

Die Tiefbohrung Berndorf 1 in den östlichen Kalkalpen und ihr geologischer Rahmen

Von G. WACHTEL und G. WESSELY*

Mit 7 Abbildungen und 3 Tafeln

Zusammenfassung

Im Rahmen der alpinen Kohlenwasserstoffexploration war es Ziel der Bohrung Berndorf 1, Aufschluß über den alpinen Bau und dessen Untergrund im Nordostabschnitt der Kalkalpen zu erbringen. Dafür bildeten geologische Überlegungen, gravimetrische und seismische Untersuchungen die Grundlage. Die Bohrung durchteufte zwei kalkalpine Decken sowie Flysch und traf Molasse und Kristallin der Böhmisches Masse 35 km südlich der Alpenstirne an. An der Molassebasis traten starke Gasindikationen auf, der Kalkalpenkörper führt relativ kühles Süßwasser. Dem Bohrprofil liegen lithologische, sedimentologische, mikrofazielle, paläontologische und geophysikalische Untersuchungen in Form von Bohrlochmessungen zugrunde. Die Bohrung wurde als Ausgangspunkt eines geologischen Schnittsystems von der Molassezone bis in das Zentralalpin unterhalb des südlichen Wiener Beckens verwendet, das einen Überblick über den Bau und dessen Geschichte im Nordostabschnitt der Alpen vermitteln soll.

Summary

The purpose of the well Berndorf 1, which has been drilled in the course of alpine hydrocarbon exploration, has been to get informations about the alpine thrust body and his substratum in the north eastern part of the limestone Alps. The basis for this venture have been geological considerations, gravity determinations as well as seismic analysis. The well penetrated two Alpine Limestone nappes as well as Flysch, encountered Molasse and hit finally the crystalline unit of the Bohemian Massif at a distance of 35 kms to the front of the Alpine thrust fold belt. The base of Molasse showed considerable gas indications, the Limestone Alpine body itself is fresh water bearing, which is relatively cool. The drilling section is based on lithological, sedimentological, micro-facies and palaeontological investigations and geophysical analysis due to borehole logs. This well is used as a tie and control point of a system of geological sections reaching from the Molasse zone to the Zentral Alpine Zone underneath the southern part of the Vienna Basin. They should give a general view of the structure and the history of the north-eastern part of the Alps.

* Adresse der Verfasser: Dr. G. WACHTEL und Dr. G. WESSELY, Österreichische Mineralölverwaltungs AG, Geologie, Hintere Zollamtsstraße 17, A-1030 Wien

Inhalt

1. Einleitung	138
2. Geologisch-geophysikalische Voraussetzungen der Bohrung Berndorf 1	139
3. Das Bohrprofil	141
4. Zur Geologie entlang des Schnittsystems Moosbierbaum-Berndorf – Südliches Wiener Becken	146
5. Zur räumlich-zeitlichen Abfolge der alpinen Verformung im weiteren Rahmen der Bohrung	155
6. Literaturverzeichnis	159

1. Einleitung

Die Bestrebungen, die Exploration von Kohlenwasserstoffen vom Wiener Becken aus auf den alpinen Raum auszudehnen, führten zu einem verstärkten geologisch-geophysikalischen Einsatz im Nordostteil der Alpen SW Wien, gefolgt von einem Tiefbohrprojekt nahe des Randes des Wiener Beckens. Die Bohrung Berndorf 1 sollte im Rahmen der Zielsetzungen in der alpinen Kohlenwasserstoffexploration Aufschluß über den Tiefgang der östlichen Alpen, über die Existenz tiefer alpin-karpatischer Deckenelemente, über das Vorhandensein eines autochthonen Sedimentmantels über dem Kristallin der Böhmisches Masse und über Speicher- und Abdichtungsmöglichkeiten in den genannten Stockwerken bringen. Wenn auch die Bohrung nur mehr eine geringe autochthone Sedimentbedeckung infolge deren Erosion oder Abscherung antrat und in einer Mylonitzone an der Molassebasis nur starke Erdgasanzeichen auftraten, muß das Ergebnis dennoch als wegweisend für den subalpinen Aufschluß gewertet werden, da durch die nachgewiesene weite und relativ flache Überschiebung eine große Explorationsfläche dort gewährleistet ist, wo intakte Speichergesteine vorliegen. Eine kalkalpeninterne Prospektion in einem Bereich mit überwiegenden Plattformsedimenten ist, wie die in der Bohrung durchteuften, von relativ kühlem Süßwasser gefluteten Dolomitkörper zeigen, weniger erfolgversprechend. Die Bohrung bildet einen wertvollen Fixpunkt für weitere Geophysikalische Untersuchungen, u. a. mit Hilfe seismischer Modellerstellungen, die eine bessere Interpretationsbasis ermöglichen (A. KRÖLL, K. SCHIMUNEK, G. WESSELY 1981).

Mit den Explorationszielen der Bohrung deckte sich ein bereits früher im Rahmen einer Arbeitstagung der Geologischen Gesellschaft gegebener Anstoß zu einem Projekt, das auf eine Erforschung des Tiefbaues der Ostalpen gerichtet sein sollte (G. WESSELY 1972). Das Bohrkonzept wurde 1978/1979 von den Autoren erstellt und durchgeführt, wobei sie für Beauftragung hierfür, für Anleitung und laufenden Gedankenaustausch Prof. Dr. A. KRÖLL sehr zu Dank verpflichtet sind.

Die geologische Überwachung der Bohrarbeiten und die Auswertung der Bohrergebnisse erfolgte durch G. WACHTEL, ebenso der Einbau der geologischen und geophysikalischen Ergebnisse in die geologischen Profile. Die Interpretation der Bohrung in ihrer geologischen Stellung im Nordostabschnitt der Alpen wurde von G. WESSELY unter Zuhilfenahme einer Reihe von Oberflächendaten, deren Dokumentation teils vorliegt, teils noch durchzuführen ist, vorgenommen. Darauf konnte auch bei den mikrofaziellen Untersuchungen zurückgegriffen werden, wo-

bei die paläontologischen Bestimmungen von Dr. R. FUCHS, Prof. Dr. A. PAPP und Dr. O. SCHREIBER, der die Ergebnisse auch photographisch dokumentierte, in dankenswerter Weise vorgenommen wurden. Die Nannofossilien wurden von Dr. H. STRADNER bestimmt und eingestuft. Für weitere Hilfestellungen sei Dr. H. KRATOCHVIL, Dr. H. HAWLE, Dr. W. LADWEIN und Dr. W. FLIESSER vom Labor für Aufschluß und Produktion gedankt. Technische Hilfestellungen wurden von Herrn O. DVORAK, Frau S. EIGNER, Frau S. FREILINGER und Frau I. WIDHALM in stets zuvorkommender Weise durchgeführt.

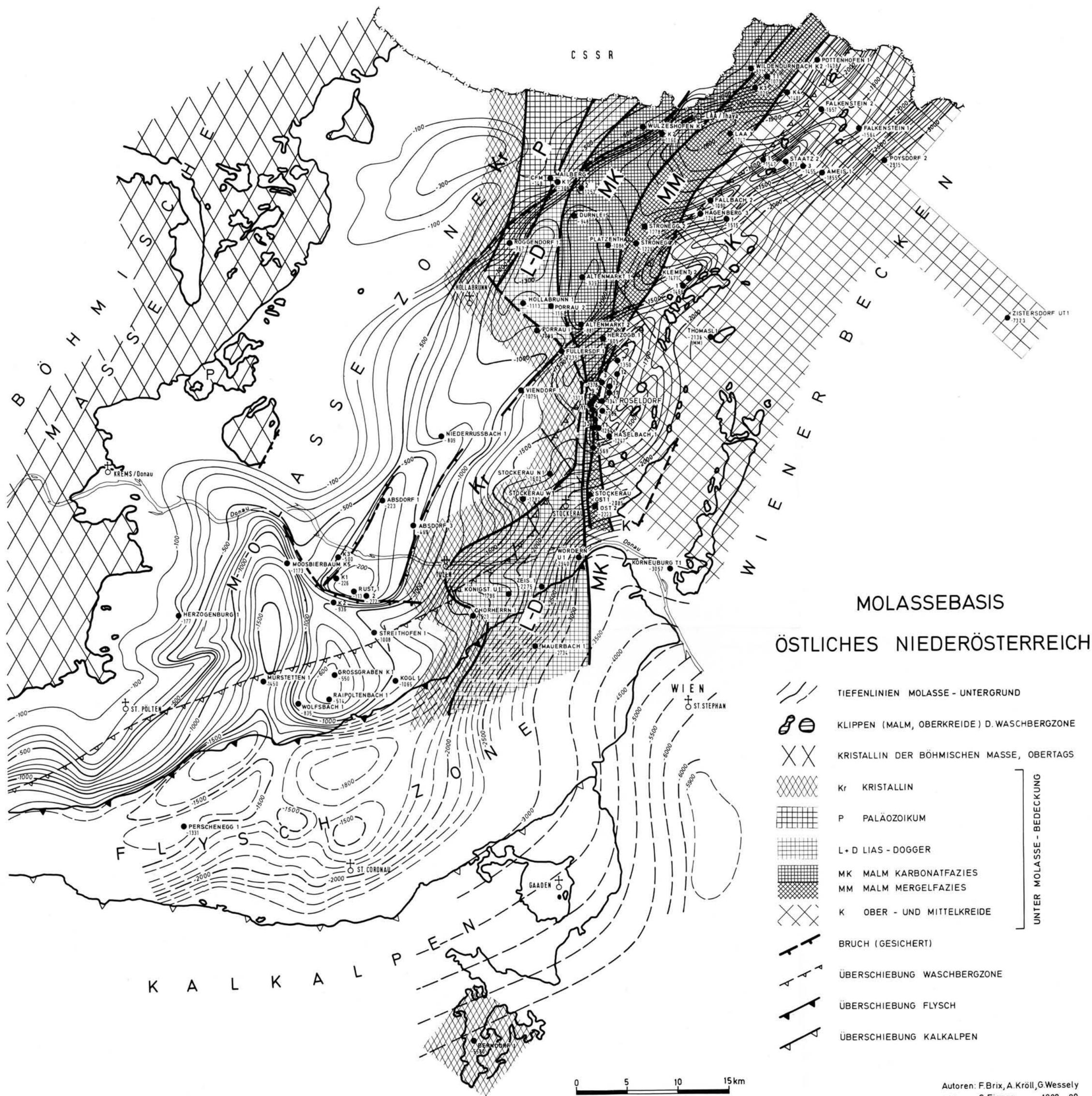
Die Autoren sind der ÖMV-Aktiengesellschaft für die Erlaubnis zur Veröffentlichung dieser Arbeit zu Dank verpflichtet.

2. Geologisch-geophysikalische Voraussetzungen der Bohrung Berndorf 1

Bei der Erstellung einer Profilprognose für die Bohrung Berndorf 1 konnte von geologischer Seite nur auf Indizien und Extrapolationen aus Oberflächengegebenheiten und Bohrergebnissen zurückgegriffen werden. So wurde größenordnungsmäßig der Tiefgang der Kalkalpen aus der Mächtigkeit und vermuteten Erstreckung obertägig vorliegender Deckenelemente abgeschätzt. Bestimmte Schürflinge an der Schubbasis mehrerer tirolischer Deckenanteile ließen eine Unterlagerung durch tiefere alpin-karpatische Einheiten in Erwägung ziehen. Eine weite Unterfahrung der Böhmisches Masse unter die alpinen Decken hatte bereits die Bohrung Urmannsau 1 angezeigt. Offen war dabei, ob und in welchem Ausmaß noch Flysch und Molasse vorliegen würden. Mit dem Vorhandensein von autochthonem Mesozoikum wurde gerechnet, da der Bohrpunkt Berndorf 1 in der südlichen Verlängerung der Verbreitung von autochthonem Mesozoikum zu liegen kommt, wie es unter der nördlichen vorgelagerten Flyschzone und Molasse vielfach mit sandigen oder karbonatischen Speichergesteinen, aber auch günstigen Abdichtungs- und Muttergesteinen erbohrt wurde (Abb. 1). Letzte richtungweisende Informationen liegen aus den Bohrungen Königstetten, Zeiselmauer und Mauerbach 1 vor.

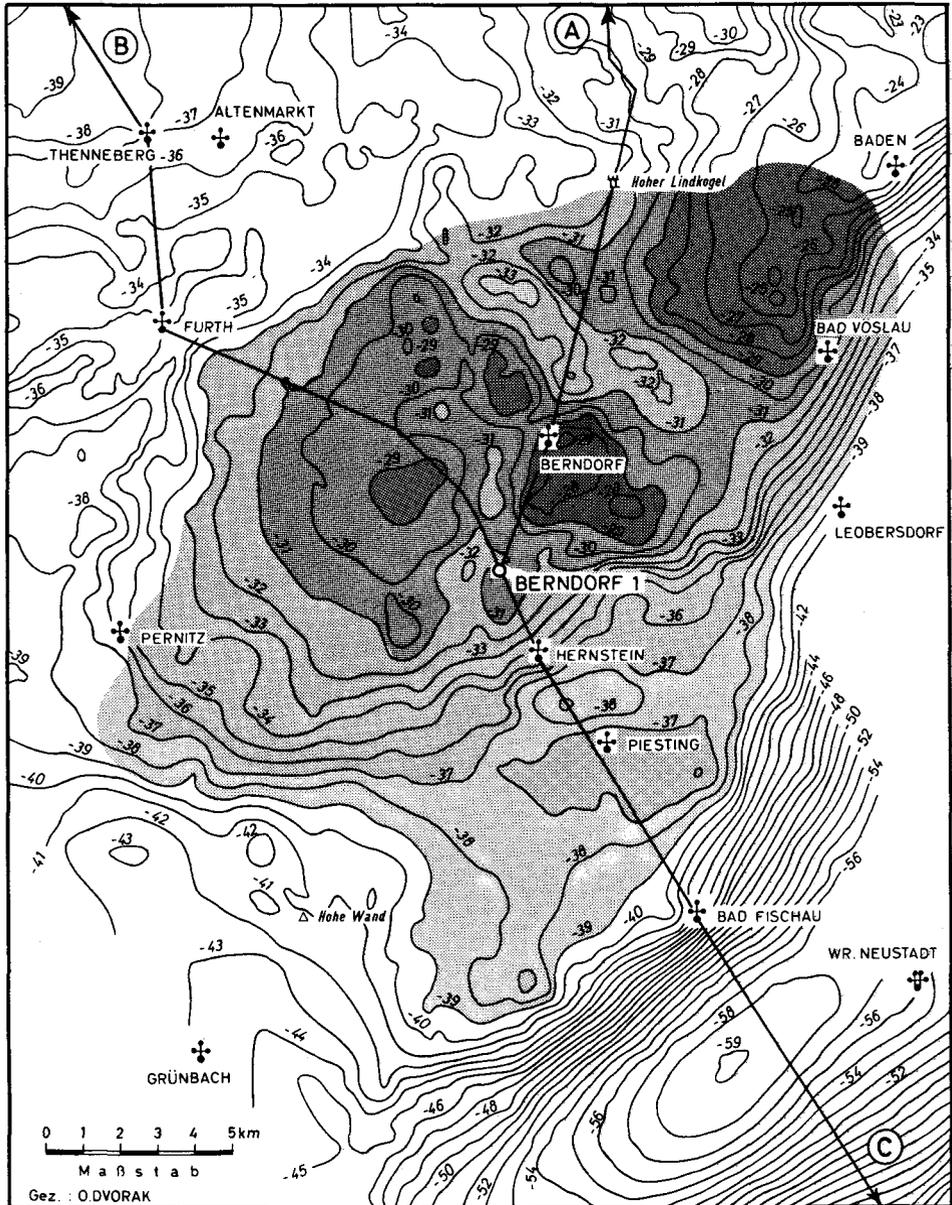
Die geophysikalischen Voruntersuchungen erstreckten sich sowohl auf Gravimetrie als auch auf Seismik. Versuchsweise wurde auch das Verfahren der Magnetotellurik angewandt, erbrachte jedoch noch keine brauchbaren Ergebnisse.

Die Karte der Bouguer-Schwere (Abb. 2) zeigt eine ausgeprägte positive Anomalie, die sich vom Raum Berndorf über Pottenstein, Neuhaus bis zum Hohen und Badener Lindkogel erstreckt. Im ESE schließt eine Zone geringerer Dichte an, die sich von Hernstein über Piesting gegen NE, Bad Vöslau, Soofß, hinzieht. Seismische Untersuchungen (Abb. 3–4) zeigen im vibrationsseismischen Schnitt TZV 11 ein generelles Ansteigen der tiefen Reflexionselemente im Bereich zwischen Neusiedl und Herstein, so daß in Übereinstimmung mit der Bouguer-Karte die Bohrlokation im seismischen Schnitt an der Flanke der Hochzone gewählt wurde, da diese Position am ehesten autochthone Sedimente in Verbindung mit struktureller Hochlage erwarten ließ. Die höheren Reflexionselemente wurden aufgrund geologischer Überlegungen zugeordnet. Die Tiefeninterpretation erfolgte mit Hilfe der aus dem Kalkalpin und seiner Unterlage aus anderen Bohrungen bekannten, spezifischen Gesteinsgeschwindigkeiten, wobei eine relativ realistische



GRAVIMETRISCHE ÜBERSICHT BERNDORF

d = 2,7 BN = +100m D. ZYCH 1981



5687 TZD50XXXGGUU.1

Abb. 2: Übersicht über die Schwereverteilung im Raum Berndorf.

Die Karte stellt einen Plan mit Linien gleicher Bougerwerte, bezogen auf Dichte 2,7 und gerechnet auf das Bezugsniveau + 100 m AN, dar.

Abschätzung der Tiefenlage des Kristallin der Böhmisches Masse erzielt werden konnte.

3. Das Bohrprofil

Die Erstellung des Bohrprofils fußt auf kontinuierlichen paläontologischen, mikrofaziellen, petrographischen sowie geochemischen Untersuchungen sowohl der Cuttings als auch von insgesamt 20 Bohrkernen zu je 5 m. Abb. 5 zeigt schematisch das erbohrte lithologische Profil mit seiner Mikrofazies in korrelativer Gegenüberstellung zu seiner geophysikalischen Charakteristik, ermittelt aus der Gamma-Strahlungs-, Widerstands-, Neutronstrahlungs-, Schichtgeschwindigkeits- und Temperaturmessung sowie einer bohrlochnahen tektonischen Interpretation entsprechend der kontinuierlichen Schichtneigungsmessung und den Einfallswerten der Bohrkernne. Einen Überblick über die Formationsinhalte bieten die neben der Temperatur verzeichneten Ergebnisse der Openhole Tests.

Kalkalpen (127–5640 m)

Nach einer 127 m mächtigen, konglomeratischen Neogenauflage, die altersmäßig nicht näher bestimmbar ist, wurden zunächst drei kalkalpine Schuppen durchörtert, die in Übereinstimmung mit den Oberflächenverhältnissen der Göller-Decke zuzuordnen sind. Die höchste wurde nahe der obertags austreichenden Schuppengrenze mit einem Tiefgang von 573 m erbohrt, bestehend aus einem sehr hell-bräunlichgrauen, durch mehrere Mylonitzonen gegliederten Hauptdolomitkomplex und dürfte den randlichen Bereich der „Vorderen Mandlingsschuppe“ repräsentieren. Mikrofaziell handelt es sich zum Großteil um Dolosparite, die nur selten Hohlraumgefüge und Algenstrukturen erkennen lassen.

Erläuterungen zu Abb. 3 und Abb. 4

Die Profile sind das Ergebnis vibrationsseismischer (TZ V 19, TZ V 11) und schußseismischer Aufnahmen (TZ 3). Es handelt sich um Zeitschnitte, wobei das Verhältnis zwischen Längenmaßstab und dem von der Gesteinsgeschwindigkeit abhängigen Tiefenmaßstab zu einer starken Streckung bei den Profilen TZ V 19 und TZ V 11 führt (Ausgangslängenmaßstab 1 : 6 250), wodurch sich eine entsprechende Verflachung der Reflexionen ergibt. Beim Schnitt TZ 3 ist das Verhältnis günstiger (Ausgangslängenmaßstab 1 : 12 500).

Den Bezug zur Oberflächengeologie sollen die über den seismischen Profilen angebrachten, schematischen, topographischen und geologischen Schnitte vermitteln. Die Null-Sekunden-Linie der seismischen Profile entspricht einem Bezugsniveau von 150 m über NN in den geologischen Schnitten. Herausgezeichnet wurden amplitudenstarke Reflexionen, die tektonischen Grenzlinien zuordenbar sind. Die einzelnen tektonischen Einheiten werden wie folgt bezeichnet:

HD	Hohe Wand-Decke
GD	Göller-Decke
UD	Unterberg-Decke
RD	Reisalpen-Decke
FLD	Frankenfels-Lunzer Decke
GM	Gießhübler Mulde
FL	Flyschzone
PI	Pienidzzone
MO	Molasse
AUT.M	Autochthones Mesozoikum
KR	Kristallin der Böhmisches Masse

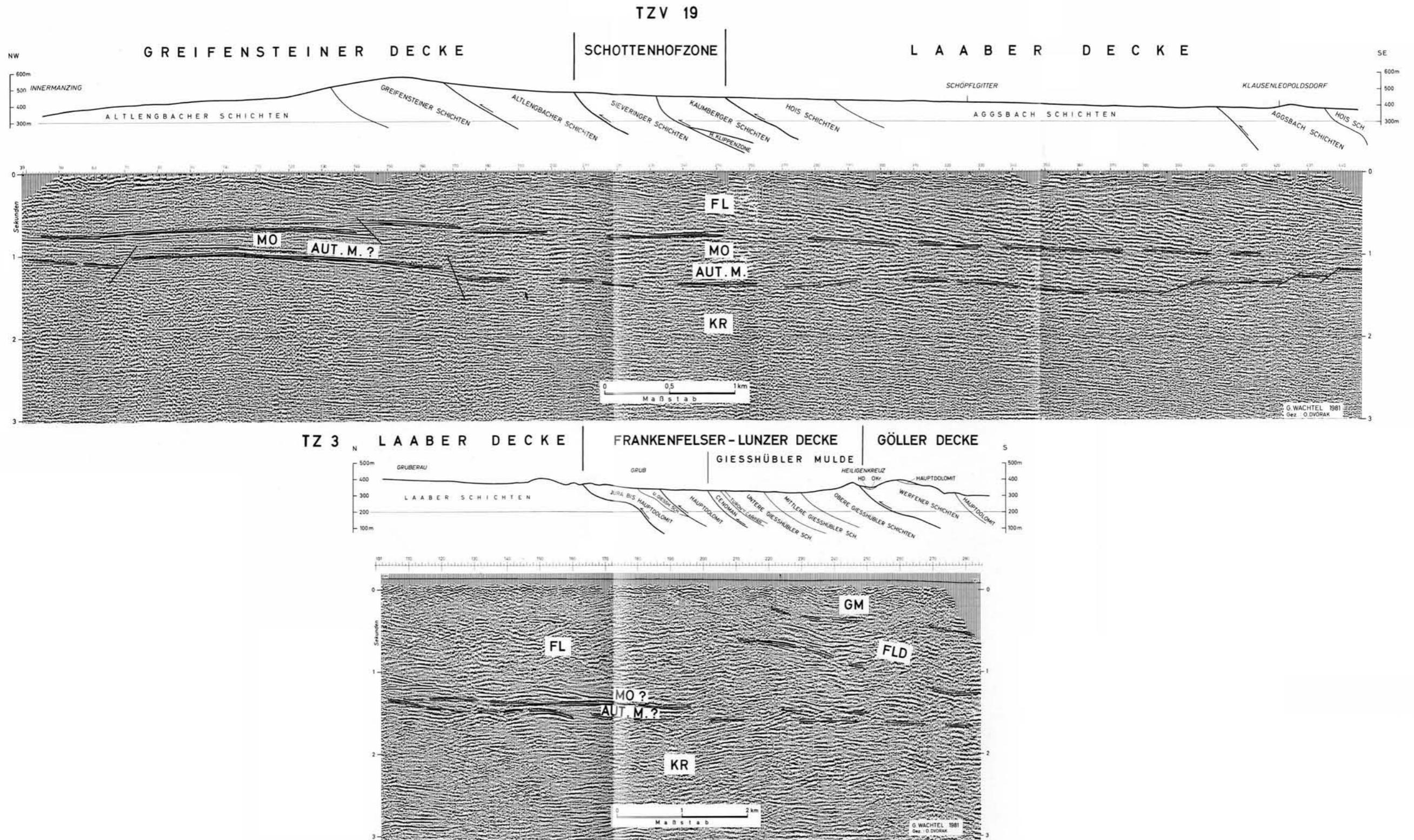


Abb. 3: Seismische Profile durch den Flysch und die Nordzone der Kalkalpen im Bereich S Altlenzbach (TZ V 19) und Heiligenkreuz (TZ 3). Profilverlauf s. Abb. 6

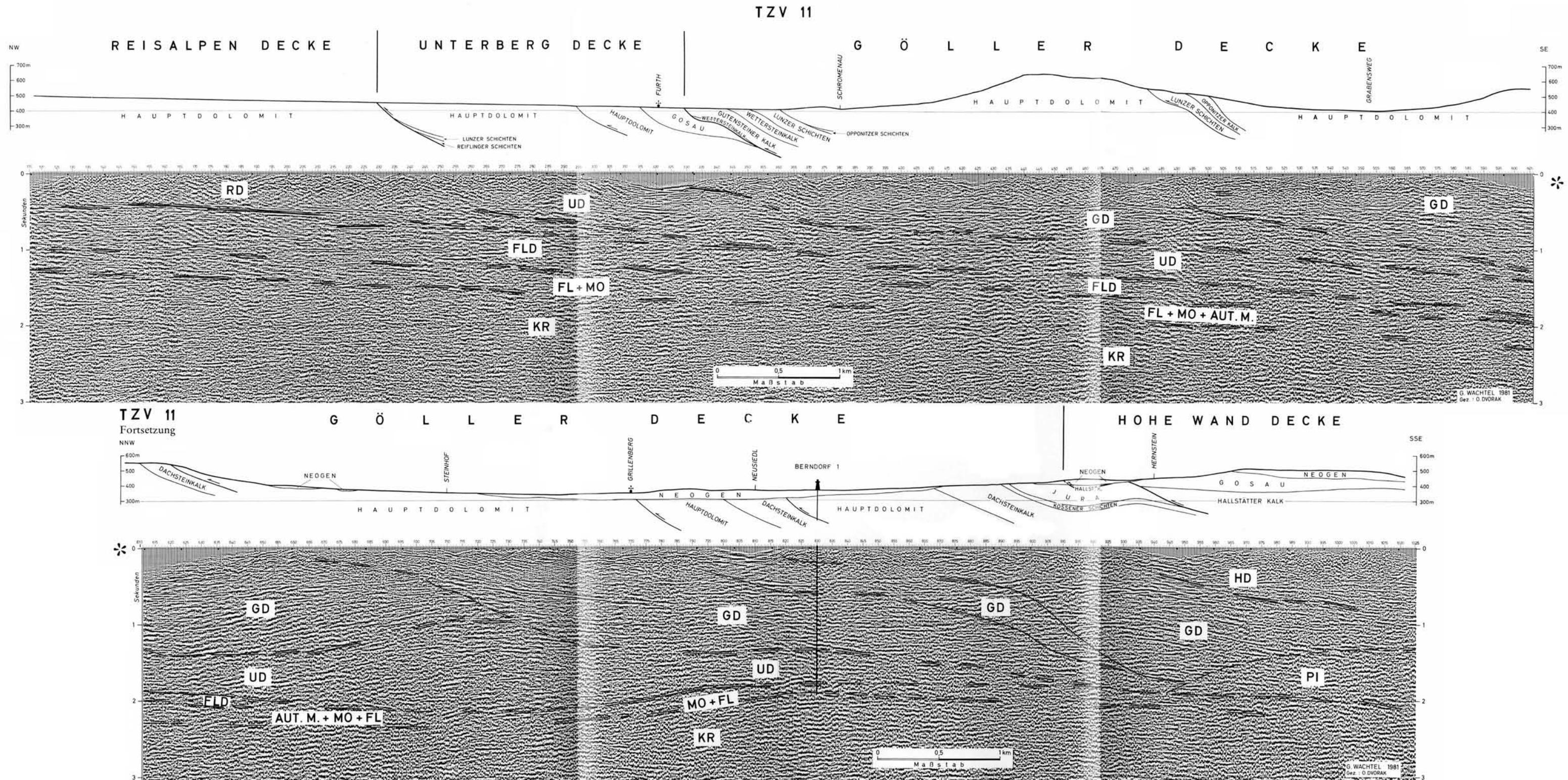


Abb. 4: Seismisches Profil durch die mittleren Kalkalpendecken im Bereich Furth, Berndorf und Piesting (TZ V 11); Profilverlauf s. Abb. 6, Erläuterungen s. Abb. 3

Die Unterlagerung von Dachsteinkalk und -dolomit verdeutlicht den Einsatz der nächsttieferen Schuppe, die ihrer tektonischen Position nach der „Hohen Mandlingschuppe“ zuzuordnen ist. Der Dachsteinkalk, auch in einem Kern erfaßt, fällt mit 40° ein, zeigt sich im Schlift als hellbräunlich-grauer Mudstone, der zum Teil mit Dolosparit im Wechsel steht, ist laminarisch mit typischem Hohlraumgefüge, weist Echinodermenreste, *Triasina* sp., *Involutina* sp., *Glomospirella*, Algen- und Ostrakodenreste auf und wird bei 997 m von Hauptdolomit, der dem der höheren Schuppe sehr ähnelt, abgelöst. Bei 1620 m Bohrtiefe wurden Opponitzer Schichten angefahren, die von einem schmalen Band Lunzer Schichten unterlagert werden.

Die Opponitzer Schichten sind, wie der Kern zeigt, in Form von dunkelgrauen bis schwarzgrauen kalzitisch geäderten onkolithischen Kalken entwickelt, die durch cm-dicke Schlieren von tonigem, leicht kalzitischem Dolomit gegliedert werden. Das mikrofazielle Bild zeigt im wesentlichen einen Wackestone mit Mudstoneeinschaltungen, wobei unregelmäßig begrenzte Dolomitareale häufig auftreten. Es finden sich zahlreiche, häufig umkrustete Biogene, wie Ostrakoden, Echinodermen- und Crinoidenreste sowie Bivalven- und Gastropodenschalen. Schwebcrinoiden sind vor allem in den Mudstonebereichen vertreten. Vereinzelt treten Frondicularien, Nodosarien und Involutinen hinzu.

Die Lunzer Schichten reichen von 1693 bis 1720 m, sind durch stark durchbewegte, schwarze Tonschiefer mit grünlichgrauen Quarzsandsteinlagen vertreten und erscheinen tektonisch deutlich verkürzt. Diese Verkürzung sowie der mylonitisierte Topbereich des unterlagernden Wettersteindolomites sprechen für einen tektonischen Kontakt, womit der Einsatz der dritten und tektonisch tiefsten Schuppe der Göller-Decke im erbohrten Profil gegeben ist. Sie umfaßt mächtigen Wettersteindolomit bis 3730 m sowie Reichenhaller Schichten.

Der Wettersteindolomitkomplex wird durch eine einheitliche Folge von mittelbräunlichgrauen, stark klüftigen, charakteristisch löchrig-kavernösen, zucker körnigen Dolomiten mit schlierigwolkiger Struktur gebildet, die gegen das Liegende etwas dunkler und stark mylonitisch werden. Es wurden in diesem Komplex vier Kerne gezogen, die durchwegs einen groben, bräunlichen Dolosparit mit großem Hohlraumgefüge (sheet cracks) erkennen ließen, der häufig von Mylonitierungsarealen durchzogen wird und nur mehr selten Biogenreste (Gastropodenreste, *Teutloporella herculea*) führt. Stellenweise lassen sich intraklastische Horizonte beobachten.

Die bei 3730 m angetroffenen Reichenhaller Schichten sind lithofaziell gut als solche zu definieren und bilden im Bohrprofil das tiefste Schichtglied der Göller-Decke. Die bis 4158 m reichende Serie umfaßt eine Wechselfolge von hellbraunen, häufig ockrig verfärbten, z. T. brekziösen Kalken mit oft reicher Dolomitsprossung sowie stark brekziösen, klüftigen Dolomiten und dunkelgrauen, endogenbrekziösen Kalken mit Mudstone- und Grainstonekomponenten, die reich sind an stark zerkleinerten Bestandteilen von Blau- und Grünalgen, vereinzelt Ooide und onkolithisch umkrustete Körner führen. Spurenweise lassen sich *Glomospira* sp. erkennen. Das Continuous Dipmeter zeigt aus diesem Komplex aufgrund der deutlichen Schichtung bessere Ergebnisse und läßt ein einheitliches Einfallen mit 45° nach SSE erkennen.

Die Reichenhaller Schichten lagern mit tektonischem Kontakt einem weiteren, mit einem Mylonithorizont einsetzenden Wettersteindolomitkomplex auf und verdeutlichen somit den Beginn einer tieferen überschobenen Einheit, die am besten der Unterberg-Decke zuzuordnen ist. Der Wettersteindolomit der Unterberg-Decke ähnelt sowohl lithologisch als auch mikrofaziell sehr dem der Gölzer-Decke, führt ebenfalls gelegentlich *Dasycladaceen* (*Diplopora* cf. *annulata*), steht jedoch ab 4765 m mit hellem Wettersteinkalk in alternierender Lagerung, der im Bereich von 4840 bis 4860 m überhand nimmt und durch einen Kern erfaßt wurde. Die Schriffe zeigen Dolosparit (Kalk stark dolomitisiert) mit reichlich Hohlraumgefüge, zahlreichen Algenfetzen, z. T. vom Typ *Tubiphytes*. Grainstone-Areale führen Frondicularien, Glomospiren und Ostrakodenschalenreste.

Ab 4860 m tritt wieder Wettersteindolomit in gewohnter Ausbildung auf und wird schließlich ab 4977 m von Reiflinger Kalken abgelöst, die bis 5028 m reichen. Der Kern 4996–5000 m zeigt einen fasrig-knolligen, unregelmäßig schichtigen dunkelgrauen, biogenreichen Packstone bis Grainstone mit Sparitmatrix. Es finden sich neben dünnen Schalenfilamenten häufig Radiolarien, Spiculen, Echinodermereste, kleine Textularien, *Trochammina* sowie *Glomospira* sp. und vereinzelt Frondicularien. Unterlagernd folgt ab 5028 m zunächst eine Serie von mittelgrauen, spätigen, feinkörnigen Dolomiten (Dolospariten) mit vereinzelt Kalklagen, die ab 5180 m allmählich in dunkelgraue, feinkörnige, biogenreiche Algenkalke übergehen. Die Proben aus dem kalkigen Bereich zeigen Boundstones bis Packstones, wobei Blau-Grünalgen eine Rolle spielen, gelegentlich auch onkolithische Umkrustungen bilden. Daneben finden sich noch undeutliche Fragmente von *Physoporella*, *Oligoporella* und *Diplopora hexaster* sowie Gastropodenreste und Foraminiferen (Sandschaler). Die Mikrofazies sowie die stratigraphische Stellung zwischen Reiflinger Kalken und unterlagernden Reichenhaller Schichten sprechen für Steinalmdolomit- bzw. -kalk. Von 5225 bis 5315 m reichend, bilden Reichenhaller Schichten das nächsttiefere Schichtglied. Die Folge beginnt mit dunkelgrauen bis schwarzen kalzitisch geäderten, sehr feinkörnigen, z. T. dolomitischen Kalken. Ab 5267 m tritt mittel- bis hellgrauer, stark verfalteter, gebänderter Anhydrit massiv auf und steht mit Dolomiten und Kalken des oben erwähnten Typs im Wechsel. Die Wechsellagerung geht auch im Zentimeterbereich vor sich, wie der Kern 5297–5302 m zeigt und hält bis 5350 m an. Das mikrofaziale Bild zeigt in den kalkigen Anteilen Grainstones mit oft reichlich feinen zerkleinerten Algenpartikeln und mit Sprossung von Dolomithomboedern. Eine Spülprobe bei 5230 m enthielt mehrere Exemplare von *Pilamina densa*. Die dolomitischen Anteile bestehen aus kalzitischen Dolomikrospariten. Der Anhydrit ist bis in den Dünnschliffbereich gebändert. Die Mitteltrias wird ab 5350 m von Werfener Schichten unterlagert. Die bunte Folge derselben setzt sich aus hell- bis mittelgrünlichgrauen, serizitführenden Quarziten, rötlichbraunen, z. T. sandigen Tonschiefern mit Übergängen in Quarzsandsteine und weißen bis hellrosafarbenen Quarziten zusammen. Die Werfener Schichten bilden in dieser Position den Kern einer liegenden Antiklinale, wie die etwa spiegelbildliche Wiederholung der Schichtfolge von Werfener Schichten bis zu den Steinalmkalken deutlich macht. Zu diesen tritt auch Gutensteiner Entwicklung, nach der Schichtneigungsmessung (HDT) gut geschichtet, in Form von einheitlichen Mikriten mit fragli-

chen Radiolarien und einzelnen Dolomitrhomboedern hinzu. Bei 5640 m schließlich wird der Faltenbau, eine Basisfalte der Unterberg-Decke repräsentierend, von der Überschiebungslinie des Kalkalpins gekappt.

Flyschzone (5640–5910 m)

Nach 5640 m Kalkalpin durchörterte die Bohrung eine Wechselfolge von bunten Tonschiefern und mittelgrünlichgrauen Quarzsandsteinen, die bis 5910 m anhält und in der drei Kerne gezogen wurden. Alle drei Kerne bieten das Bild eines sehr einheitlichen, tektonisch stark beanspruchten und verfalteten Komplexes, dessen Stellung zwischen Kalkalpin und Molasse in Verbindung mit seiner lithologischen Charakteristik für eine Zugehörigkeit zur Flyschzone spricht.

Der erste Kern, von 5670–5674 m reichend, also knapp unter der Hangendgrenze gezogen, zeigt einen geschichteten bis feinlaminierten, feinkörnigen Quarz- bis Hornsteinarenit glaukonitisch, mit dünnen, grünlichen Tonschieferbändern sowie einer 20 cm dicken Brekzienlage. Diese offensichtlich allodapische Brekzie setzt sich vorwiegend aus bis zu cm-großen, karbonatischen, mikritisch bis spartischen, häufig aus Hornstein bestehenden Komponenten zusammen, die gelegentlich Echinodermenreste sowie Schalenfilamente führen. Konzentrisch struierte, elliptische Querschnitte könnten von Belemniten herrühren. Die zwei weiteren Kerne bieten ein sehr ähnliches Bild, jedoch fehlen die Brekzienlagen. Meist schwimmen die schollenartig zerlegten Sandsteinanteile in den verharnischten Tonschiefern. In einer dünnen Sandsteinlage des Kernes 5757–5760,5 m ließen sich kleine Hedbergellen, Gavelinellen und Sandschaler, wie *Textularia*, *Marssonella* und *Glomospira* nachweisen, die eine Vergesellschaftung der höheren Unterkreide bilden dürften. Eine genauere Einstufung war jedoch anhand der spärlichen Fauna im übrigen Probenmaterial nicht möglich. Leider zeigten sich auch die zahlreichen Nanno- und Pollenproben steril.

Lithofaziell sind die dunkelgrauen, mittelgrünlichgrauen (z. T. ins Blauviolette umschlagenden) Tonschiefer, sowie die häufig stark kieseligen, karbonatisch gebundenen Quarzsandsteine am ehesten mit Gesteinen der Laaber Decke vergleichbar. Die Schwermineralassoziationen der Sandsteine (Analyse W. Fließner) sind gekennzeichnet durch Zirkonvormacht, etwas Granat, Rutil, Apatit und vereinzelt Chromit.

Molasse (5910–5945 m)

Bei 5910 m erreichte die Bohrung ein söhlig lagerndes, 35 m mächtiges, polymiktes Grobkonglomerat mit vereinzelt quarzarenitischen Lagen, das Dank eines Fundes von *Miogyssina* sp. in einem arenitischen Bereich bei 5941 m ins Eger eingestuft werden konnte und somit zur Molasse zu zählen ist (R. FUCHS, W. GRÜN, A. PAPP, O. SCHREIBER, H. STRADNER 1980). Der Quarzarenit ist fein- bis grobkörnig, weist zum Teil karbonatische Komponenten, Hornsteinanteile und wenig glaukonitisches Bindemittel auf und läßt stellenweise durch Kornvergrößerung allmähliche Übergänge ins Konglomerat erkennen. Die Zusammensetzung des Konglomerats ist vorwiegend kalkalpiner Natur, wobei die Komponenten meist gut gerundet, seltener eckig und im Durchmesser wenige Millimeter

bis 50 cm groß sind. Sie sind dicht gepackt, wobei häufig Verdrängungserscheinungen infolge von Subsolution entlang der Kornränder zu beobachten sind. Die Matrix, aus kalkig gebundenem Quarzdetritus mit etwas Glaukonit bestehend, ist nur spärlich in den Zwickeln vertreten. Es lassen sich triadische, fraglich liassische, tithon-neokome, oberkretazische sowie eozäne Komponenten unterscheiden. Die Triaskomponenten sind durchwegs sehr gut gerundet, meist dolomitisch, mikrofaziell als Dolosparite, seltener Mikrosparite sowie auch als Packstones und Boundstones mit Algenfragmenten und Algenlaminae mit Hohlraumgefüge identifizierbar. Liaskomponenten kommen in Form von braunen, sandigen Kalken und Mergelkalken vor, meist aus feinst detritischen, z. T. verwühlten Mudstones mit etwas Glaukonit sowie häufig Spiculen, seltener Hornstein mit Spiculen sowie Radiolarien bestehend. Überwiegend finden sich Karbonat-Quarzarenite, leicht glaukonitisch mit Spiculen. Dazu treten noch strukturlose, honigbraune Hornsteine. Dolomit und Hornsteine sind auffallend stärker gerundet als die liassischen Kalk- und Mergelkalkkomponenten, die stets größer und eckiger sind. Tithon-Neokom ist durch Mergelkalke vertreten, die im Schliff als graue Mudstones mit Radiolarien erscheinen. Oberkreidekomponenten kommen in Form von mittelkörnigen glaukonitischen Karbonat-Quarzareniten mit eckigen Komponenten vor, die neben Schalenresten Globotruncanen, Textularien, Milioliden, Echinodermenreste, z. T. Seeigelstacheln, Frondicularien, Nodosarien, Lenticulinen, Gyroidinen und Buliminen führen. Dazu treten noch Karbonat-Quarzenite, feinkörnig mit etwas Glaukonit, deren Fauna aus kleinen Rotaliiden und Epistominen sowie in einem Fall *Nummulites* besteht und somit ins Eozän zu reihen sind. Einer Verlagerung aus Oberpaleozän-Eozän ist durch die in der Molasse vorgefundene, stark korrodierte Nannoflora zuzuschreiben: *Discoaster gemmeus*, *Cyclococcolithus gamma-tion*, *Chiasmolithus* sp., *Reticulofenestra* cf. *hilli*, *Sphenolithus* cf. *moriformis*, *Helicosphaera seminulum*, *Coccolithus pelagicus*. Autochthone Formen fehlen, Pollenproben blieben steril.

Der Molassekomplex ist durch zwei Kerne zu je 7 m belegt, von welchen dem tieferen (5940–5947 m) besondere Bedeutung zukommt. Er zeigt die Abfolge von der Basis des Egerkonglomerats bis zum Top Kristallin: 2 m Grobkonglomerat (bis 40 cm große Komponenten) 0–10° einfallend, werden mit scharfer Grenze von 80 cm tonig-mergelig gebänderten, feinkörnigen, gutsortierten, schichtigen Quarzsandsteinen mit mm dünnen Kohlelagen 10–20° einfallend, unterlagert, die weiters durch Fließfaltenbildung und Schrägrichtung charakterisiert sind.

Darunter folgt mit allmählichem Übergang ein 40 cm breiter, dunkelgrauer bis schwarzer toniger Bereich, der, wie auch die boudinierten Einlagerungen von karbonatischem und vor allem kristallinem Material zeigen, als Scherhorizont anzusprechen ist. Dieser lagert stark verharnischt, flach einem vollkommen mylonitisiertem Granitgneisgrus auf. Es ist daher am tektonischen Kontakt zwischen Molassekonglomerat und Kristallin nicht zu zweifeln. Im Bereich der Mylonitzone traten starke Erdgasindikationen mit folgender Zusammensetzung auf:

N ₂	2,6 Vol. %
C ₁	94,1 Vol. %
C ₂	2,4 Vol. %
C ₃ –C ₆	0,9 Vol. %

Kristallin der Böhmisches Masse (5945–6028 m)

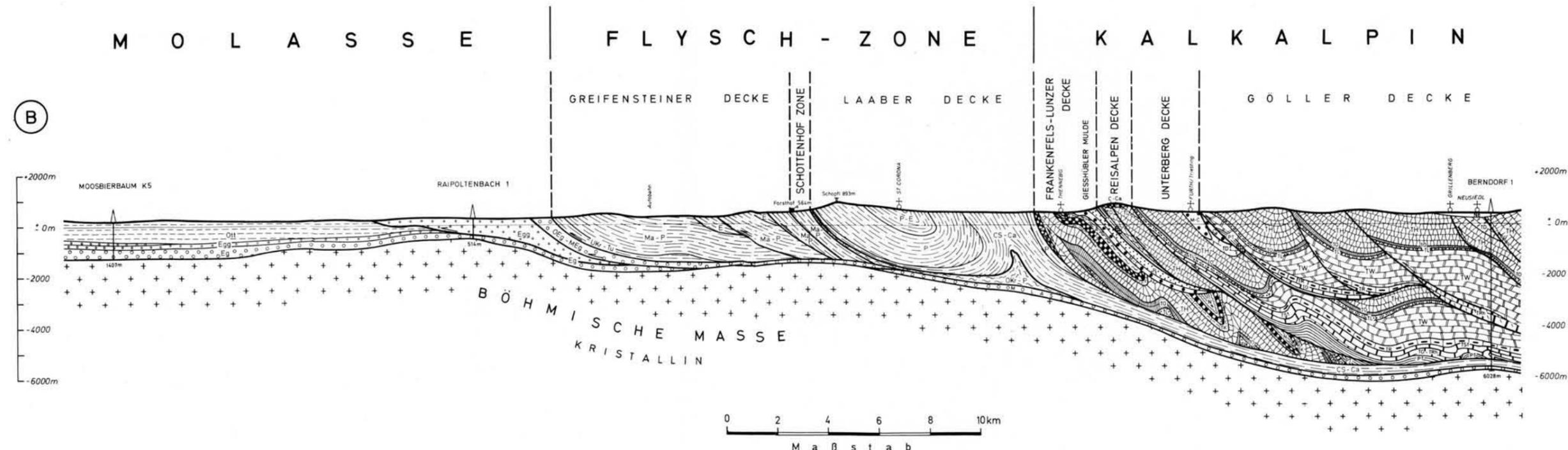
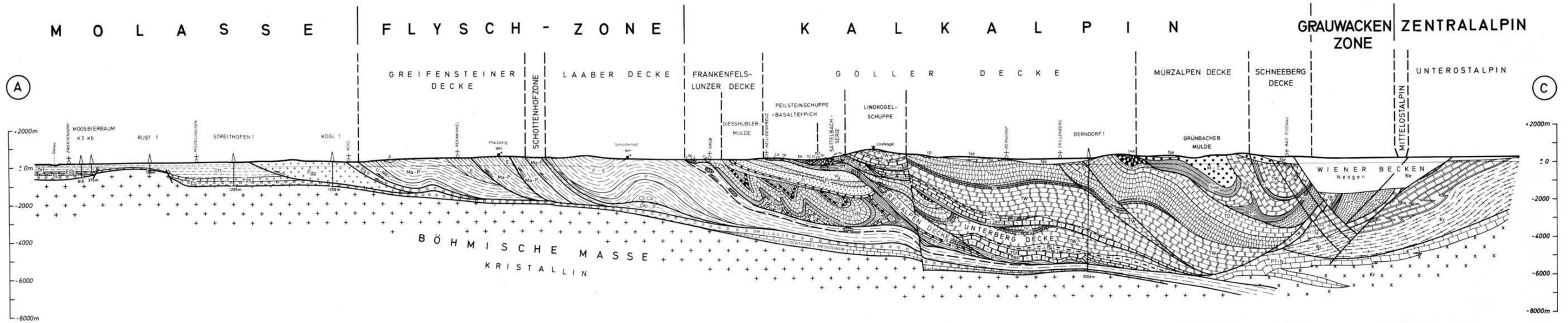
Bei 5945 m drang die Bohrung in den kristallinen Untergrund, der im obersten Bereich stark mylonitisiert ist, ein. Die Zerrüttungszone reicht ungefähr 5 m tief (die Schriffe lassen eine bis zur Endtiefe reichende, starke kataklastische Überprägung erkennen). Danach tritt allmählich kompakterer, mittelbräunlichgrauer Biotitgneis bis -glimmerschiefer in Erscheinung. Stellenweise ist er durch helle Muskowitgneisbänder gegliedert. Häufig weist er in der Schieferung gestreckte, körnige, bis cm-große, von Biotit- und Muskowitzügen umflossenen Quarzkornaggregate auf. Sie sind als ehemalige Gerölle zu deuten und heben den Paragesteinscharakter besonders hervor. In den Schriffen ist vorwiegend folgende quantitative Zusammensetzung zu ermitteln:

Quarz	40 Vol. %
Biotit	30 Vol. %
Muskowit	5 Vol. %
Oligoklas	20 Vol. %
Erze	5 Vol. %

Partienweise nimmt auch Hornblende mit bis max. 10 Vol. % an der Zusammensetzung teil. Aus Ausgangsgestein kommen am ehesten Grauwacken sowie tonig gebänderte Sandsteinserien in Frage. Nach H. WIESENER wäre eine solche Folge mit der „Monotonen Serie“ der Böhmisches Masse vergleichbar, es sind aber auch Analogien zu moravischen Gesteinen (Paragesteinserie im „Alten Dach“ des Thayabatholithen) herzustellen. An der Zuordnung zum Böhmisches Kristallin i. a. besteht kein Zweifel.

4. Zur Geologie entlang des Schnittsystems Moosbierbaum – Berndorf – Südliches Wiener Becken

Die Bohrung Berndorf 1 eignet sich durch ihre spezifische Lage im alpinen Überschiebungsraum und durch ihre erreichte Tiefe für eine räumliche Betrachtung der geologischen Verhältnisse im Nordostteil der Alpen (Abb. 6). Es wurde getrachtet, durch das gewählte Profilsystem (Abb. 7) möglichst wesentliche Fragen anzuschneiden und einer Lösung näherzubringen. Neben den Bohrdaten konnte auf zahlreiche Oberflächenergebnisse in Form einer Reihe von Kartierungen und Interpretationen, denen eigene Geländeuntersuchungen hinzugefügt wurden, zurückgegriffen werden. Eine wertvolle Stütze in der Tiefenauswertung bilden Unterlagen der durch die ÖMV eingesetzten Seismik, aus deren Profilsnetz wichtige Abschnitte herausgegriffen wurden (Abb. 3, 4). Die dargestellten Profile stellen Zeitschnitte dar, in denen wesentliche Elemente markiert wurden. Nach ihrer Tiefen- und Neigungsumwandlung wurden diese in den geologischen Schnitten verwertet und hineinprojiziert. Die seismischen Profile erbrachten trotz der in den alpinen Meßgebieten bekannten Probleme, wie sie sich durch Morphologie, junge Bedeckung, Störungen und steilen Neigungen ergeben, greifbare, wenn auch oft lückenhafte Resultate.



- | | |
|--|--|
| <p>WIENER BECKEN und VORSSENEN</p> <p>Ne NEOGEN</p> <p>MOLASSEZONE</p> <p>Ott OTTNANG</p> <p>Egg EGGENBURG</p> <p>Eg EGER</p> <p>1) MOOSBIERBAUMER KONGLOMERAT</p> <p>BÖHM. MASSE, AUTOCH. MESOZOIKUM</p> <p>J-Okr JURA-OBERKREIDE</p> <p>Kr KRISTALLIN</p> <p>FLYSCHZONE</p> <p>FLYSCH</p> <p>BUNTMERGEL</p> <p>FLYSCHHÜLLE d. ST.VEITER ZONE</p> <p>E EOZÄN P PALEOZÄN</p> <p>M MAASTRICHT Ca CAMPAN</p> <p>S SANTON C CONIAC</p> <p>T TURON Ce CENOMAN</p> <p>A ALB, APT N NEOKOM</p> <p>KLIPPEN und SCHÜRFLINGE</p> <p>K-N KEUPER bis NEOKOM</p> <p>PIENIDEN, TATRIDEN</p> <p>PT-N PERMOTRIAS bis NEOKOM</p> <p>Kr KRISTALLIN</p> <p>UNTEROSTALPIN</p> <p>PT-TK PERMOSKYTH bis KÖSSENER SCH.</p> <p>Kr KRISTALLIN</p> | <p>MITTELOSTALPIN</p> <p>PT-TM PERMOTRIAS bis MITTELTRIAS</p> <p>KALKALPIN</p> <p>P₃ OBERE } GIESSHÜBLER SCHICHTEN (PALEOZÄN bis O. MAASTRICHT)</p> <p>P₂ MITTLERE</p> <p>P₁ UNTERE</p> <p>M-Ca MAASTRICHT bis CONIAC</p> <p>T, C TURON, CENOMAN</p> <p>A ALB, APT</p> <p>N NEOKOM</p> <p>J JURA</p> <p>TK KÖSSENER SCHICHTEN DACHSTEINKALK</p> <p>TD</p> <p>THK HALLSTÄTTER KALK</p> <p>TH HAUPTDOLOMIT</p> <p>TO OPPONITZER SCHICHTEN</p> <p>TL LUNZER SCHICHTEN</p> <p>TW¹⁾ WETTERSTEINKALK¹⁾ und - DOLOMIT²⁾</p> <p>TR REIFLINGER SCHICHTEN</p> <p>TG GUTENSTEINER KALK</p> <p>Tst STEINALMKALK</p> <p>TRh REICHENHALLER SCHICHTEN</p> <p>PT WERFENER SCHICHTEN</p> <p>GRAUWACKENZONE</p> <p>PZ PALÄOZOIKUM</p> |
|--|--|

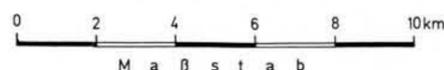


Abb. 7: Geologische Schnitte Moosbierbaum – Berndorf – Südliches Wiener Becken; Profilverlauf s. Abb. 6

AUTOREN: G. WESSELY, G. WACHTEL
gez.: S. EIGNER

Böhmische Masse

Sowohl Bohrungen als auch die seismischen Profile weisen eine Erstreckung der Böhmischen Masse weit unter den Alpenkörper bei relativ flacher Neigung nach. Über den Gesteinsbestand der Böhmischen Masse liegt nur aus dem Nordteil des Schnittsystems mehr Information vor, und zwar aus den Bohrungen des Gebietes Moosbierbaum, Rust, Streithofen, Kogl, Großgraben, Raipoltenbach, Murstetten, Wolfsbach usw. Es handelt sich um Gneis, Granulit, Amphibolit, Serizitphyllit, Glimmerschiefer und Granodiorit des Moldanubikums (umfassende Bearbeitung durch H. WIESENER, G. FREILINGER, G. KITTLER und G. TSAMBOURAKIS 1976 sowie Überblick durch P. FAUPL 1972). Die Stellung des Biotitgneises in der Bohrung Berndorf 1 innerhalb der Böhmischen Masse wurde bereits erörtert.

Über eine strukturelle Gliederung der kristallinen Untergrundoberkante unter dem Flysch liegen bereits konkretere Vorstellungen vor, in den Kalkalpen sind sie noch lückenhaft. Ein Schwellenbereich im Raum St. Corona – Perschenegg scheint von einem östlichen bis südlichen stärkeren Abfall begrenzt zu sein (Abb. 1).

Autochthones Mesozoikum

Das Fehlen von autochthonem Mesozoikum in der Bohrung Berndorf 1, wie es in Form von Deltasedimenten des Dogger (Grestener Fazies) mit kohligem Quarzareniten und Tonen vom Typ Mauerbach 1 und karbonatischer Schelfsedimente des Malm erwartet wurde, ist entweder darauf zurückzuführen, daß es infolge kräftiger lokaler Hochlage vor Ablagerung der Molasse erodiert, oder im Zuge der alpinen Überschiebung abgeschert wurde. Anzeichen einer Abscherung ist der zwischen Molasse und Kristallin vorgefundene flache Mylonithorizont. Seismische Profile liefern jedoch den Hinweis, daß sich im nördlich anschließenden Bereich noch ein solches erhalten konnte (Abb. 3). Im Molassekonglomerat von Berndorf 1 wurde in den Komponenten kein autochthones Mesozoikum identifiziert.

Eine paläogeographisch wichtige Aussage liefert jedoch aus dem Obertagsbereich das eozäne Schottenhofkonglomerat nördlich des Schottenhofes, in dem Komponenten von autochthonen Malmdolomiten mit Hornstein und typischer Mikrofazies enthalten sind. (Für die Führung zum Fundort sei Herrn Dr. F. BRIX besonders gedankt.) Sie zeigen, daß mit autochthonem Mesozoikum in außeralpiner Fazies weit unter die Alpen gerechnet werden muß.

Molasse

Die Molasse, die in diesem Gebiet den alpinen Decken vorgelagert ist, ist aus etlichen Bohrungen bekannt (F. BRIX, A. KRÖLL, G. WESSELY 1977). Im Schnittverlauf A liegen die Aufschlüsse Moosbierbaum K3, K6, Rust 1, Streithofen 1 und Kogl 1, im Schnittverlauf B die Bohrungen Moosbierbaum K5 und Raipoltenbach 1. Die direkt dem Kristallin der Böhmischen Masse aufliegende Schichtfolge reicht vom Eger über Eggenburg bis Ottnang. Die Verteilung der Mächtigkeitswerte ist stark beeinflusst durch synsedimentäre Tektonik mit außeralpinen Richtungen, die zur Ausprägung von teilweise horstartigen Hochzonen und Sen-

ken führten. So steht beispielsweise die Bohrung Rust 1 auf einem seichten Horst mit NE-SW-Erstreckung, auf dem die Schichtfolge erst mit geringmächtigem Eggenburg beginnt und sich mit mächtigkeitsreduziertem Ottnang fortsetzt, während in den an den Brüchen abgesenkten Teilen (im Profilverlauf A ist die nordwestliche und südliche Bruchbegrenzung des Horstes erfaßt) eine weit mächtigere Folge von Eger bis Ottnang vorliegt. Die Bohrung Moosbierbaum K6 erfaßte eine Sonderentwicklung des Eger, das aus Kristallinblöcken und -geröllen bestehende Moosbierbaumer Konglomerat (G. FREILINGER 1963). Die Bohrung Kogl 1 befindet sich bereits in der gestörten Molasse, die hier aus steil aufgepreßtem Eggenburg besteht. Bemerkenswert ist, daß im Bereich der Alpenstirn litorales Eger vom Typ der Melker Sande mit Kohle (bei Starzing) hochgeschürft ist, also Sedimentmaterial, das von der Böhmisches Masse stammt. Erst im Eggenburg erfolgt alpine Schüttung. Wie die Bohrung Berndorf 1 zeigt, führt das Eger erst weit unter den Alpen alpines Material. Die stark kalkalpin beeinflusste Zusammensetzung desselben markiert das Stadium des Vormarsches des Deckenpaketes Flysch-Kalkalpen relativ zum Unterbau während des Eger.

Flyschzone

Die Darstellung des Baues der Flyschzone erfolgt in Anlehnung an die Arbeiten von S. PREY 1974, F. BRIX und K. GÖTZINGER 1964. Demnach gliedert sie sich in die verschuppte Greifensteiner Decke mit ihrem stratigraphischen Umfang von der Unterkreide bis ins Eozän (Wolfpassinger Schichten der Unterkreide, Kahlenberger-, Altlenzbacher Schichten der Oberkreide, Greifensteiner Schichten des Alttertiär) und die Laaber Decke mit ihrem Schichtbestand von der Oberkreide bis ins Eozän, vor allem Kaumberger Schichten der Oberkreide, wie sie im Kaumberger Aufbruch zutage treten und Laaber (Aggsbach- und Hois-) Schichten des Alttertiär.

Zwischen Greifensteiner- und Laaber Decke bricht in langer Erstreckung als tiefste Einheit die Hauptklippenzone, (in ihrer Fassung durch F. BRIX 1964 als Schottenhofzone erweitert) mit ihren diversen Sedimentpaketen und Klippen aus Keuper, Jura und Neokom, auf. In ihr spielen bunte Mergelkomplexe der Oberkreide und des Alttertiär sowie Konglomerate eine tragende Rolle.

Im Profilabschnitt A schiebt sich bei Grub vor der Stirn der Kalkalpen eine Zone über die Laaber Decke, die in einer Hülle aus Oberkreide mit bunten Mergeln und mit Sandsteinen von Flyschcharakter Klippen von Keuper, Lias in Beckenfazies, Radiolariten des Malm und Tithon-Neokom mitführt. Daneben treten Pikrite auf. Das Verhältnis dieser „Sulzer Klippenzone“ zur „St. Veiter Zone“ ist noch nicht ganz geklärt.

Die Vorstellung über den Bau der Flyschzone wird deutlich von den seismischen Ergebnissen der ÖMV bestätigt, wobei vor allem die Überschiebungsbahnen gut sichtbar werden (TZV 19, Abb. 3), aber auch die Erscheinung, daß der Flysch unter den Kalkalpen reduziert ist, wie dies letztlich auch die Bohrung Berndorf 1 zeigte.

Kalkalpen

Die Überschiebungsbahn der Kalkalpen an deren Stirne zeigt im Raum von Grub im Schnittbild (Teilprofil A) zunächst eine flache Vormulde. Dies ergibt sich aus einem seichten muldenartigen Vorlappen westlich begrenzt durch eine erosive Einbuchtung der Flyschzone, östlich durch ein ebenfalls erosives Halbfenster der Klippenzone. Danach fällt die Überschiebung steil in die Tiefe. Im Schnittverlauf B im Bereich Thenneberg liegt mäßig steiles Einfallen vor.

Der Internbau der vorderen Kalkalpen zeigt steile, tiefgreifende Falten und Verschuppungen. Die starke Verformbarkeit ergibt sich zum einen aus der Stirnposition dieses tektonischen Abschnitts zum andern aus dem Überwiegen weicherer Formationen des Rhät, Jura und der Kreide bei zurücktretender Hauptdolomitmächtigkeit.

Die Cenomanrandzone ist im Profilabschnitt B erfaßt. Ihr gehören Brekzien mit Hornstein sowie Radiolarite des Malm, Kieselkalke, sandige Kalke und Crinoidenkalke des Lias an. Sie wurde den Kalkalpen angegliedert, da ein Teil dieser Gesteine durchaus in den Stirnbereich der Kalkalpen paßt. Gewisse kieselige, flyschartige Begleitgesteine lassen dagegen Zweifel an dieser tektonischen Zuordnung aufkommen, zumal dieselben Brekzien und Radiolarite in Gesellschaft mit Vulkaniten, z. T. mit pillow-Textur auch in der Ybbsitzer Klippenzone zu finden sind (SCHNABEL 1979, S. 33) und dort nicht ostalpiner Abkunft sind.

Die Bezeichnung Frankenfels-Lunzer System für den vorderen Kalkalpenabschnitt wird deswegen vorläufig beibehalten, da in diesem Abschnitt, wie Kartierungsergebnisse (G. WESSELY 1976, 1977) aus dem Raum zwischen dem Schnittpaar und die Feststellung von R. LEIN 1970 zeigen, keine Deckengrenze innerhalb dieser Zone existiert, östlich davon eine solche aus bereits angeführten Gründen nicht zwingend ist (G. WESSELY 1975).

Zunächst wurde eine solche von G. ROSENBERG 1970 an einer für eine Deckengrenze problematischen Linie gelegt, wobei angenommen wurde, daß Cenoman und Gosau der angenommenen Lunzer Decke über Jura, Neokom und Obertrias der Frankenfels-Decke schiebt. Hier und weiter gegen Osten zu ergibt sich eine tektonische Störzone nur dadurch, daß ein mechanisch starrer, triadisches Antiklinalelement an eine leichter verformbare Synklinalzone grenzt. Bohrungen im Untergrund des Wiener Beckens unterstreichen diese Auffassung. Im Schnittverlauf A ist auf einige Erstreckung das Frankenfels-Lunzer System von Neogenschottern bedeckt, doch erbrachten einige seismische Schußbohrungen die erforderlichen Informationen.

Der unter der Gießhübler Mulde dargestellte Faltenbau kann nur als Wiedergabe eines Stiles angesehen werden und erfolgt in Anlehnung an den östlichen Kalkalpenrand, wo die Strukturen deutlicher frei liegen und an die Bohrergebnisse im Wiener Becken. Desgleichen ist die gezeichnete Aufbiegung und Umlegung des Schichtpaktes zu einer inversen Folge analog der „Sulzbachdecke“ Übertragung aus dem Westen. Über dem Frankenfels-Lunzer System transgredieren in flacherer, diskordanter Lagerung die Schichten der Gießhübler Mulde. Als Basis werden Mergel oder litorale Sedimente des mittleren bis höheren Cenoman angenommen. Darüber folgen, immer wieder mit Lücken, Turon, Coniac-Santon,

Campan und schließlich mit ausgeprägter Winkeldiskordanz, ersichtlich N Heiligenkreuz (G. WESSELY 1975) Gießhübler Schichten des O.-Maastricht, basal mit Brekzien, darüber mit ausgeprägter Turbiditfazies eines tiefen Ablagerungsbereiches (R. SAUER 1980). Die Mächtigkeit der Kreide ist meist gering, die der Gießhübler Schichten beträgt im Osten etwa 800 m. Gegen Westen nimmt sowohl die ursprüngliche Mächtigkeit letzterer als auch der stratigraphische Umfang ab, wie ein Vergleich zwischen Profilabschnitt A und B zeigt. Seismische Profile (u. a. TZV 3, Abb. 3) lassen die Unterkante des Oberkreide-Paleozän Schichtstoßes fragmentär erkennen und bestätigen ein weites flaches Hineinreichen desselben unter die darüber liegende Schubfläche.

Der tiefere Kalkalpenabschnitt und seine Gosau-Auflagerung wird überschoben von der mittleren, tirolischen Deckengruppe der Kalkalpen, der Reisalpen-Unterberg- und Göller-Decke. Die beiden Teilprofile verlaufen so, daß die im Ostabschnitt der Kalkalpen einsetzende Umgestaltung des Überschiebungsbaues zum Ausdruck kommt, die vor allem darin besteht, daß ab einer Knickzone im Streichen der Decken die Göller-Decke über die Unterberg- und Reisalpendecke immer mehr hinwegfährt.

Im Teilprofil B sind die Deckenbahnen und die südlicheren Schuppengrenzen der Göller-Decke senkrecht zum Streichen und zeigen daher wahre Neigungen. Alle Einheiten streichen an der Oberfläche aus. Im Teilprofil A bleiben bereits die unteren tirolischen Einheiten in der Tiefe zurück. Der Schnitt muß ab der Bohrung Berndorf 1 zunächst schräg zum Streichen verlaufen, um Lindkogel- und Peilsteinschuppenzonen in ihrem Bezug zu den geologischen Gegebenheiten um Sattelbach erfassen zu können.

Über die Gießhübler Mulde legt sich zunächst die Reisalpendecke, die in Analogie zu ihrem Westabschnitt aus dem Hangendschenkel einer Liegendfalte, die in beiden Teilprofilen hypothetisch dargestellt ist, entsteht. Den Überschiebungshorizont bildet ein oft mächtig entwickelter Basalteppich aus Werfener Schichten mit Resten von Gutensteiner Kalken und aus Schurfmassen, die während der Überschiebung aus einem fremden Untergrund mitgerissen wurden. Letztere, erstmals von G. HERTWECK 1965 als solche erkannt und als von der Frankfurter Decke verlorene und der „Ötscher Decke“ wieder aufgenommene Bestandteile gedeutet, stellen nach Einbeziehung kontinentaler Keuperquarzite mit bunten Schiefen und Dolomiten eher kalkalpenfremde Gesteine mit einer Herkunft aus einer externen alpin-karpatischen Einheit dar. Die grobklastische Entwicklung der Keuperquarzite ist identisch mit der in der St. Veiter Zone und der Hauptklippenzone (G. WESSELY 1967, S. PREY 1975). Der Basalteppich erlangt infolge seiner flachen Lagerung eine sehr ausgedehnte Verbreitung zwischen Altenmarkt/Triesting bzw. Nöstach und Heiligenkreuz (s. Abb. 6 und 7, Teilschnitt A, Raum Heiligenkreuz). Über das Schwechat- und Raisenbachtal erlangt er Verbindung mit den Werfener Schichten im Vorfeld der Lindkogelschuppe. Er scheint im wesentlichen einheitlicher tektonischer Stellung zu sein, wobei durch seine Lage unter dem Hauptdolomitzug vom Hafenerberg östlich Altenmarkt und über der Gießhübler Mulde, die in Fenstern immer wieder darunter auftaucht, seine Zugehörigkeit zur Reisalpendecke eingeengt ist. Nicht völlig ausgeschlossen soll jedoch eine Beteiligung auch der Basis der Peilsteinschuppe bzw. Göller Decke i.

a. werden, die ja südwestlich der Triesting mit denselben Permoskythhorizonten mit Schürflingen wie in der Reisalpendecke vorliegt. Auch im Raum Hinterbrühl liegt die Göller-Decke offenbar auf ihrer eigenen Basis. Nicht der Fall scheint dies im Raum südlich Alland-Heiligenkreuz deshalb zu sein, da nordwestlich des Peilsteins kein geschlossener bis zu den Werfener Schichten hinunter reichender Verband der Peilsteinschuppe vorliegt, ja daß letztere im Zuge ihrer schollenartigen Auflösung zu einem großen Teil von immer jüngeren, von der Obertrias über Jura bis in die Gosau reichenden Anteilen vertreten wird. Auf dieses Schollensystem ist noch einzugehen.

Die weitere Abfolge der Reisalpendecke besteht in diesem Gebiet, wie aus dem Teilprofil B ersichtlich ist, oberflächennahe nur mehr aus Hauptdolomit und Dachsteinkalk. Tiefere Ober- und Mitteltrias dürften zurückgeblieben sein. Analoges wird im Schnitt A angenommen. Wie das seismische Profil TZ 11 erkennen läßt, legt sich die Reisalpendecke gegen Westen sehr flach.

Südlich Altenmarkt lagert transgressiv über der Reisalpendecke Gosau. Ein Teil derselben greift auch über die Überschiebung der Unterbergdecke hinweg und gehört der Further Gosauzone an, die eine zusammenhängende Schichtfolge von mächtigem Coniac-Santon über Campan bis in das Maastricht mit seiner beginnenden Turbiditfazies (G. WESSELY 1976) bildet. An der nordöstlichen Begrenzung des letzteren läßt sich eine Muldenstruktur der Gosau ablesen (Schnitt B, Abb. 7). Die Erstreckung der Further Gosau unter die Göller-Decke ist im seismischen Profil TZ 11 (Abb. 4) angedeutet.

Die Unterbergdecke bleibt wie die Reisalpendecke im Ostabschnitt immer mehr in der Tiefe zurück. Streicht sie noch im Profil B mit einer schmalen Zone an der Oberfläche aus, ist sie im Profil A bereits vollständig zugedeckt. Sie läßt sich von der Oberfläche her zwanglos mit dem tieferen Abschnitt der Bohrung verbinden. Die Decke ist schräg zugeschnitten. Während in der Bohrung nur Unter- und Mitteltrias existieren, bilden gegen NW zu, auch in Übereinstimmung mit der Kartierung von G. HERTWECK 1961, immer jüngere, bis ins Karn hinaufgehende Anteile die Überschiebungsbahn.

Beherrschendes Element in den geologischen und seismischen kalkalpinen Profilschnitten ist die Göller-Decke. Ihre Abgrenzung ergibt sich aus der obertags erfaßbaren Ausdehnung, den seismischen Profilen (u. a. TZV 11, Abb. 4) und der Bohrung Berndorf 1, die diese Decke von 4158 bis 4640 m durchhörte.

Als stirnnaher Abschnitt der Göller-Decke wird, wie noch auszuführen ist, die Peilsteinschuppe in ihrer Erstreckung südwestlich Furth bis Heiligenkreuz aufgefaßt (Abb. 6). Sie bildet kein einheitliches tektonisches Element, ist stellenweise schwer vom übrigen Anteil der Göller-Decke abzutrennen und ab dem Peilstein nordostwärts in mehr oder minder isolierte, auf dem Basalteppich schwimmende Schollen aufgelöst. Ein Teil derselben wurde bis weit über die Gießhübler Mulde hinaus verfrachtet. Im Anschluß an den Peilstein bestehen die Schollen noch aus Mitteltrias bis tieferer Obertrias, gegen Osten zu treten obertriadisch-jurassische Anteile, oft mit Ummantelung durch Oberkreide bis Paleozän in den Vordergrund. Fast ausschließlich aus Gosau (meist Campan) bestehen Schollen mit vorwiegend obertriadischem Schüttungsmaterial westlich des Peilsteins (Taßberg und Holler), sowie südlich Heiligenkreuz.

Im Raum südlich Alland tritt zusätzlich eine Hangendschollengeneration aus Mitteltrias (Reichenhaller- und Steinalmkalke sl.) auf, die die genannten jüngeren Gesteinsareale des Peilsteinschollensystems nachgosauisch überlagern und in einigen Fällen zusammen mit diesen als Doppeldeckschollen (Doppelklippen) weiter gefahren sind.

Gegen den Lindkogel zu erscheinen auch inverse Gesteinskomplexe, denen bei der Erklärung der Zone um Sattelbach entsprechend ihrer Bedeutung Platz eingeräumt wird.

Um die Erforschung des als „Schwechatfenster“ bekannten Gebietes haben sich u. a. L. KOBER 1911, 1926, A. SPITZ 1919, H. KÜPPER 1951, G. HERTWECK 1964, 1965, B. PLOCHINGER 1970 und A. TOLLMANN 1976 verdient gemacht. Die Variationsbreite der Ansichten über Inhalt und Rahmenlegung ist wiedergegeben bei B. PLOCHINGER 1970 und A. TOLLMANN 1976 und E. THENIUS 1974. Eigene Begehungen und stratigraphisch-sedimentologische Untersuchungen zeigen, daß im Gebiet von Sattelbach nicht nur Jura- und Obertriasanteil invers liegen, sondern auch die diese im Westen begrenzenden Lunzer Schichten (Geopetalgefüge im Steinbruchgelände Ungarstein)* sowie daran im Westen und begrenzt auch im Norden anschließende Mitteltriasareale. Desgleichen setzt sich gegen den Südoststrand der Jura bei inverser Abfolge durch Rhät Hauptdolomit und Lunzer Schichten bis in die Mitteltrias fort (Hornsteinkalke bis? Reichenhaller Dolomit in Zügen SW der Augustinerhütte). Die Mitteltrias gehört in keinem der erwähnten Fälle zur Lindkogelschuppe. Es liegt demnach offensichtlich im Raum Sattelbach eine vom Malm (Oberalmer Fazies) bis in die tiefere Mitteltrias reichenden, inverse Serie, in der Folge als „Sattelbachserie“ bezeichnet, vor, wobei allerdings die Lunzer Schichten in derselben einen Bewegungshorizont darstellen. Unter demselben erfolgt eine eigenständige Verformung des Obertrias-Jura-Abschnittes, wodurch es zu inversen und aufrechten Teilabfolgen kommt (A. TOLLMANN 1971, S. 124), die aber mit B. PLOCHINGER 1970 zu einer Serie gehörig angesehen werden. Über den Lunzer Schichten ist die Mitteltrias des Sulzriegels und der Steinleiten schräg zugeschnitten, wobei die aus Reiflinger Schichten, Steinalmkalken und Reichenhaller Dolomiten bestehende Abfolge auf ihrer Unterlage gegen Westen zu mit immer älteren Schichten aufrucht. Sie reicht zudem über Lunzer Schichten hinweg bis direkt über den Basalteppich und erweist sich so als Bestandteil des Schollenschwarms über demselben.

Getrennt von dieser ausgedehnten Serie treten benachbart noch weitere inverse Vorkommen ähnlicher Art und ähnlich unterlagert auf (s. Abb. 6). Die Frage der Existenz eines westlichen Fensterrahmens im Gebiet von Sattelbach in Form der Lunzer Schichten richtet sich nach der Wertung der Bewegung, die diese relativ zu ihrer Unterlage ausführten. Fällt derselben keine einheitstrennende Größenordnung zu, ist der Begriff Fenster, präzisiert bei A. TOLLMANN 1973, S 310, in vorliegender Situation nicht anwendbar, da hier eine Bloßlegung tieferer Anteile nur im stratigraphischen Sinn vorläge. Während die Sattelbachserie im Süden in einheitlicher Erstreckung nur von der Lindkogelschuppe überfahren ist, erfolgt am

* Für die Unterstützung bei den Lagebestimmungen sei den Herrn Dr. R. SAUER und Dr. W. LADWEIN bestens gedankt.

Ost- und Nordrand die Überlagerung durch verschiedene tektonische Einheiten und nicht durchgehend: eine aufrechte Folge von Steinalmkalk, Reiflinger Kalk, Lunzer und Opponitzer Schichten im Bereich NE und W Sattelbach dürfte den Anschluß an die bis Heiligenkreuz reichende Peilsteinschuppe mit überwiegend Hauptdolomit bilden, das aufrechte Mitteltriasvorkommen des Ungarsteins stellt ein isoliertes Vorkommen eines Hangenelementes dar und schließlich, faziell gut abgegrenzt, liegen als höchste Einheit ausgedehnte Mitteltriasareale der Lindkogelschuppe über aufrechte und inverse Unterlagen.

Das Anis der Lindkogelschuppe und ihrer vorgelagerten Deckschollen besteht über den Reichenhaller Schichten aus mächtigen, dünnsschichtigen Gutensteiner Kalken, während alle übrigen Serien und Schollen im Vorfeld der Lindkogelschuppe Plattformfazies (Steinalmkalke s. 1.) führen. Die über den Reiflinger Kalken in der Lindkogelschuppe folgenden, mächtigen Wettersteindolomite mit ihren hangenden Übergängen zu abermaliger Beckenfazies dürfte im Raume Sattelbach mehr zu Reiflinger Fazies wechseln. Permoskyth ist in allen Fällen untergeordnet vertreten.

Die Situation um Sattelbach stellt sich zusammenfassend so dar, daß auf einem ausgeprägten Basalteppich wahrscheinlich der Reisalpendecke eine von Malm bis in die tiefe Mitteltrias reichende, lateral begrenzte, in sich stark verformte inverse Serie aufliegt. Ohne einen vollständigen Rahmen zu bilden, lagert darüber eine aufrechte Folge der Peilsteinschuppe und einzelne aus derselben südlicher herausgeschuppte Mitteltriasschollen. In diskordanter Weise überschiebt die Lindkogelschuppe all diese Strukturen, ebenfalls ohne einen geschlossenen Fensterrahmen zu bilden.

Die Zuordnung der Sattelbachserie zur Peilsteinschuppe im Profil A ergibt sich aus der Darstellung einer noch weit in die Tiefe reichenden Reisalpendecke und deren Überlagerung durch gegen oben auskeilende Unterbergdecke. Eine Deutung, daß diese Serie dem umgelegten Südteil des Frankenfels-Lunzer Systems (Sulzbachdecke) entspricht (A. TOLLMANN 1976b, B. PLOCHINGER 1970), ist dann möglich, wenn die Auflage von Reisalpen- und Unterbergdecke so lückenhaft ist oder ausläßt, daß die Gölledercke an die Sulzbachdecke direkt heranreicht, aus ihr die Sattelbachserie Herausschürfen und über den Basalteppich transportieren konnte.

Anschließend an die als Peilsteinschuppe mit ihrem komplexen Bau umrissene Stirnzone der Gölledercke gliedert sich letztere in ein System weiterer Schuppen, ersichtlich vor allem im Teilprofil B, in seismischen Profil TZ 11 und in der Bohrung Berndorf 1. Wie schon obertags feststellbar, besitzen die Schuppengrenzen jedoch keine großen Überschiebungsweiten, auch ist die laterale Ausdehnung nicht immer anhaltend und einheitlich (Abb. 6). Entlang der Erstreckung Gutenstein – Merkenstein – Raisenmarkt – Heiligenkreuz, konnte keine einheitliche tektonische Linie mit A. TOLLMANN 1976b als Deckengrenze der Gölledercke herangezogen werden, sodaß diese weiterhin an die Stirne der Peilsteinschuppe gelegt wird. Entlang ihres südlichen Verlaufes ist an dieser Linie tiefstes Karn über Hauptdolomit hochgeschuppt (vgl. B. PLOCHINGER 1980). Die die Mitteltriasoberkante markierende Reflexion in TZ 11 (Abb. 4) in dieser Schuppe bleibt relativ tief unten. Damit wird auch unwahrscheinlich, daß die weit vorgela-

gerte, aus Mitteltrias und Permoskyth samt ihren Schürflingen bestehende Muggendorf – Hohenwarther Deckscholle (G. HERTWECK 1961), die knapp südlich von Schnitt B einsetzt, aus dieser Linie herauszubeziehen ist. Sie liegt etwas hinter der Stirne der Peilsteinschuppe und plombiert noch die nächstfolgende Schuppengrenze (Waxeneckschuppe), die ebenfalls keinen großen Verschiebungsbetrag besitzt.

Wenn die Muggendorf – Hohenwarther Deckscholle nun nicht aus einer südöstlich liegenden tektonischen Fuge herausbezogen werden kann, liegt nahe, sie von der Stirne der Peilsteinschuppe selbst herzuleiten, wie dies bereits H. SUMMESBERGER 1966, S. 140, zur Diskussion stellte. Sie wäre einer Herausscherung und Unterschiebung eines Stirnteiles infolge Stauchung zuzuschreiben, vielleicht begünstigt durch die Nähe des Knicks der Deckengrenze im SW.

Die diskutierte Linie Gutenstein – Merkenstein ist wohl gegen NE noch verfolgbare, jenseits der Neogensenke SW Merkenstein ist sie jedoch nicht mehr in erkennbarer Funktion. Dafür tritt ein anderes wichtiges Element in den Vordergrund: Die Störung von Rohrbach – Merkenstein, die bis nördlich Vöslau verfolgbare unter das Wiener Becken hinstreicht (Abb. 6, Schnitt A, Abb. 7). Untersuchungen zeigten, daß an ihr der Lindkogel generell relativ gegen die südwestlich angrenzende Scholle herausgehoben ist. Während in letzterer Obertrias bis Jura (westlich Merkenstein Hauptdolomit, Rhät, Lias, östlich davon Hauptdolomit bis Opponitzer Schichten) in eher flachwelliger Lagerung vorliegt, grenzt daran im N nach einer starken Zertrümmerungszone Wettersteindolomit und seine kalkige Hangendentwicklung mit einem gegen die Lindkogelmasse gerichteten Einfallen. Durch die gegenüber der Darstellung B. PLOCHINGERS 1970 geringfügig modifizierten Abgrenzungen und Einstufungen wurde eine plausible Begründung der Störung herausgearbeitet. An ihr ist nicht nur ihre südwestliche Scholle abgesenkt, wobei eine Versetzung bis in den Unterbau angenommen wird, sie stellt allem Anschein nach die südwestliche Leitschiene dar, an der die Lindkogelschuppe nordostwärts auf ihre bereits charakterisierte Unterlage herausgehoben wurde. Es wurde versucht, diese Situation im Schnitt A, Abb. 7 darzustellen: Die Unterkante der Göller-Decke ist noch in gleicher Weise wie alle übrigen Einheiten an der Störung abgesenkt, die Überschiebung der Lindkogelschuppe quer zur Profilebene äußert sich in einer Kappung und nochmaligem Einsetzen der tieferen Schichten.

Es ist zu vermuten, daß im Zusammenhang mit der Herausschuppung des Lindkogels entlang der Rohrbach – Merkensteiner Schiene infolge leichter Drehung auf der NE-Seite des Lindkogels eine Scherbewegung gegenüber dem nordöstlichen Göller-Deckenanteil stattfand, wodurch der nordöstliche Einsatz der Lindkogelschuppe gegeben wäre. Diesem Mechanismus würde entsprechen, daß östlich und nordöstlich des Lindkogels nahezu ein stratigraphischer Verband von Ober- und Mitteltrias besteht, der durch keine Schubbahn gestört ist. Das Überschiebungsausmaß wäre begrenzt: die geschlossene Überschiebungsfrent reicht tatsächlich gegen NW nur bis zur Linie Rohrbach–Sattelbach. An derselben ist die Lindkogelabfolge stellenweise bis zu den Wettersteindolomiten amputiert und die vorgelagerten Werfener Schichten bilden somit auch aus diesem Grund nicht ihre stratigraphische Basis. Die Lindkogelschuppe stellt damit offensichtlich eine von

den bisher genannten südlicheren Schuppen der Gölle Decke abweichende Schubform dar, deren Erstreckung auf lokale Verhältnisse zugeschnitten ist und deren Anlage im tieferen Unterbau begründet sein dürfte.

Für den südlich der Bohrung anschließenden Profilabschnitt C (Abb. 6, 7) wurden u. a. Oberflächendarstellungen und Interpretationen von A. TOLLMANN 1976, B. PLÖCHINGER 1967 und 1963 und H. SUMMESBERGER 1966 herangezogen. Es wird einer weiten Überschiebung des Ostabschnittes der Mürzalpendecke in Form der Hohen Wand-Decke Rechnung getragen, wie dies die Existenz des Ödenhoffensters erfordert. Die Gosauvorkommen auf den höheren Kalkalpendecken, denen die Grünbacher Mulde (inklusive Neue Welt) angehört, greifen über die Überschiebungsflächen der Mürzalpen- und Schneebergdecke hinweg.

Schon abgesenkt unter dem Neogen des Wiener Beckens liegt der östlich anschließende Alpenkörper. Eine mitteltriadische Schichtfolge der Schneebergdecke wurde durch zwei Bohrungen erfaßt, die im Streichen in den Schnitt hineinzu projizieren ist. Die Bohrung Sollenau 1 drang von 2429 bis 2500 m in Wettersteinkalk ein und die Bohrung Tattendorf 1 durchörterte von 1395 bis 2055 m einen kalkigen und von 2055 bis 2360 m einen dolomitischen Abschnitt der Mitteltrias. Darunter wurden dunkle, sandige Tonschiefer, vermutlich der Grauwackenzone, erbohrt, die mit der kalkalpinen Dolomitbasis bis 2475 m (Endtiefe) verschuppt sind. Eine tirolische Unterlagerung der Schneebergdecke wurde nicht festgestellt. Das seismische Profil TZ 11 zeigt ein diskordantes Anstoßen von Reflexen der Gölle-Decke an eine nordwestwärts geneigte Fläche, die am ehesten als zentralalpin – karpatisches Element angesehen werden kann. Dieses Bild spricht dafür, daß die Grauwackenzone eher an das höhere Kalkalpin anzugliedern ist. Ebenso steht im Einklang damit, daß die Gölle-Decke direkt mit einer Zone in Berührung gekommen sein muß, die pienidisch-tatridischen Einheiten entspricht; da die Fazies der Schürflinge, die an der Basis der Gölle- und Reisalpendecke mitgerissen wurden, auf eine derartige Abkunft hinzielt.

Der SW-Teil des Schnittes C erfaßt das Wiener Becken in seinem gegen SW aushebenden Abschnitt. Es ist, wie seismische Untersuchungen zeigten, von synsedimentären Brüchen mit einer Sprunghöhe bis zu 1500 m begrenzt, die eine Kerbe in den oberen Krustenanteil verursachen, welche sich mit Sanden und Mergeln des Karpat bis Quartär füllte. Gegen das Rosaliengebirge zu wird unter dem Mittel- und Unterostalpin ein Ansteigen der Tatriden angenommen, die ja in den Hainburger Bergen in Form eines kristallinen Kerns mit überlagernden paläozoisch-mesozoischen Hüllserien zutage treten.

5. Zur räumlich-zeitlichen Abfolge der alpinen Verformung im weiteren Rahmen der Bohrung

Der Nachweis von fossilbelegtem Eger in der Molasse in Berndorf 1 bestätigte einmal mehr die junge, oligo-miozäne Unterfahrung des Kalkalpen-Flysch-Blokkes. Nach dem wiederholten Zusedimentieren immer neu entstehender Bewegungsbahnen vom Eger bis zum Karpat am Alpennordrand, ersichtlich nördlich der Donau (F. BRIX, A. KRÖLL, G. WESSELY 1977, Abb. 6), nahmen diese Bewegungen eine längere Zeitspanne in Anspruch. Die jüngeren derselben, die die Ab-

quetschung der Schichten ab Eger und ihr Aufstauen an der Alpenstirne bewirkten, sind auch verantwortlich für die Überschiebung und Verschüfung des Eger über Kristallin in der Bohrung. Während dieser Phasenabfolge wurde der Flysch-Kalkalpenblock mindestens 35 km weit unterfahren, wobei die Flyschzone überwiegend vor den Kalkalpen verblieb und unter denselben nur ausgedünnt vorliegt. Die Deckenüberschiebungen innerhalb des Flysches lassen sich als nachmitteleozän festlegen (S. PREY 1974, S 14). Der Aufbruch der Hauptklippenzone muß frühestens nachobereozän bis unteroligozän erfolgen, da in der Buntmergelerde weiter im Westen, wie auch die Bohrung Urmannsau 1 zeigte, inneralpine Molasse (=Innere Molasse nach W. FUCHS 1976) dieses Alter tektonisch eingebaut ist. Durch die Datierung der Laaber Schichten mit Oberpaleozän – Mitteleozän nach Nannofossilien in vorliegenden Profilabschnitten nach Bestimmung von H. STRADNER bestätigt sich eine Überschiebung der Kalkalpen auf Flysch frühestens mit Obereozän.

Der Kalkalpenkörper selbst ist das Resultat von verschiedenzeitlich in den einzelnen Bauelementen verschieden intensiven Bewegungen. Die Bohrung Berndorf 1 kann mangels angetroffener Gosausedimente wenig dazu aussagen, die seismischen Profile ergeben nur Anhaltspunkte über nachgosauische Schubweiten. Dennoch sollen einige sich in neuerer Zeit dargebotenen Betrachtungsweisen zu bereits vorhandenen gefügt werden, da es für die Deutung der Anordnung der im Ostabschnitt der Kalkalpen vorliegenden Bauelemente von Bedeutung ist, welche Decken- und Schuppengrenzen bereits vor der Gosau bestanden haben, welche während oder nach der Gosau bzw. nach mittelpaleozän entstanden sind und welche nachgosauisch wiederbelebt wurden.

Nachweisbar älteren Datums sind Faltungsvorgänge im Frankenfels-Lunzer System, die die Diskordanzen unter Oberapt (S. PLÖCHINGER 1974, S. 74) unter Losensteiner Schichten des Alb-Untercenoman bedingen, ferner solche, nach denen steilgestellte Strukturen durch Mittel- bis Obercenoman stark gekappt werden. Kaum abzulesen ist eine tektonische Unruhe im Turon in diesem Bereich, das konform mit der Schichtfolge der Gosau bis ins Campan geht. Eine merkbare Diskordanz liegt erst unter Obermaastricht-Paläozän vor. Diese Daten erstrecken sich auf den Raum der Gießhübler Mulde am Rand und im Untergrund des Wiener Beckens.

Zur Ermittlung der Baugeschichte der mittleren und höheren Kalkalpendecken tragen eine Reihe von Gosauvorkommen auf all diesen Einheiten bei. Demnach erfolgte die Überschiebung der mittleren durch die höheren Kalkalpendecken sowie die Bewegungen im Bereich letzterer vorgosauisch. Nachgosauische, z. T. kräftige Einengungen sind an der Grünbacher Einmündung (B. PLÖCHINGER 1967) aber auch an der Stirn der höheren Kalkalpendecken abzulesen (H. SUMMESBERGER 1966 sowie Bohrergergebnisse im Untergrund des Wiener Beckens).

Auf der Unterberg-, Reisalpen- und Göller-Decke sowie deren vorgelagerten Schubschollen liegen in teilweise stark klastischer Ausbildung Gosauvorkommen des Coniac bis Maastricht, stellenweise auch Paleozän.

Die Gosau auf der Reisalpendecke und am NE-Rand der Unterbergdecke scheint die Überschiebung zu plombieren. Jedenfalls ist die unmittelbar südlich der Triesting der Reisalpendecke auflagernde Oberkreide, die gleichzeitig die

Further Gosau bildet, in ihrer Abfolge von Coniac bis Maastricht durch keine Störung unterbrochen (G. WESSELY 1976). Sie wird auf kurze Distanz von der Göller-Decke überschoben. Leider verhindert die Triestingtalstörung einen Einblick in das Verhältnis der Further Gosau zur Gießhübler Mulde, doch nimmt erstere sicherlich mit ihren Trägerdecken eine auf letztere überschobene Position ein. Paleozän ist im Gegensatz zur Gießhübler Mulde in der Further Gosau nicht nachgewiesen.

Von der Stirn der Göller-Decke und auf deren vorgefahrenen Schubschollen liegen ab dem Triestingtal Brekzienmassen überwiegend campanen Alters (z. T. ist Obercampan nachgewiesen) mit Trümmernmassen vorwiegend obertriadischer, vereinzelt auch jurassischer Herkunft. Ihr grober Sedimenttyp mit Eingleitungerscheinungen von Schutt- und Blockströmen und mit Olistholithen ganzer Gesteinskomplexe spricht für tektonische Unruhe während dieser Zeit in diesem tektonischen Abschnitt.

Auf diese Weise ergibt sich für die mittleren Kalkalpendecken das Bild einer gewissen Verschweißung vor ihrer Überschiebung auf die Gießhübler Mulde. Eine Präzisierung des Zeitpunktes der einzelnen Überschiebungsvorgänge ist erst nach sedimentologisch-feinstratigraphischer Erforschung einer Reihe von Gosauvorkommen möglich.

Eine wesentliche Rolle bei der Datierung der Überschiebung der mittleren auf die tieferen Kalkalpendecken spielt die Gießhübler Mulde mit ihrer bis in das mittlere Paleozän reichenden Schichtfolge. Sie wird weit überschoben durch die Reisalpendecke und wo diese von der Göller Decke überwältigt ist, durch letztere. Nachgewiesen ist die Weite der Überschiebung durch Fenster westlich der Peilsteinmasse, durch seismische Profile (u. a. TZV 3, Abb. 3) und durch Bohrungen im Wiener Becken. Dabei indizieren die jüngsten Paleozänschichten frühestens den Endpunkt des Überschiebungsvorganges.

Einen Hinweis auf seinen Beginn oder Verlaufsstadien desselben könnten die unteren Gießhübler Schichten geben, die der Stirn der Göller-Decke oder einigen davon abgetrennten Deckschollen auflagern und zwar z. T. auf Oberkreide, z. T. direkt auf vorkretazischen Gesteinen der Stirne, basal oft mit aus derselben aufgearbeiteten Grobklastika. Sie sind durchwegs mittransportiert und stellen einen von weiter aus dem Süden stammenden Abschnitt der von ihr nun überschobenen Gosau-Paleozän-Abfolge der Gießhübler Mulde dar.

Das Paleozän der Gießhübler Mulde ist stellenweise von steilen Störungen durchsetzt, an denen der jeweils südliche Block relativ hochgehoben erscheint.

Die Altersfrage der Verschweißung von Reisalpen-, Unterberg- und Göller-Decke hängt eng mit der Frage von Ursache und Entstehung des Knicksystems im Ostteil der Kalkalpen zusammen, ab dem die W-E streichende Richtung von einer SW-NE streichenden abgelöst wird. Dieses Abknicken würde sich in das allgemein gegen den Rand des Wiener Beckens erfolgende Umbiegen aller alpinen Einheiten zwischen Korneuburg und Gloggnitz fügen, das auf ein Absinken des Kristallinsockels gegen den Rand des Wiener Beckens zurückgeführt wird (A. KRÖLL, K. SCHIMUNEK, G. WESSELY 1981), das richtungskonform mit sowohl alten, synjurassischen, als auch jungen neogenen, in der Böhmisches Masse begründeten Störungen verläuft und das jeweils etwa in der Verlängerung der westli-

chen Verbreitungsgrenze des autochthonen Mesozoikums im Molasseuntergrund nördlich der Donau einsetzt (Abb. 1).

Bei einer weitgehenden vorgosauischen Verschweißung der mittleren kalkalpinen Deckengruppe ist der Knick im kalkalpinen Streichen durch den Fernschub transportiert und weist zufällig ein dem allgemein alpin-karpatischen Knick entsprechendes Verhalten auf.

Da aber eine beträchtliche nachgosauische Weiterbewegung des mittleren kalkalpinen Deckenpaketes auf die Gießhübler Mulde stattfand, kann angenommen werden, daß im Zuge von Wiederbelebungen von Überschiebungsbahnen bzw. Teilen derselben auch noch nach dem Fernschub Gelegenheit zu einer strukturellen Prägung bestand, bei der ein Einfluß durch den tieferen Unterbau wirksam sein konnte. Vor allem die Göller-Decke bietet mehr Spielraum für eine nachgosauische Abknickung. Dabei ist eine Bremswirkung des Schubes durch einen stabilen Plattformcharakter der Böhmisches Masse im Anteil westlich der Knickzone und ein erleichtertes Vorgehen bzw. Übergleiten (Vergleich Schnitt A mit Schnitt B, Abb. 7) im Bereich der Depressionszone östlich davon zu denken.

Einen nicht zu umgehenden Faktor bei der räumlich-zeitlichen Abwicklung des Überschiebungsvorganges stellen die Schürflinge an der Basis der Reisalpen- und Göller-Decke dar (ihre Gegenwart auch unter der Unterberg-Decke sollte noch überprüft werden). Bei Annahme ihrer Abschürfung aus einer kalkalpenfremden, extern alpin-karpatischen Unterlage kann dieser Vorgang erst in einer relativ nördlichen Position der Überschiebungsstrecke erfolgt sein. Ihr Auftreten an der Stirne zumindest zweier Decken spricht für eine noch nicht erfolgte Verschweißung derselben zum Zeitpunkt der Aufschürfung.

Im Bereich der Kalkalpendecken wurden für die Deutung der Umbiegung in die „karpatische“ Streichrichtung Fazies- und Mächtigkeitsunterschiede in der Trias herangezogen (G. HERTWECK 1961, Taf. IV, A. TOLLMANN 1978, Abb. 135). Es wurde angenommen, daß jeweils eine mächtige, rigidere Plattformfazies von einer östlicheren, dünneren, flexibleren Plattformfazies abgelöst wird. Nach der Bohrung Berndorf 1 ziehen die Wettersteindolomite der Göller-Decke ohne Mächtigkeitsänderung gegen NE weiter, nachdem sie ab der „Ebenbaumstörung“ SW Pernitz (H. SUMMESBERGER 1966) nur eine axiale Absenkung erfahren hatten. Der Wechsel zu geringmächtiger Fazies vollzieht sich erst in der vorderen Randzone der Göller-Decke. In der Unterbergdecke dürfte ein Fazieswechsel aus demselben Grund nördlicher anzusetzen sein. In den höheren Kalkalpendecken läuft die mächtige Plattformfazies der Schneebergdecke unverändert bis in das Wiener Becken.

Damit verbleibt weiterhin Raum für eine Deutung, die für das Umschwenken des kalkalpinen Streichens von der E-W Richtung gegen NE eine strukturelle Anlage in tieferen Unterbau verantwortlich macht.

Einem jungen Zerrmechanismus ist der Einbruch des hier in seinem Südtail erfaßten Wiener Becken zuzuschreiben. Es mehren sich Hinweise, daß dieser im Unterbau der Europäischen Platte begründete Mechanismus sich bereits im Dogger äußerte, daß er auch während der Unterfahrung des Alpen-Karpatenkörpers wirksam war, wobei er das Überschiebungsgeschehen beeinflusste und daß er als jüngsten Akt den Einbruch des Wiener Beckens bewirkte.

6. Literaturverzeichnis

- BRIX F. & GÖTZINGER K.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957–1963, Teil I: Zur Geologie der Beckenfüllung, des Rahmens und des Untergrundes – Erdöl-Z., 80, S 37–76, Wien–Hamburg 1964.
- BRIX F., KRÖLL A. & WESSELY G.: Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. – Erdöl-Erdgas-Z., 93, ÖGEW Sonderausgabe 1977, S. 12–35, Hamburg/Wien 1977.
- FAUPL P.: Der Granit des Leopold von Buch-Denkmal (Vorbericht). – Sitz. Ber. österr. Akad. Wiss. math. naturw. Kl., 1972, Nr. 8, S. 158–164, Wien 1972.
- FREILINGER G.: Das Konglomerat von Moosbierbaum (Basis der Molasse) und die Granodiorite des Molasseuntergrundes und westlich von Tulln. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Universität Wien, 1963.
- FUCHS R., GRÜN W., RAPP A., SCHREIBER O., STRADNER H.: Vorkommen von Egerien in Niederösterreich. – Verh. geol. B. A., 1979, H. 3, S. 295–311, Wien 1980.
- FUCHS W.: Gedanken zur Tektogenese der nördlichen Molasse zwischen Rhone und March. – Jb. geol. B. A., 119, H. 2, S. 207–249, Wien 1976.
- FUCHS W.: Das Jungalpidikum. Die geologische Entwicklung vom Obereozän bis in die Gegenwart. S. 49–56 mit Abb. 14 [in:] R. OBERHAUSER [Hrsg.]: Der geologische Aufbau Österreichs. – Springer Verlag, Wien/New York 1980.
- HERTWECK G.: Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiet der Triesting und der Piesting und die Frage der alpin-karpatischen Abbiegung in der niederösterreichischen Kalkalpen. – Mitt. Geologie- Bergbaustud. Wien, 12, S. 3 – 84, Wien 1961.
- HERTWECK G.: Die tektonische Gliederung der Kalkalpen im Bereich des Schwechattales und des Hohen Lindkogels (NÖ). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 101, S. 229–237, Wien 1964.
- HERTWECK G.: Schweichatfenster und Schweichathalfenster (Niederösterreichische Kalkalpen) – Anz. d. österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 102, S. 39–44, Wien 1965.
- KOBER L.: Untersuchungen über den Aufbau der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. – Mitt. geol. Ges. Wien, 4, S. 63–116, Wien 1911.
- KOBER L.: Geologie der Landschaft um Wien – Springer Verlag, Wien 1926.
- KRÖLL A., WESSELY G.: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1. – Erdöl-Erdgas-Z., 83, H. 10, S. 342–353, Hamburg/Wien 1967.
- KRÖLL A., SCHIMUNEK K., WESSELY G.: Ergebnisse und Erfahrungen bei der Exploration in der Kalkalpenzone in Österreich. – Erdöl-Erdgas-Z., 97, H. 4, S. 134–147, Hamburg/Wien 1981.
- KÜPPER H.: Exkursion in das südliche Wiener Becken und Randgebiete – Verh. geol. BA, Sdh. A, 1950–1951, S. 21–25, Wien 1951.
- LEIN R.: Zur Cenomantransgression im Raum von Alland (NÖ). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19, S. 15–25, Wien 1970.
- OBERHAUSER R.: Das Altpidikum (Die geologische Entwicklung von der Mittleren Kreide bis an die Wende Eozän – Oligozän) S. 35–49 [in:] R. OBERHAUSER [Hrsg.]: Der Geologische Aufbau Österreichs. – Springer Verlag, Wien/New York 1980.
- PLOCHINGER B.: Zur tektonischen Gliederung des Kalkalpenabschnittes zwischen der Hohen Wand und der Rax (NÖ) – Mitt. geol. Ges. Wien, 55, 1962, S. 55–60, Wien 1963.
- PLOCHINGER B.: Geologische Karte des Hohe-Wand-Gebietes, 1: 25.000, – Geol. B. A., Wien 1967.
- PLOCHINGER B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (NÖ) 1 : 25 000. – Geol. B. A., Wien 1967.
- PLOCHINGER B.: Erläuterungen zur Geologisch-Geotechnischen Karte 1 : 10.000 des Schwechattal-Lindkogel-Gebietes W Baden (NÖ). – Geol. B. A., Wien 1970.
- PLOCHINGER B.: Der kalkalpine Wienerwald [in:] Der Wienerwald. – Sammlung Geol. Führer, 59, Borntraeger, Berlin, Stuttgart 1974.
- PLOCHINGER B.: Die Nördlichen Kalkalpen [in:] R. OBERHAUSER ([Hrsg.]: Der Geologische Aufbau Österreichs. – S. 218–265, Springer Verlag, Wien/New York 1980.
- PREY S.: Die Flyschzone des Wienerwaldes [in:] Der Wienerwald. – Sammlung Geol. Führer, 59, Borntraeger, Berlin–Stuttgart, 1974.
- PREY S.: Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich). – Verh. geol. B. A., 1975, H. 2–3, S. 1–25, Wien 1975.
- ROSENBERG G.: Die Kalkalpenfront Mödlingbach – Dornbach (NÖ). – Jb. geol. B. A., 113, S. 161–188, Wien 1970.
- SAUER R.: Zur Stratigraphie und Sedimentologie der Gießhübler Gosäumulde (Nördliche Kalkalpen) – Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fakultät Universität Wien, 1980.
- SCHNABEL W.: Geologie der Flyschzone einschließlich der Klippenzonen. – Führer Arbeitstagung geol. B. A., Blatt 71, Ybbsitz, in Lunz/See, 5.–10. 6. 1979. Geol. B. A. Wien, 1979.

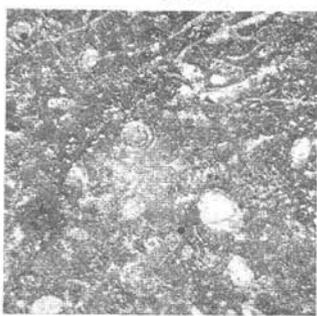
- SPITZ A.: Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling und Triestingbach. – Mitt. geol. Ges. Wien, 12, Wien 1919.
- SUMMESBERGER H.: Die tektonische Gliederung der Ötscherdecke im Bereich der Gutensteiner Kalkalpen etc. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, Wien 1966.
- THENIUS E.: Niederösterreich. 2. erweiterte Auflage. – Geol. B.-A., Wien 1974.
- TOLLMANN A.: Ein Querprofil durch den Ostrand der Alpen. – Eclogae geol. Helv., 60, S. 109–135, Basel 1967.
- TOLLMANN A.: Überblick über die Neuergebnisse vom geologischen Bau Niederösterreichs. – Unsere Heimat, 42, Nr. 3., S. 103–140, Wien 1971.
- TOLLMANN A.: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. – Deuticke, Wien 1973.
- TOLLMANN A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums; Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – Deuticke, Wien 1976 a.
- TOLLMANN A.: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. – Deuticke, Wien 1976 b.
- TOLLMANN A.: Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. – Mitt. österr. geol. Ges., 69/1976 c, S. 291–351, Wien 1978.
- TOLLMANN A.: Geologie von Österreich, Band I: Die Zentralalpen. – Deuticke, Wien 1977.
- WESSELY G.: Ein Fossilfundpunkt im Lias von Groisbach (NÖ) und seine geologische Stellung. – Verh. geol. B.-A., 1967, S. 37–50, Wien 1967.
- WESSELY G.: Bohrvorschlag 34 [in:] H. Stowasser, Bericht über den Diskussionsabend am 7. Mai 1970 mit dem Thema Tiefbohrungen zu geowissenschaftlichen Zwecken. – Mitt. geol. Ges. Wien, 63, 1970, S. 289–295, Wien 1972.
- WESSELY G.: Rand und Untergrund des Wiener Beckens – Verbindungen und Vergleiche. – Mitt. geol. Ges. Wien, 66–67 (1973–1974), S. 265–287, Wien 1975.
- WESSELY G.: Bericht 1975 über geologische Aufnahmen in den östlichen Kalkalpen auf den Blättern 57, Neulengbach und 75, Puchberg. – Verh. geol. B.-A., 1976, H. 1, S. A. 88 – A. 91, Wien 1976.
- WESSELY G.: Bericht 1976 über geologische Aufnahmen in den östlichen Kalkalpen auf den Blättern 57, Neulengbach und 58, Baden. – Verh. geol. B.-A., 1977, H. 1, S. A 57–60, Wien 1977.
- WESSELY G.: Bericht 1977 über geologische Aufnahmen in den östlichen Kalkalpen auf Blatt 57, Neulengbach. – Verh. geol. B.-A., 1978, H. 1, S. A 62–65, Wien 1978.
- WIESENEDER H., FREILINGER G., VETTERS G. & TSAMBOURAKIS G.: Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich. – Geol. Rdsch., 65, S. 512–525, Stuttgart 1976.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 1. Juni 1981.

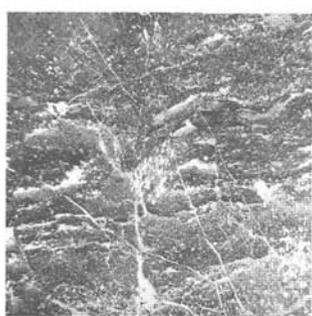
Tafel 1



1



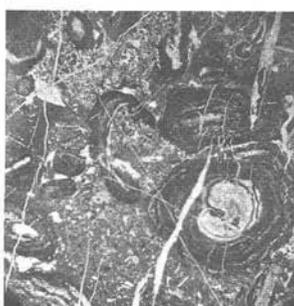
2



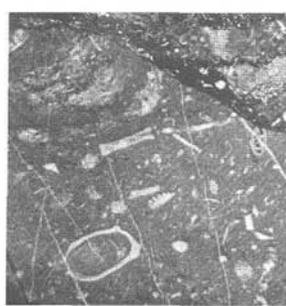
3



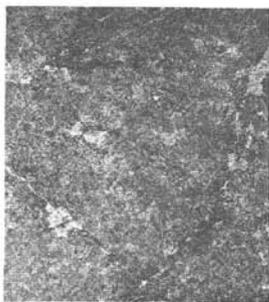
4



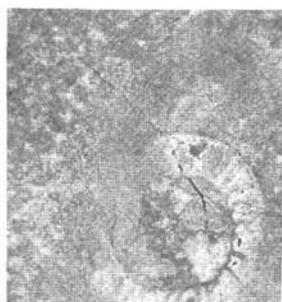
5



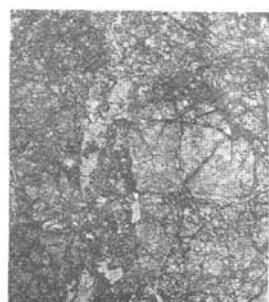
6



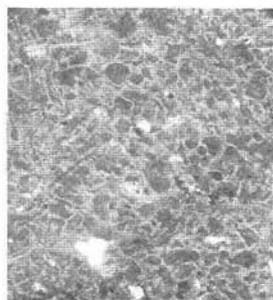
7



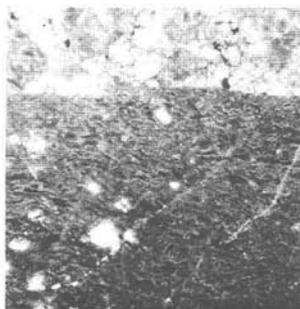
8



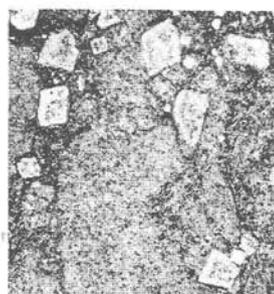
9



10



11

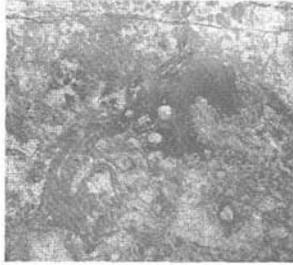


12

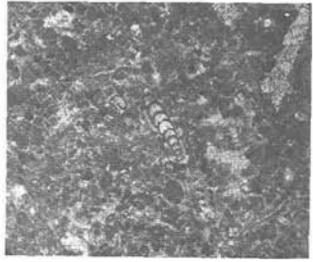
Tafel 2



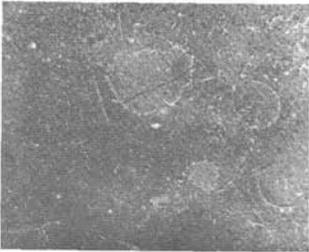
1



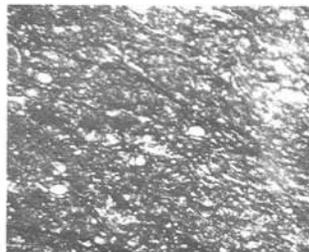
2



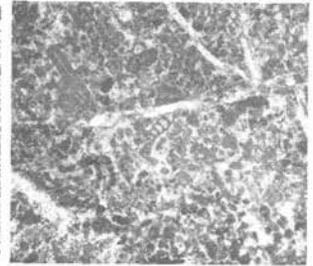
3



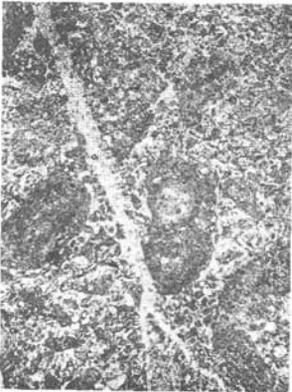
4



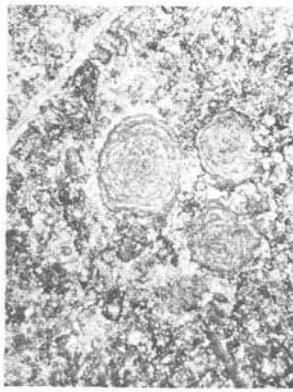
5



6



7



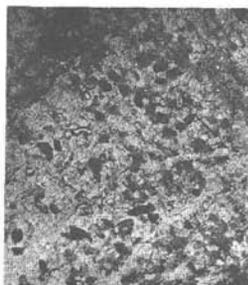
8



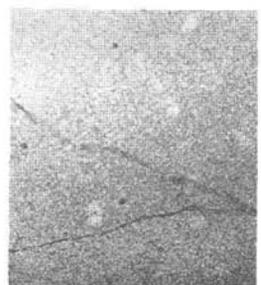
9



10

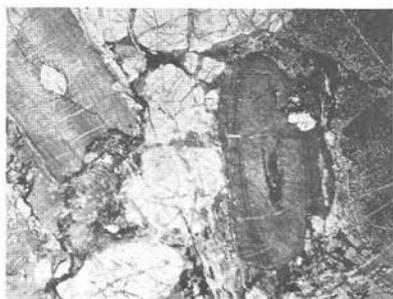


11

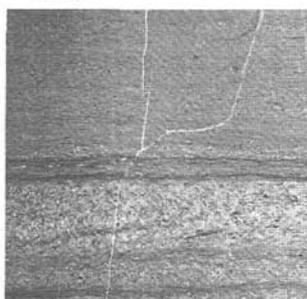


12

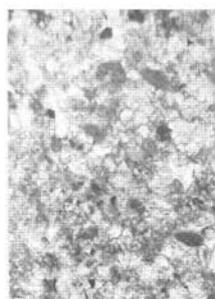
Tafel 3



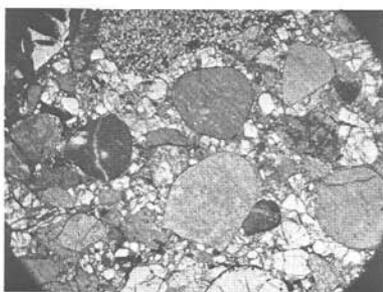
1



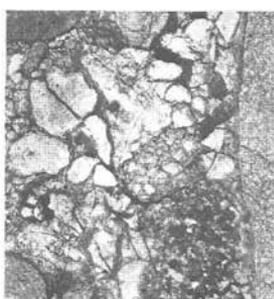
2



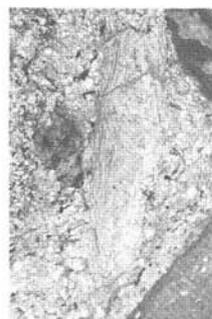
3



4



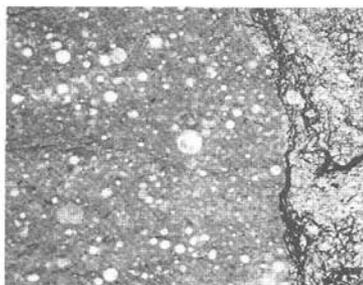
5



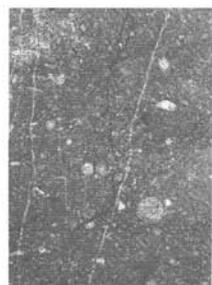
6



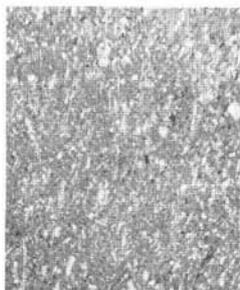
7



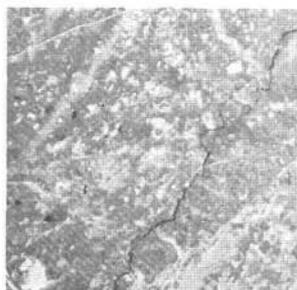
8



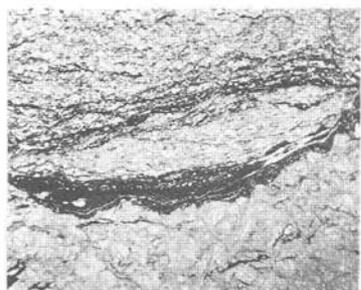
9



10



11



12

Tafelerläuterungen

Tafel 1: Mikrofaziesbeispiele aus der Bohrung Berndorf 1, Kalkalpin, Göller-Decke

- 1 Hauptdolomit – Dolosparit, Algenlaminit, Hohlraumgefüge. Spülprobe 500 m, 10x.
- 2 Dachsteinkalk – Mudstone, reichlich Biogene, z. T. Foraminiferen rekristallisiert, *Triasina* sp., Ostracoden. Bohrkern 637,6 m, 25x.
- 3 Dachsteindolomit – Mudstone, Algenlaminit, Hohlraumgefüge (Geopetalstrukturen). Pellets. Bohrkern 637,0 m, 6,25x.
- 4 Dachsteindolomit – Mudstone, Algenstrukturen, Hohlraumgefüge. Bohrkern 636,3 m, 6,25x.
- 5 Opponitzer Kalk – Wackestone bis Packstone mit Onkoiden und Biogenen sowie „coated grains“, Molluskenschalenresten, Echinodermerresten. Bohrkern 1952,1 m, 4x.
- 6 Opponitzer Kalk – Mudstone mit Echinodermerresten, Schalenresten, Foraminiferen, Fragmente von Schwebrinoiden, u. a. *Osteocrinus rectus* FRIZZELL u. EXLINE). Bohrkern 1653,1 m, 16x.
- 7 Wettersteindolomit – Dolosparit, grobkristallin. Bohrkern 1740,1 m, 10x.
- 8 Wettersteindolomit – Dolosparit, *Teutloporella berculea* (STOPPANI). Spülprobe 2660 m, 10x.
- 9 Wettersteindolomit – Dolosparit, grobkristallin, tektonisch zerbrochen. Bohrkern 3590,7 m, 10x.
- 10 Reichenhaller Schichten – Grainstone mit sparitisch umrandeten Algenfragmenten. Bohrkern 3976,2 m, 16x.
- 11 Reichenhaller Schichten – Grainstone mit lagig angeordneten sparitisch umrandeten kleinen und einzelnen größeren Algenfragmenten. Bohrkern 3975,9 m, 25x.
- 12 Reichenhaller Schichten – Mudstone mit Dolomitsprossung. Spülprobe 3900 m, 3,2x.

Tafel 2: Mikrofaziesbeispiele aus der Bohrung Berndorf 1, Kalkalpin, Unterberg-Decke

- 1 Wettersteindolomit – Dolosparit, *Diplopora* cf. *annulata* (SCHAFHÄUTL). Bohrkern 4163,7 m, 10x.
- 2 Wettersteinkalk – Sparit, Algenfragment. Bohrkern 4822,9 m, 10x.
- 3 Wettersteinkalk i. w. S. – Packstone bis Grainstone, Komponenten mikritisiert, Foraminiferen, u. a. *Pseudonodosaria* sp., Ostracoden. Bohrkern 4824,7 m, 16x.
- 4 Reiflinger Kalk – Mudstone, Verkieselungsareale, Schalenfilamente, Radiolarien (mikritisiert), Ostracoden. Bohrkern 4997,6 m, 6x.
- 5 Reiflinger Kalk – Packstone mit Radiolarien, Spiculen, Filamenten. Bohrkern 4997,3 m, 10x.
- 6 Reiflinger Kalk – Sedimentation aus Plattformmaterial. Grainstone bis Packstone, Komponenten meist Algenfragmente, Ostracoden, Foraminiferen, u. a. *Pseudonodosaria*. Bohrkern 4998,2 m, 16x.
- 7 Steinalmkalk/Reichenhaller Schichten – Grainstone, kleine Algenfragmente, sparitische Umrundungen, Onkolithstrukturen. Spülprobe 5240 m, 25x.
- 8 Steinalmkalk/Reichenhaller Schichten – Grainstone bis Packstone stark durchsetzt mit kleinen Dolomithomboedern, Algenfragmente, *Pilamina densa* PANTIC. Spülprobe 5230 m, 25x.
- 9 Reichenhaller Schichten – Dolomikrit, „Messerstichstrukturen“, Pseudomorphosen von Kalzit nach Gips. Spülprobe 5280 m, 16x.
- 10 Reichenhaller Schichten – Anhydrit – Dolomit – Tonsteinlamination mit Kleinfältelung. Bohrkern 5300,9 m, 6x.
- 11 Werfener Schichten – Quarzit. Bohrkern 5341,0 m, 10x.
- 12 Gutensteiner Kalk – Mudstone, Umrisse von Radiolarien. Bohrkern 5398,2 m.

Tafel 3: Mikrofaziesbeispiele aus der Bohrung Berndorf 1, Flysch, Molasse

- 1 Flysch – Allodapische Brekzienlage mit überwiegend Hornsteinkomponenten. Quer- und Längsschnitte von Belemnitenfragmenten. Bohrkern 5671 m, 4x.
- 2 Flysch – Quarzarenit mit Hornsteinkomponenten und etwas Glaukonit, lagenweise stark kieseliges Bindemittel. Bohrkern 5808,6 m, 6x.
- 3 Flysch – Quarzarenit, foraminiferneführende Lage mit *Hedbergella* sp. (höhere Unterkreide?). Bohrkern 5757,5 m, 32x.
- 4 Molasse – Konglomerat mit Dolomit-, Kalk-, Quarz und Quarzarenitkomponenten, kalkig gebunden, Verdrängungserscheinungen an Korngrenzen. Bohrkern 5941,0 m, 6x.
- 5 Molasse – Konglomerat w. v., Fragment von *Miogypsina* (Eger). Bohrkern 5941,0 m, 25x.
- 6 Molasse – Arenit mit Bruchstücken von *Nummulites* sp. Bohrkern 5915,9 m, 16x.
- 7 Molasse – Geröllstück aus Karbonat/Quarzarenit, kalkig gebunden mit *Globotruncana* sp. und *Gyroidina* sp. (Oberkreide). Bohrkern 5913,0 m, 25x.

- 8 Molasse – Geröllstück aus Mudstone mit reichlich Radiolarien (Malm –? Neokom). Bohrkern 5914,0 m, 16x.
- 9 Molasse – Geröllstück aus Fleckenmergelkalk mit Radiolarien und Spiculen (vermutlich Lias-Bekkenfazies). Bohrkern 5914,6 m, 25x.
- 10 Molasse – Geröllstück aus braunem siltig-mergeligem Kalk (Mikrit mit zahlreichen Spiculen (vermutlich Lias-Beckenfazies). Bohrkern 5916,2 m, 32x.
- 11 Molasse – Geröllstück aus Hauptdolomit, Packstone mit einzelnen Laminae und Hohlraumgefügen. Bohrkern 5913,9 m, 16x.
- 12 Molasse/Kristallin – Mylonit aus zerbrochenem Kristallin, mit horizontalen, dunkelbraunen, tonigen Schlieren. Bohrkern 5943,0 m, 6x.