf- weisen sollten, obwohl sie in ihrer Gesamtheit, wie vor allem das Flyschfenster von Windischgarsten zeigt, als Deckenkörper viele Kilometer weit über die Flyschzone geschoben wurden.

Zum ersten Teil vgl.: A. Tollmann, Die Hallstätter zone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rah- men. Jb. Geol. B. A. 103 Wien 1960;

E. Spengler, Bemerkungen zu der Arbeit: "Die- Hallstätterzone...." von A. Tollmann, Verh. Geol. B. A. 1961 Heft 2

Zum zweiten Teil vgl.: P. J. Hamann u. C. W. Kockel, Luitpoldzone, Bärgeundele und das Ende der Lech- taldecke, Geol. Rundschau 45. Stuttgart 1956;

E. Spengler, Zur Frage des Deckenbaues der Nördlichen Kalkalpen, Verh. Geol. B. A. 1957, Heft 3;

W. Heissel, Zur Tektonik der Nordtiroler Kalk- alpen, Mitt. Geol. Ges. Wien 50, 1958;

V. Jacobshagen, Der Bau der südöstlichen All- gäuer Alpen, N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 113, Stuttgart 1961

Erklärung der Abkürzungen

Salzkammergut  
OA = Oberalmer Kalk  
R = Radiolarit  
LF1 = Liasfleckenmergel  
Br = Liasbreccien  
H = Hierlatzkalk  
DK = Dachsteinkalk  
HD = Hauptdolomit  
U.H.D. = untere Hallstätter  
Decke

Allgäuer Alpen  
Apt = Aptychenschichten  
Fm = mittlere Liasflecken-  
mergel  
F<sub>2</sub> = obere ältere Liasfl.M.  
K<sup>2</sup> = Stufenkalk in den  
Liasfl.M.  
F<sub>1</sub> = untere ältere Liasfl.M.  
Tr<sub>1</sub> = Trias i.allg.  
HD = Hauptdolomit

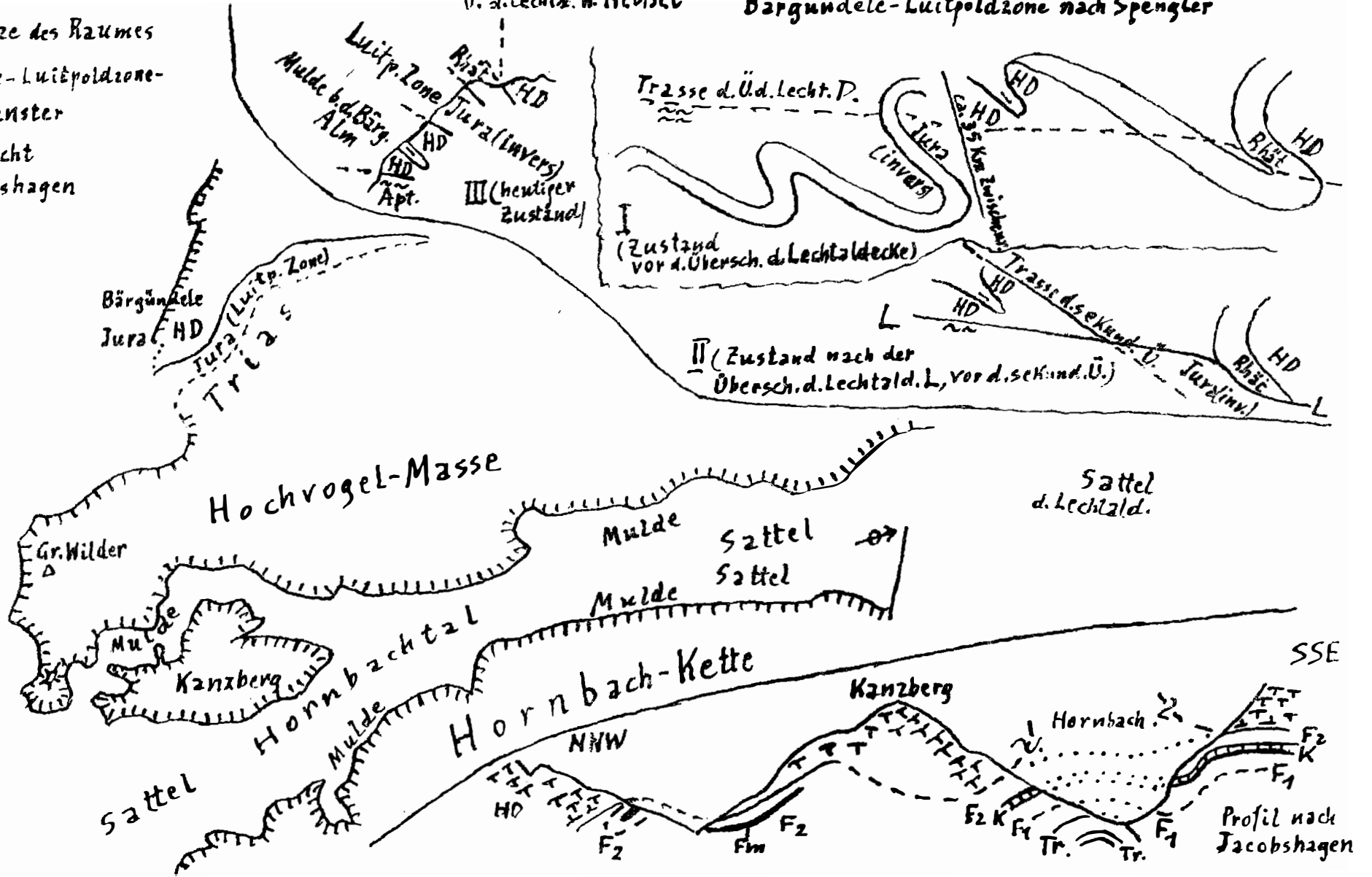
Die Zickzacklinie deutet  
die Abgrenzung der Dachstein-  
decke nach Tollmann an.



Kartenskizze des Raumes  
 Bärngündele-Luitpoldzone-  
 Hornbachfenster  
 vereinfacht  
 nach Jacobshagen

Erklärungsversuch der Tektonik im Raum  
 Bärngündele-Luitpoldzone nach Spengler

Ü. d. Lecht. P. n. Heißel



Walter Del-Negro

Probleme der Pleistozänentwicklung im Salzburger  
Becken.

1.) Die Frage der Mitwirkung des Salzachgletschers  
an der Entstehung des Beckens.

Während ursprünglich die gegensätzlichsten Ansichten von Wähner und Hoernes (Einbruchsbecken) und Penck-Brückner (wesentliche Beteiligung der Glazialerosion) einander gegenüberstanden, schuf Machatschek 1922 eine vermittelnde Meinung, die in der Hauptsache von den späteren Autoren übernommen wurde; aus dem Abstieg der tirolischen Überschiebungsfläche gegen das Becken sowohl von Westen (1100 m nördlich des Staufen, 500 m bei Stauffeneck) als auch von Osten her (800 m beim Nockstein, 460 m beim Kapuzinerberg) leitete er eine posteozyäne Einwalmung ab, durch die junge, meist leicht abzutragende Sedimente in tiefe Lage gebracht wurden, sodass der fluviatilen und glazialen Ausräumung der Weg vorgezeichnet wurde; auf das Konto der glazialen Ausräumung rechnete er im wesentlichen die Vertiefung unter das Niveau des von ihm ziemlich hoch angenommenen - präglazialen Talbodens.

Für die ganze Frage sind die 1954 und 1955 von der Stieglbrauerei durchgeführten Tiefbohrungen von grosser Bedeutung, die den Felsuntergrund bei 260,90 m (nahe Kugelhof) bzw. bei 198 m (südlich der Kreuzung Innsbrucker Bundesstrasse - Industriegleis) erreichten (Hell 1959, Prey 1959). In der Kugelhofbohrung wurde nach Prey die tirolische Überschiebung auf Bajuvarikum angefahren; sie liegt also hier in der absoluten Meereshöhe von etwa 170 m, also 290 m tiefer als 4 km weiter östlich am Kapuzinerberg (460 m; wieder 2 km weiter östlich, am Kühberg, liegt sie in etwa 545 m Höhe). Das ist eine gute Bestätigung der Ansicht Machatscheks. Darüber hinaus ist aber die Tatsache, dass die Felssohle hier so tief liegt, besonders bedeutungsvoll. Sie zeigt im Zusammenhang mit den zahl-

reichen Aufragungen älterer Gesteine aus dem Becken, dass dessen Untergrund ein sehr bewegtes Relief besitzt. Die extreme örtliche Tieflage des Felsuntergrundes in den beiden Tiefbohrungen, über dem sofort Moräne und darüber Seetone folgen, kann vor dem Pleistozän noch nicht bestanden haben, da die jungtertiären Talniveaus, die sich vor allem an der Ostseite des Beckens, aber auch am Kapuzinerberg nachweisen lassen, über dem heutigen Tal, also noch über dem Felsuntergrund des Beckens hinwegziehen. Durch den gleichen Umstand wird es auch unwahrscheinlich, dass stärkere Verbiegungen während des Pleistozäns, sei es tektonischer, sei es glazialisostatischer Natur, an der Tieflegung der Felssohle wesentlichen Anteil gehabt hätten, denn durch eine junge Senkung wären die tertiären Talniveaus in Mitleidenschaft gezogen worden. Auch die ungefähre Übereinstimmung der Spiegelhöhen des Mindel-Riss-interglazialen bzw. des Riss-Würm-interglazialen Sees mit den Höhen der Mindel- bzw. Rissendmoränen im Vorland spricht gegen stärkere junge Verbiegungen im Beckenbereich (wenigstens während der zweiten Hälfte des Pleistozäns). So kommt als Ursache für die tiefe Lage der Felssohle im genannten Gebiet wohl nur erosive Ausräumung in Frage. Die fluviatile Erosion kann aber, wenn man grössere Verbiegungen ausschliesst, unmöglich bis auf eine Meereshöhe von 170 m hinuntergereicht haben, die von der Donau heute erst oberhalb der Wiener Pforte erreicht wird. So bleibt doch nichts anderes übrig, als den Betrag der Glazialerosion wenigstens lokal für sehr beträchtlich zu halten. Das haben zwar sowohl Pippan (1957) als auch Seefeldner (1961) abgelehnt, aber wenn man den andererseits von Pippan übernommenen Gedanken Götzingers zugrundelegt, dass die Glazialerosion in bestimmten Erosionsgassen hohe Beträge erzielte, kann man sich vielleicht doch damit befriedigen. Gerade in dem Raum westlich des Mönchs-



und Rainberges ist eine solche Erosionsgasse durchaus wahrscheinlich, da hier ungefähr der Stromstrich des Gletschers lag und ausserdem die stauende Barre der Stadtberge von der Hauptmasse des Eises umflossen werden musste. Bedenkt man, dass z.B. der Königsee maximal 188 m Wassertiefe aufweist, was anders als durch Glazialerosion nicht erklärt werden kann, und dass dort im harten Dachsteinkalk eine solche Leistung vollbracht wurde, so wird man den gestauten Massen des Salzachgletschers westlich des Rainbergs, wo im wesentlichen verhältnismässig weiche Gosauschichten in der Fortsetzung des Rainbergssockels auszuräumen waren, wohl Ähnliches zutrauen dürfen. Dass im Bereich der Tiefbohrungen Moräne unmittelbar den Trias- und Neokomgesteinen aufliegt, dass also die (in der am meisten eingewalnten Beckenmitte vorpleistozän anzunehmende) Füllung mit Gosau- und Tertiärgesteinen ebenso wie die wenige km weiter östlich so mächtige interglaziale Verschüttung völlig fehlt, lässt die Erosionsleistung des Gletschers unmittelbar ablesen. Sie war aber an dieser Stelle zweifellos am stärksten; andernorts reichte sie nicht aus, um die Aufragungen des Untergrundes zu beseitigen, das bewegte Felsrelief des Beckens ist also ein Hinweis auf die selektive Erosion des Gletschers.

## 2.) Die Gliederung der interglazialen Ablagerungen.

Die von Penck 1910 begründete Auseinanderhaltung eines "Salzburger Deltas", das in einen Mindel-Riss-interglazialen See mit der Spiegelhöhe von 530 m, und eines Riss-Würm-interglazialen "Gollinger Deltas", das in einen See mit der Spiegelhöhe von maximal 490 m geschüttet worden sei, wurde von den meisten Forschern übernommen und besonders von Stummer (1936, 1938) ausgebaut. Als Unterscheidungskriterien galten neben der Höhenlage das Ausmass der Verfestigung, das der löcherigen Verwitterung und die Zusammensetzung.

Gegen diese Kriterien Pencks erhob Pippan (1957, 1960) wesentliche Einwände: weder die Höhenlage einer Nagelfluh noch die der Diskordanz zwischen Delta- und Deckschottern sei für die Altersbestimmung massgebend, da mit der Möglichkeit späterer Verstellungen zu rechnen sei und Deltas an Seitentalmündungen in Eisstauseen geschüttet werden konnten, deren Spiegelhöhe nichts mit der der Hauptbeckenseen zu tun hätte. Auch der Verfestigungsgrad und das Ausmass der löcherigen Verwitterung seien keine sicheren Unterscheidungsmerkmale. Auch Pencks Meinung, dass die ältere Nagelfluh hauptsächlich aus Salzachgeröllen, die jüngere aus Zubringergeröllen bestehe, sei unzutreffend; in beiden Interglazialen überwogen genau wie heute die Zubringergerölle nahe den Seitenbachmündungen.

Diese Bedenken enthalten im einzelnen durchaus richtige Gedanken. So handelt es sich beim "Gollinger Delta" tatsächlich grossenteils um Seitentaldeltas, woraus sich die ( für die Rissendmoränen zu grosse) Spiegelhöhe bis zu 490 m und ihr rasches Absinken nach Norden erklärt. Trotzdem darf der Unterschied der Höhenlage nicht ganz ausserachtgelassen werden; es ist z.B. unmöglich, die tiefliegenden Horizontalschotter des südlichen Bereiches, die an der Salzach bis in die Gegend von Hellbrunn reichen, als gleich alt wie die hochgelegenen Deltas von Hellbrunner, Mönchs- und Rainberg zu deuten. Auch die Korrelation mit den Mindel- bzw. Rissendmoränen bleibt zu beachten. Ferner ist es zwar richtig, dass Verfestigungsgrad und löcherige Verwitterung auch innerhalb gleich alter Sedimente schwanken; im grossen Durchschnitt sind aber doch die älteren Ablagerungen, auch unabhängig von ihrer Zusammensetzung, stärker verfestigt und weisen die löcherige Verwitterung in höherem Ausmass auf. Nur das Pencksche Kriterium der verschiedenen Zusammensetzung ist wohl ganz fallen zu lassen. Aber im übrigen schießt die Kritik Pippans trotz richtiger Beobachtungen über das Ziel hinaus. Wo die Einzelkriterien für sich allein

genommen nicht ausreichen, bringt uns doch ihre Kombination weiter. Das gilt z. B. für den Adneter Riedel, wo die meisten Forscher die tiefer gelegene St. Margarethener Nagelfluh dem Riss-Würm-Interglazial, die höher gelegene am Heubergrücken dem Mindel-Riss-Interglazial zuwiesen, während Pippan an dieser Trennung Zweifel äusserte, weil die tiefere Nagelfluh bis nahe an den Fuss der höheren heranreicht. Zusammensetzung und allgemeiner Habitus der beiden Nagelfluhen sind doch stark verschieden, wozu kommt, dass die Basis der Margarethener Nagelfluh am Osthang des Riedels beträchtlich tiefer liegt als die der Heubergnagelfluh und dass dieser Höhengsprung gerade an der Stelle auftritt, wo sich auch Zusammensetzung und Habitus ebenso sprunghaft ändern. Auch die pollenanalytische Untersuchung eines vom Verf. entdeckten Vorkommens pflanzenführender Tone in den Liegendschichten der Heubergnagelfluh, aus dem Prey Proben entnahm, durch Klaus (1962) erbrachte keine Entscheidung im gegenteiligen Sinne, obwohl Klaus dieses Vorkommen unter "Interglazialbildungen (vorwiegend Riss-Würm)" einreichte; denn an anderer Stelle (Zitat in Fischer, Vorl. Ber. z. Quartärgeol. d. untersten Ybstaates, Verh. Geol. B. A. 1962, S. 153) bemerkt er bei der Kennzeichnung einer analogen Flora, eine Abgrenzung nach unten sei schwierig, so dass aus der geologischen Lagerung erschlossen werden müsste, ob nicht etwa auch Mindel-Riss in Frage käme).

Pippan möchte nur dort einen Beweis für die Altersverschiedenheit als gegeben erachten, wo zwei durch Moräne getrennte Nagelfluhen auftreten. Dieser Fall ist seit langem in der Nähe von Golling, an der Salzach beim Gut Tax, bekannt. Dort stehen am Ufer stark verfestigte, WSW-fallende Deltaschotter an, über denen eine lehmige Grundmoräne mit gut gekritzten Geschieben folgt; im Hangenden der Moräne

sind flach WNW-fallende verfestigte Schotter mit sandigen Zwischenlagen aufgeschlossen, über ihnen mit deutlicher Diskordanz junge lockere Terrassensedimente.

Die grundsätzliche Trennung zweier interglazialer Sedimentkomplexe ist also wohl gesichert. Darüber hinaus entsteht die Frage, ob etwa noch ältere als Mindel-Riss-interglaziale Ablagerungen vorhanden sind. Stummer (1936) glaubte dies für das Delta unter dem Wiener Fall im Tennengebirge und für die Horizontalschotter am oberen Ende der Glasenbachklamm annehmen zu dürfen; da das erstgenannte Delta bis 590 m reiche, die Basis der Horizontalschotter in der oberen Glasenbachklamm aber bei 590 m liege, schloss er auf einen See mit der Spiegelhöhe von etwa 590 m und stellte ihn ins Günz-Mindel-Interglazial. Aber abgesehen davon, dass es nirgends so hohe Günzmoränen gibt (die von Weinberger auf dem Siedelberg bei Mattighofen festgestellte Günzmoräne bleibt unter 500 m), ergaben die Kartierungen des Verf. im Glasenbachgebiet, dass dort die horizontale Nagelfluh örtlich bis auf 530 - 540 m hinabreicht; andererseits liegt die Diskordanz zwischen Delta- und Deckschottern beim Wienerfall nicht bei 590 m, sondern etwas über 600 m. In beiden Fällen handelt es sich um Verbauungen von Seitentälern, was eine Altersbestimmung sehr erschwert.

Ein von Stummer nicht erwähntes hochgelegenes Nagelfluhvorkommen, nämlich das am Holzeck im Vorgebäude des Untersberges (Aufnahmeraum M. Schlagers), dürfte eher ein höheres Alter haben, wofür vor allem der auffallend hohe Gehalt an Kristallingeröllen spricht. Diese Nagelfluh lagert horizontal und erreicht eine Höhenlage von über 600 m.

### 3) Zur Frage der Laufener Schotter

Die Laufener Schotter wurden von Penck zunächst für Würm-interstadial gehalten, was er aber dann (1922) wieder aufgab. Besonders Troll deutete sie als Würm-Vorstößschotter. (wie schon früher Brückner).

Zu den Laufener Schottern gehören wahrscheinlich die Schotter im Tal zwischen Söllheim und Kasern. Sie sind nur zum kleineren Teil verfestigt, überwiegend locker; trotz des frischen Aussehens können sie aber nicht spätglazial sein, da sie keine Terrasse bilden, sondern an einem konvexen Hang zwischen 460 und 490 m anstehen. Sie sind damit weit höher als die Terrassenschotter, aber viel tiefer als die an der Autobahn bei Söllheim anstehenden, stark verfestigten Schotter, deren Unterkante bei 505 m liegt und die von Würmmoräne überlagert werden, während in ihrem Liegenden 1954 Bändertone aufgeschlossen waren, die mit Moränenresten verbunden sind. Dieser Komplex von Bändertonen und Hangendschottern dürfte eine Spät-riss-Bildung sein. Nach seiner Ablagerung muss eine beträchtliche Erosion eingesetzt haben, die das Quertal Söllheim-Kasern schuf; das verlangt einen entsprechenden zeitlichen Abstand zwischen den Schottern an der Autobahn und denen im Quertal.

### 4) Zur Gliederung der hocheiszeitlichen Moränen

Die weitaus überwiegende Menge der im Salzburger Becken und seiner näheren Umgebung erhaltenen hocheiszeitlichen Moränen gehört der Würmeiszeit an. Ob auch ältere, etwa Riss-eiszeitliche Moränen vorhanden sind, ist nicht überall leicht zu entscheiden; nur im Raum östlich des Gaisberges liegen die örtlichen Verhältnisse so, dass eine Trennung möglich wird. Dort stiessen in der Würmeiszeit drei Gletscherarme vor: nördlich des Nocksteinzuges der Guggenthaler Zweiggletscher, dessen Endmoränen sich über Koppl schlingen, von Süden der Wiestalgletscher, der bei Koppl Stirnberührung mit dem Guggenthaler Arm hatte, und der aus der Schwaitl-(Bruckbach-)Talung kommende Gletscher, der gerade noch

den Ostkamm des Gaisberges überschritt und ein kleines Moränenamphitheater zwischen Aschau und Gaisberg bildete. Nördlich davon blieb der vom Ostkamm des Nocksteinzuges und von dem des Gaisberges eingerahmte "Winkl" (westlich Koppl) in der Würmeiszeit eisfrei. Anders in der Riss-(oder Mindel?) eiszeit: zwei breite Wälle von Altmoränen im Winkel, die diesen Raum im Bogen umschliessen, zeigen, dass damals auch er fast ganz eisbedeckt war. Es muss sich um eine gemeinsame Zunge des Wiestal- und des Schwaitlgletschers gehandelt haben. Der äussere dieser Wälle erreicht etwa 880 m Höhe. Die örtlich bis rund 1000 m hinaufreichenden Moränen der Zistelalm wird man in ihrem höchsten Anteil ebenfalls mit diesem Stand in Verbindung bringen müssen.

#### 5) Zur spät- und postglazialen Entwicklung

Das Ammerseestadium ist im Bereiche des Salzachgletschers durch die Moränen von Mariabichl bei Oberndorf sowie - nach Weinberger - durch Moränen südlich Eugendorf angedeutet. Im Bereiche des Wiestalgletschers durch Moränen bei Sulzau am Süden des heutigen Stausees (Seefeldner 1931, 1961). Durch den Gletscherhalt entstand dort auch damals ein Stausee, der zur Zeit seines Höchststandes bis zu den Endmoränen des Wiestalgletschers reichte und seinen Abfluss durch das (für das heutige Gerinne zu grosse) Tal des Plainfelder Baches hatte; sein etappenweises Absinken infolge weiteren Gletscherrückzuges konnte Seefeldner durch die Terrassen beim Austritt der Strubklamm (695 m entsprechend dem Höchststand, dann in 675 und 650 m Höhe) nachweisen. Während dieses Absinkens wurde der Abfluss durch das Plainfelder Tal ausser Funktion gesetzt, die Entwässerung erfolgte subglazial gegen Hallein hin. Dem Ammerseestadium und den anschliessenden Gletscherhalten entsprechen Ufermoränen, die M. Schlager (Adneter Karte) an den Hängen des Wim- und Spumberges verzeichnete.

Jünger als das Ammerseestadium sind Schlagers "Spät-Würm-Moränen" des Tauglgletschers; dessen Zunge reichte bis in die Gegend südöstlich Thiersteig (Schlager 1958).

Nach dem Rückzug des Salzachgletschers aus dem Stammbecken entstand in diesem ein grosser spät-glazialer See, dessen Spiegelhöhe nach Weinberger (1955) maximal 460 m erreichte. Er bedeckte auch noch weite Teile des Vorlandes bis zu den Würmendoränen hin; im weiteren Verlauf wurde er stufenweise abgesenkt; als sein Niveau bei 420 - 425 m stand (Tonterrassen bei Oberndorf nach Weinberger), verlor er die Verbindung mit dem Zweigbeckensee von Tittmoning. Seine Sedimente kennen wir am besten aus den früher erwähnten Tiefbohrungen der Stieglbrauerei; unter den Schottern der Salzburger Ebene folgen ab 13,40 bzw. 10,30 m ausserordentlich mächtige Sande, Tone und Schluffe, die bis zur Grundmoräne (in 224,30 bzw. 184,50 m Tiefe) reichen. Hell denkt wegen eines sandig-schotterigen Zwischenhorizontes an Ablagerungen verschiedener Spätglaziale, Prey hingegen ist der Meinung, dass der ganze Komplex dem Würm-Spätglazial angehöre, da die Seeablagerungen über und unter dem Zwischenhorizont einander völlig gleichen und auch die Pollenanalyse keine Unterschiede ergab. Sie spricht für ziemlich ungünstiges Klima, der Mangel an Diatomeen sogar für unmittelbare Nähe des zurückgehenden Würmgletschers. Der See muss also, trotz der riesigen Mächtigkeit der Sedimente, ziemlich kurzfristig zur Zeit des Gletscherrückzuges vor der Allerödschwankung bestanden haben. Er wurde dann durch die Enge von Laufen entleert bzw. durch die wahrscheinlich schlernzeitlichen Schotter (s.u.) zugeschüttet.

Der Saalachgletscher dürfte zur Zeit des spätglazialen Stammbeckensees sein Zungenende am Walserberg gehabt haben (Seefeldner 1957). Gleichzeitig bildeten sich nach Seefeldner Eisrandseen bei Grossgmain mit Spiegelhöhen von 540 und 530 m. Da der Salzburger See, wie erwähnt, maximal 460 m erreichte, entsteht die Frage, woraus die trennende Barre zwischen ihm und den Grossgmainer Eisrandseen bestand; die Anhöhen bleiben hier mit Ausnahme des Wartberges unter 528 m, man müsste also an Toteismassen denken, die sich dazwischenlegten. Nach dem weiteren Rückzug des Saalachgletschers entstand ein See mit der Spiegelhöhe 485 m.

Schlernmoränen konnte Schlager(1951) am Nordfuss des Untersberges feststellen (Moränenamphitheater an der Mündung des Schosskessels mit Stirn in 660 m Höhe, Moränen am Ende des Grossen und Kleinen Wasserfalltales und im Grossen Brunntal). An der Ostseite des Untersberges hielt Schlager damals Moränen bei der Kienbergalm in 700 m für schlernzeitlich; 1961 erwähnt er aber Lokalmoränen am Ausgang des Rossmanngrabens und des Weissbachtals in 500 m, die er wegen des Vorstosses in das früher vom Berchtesgadner Gletscher eingenommene Tal als schlernzeitlich deutet. Die tiefe Lager der Schlernzungen erklärt sich aus dem grossen Nährgebiet auf der Höhe des Plateaus, an der Ostseite auch aus Wächtenabbrüchen und Schneeeinwehungen.

Im Gegensatz dazu reichen die Lokalmoränen an der Nordseite des Kehlsteinzuges nach Kühnel(1927) nur bis etwa 1100 m herab; hier stand als Nährgebiet nicht ein Plateau, sondern nur ein schmaler Kamm zur Verfügung. Nur auf der österreichischen Seite des Hohen Gölls, wo die grosse Firnmulde des Wilden Freithofes konzentrisch durch Lawinen und Schneeverwehungen miternährt wurde, kam es zu einem tiefen Vorstoss des Schlerngletschers bis ins untere Weissenbachtal (Endmoränen bei Staudach etwas über 600 m, vor der Zerschneidung durch den Bach noch tiefer hinabreichend).



Rechts der Salzach sind im Raum nördlich des Pass Lueg nur die Tauglberge hoch genug, um als wenigstens bescheidenes Nährgebiet für Schlernmoränen in Betracht zu kommen. Schlager (1951) fand sie hier in 1100 bis 1280 m Höhe, was bei Gipfelhöhen um 1700 m auf eine schlernzeitliche Schneegrenzhöhe von etwa 1400 m hinweist. Dies würde mit der für 1000 - 1100 m angenommenen Schneegrenze in der Zeit des Würmhochstandes, wie sie für das Salzkammergut und wohl auch für die Salzburger Gegend anzunehmen ist, gut zusammenpassen.

Der Zeit des Schlernvorstosses gehört nach Seefeldner (1954) die Bildung der Salzburger Ebene an. Er fand nämlich, dass im Raum von Melleck (Steinpass) eine Schotterfläche, die mit den Schottern der Salzburger Ebene parallelisiert werden kann, durch einen Übergangскеgel mit schlernzeitlichen Moränen verbunden ist. Diese gehören zu einem Gletscher, der von den Ostflanken des Sonntagshorns, vor allem aus der Schneegrube, im Tal des Steinbaches bis 560 m herabstiess. Zur Erklärung der auffallend tiefen Lage dieser Moränen und der Länge der Zunge im Verhältnis zum kleinen Areal des Nährgebietes verweist Seefeldner darauf, dass sich im Lee des Sonntagshorns in den dortigen Karen z.T. durch Schneeüberwehung besonders grosse Schneemassen ansammelten. Bei einer eiszeitlichen Schneegrenzhöhe von 1400 m, wie wir sie oben wahrscheinlich machen konnten, dürfte sich das anscheinende Missverhältnis zwischen Nähr- und Zehrgebiet ausgleichen lassen.

Seefeldner erwähnt 1961 noch eine zweite Stelle im Saalachbereich, wo die der Salzburger Ebene korrespondierende Terrasse - die er im Salzburger Becken "Friedhofsterrasse" nennt - mit Schlernmoränen in Verbindung tritt, nämlich bei Reit. Dazu kommt die Verbindung der Schlernmoräne am Ausgang des Weissbachtals (Ostfuss des Untersberges) mit der Terrasse beim Gehöft Thorer, die ebenfalls zur Friedhofsterrasse zu

stellen ist. Auch am Ausgang des Weissenbachtals bei Kuchl dürfte ein analoger Zustand bestanden haben, denn die Friedhofterrasse erscheint dort als auffallend steiler Schwemmkegel, der im Aufschluss sehr grobe Komponenten zeigt, sodass vor der jungen Zerschneidung ein Hervorgehen dieses Schwemmkegels aus der, wie oben erwähnt, tief herabhängenden Zunge des Schlerngletschers durchaus plausibel ist.

Die Verbindung der jungen Aufschüttung im Pongau mit nach Heissel (1947) schlernzeitlichen Moränen bei der Mündung des Imlautales kann hier ebenfalls angeschlossen werden; denn die Pongauer Akkumulation weist drei Terrassen auf, unmittelbar nördlich des Pass Lueg aber liegen ebenfalls drei Terrassen vor (Seefeldner), die wohl gleichzeitig sind: die zwei höheren dieser Terrassen gehen jedoch bei Golling rasch in die einheitliche Fläche der Friedhofterrasse über.

Unterhalb der Friedhofterrasse folgt im ganzen Bereich des Salzburger Beckens noch eine tiefere Terrasse, die Seefeldner als "Hammerauterrasse" bezeichnete und vermutungsweise in die Zeit des Gschnitzstadiums verlegte.

Auf der Friedhofterrasse bildeten sich die Moore von Leopoldskron (zwischen den schlernzeitlichen Schuttfächern der Salzach und Saalach), Schallmoos, Söllheim und Kasern. Das Leopoldskroner Moor wird durch Letten unterlagert, die nach unten in Sande, Kiese und Schotter übergehen (Seefeldner 1954). Die Letten sind nicht mit den spätglazialen Seetonen identisch, denn sie liegen ja auf den schlernzeitlichen Schottern, welche die spätglazialen Seesedimente nach Aussage der Bohrungen mit 10 m und mehr Mächtigkeit überlagern. Sie stammen vielmehr von flachen Tümpeln, die durch die beiden schlernzeitlichen Schuttfächer aufgestaut wurden und dann vermoorten. Die Moorbildung begann nach Firbas (1923) am Übergang vom Präboreal ins

Boreal, also schon in postglazialer Zeit, etwa um 7000 v.Chr. (während die Schlernzeit auf rund 8500 v.Chr., der spätglaziale See älter als 10000 v.Chr. anzusetzen ist).

Neben der Moorbildung kam es im Spätglazial zur Zerschneidung der Hammerauterrasse und zur Bildung der Alluvialböden.

Nach Fertigstellung des vorliegenden Bandes erschien ein Aufsatz von M.Hell "Tiefbohrung inmitten des Salzburger Beckens durchfährt Grundgebirge" in den Mitt. d. Ges. f. Salzb. Landeskunde 103, 1963, der für die oben angeschnittene Frage der Beckenentstehung von grosser Bedeutung ist. Er berichtet über eine 1961 abgeteufte Tiefbohrung südlich der Stieglbrauerei, die nach Durchfahung der spätglazialen Seeablagerungen in rund 70 - 95 m Tiefe sehr harte Tonmergel und von 95.50 - 291.50 m Tiefe einen Komplex von Konglomeraten, Kalken, Kalksandsteinen und Kalkmergeln durchhörterte, der offenkundig (auch nach Hell) zu den Gosauablagerungen des Salzburger Beckens gehört. Die verhältnismässig geringe Tiefe des Felsgrundes sowohl hier als auch in einer 1946 unmittelbar südlich der Stieglbrauerei niedergebrachten Bohrung (Felsgrund in 75 m Tiefe) steht im grössten Gegensatz zur Tiefe des Felsgrundes in der Kugelhofbohrung, wo er erst in 260.90 m Tiefe angefahren wurde. Da der Horizontalabstand zwischen der Kugelhofbohrung und der Bohrung von 1946 wenig mehr als einen halben Kilometer beträgt, errechnet Hell zwischen beiden ein nach W gerichtetes Gefälle des Felsgrundes von über 28%. Die Kugelhofbohrung und die nördlich von ihr abgeteufte Bohrung nahe der Innsbrucker Bundesstrasse bzw. ihrer Kreuzung mit dem Industriegeleise liegen also deutlich in einer tief ausgefurchten Rinne des Felsgrundes, verglichen mit den Bohrungen bei und südlich der Stieglbrauerei von 1946 und 1961. Auch Hell stellt daher fest, dass die Tiefe der Talrinne im Salzburger Becken westlich der linksufrigen Stadt-

liegt. Wir möchten aber darin nicht wie Hell einen Hinweis auf Bewegungsvorgänge erblicken; wäre diese tiefe Rinne ein tektonischer Graben, dann würde man darin kaum an der Beckensohle anisische Gesteine der tirolischen Basis antreffen, wie dies nach Prey in der Kugelhofbohrung der Fall ist. Wir sehen in den geschilderten Verhältnissen eher eine Bestätigung unserer Annahme einer Erosionsgasse, in der die jüngeren Schichten ausgeräumt wurden, während sie unweit südöstlich der Kugelhofbohrung nach Ausweis der neuen Bohrung in so grosser Mächtigkeit erhalten blieben.

Übrigens dürften die Gosauschichten der Bohrung von 1961 nicht zur bajuvarischen Decke gehören, sondern zur grossen kretazischen Beckenfüllung auf dem Rücken der tirolischen Decke, da ja deren Stirn (nach Preys Angaben über die Kugelhofbohrung) weiter nördlich durchzieht.