

Zur Geologie der Kesselspitze (Brennermesozoikum) Tirol/Österreich⁺)

von F. Turinsky⁺⁺⁾

Zusammenfassung

Der Bereich der Kesselspitze (Serlesgruppe, Tirol, Österreich) wurde in einer geologischen Spezialkartierung im Maßstab 1:3000 erfaßt, die tektonischen und stratigraphischen Einheiten petrographisch beschrieben.

Das Vorliegen zweier gleichaltriger tektonischer Einheiten (Mittel- und Oberostalpin im Sinne TOLLMANNs) wurde bestätigt. Die Einordnung in einen weitergefaßten tektonischen Rahmen ist möglich.

Das Liasvorkommen im Gipfelbereich der Kesselspitze wurde stratigraphisch, petrologisch und sedimentologisch untersucht.

Zwei verschiedene Ausbildungen wurden festgestellt:

- a) eine 16 m mächtige, gebankte, rötliche bis gelbliche mikritische Kalkabfolge, überlagert von
- b) einer mergeligen, meist intensiv rot gefärbten, flaserigen, 0,5 m mächtigen Kalkserie.

Eine Zuordnung dieser Liasgesteine zum Typ "Adneter Kalk" im weiteren Sinne ist in lithologischer Hinsicht möglich. Das Vorkommen von Ammoniten ist auf die oberen Bereiche der bankigen Kalke beschränkt. Die Fauna spricht für oberes Carixium und unteres Domerium (Lias Gamma/Delta).

⁺) Auszug aus der Diplomarbeit mit dem Titel "Geologische Bearbeitung der Kesselspitze (Brennermesozoikum), Tirol/Österreich", Gießen, Januar 1975.

⁺⁺⁾ Anschrift des Verfassers: Dipl.Geol.Frank Turinsky, Geologisches Institut, Hebelstraße 40, D-78 Freiburg i.Br.

Abstract

The area of the mountain "Kesselspitze" (Serles Massif, Tyrol, Austria) has been represented in a special geological map (scale 1:3000). The tectonic and stratigraphic unities have been described petrographically.

The presence of two tectonic unities of the same age (Middle Austro-Alpine and Upper Austro-Alpine according to TOLLMANN) has been confirmed.

It is possible to integrate these unities into a larger tectonic area.

The lias deposit within the top area of the "Kesselspitze" has been examined stratigraphically, petrographically and sedimentologically.

Two different rock-types have been observed:

- a) 16 m of a light red and yellow micrit, well bedded, overlain by
- b) a nodular, dark red, marly limestone (0,5 m).

There exists a lithological analogy between this type of lias and the type of "Adnet Limestone".

Ammonites have been found only in the upper part of the well-bedded limestone. The fauna is symptomatic of higher carixium and lower domerium (lias gamma/delta).

Sommaire

La région de "Kesselspitze" (massif de Serles, Tyrol, Autriche) fut relevée dans une carte géologique détaillée (échelle 1:3000) avec une description pétrographique des éléments tectoniques et stratigraphiques.

La présence de deux unités tectoniques du même âge (Austro-Alpin moyen et Austro-Alpin supérieur au sens de TOLLMANN) fut confirmée.

L'insertion de ces éléments dans une région tectonique plus vaste est possible.

Les couches de lias au sommet de "Kesselspitze" furent décrites dans une examination stratigraphique, pétrologique et sédimentologique. Deux séries différentes furent constatés: Ce furent:

- a) des calcaires en bancs, micritiques, roussâtres et jaunâtres (16 m), surmontés par
- b) une faciès rouge, noduleuse et argileuse (0,5 m).

Il existe une analogie entre cette série de lias de "Kesselspitze" et les séries calcaires d'"Adnet".

Les ammonites se trouvèrent seulement dans les couches supérieurs des calcaires en bancs. La faune est typique pour carixium supérieur et domerium inférieur (lias gamma/delta).

Riassunto

L'area del "Kesselspitze", nel massiccio del Serles (Tirolo, Austria), è stata rilevata in una carta geologica dettagliata (scala 1:3000), con descrizione petrografica degli elementi tettonici e stratigrafici.

Si conferma la presenza di due unità tettoniche coetane (Austro-

alpine Medio e Superiore secondo TOLLMANN), è sussiste la possibilità di un loro inserimento in un'area tettonica più ampia.

Il deposito, risalente al lias, presente sulla cima del Kesselspitze, è stato studiato dal punto di vista stratigrafico, petrologico e sedimentologico.

Sono state constatate due diverse serie:

a) banche calcarie micritiche da rossiccio a giallastro (16 m), sormontate da

b) una serie di marna rossa scura, nodolosa (0,5 m).

Gli ammoniti si trovano sollamento sulla superficie dei banchi calcari. La fauna delle ammoniti è tipica di carixium superiore e domerium inferiore (lias gamma/delta).

Inhalt

1. Geographische und geologische Lage des Arbeitsgebietes
2. Aufgabenstellung
3. Historischer Abriß über die geologische Forschung im Raum der Kesselspitze
4. Geologische Kartierung
5. Stratigraphie
 - 5.1. Sockel
 - 5.2. Blaserdecke
6. Tektonik
 - 6.1. Einleitung
 - 6.2. Spezielle tektonische Verhältnisse im Arbeitsgebiet
 - 6.2.1. Tektonik des Sockels
 - 6.2.2. Tektonik der Blaserdecke
 - 6.3. Kluftdiagramme
7. Die Liasgesteine der Kesselspitze - Lithologie und Stratigraphie
 - 7.1. Lithologische Ausbildung
 - 7.2. Kurze Bemerkungen zum Profil
 - 7.3. Vergleich des Liasvorkommens der Kesselspitze mit ähnlichen Vorkommen an anderen Lokalitäten
 - 7.4. Stylolithen (Drucksuturen)
 - 7.5. Zur Frage der Buntfärbung
 - 7.5.1. Zur Frage der Herkunft der färbenden Substanzen
 - 7.6. Deutung der Genese der Liaskalke auf der Kesselspitze
 - 7.7. Anschliffuntersuchung von Probe 137
 - 7.8. Mineralzusammensetzung der Liaskalkmergel
8. Die Ammonitenfauna aus dem Lias der Kesselspitze
 - 8.1. Tabelle: Liasammoniten der Kesselspitze
 - 8.2. Die stratigraphische Stellung der Ammonitenfauna des Lias der Kesselspitze

Danksagung

Literatur

Geologische Karten, Profile (Anhang), Tafelerläuterungen

1. Geographische und geologische Lage des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet umfaßt den Gebirgskamm der Kesselspitze (2728 m ü.NN), der zum Massiv der Serlesgruppe gehört. Der Gebirgskamm erhebt sich zwischen Stubai- und Gschnitztal, beides sind Seitentäler des Silltales in Tirol, Österreich (südlich Innsbruck und nördlich des Brenners).

Die Kesselspitze (Huzl) erstreckt sich in NW-SE-Richtung. Ihre Flanken steigen aus dem Vallschwern im NE und den Pödeiler Mähdern im SW steil auf. Im SE erhebt sich der Grat aus dem Burgwald oberhalb der Ortschaft Trins, im NW fällt die Morphologie steil zum Stubaital (Ortschaft Kampl) ab.

Die Kesselspitze liegt in einem Bereich mesozoischer Sedimente, für den der übergeordnete Begriff Brennermesozoikum verwendet wird.

Das behandelte Arbeitsgebiet liegt in naher Nachbarschaft verschiedener tektonischer Großeinheiten (s. Abb. 1). Die mittel- und oberostalpinen Einheiten auf der Kesselspitze und in den angrenzenden Gebieten liegen mit ihren tieferen mesozoischen Schichtgliedern dem Ötztaler-Stubai-Alt-kristallin auf.

Eine weitere mesozoische Bedeckung dieses kristallinen Sockels bilden die Kalkkögel NW' des Stubaitales, die zum größten Teil aus mittelostalpinem Mesozoikum bestehen. GEYSSANT (1973) stellte in dieser Berggruppe auch noch Reste von oberostalpinen Serien mit Sicherheit fest.

Nördlich des Inns erheben sich die Nördlichen Kalkalpen in oberostalpinen Ausbildung.

In der Sillfurche tritt noch ein schmales Vorkommen von mesozoischem Unterostalpin zutage, an das sich NE' unterostalpinen Paläozoikum (Innsbrucker Quarzphyllit) und SE' die Serien des penninischen Tauernfensters anschließen.

Gegen S (außerhalb der Übersichtskarte) tritt zunächst wieder Alt-kristallin auf, gefolgt von einer Zone tonalitischer Intrusionen, an die sich nach S hin die Massive der Südalpen anschließen.

2. Aufgabenstellung

Die Arbeit gliedert sich in drei Teile:

- a) Geologische Spezialkartierung, Stratigraphie und Tektonik im Bereich der Kesselspitze.
- b) Petrologie und Sedimentologie eines durchlaufenden Profils im roten Liaskalk der Kesselspitze.
- c) Bestimmung der Ammonitenfauna aus diesen roten Liasgesteinen.

Der Schwerpunkt der Arbeit liegt in der Untersuchung der Liaskalkvorkommen in Form roter Kalke und Kalkmergel im Gipfelbereich der Kesselspitze. Hierbei sollte geklärt werden, ob dieses bisher bekannte südlichste Vorkommen mit dem Adneter Kalk anderer Lokalitäten genetisch und stratigraphisch vergleichbar ist und parallelisiert werden kann. Daraus würden sich möglicherweise Aussagen über großräumliche tektonische Zusammenhänge im Sinne

der Deckentheorie ableiten lassen.

So sollte auch die geologische Kartierung mit tektonischen Daten dazu dienen, den begrenzten Bereich des Arbeitsgebietes in einen weitergefaßten regionalen Rahmen einzuhängen.

Die Geländearbeit erfolgte in den Sommermonaten des Jahres 1972 und im Juli/August 1973.

Die Belegstücke werden im Geologisch-Paläontologischen Institut der Justus Liebig-Universität Gießen aufbewahrt.

Eine Anzahl unbestimmter Ammoniten aus dem Arbeitsgebiet wurde mir freundlicherweise vom Geologischen Institut der Universität Innsbruck zur Verfügung gestellt.

3. Historischer Abriß über die geologische Forschung im Raum der Kesselspitze

Das Brennermesozoikum war schon seit Mitte des vergangenen Jahrhunderts das Ziel geologischer Forschung. Als Autoren seien hier STOTTER, PICHLER und STACHE genannt. PICHLER (1896) erkannte die dem Stubai Kristallin auflagernde Triasplatte, FRECH gelang 1886 die Datierung der roten "Adneter Kalke" auf dem Top der Kesselspitze anhand liassischer Ammoniten. KERNER (1925), der sich schon vorher um die Erforschung des Gebietes verdient gemacht hatte (1909, 1910, 1911, 1915, 1918, 1920), erkannte eine Überschiebung in den höheren Lagen der Kesselspitze und hielt die relativ kleinen Gesteinsvorkommen von rotem Jurakalk, roten Kalktonschiefen und norischem Dolomit für eine lokale Schuppe einer größeren Schubeinheit, der sogenannten Blaserdecke. Allerdings bezog er die Kössener Schichten noch nicht in diese Überschiebungsmasse ein.

FUCHS (1937) schrieb eine grundlegende Arbeit über das tektonische Gefüge der Tiroler Zentralalpen und stellte, auch für das hier behandelte Arbeitsgebiet, zwei verschiedene Deformationspläne fest.

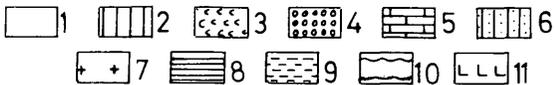
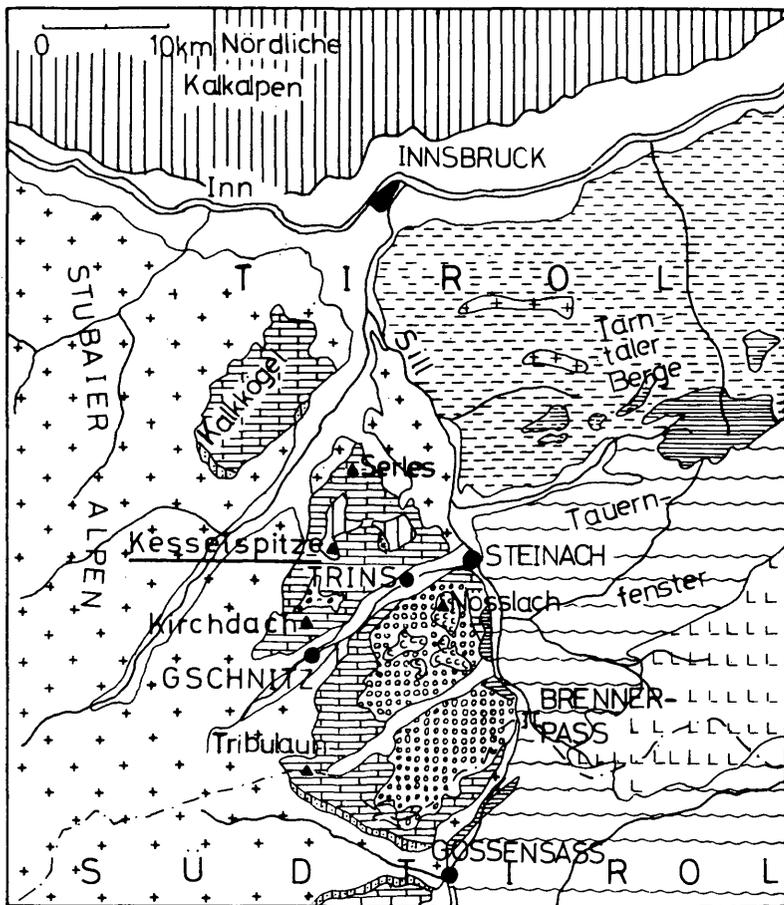
SCHMIDEGG (1956) übersah die volle Ausdehnung der Blaserdecke und beschrieb in seiner Arbeit "Neues zur Geologie des Brennermesozoikums" die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse in diesem Raum, zu dem auch die Kesselspitze gehört.

KÜBLER & MÜLLER (1962) machten in ihrer gemeinsamen Arbeit Aussagen über Stratigraphie und Tektonik ihres Arbeitsgebietes, in der auch die Kesselspitze untersucht wurde.

TOLLMANN widmete in seiner "Ostalpensynthese" (1963) dem Aufbau der Kesselspitze eine eingehende Beschreibung. Er glaubt, Sockel und Blaserdecke verschiedenen Faziesräumen (Mittelost- und Oberostalpin) zuordnen zu können.

Stratigraphische und tektonische Arbeiten neueren Datums über die Stubai Alpen stammen aus der Feder von GEYSSANT (1965, 1970, 1971, 1973, 1974).

Übersichtskarte Brennermesozoikum u. angrenzende tektonische Einheiten
 nach GEYSSANT(1965), TOLL MANN(1959) u. der Geolog. Karte von Österreich
 von VETTERS (1923)



- | | | | |
|-----|------------------------------|-------|-------------------------|
| 1 | Alluvium u. Glazialbildungen | 8-9 | Unterostalpin |
| 2-4 | Oberostalpin | 8 | Mesozoikum |
| 2 | Mesozoikum | 9 | Quarzphyllit (paläoz.?) |
| 3 | Karbon (pflanzenführend) | 10-11 | Penninikum |
| 4 | Paläozoikum | 10 | Bündener Schiefer |
| 5-7 | Mittelostalpin | 11 | Zentralgneis |
| 5 | Mesozoikum | | |
| 6 | Verrucano (Permoskyth) | | |
| 7 | Ötztal-Stubai Altkristallin | | |

Abb.1

4. Geologische Kartierung

4.1. Kartographische Unterlagen

Als kartographische Unterlage zur Kartierung diente das Blatt 148/3 Trins (Österreichische Karte 1:25 000), die Luftbilder 1941, 1342 und 1343, außerdem noch das Luftbild 1342 im Format 80x80 cm. Das vergrößerte Luftbild wurde als Unterlage zu einer Geländekarte im Maßstab 1:3 000 benutzt, in die dann die Höhenlinien aus dem auf gleichem Maßstab vergrößerten Ausschnitt der topographischen Karte, Blatt 148/3 Trins übertragen wurden.

4.2. Begrenzung des Kartiergebietes

Die Grenzen des Arbeitsgebietes bilden an der SW-Flanke der Kesselspitze die grasbewachsenen und mit Hangschutt überdeckten Pödeiler Mäher, im NW der Steilabfall zum Stubaital, im NE die Steilkante zum Vallschwern und im SE die mit Latschen und Gras bestandenen Hänge zum Burgwald.

4.3. Der geologische Aufbau der Kesselspitze

4.3.1. Das Liegende

Die geologische Basis im Arbeitsgebiet bildet das Stubai-Alt-kristallin, ein metamorpher Komplex aus Paragesteinen, denen teilweise Orthogesteine eingelagert sind (SPITZ, 1918; HAMMER, 1929). Darüber folgen die Sedimente des Permoskyth, Anis, Ladin und Karn. Die folgenden Serien vom Nor bis in den Lias (? Malm) werden in der vorliegenden Arbeit behandelt.

4.3.2. Zwei tektonische Einheiten im Arbeitsgebiet

Im Arbeitsgebiet konnte die verhältnismäßig junge Erkenntnis (SCHMIDEGG, 1956) von zwei übereinander liegenden verschiedenen tektonischen Komplexen, in denen die stratigraphischen Verhältnisse geklärt waren, vorausgesetzt werden (s. 3., Historischer Überblick).

Im Zuge der Geländearbeit und durch den Vergleich von Gesteinsproben aus beiden Einheiten kann diese Ansicht eindeutig bestätigt werden.

Es sind dies zum einen die als Sockel (SCHMIDEGG, 1956; KÜBLER & MÜLLER, 1962; TOLLMANN, 1963) bezeichneten Schichtglieder des Mittelostalpins (im Sinne von TOLLMANN) und zum anderen die norisch/rätischen Serien der sogenannten Blaserdecke, die TOLLMANN dem Oberostalpin zurechnet.

4.3.3. Gesteine des Sockels

Das älteste Schichtglied des eigentlichen Arbeitsgebietes besteht aus norischem Hauptdolomit, anstehend in den unteren Bereichen der SW- und NE-Flanken der Kesselspitze. Stratigraphisch tiefere Einheiten kommen im Kartiergebiet nicht vor.

An den Hauptdolomit schließen sich zum Hangenden hin stellenweise die "norisch/rätischen Grenzgesteine" an, ansonsten wird er von der mächtigen Abfolge des "Metamorphen Kalkkomplexes"

überlagert. (Diese Bezeichnungen werden von KÜBLER & MÜLLER, 1962, wegen ihrer Sinnfälligkeit übernommen). Die letztgenannte Gesteinsabfolge beinhaltet im Arbeitsgebiet Serien von stark umgewandelten Kalken (keine Dolomite) und diesen zwischengelagert tektonisch stark beanspruchte phyllitische Gesteine.

4.3.4. Blaserdecke

Die oben beschriebene Abfolge wird tektonisch überlagert von den weniger stark beanspruchten Gesteinen der "Blaserdecke". Die Bezeichnung Blaserdecke leitet sich von dem im SE gelegenen Berg Blaser ab. Im Gebiet der Kesselspitze beinhaltet diese Schubmasse Serien des Nor, Rät und Jura.

5. Stratigraphie

5.1. Sockel

5.1.1. Vorkommen von norischem Hauptdolomit (HD)

Im Arbeitsgebiet ist der HD nicht in seiner ganzen Mächtigkeit aufgeschlossen. Hinzu kommt, daß die Aufschlüsse häufig von Hangschutt und Pflanzenwuchs überdeckt sind.

Das Gestein ist größtenteils äußerst stark geklüftet und in der Nachbarschaft größerer tektonischer Grenzen meist mylonitisiert. Der HD liegt in verschiedener Ausbildung und Färbung vor. Korngröße und Färbung können rasch wechseln. Den Wechsel auf engstem Raum von verschieden pigmentiertem und strukturiertem Dolomit führen KÜBLER & MÜLLER (1962, S. 193) auf eine "Umkristallisation unter großer Belastung und verschieden starkem tangentialen Druck" zurück. "Dabei", so postulieren die Autoren, "wurde das vielleicht schon primär etwas ungleichmäßig verteilte Pigment teilweise abgestoßen, sodaß es zu einer Verstärkung der Farbunterschiede kam."

Fossilien wurden in den HD-Vorkommen des Arbeitsgebietes nicht beobachtet.

5.1.1.1. Beschreibung der einzelnen Vorkommen

5.1.1.1.a) Das größte zusammenhängende HD-Areal im Kartiergebiet liegt über dem Steig durch das Loosloch zu den Podeler Mähdern im östlichen Teil der S-Seite des Bergrückens zwischen 2028 bis 2200 m (I-M/10-14)¹⁾.

Beim Anstieg zur ersten Versteilung der Bergflanke, etwa 30 m westlich der tiefen Schrunne, trifft man in dem grasbedeckten Hang bei 2028 m auf drei kleinere, von der Erosion freigelegte Dolomitvorkommen. Das Gestein ist grusig zerfallen, meist bläulich-grau gefärbt mit gelblichen Zwischenlagen (höherer Mergelanteil). 20 m oberhalb bei 2140 m steht ein Dolomitbänken an, das zergrusten Schutt talwärts sendet. Die Farbe ist wieder bläulich-grau. Klüfte sind teilweise kalzitisch verheilt.

¹⁾ Die in Klammern angegebenen Buchstaben und Ziffern bezeichnen Planquadrate in der geologischen Karte

(K-L/10-11) 30 m SE dieser Bank stehen die höchsten Partien des HD-Vorkommens an, das sich vom Loosloch bis auf diese Höhe zieht. Von diesem Vorkommen gehen große Schuttfächer zu Tal. Das Gestein weist eine starke Klüftung auf, deren Füllung oft aus rötlich gefärbtem Kalzit besteht. Meist sind es dunkelgrau gefärbte Steine. Die Färbung wird nach KÜBLER & MÜLLER durch fein verteilten Pyrit verursacht. In diesen drei Vorkommen ist teilweise noch eine cm- bis dm-mächtige Bankung erkennbar.

5.1.1.1.b) (D-G/7-8) Ein weiteres HD-Vorkommen befindet sich, in Gesteine des "metamorphen Kalkkomplexes" eingespießt, an der S-Flanke im oberen Teil der Podeiler Mähdler in 2360-2480 m Höhe bei einer lateralen EW-Ausdehnung von etwa 150 m. Die Mächtigkeit beträgt 15 m im E, im mittleren Teil etwa 45 m und dünnt dann auf 5 m im westlichen Teil aus, wo es von einem großen Schuttfächer überdeckt wird. Im zentralen Teil liegt eine offensichtlich tektonische Verdoppelung der Schichten vor. Die tektonische Grenze zwischen dem eingespießten HD und den Gesteinen des "metamorphen Kalkkomplexes" ist durch eine Mylonitzone gegeben. Der Hauptdolomit ist stark, bis in den mm-Bereich geklüftet. Ist im W- und E-Teil noch eine Bankung erkennbar, so ist sie im zentralen Bereich verwischt. Hier wirkt das Gestein massig und ist im frischen Bruch mittelgrau und feinkristallin. In den randlichen Bereichen sind lagenweise kalkige Partien eingeschaltet (möglicher Hinweis auf stratigraphisch höhere Bereiche des HD). Außerdem finden sich hier rhythmische Lagen, die im frischen Bruch gelblich-weiß gefärbt sind.

5.1.1.1.c) (C-D/7-8) Ein weiteres HD-Vorkommen kleinerer Ausdehnung liegt im Anstieg von den Podeiler Mähldern zum Grat Roter Kopf-Kesselspitze in 2450-2460 m Höhe. Hier trifft man auf einen stark zerklüfteten mittelgrauen feinkristallinen Dolomit, der teils brecciös ausgebildet, teils gebankt ist.

5.1.2. Norisch-rätische Übergangsbildungen

5.1.2.1. Allgemeines

Lokal ist an der S-Flanke der Kesselspitze, meist den HD überlagernd, eine Gesteinsfolge aufgeschlossen, die der Ausbildung und Färbung nach weder dem unterlagernden HD noch dem überlagernden "metamorphen Kalkkomplex" zuzuordnen ist. Auffallend ist schon von weitem die vorwiegend rötliche Färbung dieses Gesteins. Die Vorkommen sind äußerst stark beansprucht, verwürgt, zerbrochen und oft spezialverfaltet. Fältelungen im cm-Bereich sind keine Seltenheit. Teilweise ist noch Schichtung zu erkennen. Eine frühere Klüftung ist überprägt, z.T. verwischt. Lithologisch beinhalten diese Vorkommen eine Abfolge verschiedener Typen. Charakteristische Vertreter dieser Sedimente sind:
im cm-dm-Bereich gebankte Dolomite, häufig rötlich gefärbt.

Bänderdolomit mit hell- und dunkelgrauen alternierenden Lagen im mm-Bereich. Ähnliche Bildungen können auch kalkig ausgebildet sein.

Typisch sind ferner Lagen von meist rötlich bis roten, aber auch gelblichen Dolomitscherben, die regellos angeordnet sind. Die Dolomitscherben in diesem Gesteinstyp sind meist

von weißem Dolomitspat, aber auch von Kalkspat umgeben. Häufig trifft man auf verkieselte, meist rötliche Dolomitlagen.

Zwischengelagert sind lokal phyllitische Lagen, oft mit chloritischen, serizitischen oder graphitischen Bestegen.

Auch rote sandsteinartige Lagen kommen vor.

5.1.2.2. Stratigraphische Einordnung

Nach oberflächlichem Vergleich dieser Gesteinspartien mit dem unterlagernden HD einerseits und dem überlagernden "Metamorphen Kalkkomplex" andererseits, ist man geneigt, diese Serien nach Farbe, Ausbildung und Beanspruchungsgrad eher dem "Metamorphen Kalkkomplex" zuzuordnen als dem HD. Bei näherer Untersuchung fällt jedoch auf, daß Dolomit noch vorherrschend auftritt, während im hangenden "Metamorphen Kalkkomplex" dolomitische Partien nicht auftreten, jedenfalls wurden sie im Kartiergebiet nicht beobachtet.

Ferner tritt im "Metamorphen Kalkkomplex" die typische Rotfärbung, die nach KÜBLER & MÜLLER (1962, S. 194) primär entstanden ist, nicht auf. Aus diesen Gründen ist eine Trennung dieses Komplexes, wie sie auch KÜBLER & MÜLLER treffen, gerechtfertigt.

Die vorgenannten Autoren (1962, S. 201) halten diese Bildungen, nach lithofaziellen Vergleichen, für ein stratigraphisches Äquivalent des oberostalpinen Plattenkalkes. Im benachbarten Gebiet fand MÜLLER (1962, S. 200) über diesen Gesteinen noch dunklen plattigen Kalk. Sie stützen sich ferner auf Aussagen von anderen Autoren, die ähnliche Bildungen an anderen Lokalitäten beschrieben: LEUCHS (1928), KLEBELSBERG (1935) und KAPPELER (1938) halten solche Bildungen für lokale Vertretungen des Plattenkalkes.

Von typischen Gesteinen dieser Serie wurden an verschiedenen Aufschlüssen 13 Proben genommen, die in Dünnschliffen untersucht wurden.

5.1.3. Gesteine des "Metamorphen Kalkkomplexes" (MKK)

5.1.3.1. Allgemeines

Die nachstehend beschriebene Gesteinsabfolge hat mit Mächtigkeiten von teilweise über 300 m den größten Anteil am Aufbau der Kesselspitze. Sie beinhaltet eine Reihe von mehr oder weniger stark tektonisch beanspruchten und umgewandelten Gesteinstypen. FRECH (1905, S. 19) unternahm den Versuch einer groben stratigraphischen Gliederung dieses Komplexes nach petrographischen Gesichtspunkten (vgl. auch KERNER, 1911, S. 381).

1. Obere Glimmerkalke (mit Pyritschiefer),
2. Massige weiße Kalkbänke mit Glimmerkalke,
3. Untere Pyritschiefer (u. Glimmerkalke).

An der Kesselspitze ist jedoch eine solche starre Einteilung nicht durchzuführen (s. dazu auch SCHMIDEGG, 1956; KÜBLER & MÜLLER, 1962; TOLLMANN, 1963).

Der ganze Komplex wurde durch Überschiebung der Blaserdecke und eine jüngere Bruchtektonik erheblich in Mitleidenschaft gezogen. Dies führte zu einer starken Verschuppung und einer lamellaren

Durchbewegung dieser Serie.

Es handelt sich um eine Abfolge ursprünglich toniger und mergeliger Sedimente, denen verschieden mächtige Kalklagen bzw. Kalkbänke zwischenlagerten. Diese liegen heute in Form von Phylliten und Marmoren in verschiedenem Umwandlungsgrad vor. Besonders die Bänke der Marmore erscheinen aus einiger Entfernung homogen. Die Abfolge ist jedoch intensiv verfaltet bis in den cm/dm/m-Bereich und zeigt eine ausgeprägte Zerschierung und Klüftung. Auch Schichtverdoppelungen sind zu beobachten. Das phyllitische Material, das teilweise von chloritischen, serizitischen oder graphitischen Bestegen überzogen ist, liegt ebenfalls stark spezialgefaltet (vom cm- bis m-Bereich) und stark verschiefert vor.

Im Arbeitsgebiet konnten als charakteristische Bildungen drei verschiedene Grundtypen ohne Berücksichtigung der Metamorphose beobachtet werden:

- a) Marmore und marmorähnliche Vorstufen, weiß, grau, blau, gelb, z.T. gebändert im mm-, cm- und dm-Bereich,
- b) stark kalkhaltige, meist dunkle Phyllite, oft bis in den cm-Bereich gefaltet, manchmal von Quarzgängen durchzogen, oft von chloritischen oder serizitischen Bestegen überzogen,
- c) Glimmerschiefer, bräunlich, gelblich, rötlich.

Die Marmore und Phyllite wechseln sowohl vertikal als auch horizontal rasch. Dieser Wechsel ist bedingt nicht nur durch die Verhältnisse während der Sedimentation, sondern auch durch spätere tektonische Ereignisse. Deshalb lassen sich Leithorizonte nicht verfolgen. Aus diesen Gründen wurde auch darauf verzichtet, einzelne Gesteinsserien innerhalb des "MKK" in der geologischen Karte gesondert darzustellen.

Die stratigraphische Einstufung dieser Serie war lang umstritten. FRECH (1886), KERNER (1918), DÜNNER (1934) und MUTSCHLECHNER (1957) nahmen für diesen Komplex ausschließlich rätisches Alter an. Hierbei stützen die Autoren ihre Ansicht einmal auf den unterlagernden Hauptdolomit, zum anderen - die Kössener Schichten der Blaserdecke für das stratigraphische Hangende des MKK haltend - auf das Vorkommen des roten Liaskalkes auf dem Top der Kesselspitze. Dagegen hatte schon SPITZ (1919) höhere Bereiche des Juras in den Gesteinsserien des MKK nicht für ausgeschlossen gehalten.

KÜBLER & MÜLLER (1962, S. 208-211) gelang die Datierung einer Teilabfolge des MKK mit Hilfe von Radiolarien (*Lithocampe elegans* HINDE). Letztere lassen eindeutig in gleichen Gesteinsserien am Muli-Schrofen, SW' der Ortschaft Trins/Gschnitztal auf Malm schließen. Ferner verweisen die obengenannten Autoren auf die Übereinstimmung dieser Bildungen mit Juragesteinen anderer Lokalitäten, besonders mit Vorkommen der Nördlichen Kalkalpen. TOLLMANN (1963, S. 82) weist ebenfalls auf offensichtlich jurassische Elemente in diesen Serien hin und betont die Ähnlichkeit ihrer Ausbildung mit mittelostalpinem Jura, z.B. dem Tarntaler Jura.

Damit könnte im "MKK" die gesamte Abfolge des Räts bis in den

Jura (Malm) vertreten sein, wenn auch im Arbeitsgebiet mit der vollständigen Abfolge nicht gerechnet werden kann. So wurden im Bereich der Kesselspitze weder die dolomitischen Lagen in den unteren Partien des "MKK" (von KÜBLER & MÜLLER, 1962, S. 203, als Rekurrenzerscheinungen verstanden), noch die von diesen Autoren beschriebenen Radiolarite angetroffen.

5.1.3.2. Beschreibung des Vorkommens

Die N- und S-Flanken der Kesselspitze werden zum größten Teil von Gesteinen des "MKK" gebildet. Die blauen und gelben Marmore bilden an den Flanken die steilen Felskanten, besonders in den unteren und oberen Bereichen. Im Mittelteil, an der S-Seite, bilden vorwiegend phyllitische Lagen etwas sanftere Hangneigungen, die von Gras und Hangschutt bedeckt sind. Doch auch in diesen Partien treten teilweise Bänke von marmorisiertem Kalk auf und bilden kleine Stufen.

Die unteren Felskanten werden vorwiegend von grau-blauen, weißen und gelben Marmoren gebildet, denen in geringem Maße auch Kalkphyllite eingelagert sind. In ersteren sind noch teilweise die ehemaligen Bankbegrenzungen im cm- und dm-Bereich zu erkennen. Verschiedentlich sind in dünnbankige Kalke mit Mergelzwischenlagen handtellergroße weißliche und rötliche Quarzkauern eingelagert. Im oberen Bereich des Komplexes bilden meist Marmore von grauer, blauer und gelblicher Farbe eine im Gelände deutlich erkennbare Steilstufe, die von N-S-streichenden Störungen durchsetzt ist.

Die Marmore sind häufig glimmerführend. Die Färbungsgrenzen dürften wohl ehemaligen Schichtgrenzen entsprechen.

Kalke und Marmore sondern in Form von Platten und Quadern an den durch die Klüftung vorgegebenen Flächen ab. Die Phyllite zerfallen in schiefrige, oft mm-dünne Plättchen. An den Hängen der Kesselspitze bilden Gesteine des "MKK" den Großteil der ausgedehnten Hangschuttfläche.

Ein Beispiel für eine Schichtverdoppelung zeigt ein Marmorpaket von ca. 20 m Mächtigkeit in 2450 m Höhe, das vom Steig Roter Kopf-Kesselspitze an dem NW-Abfall zum Stubaital hin gut erkennbar ist (A-B/4-5).

5.2. Blaserdecke

5.2.1. Allgemeines

Über den Serien des "MKK" liegt im Kartiergebiet eine Abfolge von Gesteinen, die zwar eine deutliche tektonische Durchbewegung erkennen lassen, doch nie den Beanspruchungsgrad des unterlagernden "MKK" aufweisen.

Es handelt sich hier um die Reste einer Überschiebungsmasse, die in Teilen bereits von KERNER (1918 und 1925) erkannt wurde. "B. SANDER hat bereits 1923 aufgrund einer Begehung dieses Gebietes mit KERNER die Ansicht geäußert, daß die Ausdehnung der Blaserdecke eine viel größere sei" (SCHMIDEGG 1956, S. 274). SCHMIDEGG erkannte die volle Ausdehnung dieser Schubmasse, Nach SCHMIDEGGs Beobachtungen bilden in naher Nachbarschaft der Kesselspitze (Kalbenjoch, Kamplspitze) Partien des Hauptdolomits

der Blaserdecke das stratigraphisch Liegende der Kössener Schichten.

Diese Situation ist im Bereich der Kesselspitze nicht anzutreffen. Hier lagern den Kössener Schichten Dolomit- und Plattenkalk tektonisch ein bzw. auf. Rötliche, gelbliche und weißliche Reibungsbreccien bilden auf dem Gipfelgrat der Kesselspitze häufig die Grenze zwischen Kössener Schichten und Hauptdolomit. Wie später im tektonischen Teil dieser Arbeit beschrieben wird, könnte die Erklärung TOLLMANNs zu dem Phänomen der Reibungsbreccien innerhalb der Blaserdecke eine Lösung bieten.

SCHMIDEGG führt den Unterschied im Beanspruchungsgrad zwischen "MKK" und Gesteinen der Blaserdecke als Zeichen für eine tektonische Grenze ins Feld. Zu dem gleichen Schluß kommen auch MÜLLER & KÜBLER, sowie TOLLMANN.

Geländebefunde und Vergleich von Dünnschliffen aus den entsprechenden Horizonten der Kesselspitze führen zu demselben Ergebnis.

5.2.2. Beschreibung der Vorkommen

Im Kartiergebiet finden sich drei Vorkommen der Blaserdecke:

- a) (M-O/9-10) Ein kleiner Fetzen von Hauptdolomit (Blaserdolomit) liegt auf dem gegen NW aufsteigenden Grat der Kesselspitze in etwa 2220 m. Er zieht sich bis auf 2320 m im Gratbereich hoch bei einer wechselnden seitlichen Ausdehnung von 20-40 m. Seine Farbe ist hell- bis mittelgrau. Das Gestein ist blau-gelben Marmoren und dunklen Phylliten des "MKK" aufgelagert.
- b) (D-L/2-8) In 2470 m, ebenfalls auf dem Hauptgrat, liegt über Gesteinen des "MKK" ein Vorkommen von Kössener Schichten (KS) in Form von hellen feinkörnigen Kalken. In letztere sind mergelige, gelbliche bis hellbraune Lagen eingeschaltet. Die Kalke wittern zu rundlichen Formen an, im Gegensatz zu den quadrig und plattig absondernden Gesteinen des "MKK". Dieses Vorkommen bildet in verschiedener fazieller Ausbildung das tektonische Auflager zu den Gesteinen des Sockels im gesamten Kammbereich der Kesselspitze.

Den Kössener Schichten ein- und aufgelagert sind dann die norischen Gesteine des Hauptdolomits (Blaserdolomit) und Plattenkalks, der Oberrätkalk (RK) und die Liasgesteine. An die Erhebung des Roten Kopfes (A-C/6-9) mit seinem mittelostalpinen HD und roten Breccien folgen gegen Norden zur Kesselspitze hin Nor/Rät-Übergangsserien und Gesteine des "MKK", an die ein eingemuldetes Vorkommen der Blaserdecke mit Kössener Schichten und Oberrätkalk anschließt. Dieser Deckenrest erstreckt sich mehrere hundert Meter in NS-Richtung auf dem Grat. Bei 2560 m Höhe stehen dann wieder Bildungen des "MKK" an.

5.2.3. Stratigraphie der Blaserdecke

5.2.3.1. Blaserhauptdolomit und Plattenkalk

Das stratigraphisch älteste Schichtglied der Blaserdecke bildet Norischer Hauptdolomit.

Das kleine isolierte Vorkommen am Grataufstieg zur Kesselspitze wurde schon beschrieben (Kap. 5.2.2.a) (M-O/9-10).

(I-L/7-8) Bei etwa 2470 m im Bereich des Hauptkammes liegt in

einer schmalen Umrandung von hellen Kössener Kalken mit gelbbraunen Mergelzwischenlagen ein größeres Areal von Dolomit, dessen tektonische Basis von einem meist rötlichen, teilweise aber auch weißlichen oder gelben Reibungsbreccien-Horizont gebildet wird. Er kann lokal über 1 m mächtig werden. Das Vorkommen zieht sich über eine NS-SE-Erstreckung von 300 m, bei wechselnder seitlicher Ausdehnung zwischen 25 und 70 m bis auf eine Höhe von 2590 m.

Die Farbe des Gesteins ist meist hell/mittelgrau mit einzelnen dunkleren Partien. Verschiedene Partien sind durch höheren Mergelanteil gelblich gefärbt. Ferner wurden Rhythmite beobachtet. Die Schichtung ist noch erkennbar und die Klüftung stark ausgeprägt.

(J-K/7-8) Von diesem Vorkommen isoliert steht SW in der S-Flanke (2555) ein Dolomitblock an, dessen Schichtung gegensätzlich (nach S) zu dem oben beschriebenen Vorkommen einfällt. Ob es sich bei ihm um einen im Zuge der Überschiebung "abgesplitterten" und verstellten Teil handelt, oder um eine Bergzerreißung, kann nicht entschieden werden.

(H-I/6-7) Gegen W zum Gipfel hin wird, wiederum den KS aufgelagert, ein weiteres Dolomitvorkommen der Blaserdecke in 2160 m Höhe angetroffen. Es ist 40x40 m groß und besteht aus hell- und dunkelgrauen, teilweise auch graubraunen Dolomiten, die durch eine Reibungsbreccie von den Kössener Schichten getrennt sind. Dieses Dolomitvorkommen ist einer Falte aus Plattenkalk angepreßt.

(G-I/6-7) Die Schichten des bankigen Plattenkalkes bilden mit einer großen liegenden N-vergerten Falte die zweithöchste Erhebung des Kesselspitzrückens (2460 m). Die Faltenachse taucht flach gegen NE ab.

Dieser Plattenkalk weist Bankmächtigkeiten bis zu 2 m auf und ist meist hellgrau. Es kommen aber sowohl dunkelgraue und bräunliche Einschaltungen als auch geringmächtige Dolomitbänkchen vor.

(F-G/4-5) Gegen den Gipfel hin liegt auf dem Grat in 2690 m Höhe ein kleinerer Fetzen Plattenkalk (50x50 m) mit hell- bis mittelgrauen Kalken (vgl. TOLLMANN).

(E-F/4-5) Ein weiteres Vorkommen von Plattenkalk und Dolomit befindet sich im letzten Anstieg zum Gipfel. Kalke und Dolomite - die Grenze ist verwischt - sind mylonitisiert und zerfallen grusig. Die flächenmäßige Ausdehnung beträgt 25x20 m.

5.2.3.2. Kössener Schichten

Die Kössener Schichten haben im Arbeitsgebiet flächenmäßig die größte Ausdehnung innerhalb der Blaserdecke. Sie sind durch eine Vielzahl von Gesteinstypen vertreten. Ein zusammenhängendes Profil ließ sich wegen gestörter Lagerungsverhältnisse nicht aufstellen. Deshalb wurden auch in der geologischen Karte die einzelnen Typen nicht ausgeschieden.

Einen wesentlichen Anteil der Kössener Schichten bilden helle Kalke. Ihnen sind gelbe Mergellagen zwischengeschaltet. Die Kalke sondern zu rundlichen Formen ab.

Des weiteren werden schwärzliche bis dunkelgraue Kalke angetroffen, die stark von weißen Kalzitklüften durchzogen sind.

Ein dritter Kalktyp ist dunkelgrau bis schwarz und enthält häufig

Lumachellenlagen. Sie zeigen eine deutliche Durchbewegung. Daraus beschrieb KERNER (1918, S. 153) Gervillien, Aviculiden und Pectiniden.

Verwitterungsprodukte sind rundliche, flatschige Formen. Diesen Kalken sind im mm-, cm- und dm-Bereich Bänke von Mergel- und Tonschiefer zwischengelagert. Typische Farben sind violettrot, dunkelgrau bis schwarz, hellgrau und grün. Durch tektonische Beanspruchung sind sie meist zu dünnen schiefrigen Plättchen zerfallen.

5.2.3.3. Oberrätkalk (ORK)

(D-H/4-6) Den Kössener Schichten ist im Gipfelbereich eine bis zu 4 m mächtige Abfolge eines reinen, hellgrauen, teilweise gelblich-grauen, gut gebankten Kalkes eingelagert. Er ist von vielen Kalzitklüften durchzogen und im Gegensatz zu den KS tonarm, bei einer Bankmächtigkeit von 30-80 cm. Die Kalke sind den roten Juragesteinen des Gipfels sedimentär unterlagert. Gegen E sind sie bei einer Mächtigkeit zwischen 2-3 m innerhalb der KS noch etwa 250 m weit zu verfolgen. Im Gipfelbereich (NW des Tops) fand der Autor auch geringmächtige Einschaltungen von rötlichen Kalken. Die Rotfärbung ist nach FABRICIUS (1966) auf primäre Pigmentierung zurückzuführen.

(A-B/6-9) Ein weiteres Vorkommen dieses ORK befindet sich in dem schon beschriebenen Rest der Blaserdecke am Grat Roter Kopf-Kesselspitze. Auch hier stehen weiße, hellgraue, teilweise gelbliche Kalke an, die den KS in Form von Tonschiefern und Kalken tektonisch eingelagert sind. Die Unterscheidung zwischen ORK und Kössener Kalken ist im Gelände nicht leicht zu treffen. Die Grenze wurde aufgrund der meist helleren Farbe des ORK gezogen.

Aus diesem Vorkommen beschreibt TOLLMANN (1963, S. 87) den Fund eines Stockes von *Thecosmilia fenestra* REUSS. Weitere Korallenreste der Gattung *Thecosmilia* konnte MUTSCHLECHNER im ORK des Grates Roter Kopf-Kesselspitze feststellen (KÜBLER & MÜLLER, 1962, S. 214).

5.2.3.4. Die Liasgesteine der Kesselspitze

In den höchsten Bereichen der Kesselspitze liegen die schon seit FRECH (1886) bekannten Juragesteine. Sie lagern sedimentär dem ORK auf, durch einen hard-ground getrennt.

BLIND fand bei einer gemeinsamen Begehung diesen Übergang, der die Basis des im folgenden Teil der Arbeit beschriebenen Profils bildet.

Die Juragesteine fallen schon von weitem durch ihre rote Farbe auf. Bei genauerer Untersuchung stellt man jedoch fest, daß es sich um einen roten Verwitterungsüberzug handelt, der das Gestein intensiv rot erscheinen läßt. In der ganzen Abfolge trifft man jedoch immer wieder auf graue, gelbliche und schwach rötliche Bereiche mit Kalkeinschaltungen intensiverer Rotfärbung. Die Kalke sind im dm/m-Bereich gut gebankt, manchmal von cm-mächtigen tonsteinartigen Lagen getrennt.

Das Vorkommen ist stark geklüftet und geschiefert.

Großfossilien, wie Ammoniten und Atractiten, finden sich gehäuft in den höheren Lagen. Kleinfossilien, in der Hauptsache Echino-

dermenreste, Foraminiferen und Ostracoden finden sich in der ganzen Abfolge.
Im Gipfelbereich sind den Liaskalken violettrote, stark geschieferte Kalkmergel an- und eingepreßt.
Eine weitergehende Beschreibung dieser Liaskalke anhand eines Profils erfolgt im Kapitel 7.

6. Tektonik

6.1. Einleitung

Die tektonischen Gegebenheiten im begrenzten Bereich des Arbeitsgebietes sind, isoliert betrachtet, schwer zu erklären. Eingelegt in einen weitergefaßten Rahmen sind sie jedoch ohne Schwierigkeiten zu deuten.

Wie bereits im stratigraphischen Teil dieser Arbeit erwähnt, liegen im Arbeitsgebiet zwei verschiedene tektonische Einheiten vor, ein mittelostalpiner "Sockel" und eine oberostalpine Decke. Diese Zusammenhänge wurden von KERNER (1918, 1925) erkannt und in der Folgezeit von anderen Autoren bestätigt: FUCHS (1939), SCHMIDEGG (1956), KÜBLER & MÜLLER (1962), TOLLMANN (1963), GEYSSANT (1965, 1970, 1971, 1973) u.a.

Für die Trennung dieser verschiedenen tektonischen Komplexe sprechen sowohl im Arbeitsgebiet als auch in den benachbarten Bereichen:

- a) Lagerungsverhältnisse, Sockel-Decke
- b) verschiedene Beanspruchungspläne
- c) Überschiebungsfläche gekennzeichnet durch tektonische Reibungsbreccien und Quarzphyllitkeile (Karbon)
- d) (?) Erosionshorizonte in der tektonisch unterlagernden Einheit
- e) Unterschiede im Beanspruchungsgrad

6.1.1. Lagerung

Der erste Hinweis für die Existenz einer Decke liegt in der Tatsache begründet, daß im Arbeitsgebiet auf dem Gipfelgrat der Kesselspitze (M-O/9-10) norischer Hauptdolomit den stratigraphisch jüngeren Schichten des MKK aufliegt. Es handelt sich hierbei um einen stark zerrütteten, teilweise brecciösen Dolomit, der blau-grauen Kalken und bräunlichen Glimmerschiefern des MKK auflagert.

In den höheren Bereichen des Gebirgsrückens bilden dann Kössener Schichten das tektonische Auflager zu Serien des MKK. Diesen KS lagern dann - in weiterer tektonischer Komplizierung - Hauptdolomit, Plattenkalk, Oberrätalkalk und Liaskalk auf.

Am Grat Roter Kopf-Kesselspitze (A-B/9-10) wird die Grenze zwischen den beiden tektonischen Einheiten zum einen von Phylliten und Glimmerschiefern des MKK, zum anderen von Kalken der Kössener Schichten gebildet.

6.1.2. Beanspruchungspläne

FUCHS (1939) und SCHMIDEGG (1956) stellten für die beiden tektonischen Einheiten zwei verschiedene Deformationspläne fest.

SCHMIDEGG unterscheidet einen Plan I, bei dem Achsenrichtungen "von B = N 40° W bis N 50° W", teils bis "zu N 70° W" für das Gebiet der Kesselspitze vorliegen.

Diese Achsen geben eine Druckrichtung aus SSW an. Dabei ist die Lage der Achsen meist horizontal, gebietsweise durch Verstellung während einer jüngeren Beanspruchung nach NE gekippt. Hiefür bietet die liegende Falte aus Plattenkalk auf dem Gipfelgrat der Kesselspitze ein Beispiel. In diesen Plan I gehören der Vorschub der Blaserdecke und das Einspießen karbonischer "Fetzen" an der Überschiebungsbahn. Im mittelostalpinen Sockel zeigt die Beanspruchung Auswirkungen in Form einer s-Tektonik, wobei das primäre Lagengefüge erhalten blieb. Im Kleinbereich kam es dagegen vielfach zu einer Ausbildung von B-Tektonik mit intensiven Verfaltungen.

Nach einer großräumlichen Drehung der gesamten mesozoischen Platte nach rechts (im Uhrzeigersinn) kam es nach SCHMIDEGG zu einer weiteren Verformung (Plan II). Dies führte zu Einengungen mit B-Achsen von NNE (bis NE), was für eine Bewegungsrichtung von SE nach SW spricht.

Diese Beanspruchung führte in der Blaserdecke zu starken Verfaltungen. Teils wurden lokal sogar die oberen Partien des Sockels in die Verfaltung miteinbezogen. Weitere Auswirkungen dieser Beanspruchung zeigen sich in der Mylonitisierung der Blaserdecke. Zum Liegenden hin nimmt die Beanspruchung ab, reicht aber noch bis in die höheren Schichtglieder des Sockels.

Die Kluftsysteme stehen in Abhängigkeit zur Beanspruchung und damit zu den B-Achsen-Maxima. 1400 Kluftmessungen in den einzelnen Schichtgliedern des Arbeitsgebietes wurden in Kluftrosen ausgewertet. Dabei ergaben sich sowohl für die ostalpinen Einheiten (Sockel) als auch für die Schichten der Blaserdecke dieselben deutlichen Maxima zwischen ENE bis WSW (30° bis 50°), ESE bis WNW (100° bis 130°) und SSE bis NNW (150° bis 160°). Auch SCHMIDEGG (1956, S. 288) hält diese Kluftsysteme für "letzte Auswirkungen der Beanspruchungen, wahrscheinlich als a/c-Klüfte in einem Achsensystem ENE bis WNW bzw. auch NNE bis NNW zuordenbar".

6.1.3. Überschiebungsfläche

Im Bereich der Blaserdecke - außerhalb des Kartiergebietes - ist die Schubfläche durch eine Mylonitzone gekennzeichnet, in der eine intensive Rotfärbung vorherrscht (hoher Gehalt an oxydischem Eisen nach SCHMIDEGG, 1956).

Ferner sind lokal an der Überschiebungsbahn die von verschiedenen Autoren erwähnten Vorkommen von schwarzen graphitischen Schiefnern, stark beanspruchten Sandsteinen und Quarzkonglomeraten oberkarbonischen Alters zu finden (KERNER, 1911; SCHMIDEGG, 1956; u.a.). Diese Gesteine sollen bei dem Transport der Blaserdecke von ihrer ehemaligen Unterlage mitgeschleppt und zwischen Deckscholle und Mittelostalpin eingeschuppt worden sein. Im Kartiergebiet konnten diese Phänomene nicht beobachtet werden.

6.1.4. (?) Erosionshorizonte

Einen weiteren Hinweis auf das Vorliegen einer Deckeneinheit

glaubt GEYSSANT (1970, 1971) in Erosionshorizonten der Sockelgesteine unter der Blaserdecke gefunden zu haben. Er stützt seine Theorie auf das verschiedene stratigraphische Niveau der Sockelgesteine unter der Blaserdecke. So liegt an der Peilspitz und am Blaser nordöstlich des Arbeitsgebietes die Blaserdecke wechselnd auf Hauptdolomit und verschiedenen Straten des Juras (MKK)!

Er läßt jedoch auch die Deutung einer "tektonischen Diskordanz" zu, bei der die Blaserdecke beim Vorschub Teile des mittelost-alpinen Sockels "abgehobelt" habe.

6.2. Spezielle tektonische Verhältnisse im Arbeitsgebiet

6.2.1. Tektonik des Sockels

Die Tektonik in den Sockelgesteinen ist gekennzeichnet durch die Auswirkungen des Deformationsplanes I. Hiefür spricht die Verdoppelung einzelner Schichtglieder, die lamellare Gleitung größerer Gesteinspakete auf "Schmierhorizonten" innerhalb des gleichen Komplexes und die Spezialfaltung von Schichten im m/mm-Bereich. Auch die Einschuppung des Hauptdolomitkörpers im unteren Teil der SW-Flanke der Kesselspitze (E-G/7-8) ist für diese Beanspruchung typisch.

Die Verstellung einzelner Schichtpakete innerhalb der Gesamtabfolge des Sockels kommt in unterschiedlichen Fall- und Streichwerten der Schichten zum Ausdruck. Generell fallen die Schichten schwach nach NE bis SE ein. Davon abweichende Werte wurden in den Schichten des Hauptdolomits und den Nor/Rät-Übergangsbildungen festgestellt. Hier fallen die Schichten häufig nach SW ein.

6.2.2. Tektonik der Blaserdecke

Die Lagerung auf dem Gipfelgrat entspricht nicht der normalen stratigraphischen Abfolge, abgesehen von dem kleinen "Fetzen" Blaserdolomit auf dem Gratanstieg (D-G/7-9). Wird im Normalfall das Liegende der Decke von ihrem stratigraphisch tiefsten Schichtglied, norischem Hauptdolomit, gebildet, so ist die Tektonik auf dem Kesselspitzrücken dahingehend erschwert, als die stratigraphisch höheren Kössener Schichten des Räts unmittelbar auf der Überschiebungsbahn liegen.

Diesen KS sind dann verschiedene getrennte Vorkommen von Hauptdolomit, Plattenkalk, Oberrätkalk, Liaskalk und Liaskalkschiefer auf- und eingelagert.

Die KS fallen meist mit schwachem Winkel nach NE oder SE ein. Kleine Sattel- und Muldenstrukturen sind häufig zu beobachten. Sie verdanken ihre Entstehung entweder einem unruhigen Relief des Sockels, an das sich die KS wegen ihrer Plastizität anpaßten (was für die von GEYSSANT, 1970 u. 1971 angenommenen Erosionshorizonte sprechen könnte), oder diese Strukturen entstanden, als die KS bei der Überschiebung an kompetenteren Schichtgliedern ein Widerlager fanden und gefaltet wurden. Für Bewegungen innerhalb der Blaserdecke sprechen Reibungs-breccien, die am Kontakt von Kössener Kalken zu Blaserdolomit und Plattenkalk auftreten. Diese Bildungen sind an den beiden NE' Vorkommen von Hauptdolomit und Plattenkalk auf dem Gipfel-

grat zu beobachten (J-L/7-8 u. H-J/6-7).

Ein weiteres kleines Dolomitvorkommen liegt in den KS in 2700 m Höhe auf (F-G/4-5).

Im Gipfelbereich der Kesselspitze lagern den KS die Oberrätkalke und diesen sedimentär die roten "Adneter" Liaskalke auf. Der Oberrätkalk setzt sich im oberen Teil der SW-Flanke - unterhalb des Gipfels von Hangschutt zunächst verdeckt - in östlicher Richtung innerhalb der KS einige hundert Meter fort und verschwindet dann unter dem Verwitterungsschutt der KS und des Plattenkalkes.

Im Gipfelbereich, nach NE hin, schließt sich an die Liaskalke ein stark beanspruchtes, verfaltetes und verschiefertes Vorkommen von violett-roten Liaskalkschiefern an, bei einer EW-Ausdehnung von 4 m. Letztere sind den Liaskalken angepreßt. Gegen NE hin folgt dann eine Reihe von Gesteinen hintereinander:

- 6 m stark durchbewegte Kössener Schichten;
- 26 m stark zergruster Dolomit mit teilweise kalkigen Partien;
- 3 m violett-rote Liaskalkmergel, nur noch in handgroßen schiefrigen Platten und cm-großen Plättchen im Verwitterungsschutt vorliegend;
- 12 m Liaskalke (wie am Gipfel) stark erodiert und mit Schutt der Kössener Schichten vermischt;
- 6 m weitere Einschaltung von KS;
- 4 m roter Liaskalk, stark verwittert;

Kössener Schichten im weiteren Gratbereich.

Bei sämtlichen Vorkommen handelt es sich um Anstehendes, wie einige Schürfsondierungen bewiesen.

Bei TOLLMANN (1963, S. 84 ff) fehlt ein Teil der oben angeführten Reihe. Er nimmt deshalb für den Bereich der Blaserdecke auf der Kesselspitze sowohl eine normale als auch eine inverse Lagerung an.

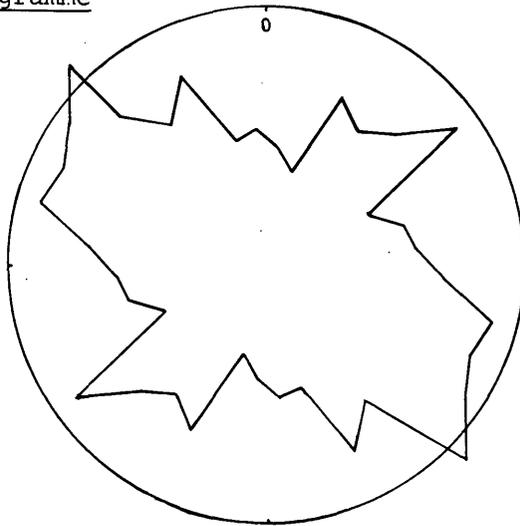
Seiner Ansicht nach liegen die Kössener Schichten, der ORK und die Liaskalke im Gipfelbereich normal, die darüber folgenden Liaskalkschiefer, Kössener Schichten und Hauptdolomit dagegen invers, als Rest einer liegenden Falte, die bei "der generell N gerichteten Hauptüberschiebung erzeugt wurde".

Die Blaserdecke ist nach TOLLMANN ein liegengebliebener Teil von nordalpinem Mesozoikum, der dann noch von der Masse des Oberostalpins überfahren worden ist. Hiefür sei "die Verformung der Fossilien, die leichte Metamorphose und der Baustil der Tektonik mit ausgewalzten liegenden Falten" ein Beweis.

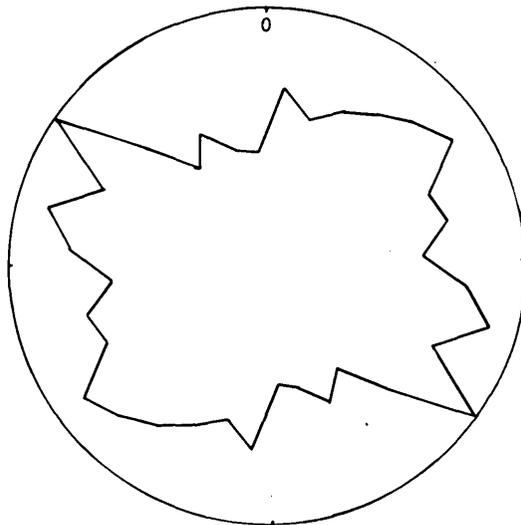
Die Ansicht TOLLMANNs, der für diesen Bereich der Blaserdecke Reste einer großen liegenden Falte annimmt, wird durch die liegende Falte aus Plattenkalk und das tektonische Zwischenlager von Oberrätkalk zwischen den Kössener Schichten bestätigt. Für eine inverse Lagerung der kleinen Vorkommen von Liaskalkmergelschiefern, Kössener Schichten und Hauptdolomit, unmittelbar NE' des Gipfels, konnte kein Beweis erbracht werden. Ein lokaler Schuppenbau ist für diesen Bereich dagegen wahrscheinlicher (so auch KERNER, 1925). Hiefür sprechen auch die von TOLLMANN nicht beschriebenen kleinen Vorkommen (s.o.). Die Schichtglieder der Blaserdecke auf dem Grat Roter Kopf-Kesselspitze sind Kössener Schichten und Oberrätkalk. Sie liegen in Form einer Mulde vor, eingepreßt in Marmore und Phyllite des MKK, denen

zum Roten Kopf gegen Süden hin norisch/rätische Übergansbildungen , meist rote dolomitische Breccien und Hauptdolomit folgen. Im südlichen Muldenflügel liegen die Kössener Schichten flach gegen E bis NE einfallend. Die Schichten im nördlichen Muldenflügel fallen zunächst gegen SW, dann etwa in 2550 m Höhe wieder nach E ein, was für eine Überkipfung dieses Muldenflügels spricht (vgl. auch TOLLMANN, 1963, S. 83). Diese Muldenstruktur mit ihrem überkippten Nordflügel ist auf eine Einengung, entsprechend SCHMIDEGGs Plan II, zurückzuführen.

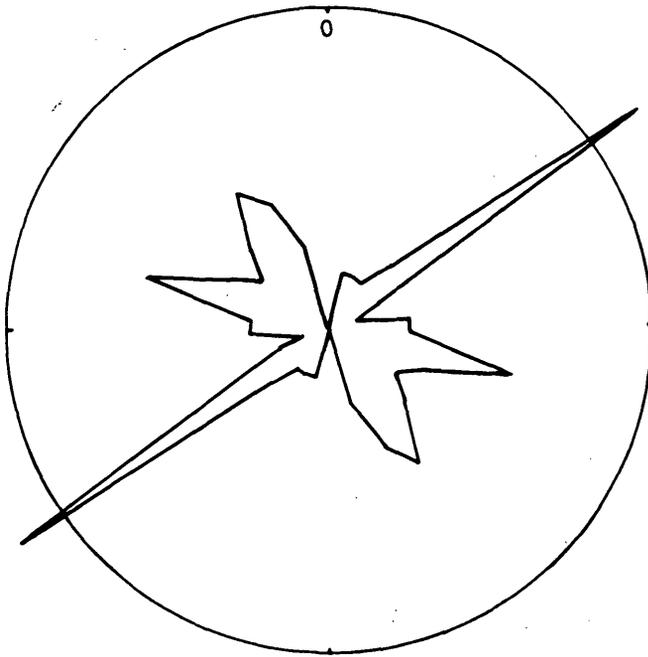
6.3. Kluftdiagramme



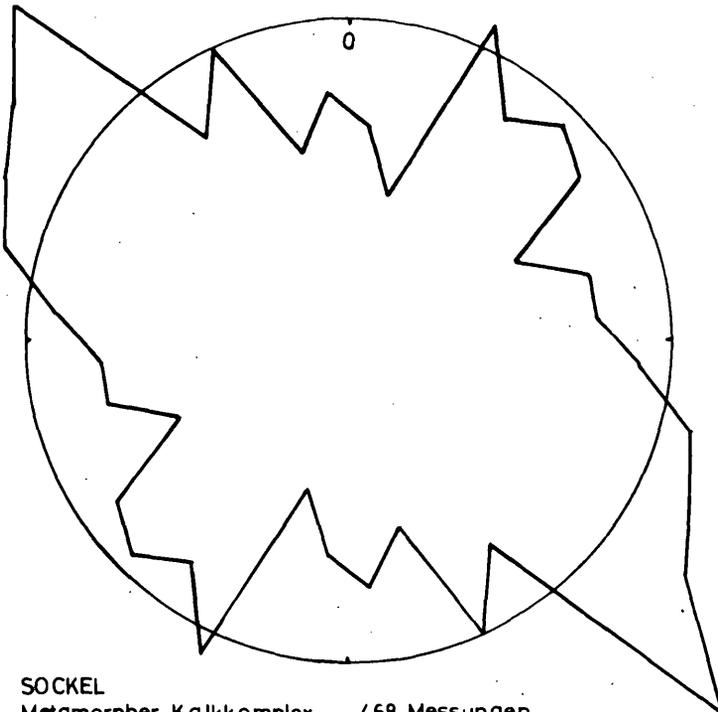
SOCKEL
543 Messungen



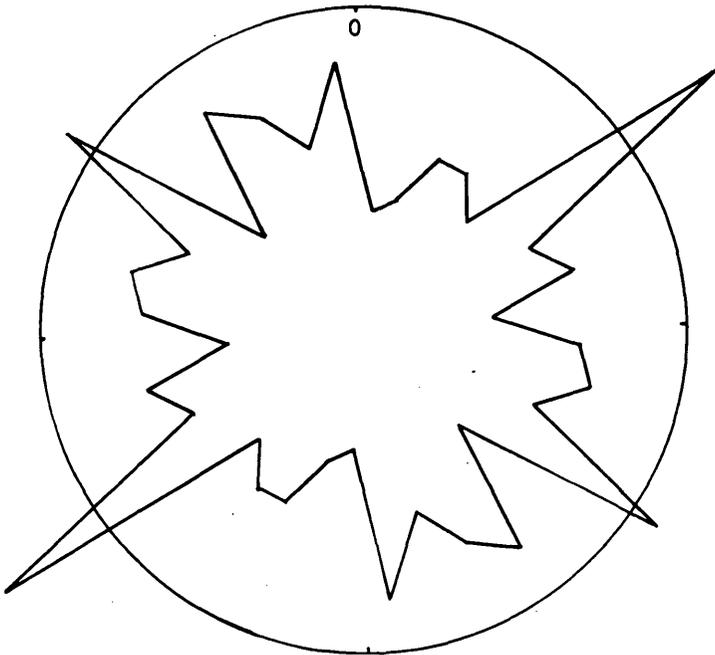
BLASERDECKE
739 Messungen



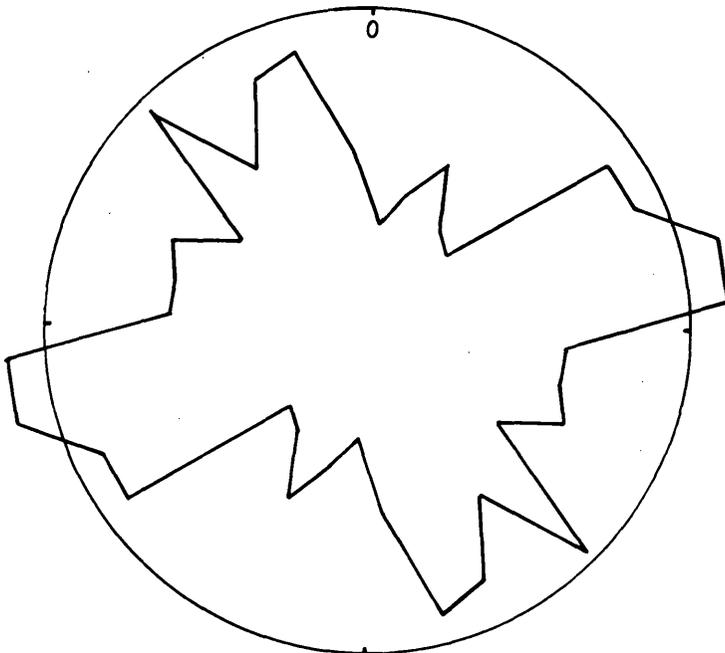
SOCKEL
Hauptdolomit - Nor/Rät 64 Messungen



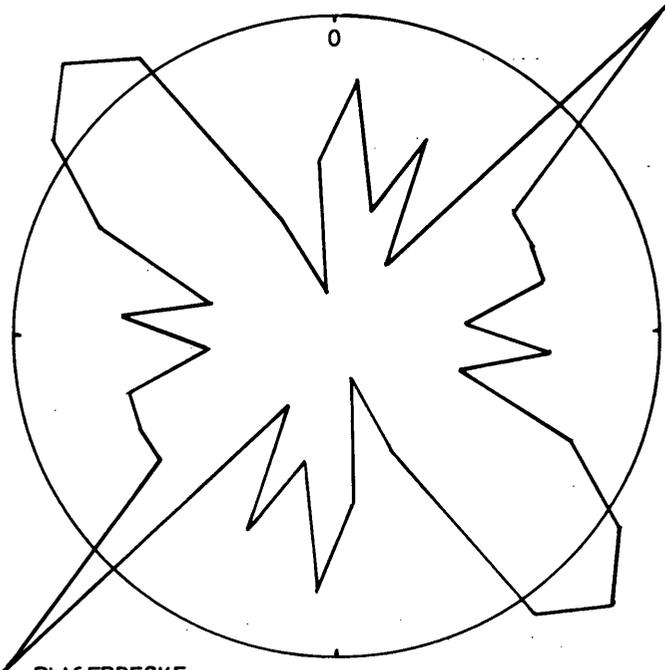
SOCKEL
Metamorpher Kalkkomplex 468 Messungen



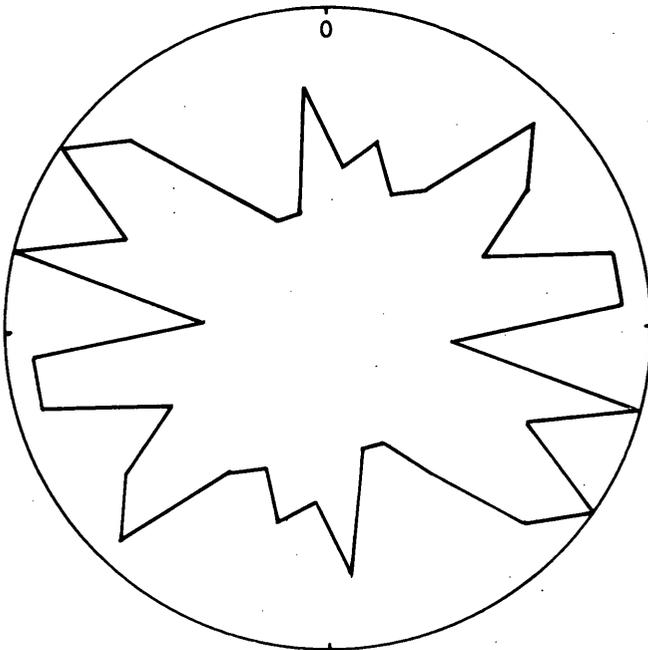
BLASERDECKE
Hauptdolomit-Plattenkalk 231 Messungen



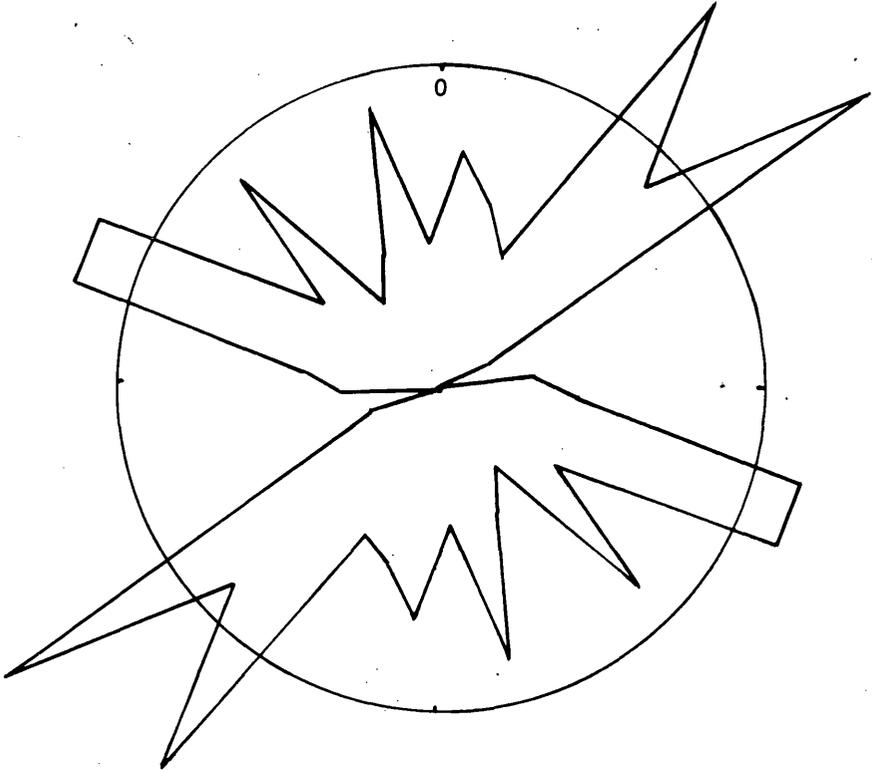
BLASERDECKE
Kössener Schichten 259 Messungen



BLASERDECKE
Liaskalk 92 Messungen



BLASERDECKE
Oberrätkalk 160 Messungen



BLASERDECKE
Grat Roter Kopf - Kesselspitze 84 Messungen

7. Die Liasgesteine der Kesselspitze - Lithologie und Stratigraphie

7.1. Lithologische Ausbildung

Die Gipfelpartien der Kesselspitze werden von den, seit FRECH (1886) bekannten roten Liasgesteinen mit ihrer typischen Ammonitenfauna aufgebaut. Sie fallen schon von weitem durch ihre rote Farbe auf. Bei genauerer Untersuchung ist jedoch festzustellen, daß die Rotfärbung zum großen Teil durch einen roten Verwitterungsüberzug vorgetäuscht wird. In der Abfolge trifft man immer wieder auf graue, gelbliche und schwach rötliche Partien neben Einschaltungen intensiver Rotfärbung. Eine Reihe von Autoren bezeichnet diese Bildungen als Adneter Kalk: FRECH, 1886, S. 356: "...versteinungsreiche typische Adnetherkalke".

KERNER, 1925, S. 106: "Adnether Kalke".

SCHMIDEGG, 1956, S. 278: "Weinrote bis graue mergelige Kalke vom Typus Adneter Kalke".

TOLLMANN, 1963, S. 87: "...typischer roter Adneter Kalk".

Eine genaue lithologische Beschreibung ist in dieser Literatur bisher nicht niedergelegt.

Die Gesamtfolge der "Adneter Kalke" auf der Kesselspitze ist in einer Mächtigkeit von ca. 16 m aufgeschlossen. Der Wechsel von grauem Oberrätkalk zu der gelblich-rötlichen Ausbildung des überlagernden Liaskalkes ist sedimentär. Im Profil ist der Übergang durch einen hard-ground gekennzeichnet. Im unteren Teil des Profils (etwa 10 m) sind die Kalke im Bereich von 30 cm bis 90 cm gut gebankt, zum Hangenden hin ist die Bankung auf durchschnittlich 5-10 cm reduziert. Die obersten Lagen mit einer Mächtigkeit von wenigen Dezimetern werden von einem dunkelroten Kalkmergel repräsentiert, der lagenweise in den Schichtfugen flaserige Strukturen führt. Im Anschluß senkrecht zur Schichtung erscheinen diese Flaser als Kalklinsen von mm/cm-Ausdehnung, die von einer tonigen dunkelroten Matrix umgeben sind. Der ganze Liaskalkkomplex ist stark geklüftet, zerschert und von Drucksuturen durchzogen. Die verdrückten Ammoniten und Atractiten - fast ausschließlich im oberen Drittel des Profils auftretend - deuten auf eine stärkere Beanspruchung im Zuge der tektonischen Vorgänge.

Fossilien treten im gesamten Profil auf, lagenweise mehr oder weniger gehäuft: Echinodermenreste, Foraminiferen, Ostracoden, Bruchstücke von Brachiopoden (Jungformen), Schwammnadeln, ? Fraßspuren.

Die Basis des Profils beginnt mit einer Bank, deren Liegendes von grauem Kalk gebildet wird, der dann - durch einen hard-ground getrennt - von einem gelblich-grauen bis rötlichen Kalk überlagert wird. Die Färbung ist wolkeig diffus im Gestein verteilt, im Bereich der Drucksuturen verstärkt anzutreffen. Die Färbung in den folgenden Metern wechselt zwischen gräulich, gelblich, beige und rötlich. Einige Lagen im unteren Bereich erscheinen wieder in grauer Farbe. Rote Tonlagen in mm-Stärke sind relativ häufig in Schichtfugen und in Drucksuturen anzu-

treffen. Sie können als Lösungsreste von Drucklösungserscheinungen gedeutet werden. Ansonsten ist der Tongehalt in den ersten 10 Metern des Profils gering. Das obere Drittel des Profils ist dagegen tonreicher ausgebildet, was sich auch in einer intensiveren Rotfärbung der Kalke ausdrückt.

Die höchsten Lagen des Liasprofils (sie bilden z.T. das kleine Gipfelplateau) werden von einem dunkelroten Kalkmergel von ca. 20 cm Mächtigkeit gebildet. Sie sind stark verfaltet und verschiefert. Wechsellagernd kommen einheitlich dunkelrote tonige Lagen und Partien vor, die an der Oberfläche wulstige rote und gelbliche Flaser zeigen. Die im Anschliff erkennbaren Komponenten sind in einer meist roten, gelegentlich auch gelben, tonig-mergeligen Matrix eingebettet. In senkrecht zur Schichtung orientierten Schlifflagen haben diese Bildungen ein konglomeratisches Aussehen. Meistens ist die Grenze Matrix/Komponente scharf ausgebildet. Aber auch undeutliche Übergänge, durch Material und Farbe bedingt, kommen vor. Gelegentlich sind die Komponenten an den Rändern ausgefranst und aufgegliedert, die entstandenen Zwischenräume mit Matrix ausgefüllt. Als Komponenten sind alle Kalktypen hinsichtlich Ausbildung, Mikrofazies und Pigmentierung zu finden, die im unterlagernden Liasprofil enthalten sind. Die Matrix führt meist mehr Mikrofossilien und Quarz als die Komponenten. Zwei Arten von Drucksuturen sind charakteristisch: die einen durchschlagen Komponenten und Matrix, andere umschließen häufig vollständig die Komponenten oder sind nur an der Basis der Komponenten ausgebildet. Anreicherungen von Erz (Hämatit) sind relativ häufig zu beobachten.

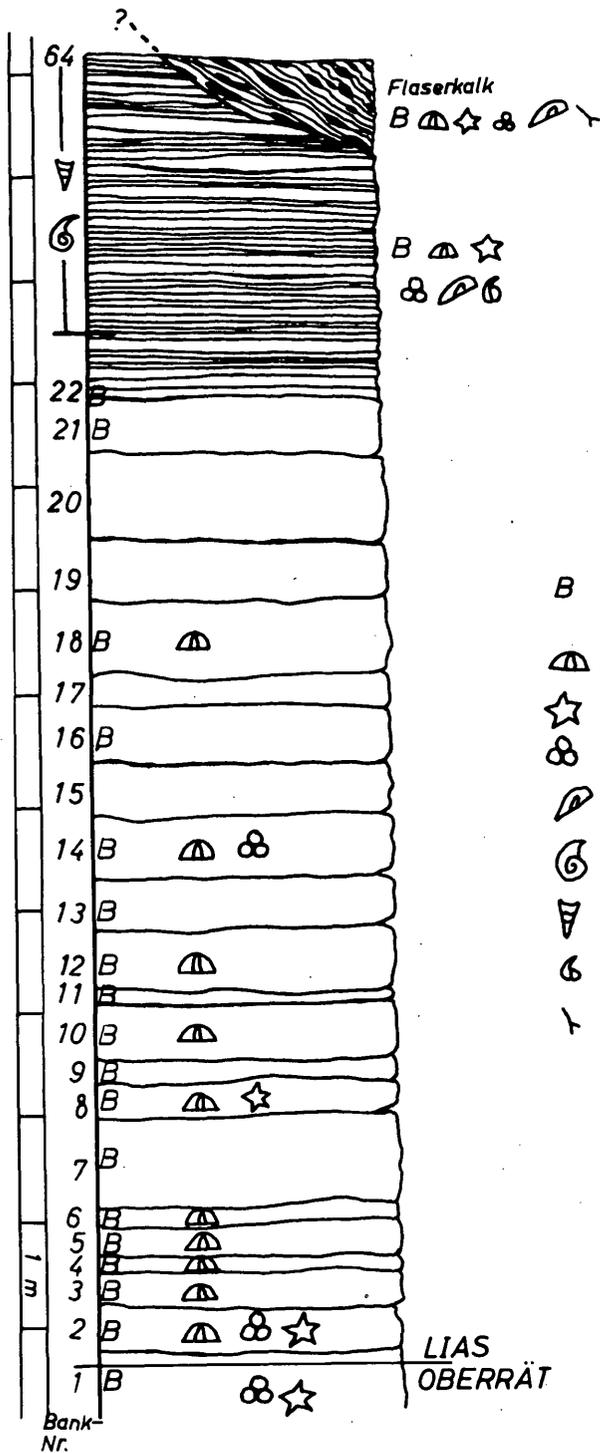
7.2. Kurze Bemerkungen zum Profil

Eine ausführliche Schichtbeschreibung findet sich in der Diplomarbeit (F. Turinsky, 1975, S. 47-75).

Das basalste Schichtglied wird von einem mittelgrauen, stark zerklüfteten, biogenführenden (Biogene im wesentlichen aus Echinodermatenresten bestehend) aufgebaut. Darüber folgt getrennt durch einen von einer Drucksutur überarbeiteten hard-ground ein gelblich-grauer bis rötlicher Kalk (Mikrite bis biogenführende Mikrite). Die etwa 10 m mächtigen grobgebankten Kalke zeigen mikrofaziell nur sehr geringe Unterschiede (Mikrite bis Biomikrite). Im Übergangsbereich zu den Bänken geringerer Mächtigkeit treten tonige Lagen im mm- bis cm-Bereich auf. Die dünnbankigen Biogenkalke führen zum Teil lagenweise Fossildetritus, vorwiegend aus Echinodermen, Foraminiferen, Ostracoden und selten Brachiopoden bestehend. Dort wo die reichen Biogenlagen auftreten, setzen auch die ersten Ammoniten und Atractiten ein. Der Top des Profils wird von dunkelroten Kalkmergeln eingenommen, die hier etwas ausführlicher besprochen werden sollen:

- Probe 136 Dunkelrotes verfaltetes und zersichertes Gestein mit hohem Tongehalt; hellrote Flecken; Fossilgrus und Quarzkörner häufig, einzelnes Feldspatkorn; lagige kalzitische Hohlraumausfüllungen; Drucksuturen mit tonigem Lösungsrest; kalzitverheilte Klüfte.
- Probe 137 Dunkelrotes, z.T. gelbliches Gestein an Schichtfugen flaserig ausgebildet; im Schliff senkrecht

PROFIL
DES
LIASKALKES
AUF DER
KESSELSPITZE



B Fossilgrus, im Anschliff
nicht bestimmbar

Echinodermen

Krinoiden

Foraminiferen

Ostrakoden

Ammoniten

Atractiten

Brachiopoden

Schwammnadeln

zur Schichtung erscheinen die Flasern als Kalkkörper mit elliptisch-linsenförmiger Gestalt in dunkelroter, lokal auch gelblicher Matrix; gelegentliche gegen- seitige Abstützung der Kalkkörper, dann meist durch Drucksuturen getrennt; Zwickel mit Matrix ausgefüllt; auch an Rändern ausgefranzte Komponenten wurden beobachtet; Zwischenräume ebenfalls mit Matrix verfüllt; im Schliffbild konglomeratisches Aussehen; große, meist gut gerundete Komponenten in Längsachse gestreckt; Größe der Komponenten im mm/cm-Bereich; wechselnder Gehalt an Biogenen: Ostracoden, Echino- derenreste, Brachiopodenbruchstücke, Schwammnadeln; vereinzelt auch größere spätige Komponenten von grauer Farbe (rekristallisierte Fossilreste); Hohl- räume mit Kalkspat ausgefüllt; nach mikrofazieller Ausbildung und Pigmentierung treten alle Gesteins- typen des unterlagernden Liasprofils auf. Matrix dem Material aus Probe 136 gleichend; höherer Ton- gehalt; höhere Fossil- und Quarzföhrung als in Kompo- nenten. Korngrößen der Matrix lagenweise schwankend (Gradierung); in einem Fall konnte dadurch eine trichterförmige Ablagerung von Matrix zwischen zwei Komponenten beobachtet werden.

Zwei verschiedene Ausbildungen von Drucksuturen :

Typ 1: durchschlägt Matrix und Komponenten;

Typ 2: umgibt Komponenten ganz oder nur teilweise, dann meist an der Basis;

kalzitverheilte Klüfte.

7.3. Vergleich des Liasvorkommens der Kesselspitze mit ähnlichen Vorkommen an anderen Lokalitäten

Im Arbeitsgebiet geht der graue Oberrätkalk kontinuierlich sedimentär in die bunten Kalke des Lias über. Der an anderen Lokalitäten beschriebene Übergang von Kössener Schichten zu der kalkigen Fazies des grauen Basiskalkes mit Limonitkrusten als typischer Leithorizont des Lias (ULRICH, 1960; FABRICIUS, 1966; KUJAWSKI, 1963; u.a.) ist an der Kesselspitze nicht anzutreffen. Vielmehr gleicht der Übergang Trias/Jura im untersuchten Profil den von WENDT (1969) im Sonnwendgebirge, FLÜGEL & TIETZ (1971) bei Adnet und WILMERS (1971) in der Thierseemulde beschriebenen Grenzen. Bei den letztgenannten Autoren greift die Liassedimentation in meist roter Ausbildung auf oberrätische Riffkalke über, wobei Unebenheiten in der Riffoberfläche (Spalten etc.) zuerst ausgefüllt werden. Die Ablagerung des grauen Basiskalkes scheint demnach nur in Bereichen erfolgt zu sein, wo Kössener Schichten die Hangendgrenze der Trias bilden. Der Oberrätkalk ist durch das Vorkommen von Thecosmilien datiert. Auf der Kesselspitze ist er jedoch nicht in typischer Rifffazies ausgebildet. JURGAN (1969) stellte anhand von Ammoniten fest, daß die Graukalkfazies einen Teil der Rotkalkfazies vertreten kann. Auf der Kesselspitze könnten somit die hangenden Partien des grauen Oberrätkalkes bereits in den Jura gehören. Der Übergang Trias/

Jura geschah im Arbeitsgebiet keineswegs abrupt, sondern kontinuierlich, wobei es auch noch in den unteren Bereichen der gefärbten Liaskalke zur Ablagerung grauer Kalkpartien kam (s. Profilbeschreibung). Wie schon im ersten Teil der Arbeit beschrieben, enthält auch der Oberrätkalk in seinen oberen Bänken rötliche Einschaltungen, die als erste Anzeichen für eine Sedimentationsänderung gelten können. Den Hauptanteil des bearbeiteten Liasprofils bilden die meist rötlich und gelblich pigmentierten, gut gebankten Kalke. Sie sind in ihrer Ausbildung vergleichbar mit dem von WÄHNER (1886, in FABRICIUS, 1966) beschriebenen "Bunten Cephalopodenkalk", dem schwach tonigen Roten Bankkalk bei FABRICIUS (1966) und den von JURGAN (1969) erwähnten Rotkalken bei Berchtesgaden ("Hellrote Kalke, übergehend in eine plattige, kräftige, geflaserte Ausbildungsform"). Auch WENDT (1969) beschreibt aus dem Sonnwendgebirge einen gebankten roten Jurakalk (Normalfazies). Die tonreicheren, dünner gebankten Kalke in den höheren Lagen des Profils führen gehäuft Ammoniten, Nautiloiden und Atractiten. Stark rot gefärbte Toneinschaltungen treten zwischen gewellten Bankfugen häufig auf. Durch viele feine Drucksuturen mit lokalen Pigmentanreicherungen erscheint das Gestein häufig fleckig. Eine typisch knollige Ausbildung wurde im gesamten unteren Bereich des Profils nicht beobachtet. Erst in den oberen Dezimetern des Profils treten Kalkmergel mit flaserig ausgebildeten Schichtfugen auf. Diese zeigen im Schlift die beschriebene knollige (konglomeratische) Ausbildung des typischen Adneter Kalkes (Knollenflaserkalk).

7.4. Stylolithen (Drucksuturen)

Ein auffallendes Merkmal der Jurakalke auf der Kesselspitze ist das häufige Auftreten von Drucksuturen. Drei verschiedene Typen wurden beobachtet:

- a) Vertikal- (V-) Stylolithen (laut Definition von WAGNER 1964: Stylolith = einzelner Zapfen) stehen senkrecht zur (noch flachliegenden) Schichtung (PLESSMANN, 1972) bzw. schichtparallele Drucksuturen (SEIBOLD, 1953 in WAGNER, 1964). Eine Anzahl von Stylolithen ergeben "schichtparallele Stylolithenflächen" (PLESSMANN, 1972).
- b) Horizontal- (H-) Stylolithen stehen parallel zu den Schichtflächen (WAGNER, 1964), schichtquere Drucksuturen (SEIBOLD, 1953).
- c) Stylolithen, die im höchsten Bereich des Liasprofils die linsenartigen Kalkkörper ganz oder teilweise begrenzen.

Zur Bildung von Stylolithen sind laut WAGNER (1964) folgende Kriterien nötig:

1. Löslichkeit des Muttergesteins
2. Intensität des Druckes
3. Dauer der Druckeinwirkung
4. Durchlässigkeit des Gesteins, freier Porenraum
5. Durchflußstärke der Lösungsmittel
6. Vorgegebene Unstetigkeitsflächen

Stylolithen entstehen an Schichtfugen durch ungleiche Auflösung von beiden Seiten her (WAGNER, 1964). Dieser Vorgang geht unter

Materialverlust vor sich, wobei meist an der Lösungsfläche ein dunkel gefärbter Lösungsrückstand verbleibt (WAGNER, 1964; PLESSMANN, 1972). " Es wurde mindestens soviel Gestein weggelöst, wie die Amplitude der Stylolithen anzeigt. Es kann jedoch ein Vielfaches aufgelöst worden sein." (FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970).

Für die hier behandelte Serie würde das bei der Vielzahl der Drucksuturen bedeuten, daß bei der Profilmächtigkeit von ca. 16 m mit wenigstens mehreren Metern Materialverlust in vertikaler Ausdehnung gerechnet werden muß.

Vertikalstylolithen können bereits durch Überlagerungsdruck entstehen. Horizontalstylolithen kommen durch laterale Einspannung zustande (DUNNINGTON, 1954, in FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970). Mit lateraler Einspannung muß im Zuge der tektonischen Vorgänge im Arbeitsgebiet (z.B. bei Plan II) unbedingt gerechnet werden.

Demzufolge sind V-Stylolithen älter als die H-Stylolithen, da bei letzteren erst später tektonische Kräfte wirksam wurden. Oft konnte in den untersuchten Proben beobachtet werden, daß Drucksuturen kalzitverheilte Klüfte durchschlagen und versetzen. Dies deutet auf eine Drucklösung nach der Diagenese hin. Dagegen können rhythmische Pigmentierungsstreifen, noch ohne erkennbare Drucksuturen, in verschiedenen Proben des Profils auf eine beginnende Drucklösung in noch relativ unverfestigtem Sediment hinweisen ("Lösungsschlieren" b. WEILER, 1957 und SCHMIDT, 1961, in FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970). Auch die z.T. unvollständig ausgebildeten Drucksuturen der Kalkkörper in den Kalkmergeln des Profils sind als beginnende oder unvollständige Drucklösung in noch unverfestigtem Sediment zu erklären. Häufig wurden Klüfte beobachtet, die mit verschieden gefärbtem Kalzit mehrerer Generationen verheilt sind. Diese Klüfte dienten dem Abtransport der gelösten Substanz durch zirkulierende Wässer. Nach FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970, scheidet der gelöste und weggeführte Kalk sich im "Druckschatten" in Gesteinsporen wieder aus, wofür die geringe Porosität der Kalksteine mit Stylolithen sprechen würde. Die Kalke im untersuchten Profil sind wenig porös.

7.5. Zur Frage der Buntfärbung

"Die Farbe der meisten Sedimentgesteine hängt vom relativen Anteil der organischen Substanz und des Eisens, sowie von der Oxidationsstufe des Eisens ab. Bei marinen Kalken wird Rotfärbung durch Zufuhr an Hämatit, Goethit bzw. von amorphem Eisenhydroxid in Zusammenhang mit geringen Sedimentationsraten bewirkt." (FLÜGEL & AGIORGITIS, 1970).

Im untersuchten Profil kommen rote, braune, gelbe und graue Farbtöne vor. Die Färbung des Gesteins durch organische Substanz kann nach einem Glühtest ausgeschlossen werden. Nach Untersuchungen von FLÜGEL & TIETZ (1971) sind die Farbträger für gelbe und braune Sedimentfarben Goethit und Fe-Hydroxide, für graue Pyrit und für rote, rotbraune und violette Sedimentfarben Hämatit verantwortlich (s. auch FABRICIUS, 1966; HINZE & MEISCHNER, 1968; u.a.).

7.5.1. Zur Frage der Herkunft der färbenden Substanzen

Die Herkunft der färbenden Substanzen in den Liaskalken der Alpen beschäftigte eine Reihe von Autoren. FRANK, 1928 und LEUCHS & UDLUFT, 1926 (in FLÜGEL & TIETZ) nahmen eine Einschwemmung von Roterden und Lateriten von trocken gefallenen Triasriffen an bzw. Einschwemmungen oder Einwehungen aus Festländern mit Rotverwitterung. Diese oder ähnliche Theorien stellten auch FISCHER, 1964, und KIESLINGER, 1964 (in FLÜGEL & TIETZ, 1971) auf. Das Hauptargument gegen diese Theorie sehen FLÜGEL & TIETZ (s. S. 39) im Fehlen von allitischen Mineralen, dem geringen Al-Gehalt sowie den geringen Kaolinitmengen. Nach Meinung letztgenannter Autoren wurde das an Tonminerale und im Pyrit der Riffkalke gebundene Eisen bei submariner Erosion und Lösung der Karbonate innerhalb des Bewegungswasserbereiches der Riffoberfläche oxydiert, wobei Goethit und Hydroxide entstanden. HINZE & MEISCHNER (1968) stellten in der Adria fest, daß rezente Einschüttungen von terra rossa nicht unbedingt zur Bildung von Rotsedimenten führen müssen. Erst über den Umweg der Reduzierung der Fe^{3+} -Verbindungen aus den Einschüttungen unter geringer Sedimentüberdeckung (Graufärbung) in zweiwertige Eisenverbindungen, können diese wiederum als Fe^{3+} -Hydroxid ausfallen, wenn sie im oxydierenden Milieu, bei niedrigem pH-Wert und bestimmter Temperatur wieder mit dem Meerwasser in Berührung kommen. Diese amorphen Eisenhydroxide können dann leicht verfrachtet werden und in Senkungsgebieten angereichert, dort zu "Goethit und Hämatit altern". In Übereinstimmung mit BRINKMANN (1935) und CORRENS (1942) in HINZE & MEISCHNER, 1968) stellten auch diese Autoren eine Anreicherung solcher Rotsedimente in relativer Landferne fest. BERNER (1969, in FLÜGEL & TIETZ, 1971) weist jedoch darauf hin, daß derartige Umsetzungen von zweiwertigen in dreiwertige Eisenverbindungen auch im Sediment im Laufe der Diagenese stattfinden können. Übereinstimmung herrscht bei allen Autoren über die Bildung von rot pigmentierten Kalken in ausschließlich gut durchlüftetem, oxydierendem Milieu bei geringen Sedimentationsraten. Als Träger der rot- und gelbfärbenden Eisenverbindungen kommen dendritische Tonminerale (neben Pyrit) in Frage (SEIBOLD, 1955; CAROLL, 1958; PAUL, 1970, in FLÜGEL & TIETZ, 1971). Dies wird auch durch Beobachtungen von ANGINO (1966, in FLÜGEL & TIETZ, 1971) an rezenten Sedimenten auf der Bahamabank bestätigt.

7.6. Deutung der Genese der Liaskalke auf der Kesselspitze

Für die Ausbildung des bunten dickbankigen Kalkes im unteren Profilteil ist eine ruhige Sedimentation anzunehmen, die sich an die Ablagerung der Oberrätkalke kontinuierlich anschließt. Ein Wechsel in der Pigmentierung ist auf veränderte Milieubedingungen zurückzuführen, in deren Folge Eisenverbindungen zu Oxiden und Hydroxiden umgebildet und Organismensubstanz nach FABRICIUS (1966) vollständig abgebaut wurden. Das oxydierende Milieu ist zunächst noch nicht beständig, wie graue Partien im untersten Teil des Profils anzeigen. Vereinzelt hard-grounds deuten auf Sedimentationsunterbrechungen. Drucksuturen weisen auf Substanzverlust hin. Die letztgenannten Erscheinungen nehmen in den dünnbankigen Lagen im höheren Profilteil zu.

Gewellte Bankfugen und höherer Tonanteil deuten auf verstärkte Subsolation mit großem Anteil von Lösungsrückständen (verstärktes Auftreten von Ton und Quarz). Die Anreicherung von Makrofossilien (Ammoniten und Atractiten) könnte im Zusammenhang mit veränderten Strömungsbedingungen stehen. So könnte auch das verstärkte Auftreten von Ton und Quarz als ? terrigene Komponenten eine weitere Erklärung finden.

Die Kalkmergel (Knollenflaserkalk) in den obersten Lagen des Profils stellen eine völlig andersartige Ausbildung in der Liasabfolge dar. Für ihre Entstehung müssen Bedingungen wie Subsolation, subaquatische Rutschungen und Gleitungen sowie submarine Aufarbeitungshorizonte diskutiert werden. In der Literatur wurde ihre Entstehung verschieden gedeutet, wobei jedoch mit lokal unterschiedlichen Bildungsbedingungen gerechnet werden muß. Charakteristisch für die Serie auf der Kesselspitze ist das Auftreten der schon bekannten Gesteinstypen aus dem unterlagernden Liasprofil, bei hier geflaserter Ausbildung in einer tonreichen, stark quarzführenden Matrix. Die im Anschluß senkrecht zur Schichtung als linsenartige Kalkkörper erscheinenden Flaser unterscheiden sich in Pigmentierung und Zusammensetzung von der umgebenden Matrix und sind teilweise von Drucksuturen umgeben, was auf eine Verfestigung vor der Einbettung in die jetzige Matrix schließen läßt. Der Verfestigungsgrad der Komponenten war unterschiedlich fortgeschritten, wie stärker tonige, ausgefranste Kalkkörper beweisen. Matrix und Komponenten sind sicher nicht in situ entstanden, wie die unterschiedliche Verteilung von Komponenten verschiedener Typen zeigt. Bei diesen Sedimenten muß mit einem Transport gerechnet werden, der, wie die flaserige Ausbildung zeigt, in noch nicht endgültig verfestigtem Zustand vor sich gegangen sein muß. Eine Aufarbeitung - etwa im Brandungsbereich - ist wegen des unzerstörten Zustandes auszuschließen. Vielmehr muß der Transport schonend vonstatten gegangen sein, da gelegentlich feine Reste von Mikrofossilien aus den Komponenten unzerstört herausragen (s.a. JURGAN, 1969; KUJAWSKI, mündl. Mitteilung).

In weitgehender Übereinstimmung mit JURGAN (1969) und HUDSON & JENKYN (1969) ist diese Serie genetisch als Resediment aufzufassen: mehr oder weniger verfestigte, der Subsolation unterlegene tonreiche Sedimente wurden im Zuge von submarinen Rutschungen oder Gleitungen in morphologisch tiefer gelegene Bereiche transportiert, wobei es zu Umlagerungen kam und noch nicht vollständig verfestigte und tonreiche Kalklagen zerflasert wurden. Nach der Ablagerung wurde dieses Material während der Diagenese abermals Drucklösungen unterworfen (Typ II der Drucksuturen, die Matrix und Komponenten durchschlagen). Die Quarze in den Dünnschliffproben 136 und 137 sind wenig gerundet, was auf einen kurzen Transportweg hindeutet. Einige Individuen zeigen undulöse Auslöschung, die auf eine tektonische Beanspruchung dieser Körper hinweist.

7.7. Anschliffuntersuchung von Probe 137

Bei dieser Probe handelt es sich um einen roten Flaserkalk, der neben vorwiegend roten Flasern auch gelbe bis bräunlich-gelbe Flasern enthält.

Die röntgenographische Untersuchung ergab, daß die Flasern hauptsächlich aus Kalzit bestehen, daneben konnte ein wenig Quarz und Dolomit nachgewiesen werden.

Die länglichen ("ausgeplätteten") Flasern liegen in der Schichtung ("ss"), diese abbildend, eingebettet in eine feinkörnige Grundmasse, die ebenfalls zum größten Teil aus Kalzit aufgebaut wird und gegenüber den Flasern deutlich höhere Gehalte an Quarz und Dolomit aufweist. Außerdem konnten röntgenographisch in dieser Grundmasse etwas Illit mit Übergängen (kleiner Anteil) zu Wechsellagerungsmineral Illit-hydratisierter Illit, möglicherweise auch Illit-Montmorillonit sowie etwas Hämatit und Spuren von Kaolinit festgestellt werden.

Die röntgenographischen Untersuchungen wurden an einem selbstregistrierenden Pulverdiffraktometer (Philips-Norelco) mit Graphit-Monochromator (AMR-Advanced Metals Research Corporation), Cu-Anode, Ni-Filter, durchgeführt.

Im Anschliff sind in der feinkörnigen Grundmasse größere Kalzitkörner zu erkennen (vgl. Abb. 1-3), die stellenweise, als Folge einer postkristallinen Deformation, Druckzwillingslamellierung und undulöses Auslöschen beobachten lassen. Örtlich wurden die Druckzwillingslamellen außerdem noch verbogen. Gelegentlich finden sich, eingebettet in der Grundmasse, brecciöse Partien von Kalzit.

Im Flaserkalk treten jüngere Äderchen auf, die mit - gegenüber der Grundmasse - größeren Kalzitkörnern ausgefüllt sind. Auch diese Kalzitkörner weisen häufig noch postkristalline Deformation und als Folge davon Druckzwillingslamellen sowie undulöses Auslöschen auf.

An Erzen konnten, zumeist feinst verteilt, etwas bzw. Spuren von Eisenglanz, Rutil, Brauneisen und Titanit beobachtet werden, wobei Eisenglanz überwiegt. Diese "Erzführung" konnte vorwiegend in der Grundmasse beobachtet werden.

Eisenglanz stellt eine Neubildung dar und liegt teilweise in Aggregaten vor (vgl. Abb. 1-2, 4), häufig jedoch in sehr kleinen Täfelchen nach (0001) in der feinkörnigen Grundmasse des Flaserkalkes, dessen Schichtung ("ss") abbildend. Als Seltenheit konnte eine Pseudomorphose von Eisenglanz nach Magnetit, Martit (vgl. Abb. 4) beobachtet werden.

Rutil tritt sowohl in feinkörnigen, neugebildeten Aggregaten, wohl Verdrängungen von Ilmenit, als auch in relativ größeren, eingesedimentierten Bruchstücken und in Form feinsten, den Flaserkalk zumeist in der Schichtung durchstäubender Körnchen auf. Sowohl in Bezug auf die Farbe, als auch auf die Intensität der auftretenden Innenreflexe weist Rutil Unterschiede auf, wobei die eingesedimentierten größeren Bruchstücke mehr braune Innenreflexe erkennen lassen, während Rutil in den feinkörnigen Aggregaten und in den den Flaserkalk durchstäubenden feinsten Körnchen meist farblose bis lichtgelbe Innenreflexe aufweist.

Stellenweise konnten Bruchstücke von Titanit im Flaserkalk beobachtet werden. Brauneisen durchzieht jüngere Risse im Flaserkalk (vgl. Abb. 2), diese verheilend und bildet örtlich Intergranularfilme in der feinkörnigen Grundmasse des Flaserkalkes.

Pyrit oder andere Sulfide konnten in der vorliegenden Probe nicht nachgewiesen werden. Magnetit und Ilmenit waren ebenfalls nicht zu beobachten, wohl aber feinkörnige Rutil-Aggregate als Neubildung nach Ilmenit und eine Pseudomorphose (Martit) von Eisenglanz nach Magnetit.

7.8. Mineralzusammensetzung der Liaskalkmergel

Zur Kennzeichnung der mineralogischen Zusammensetzung und des Chemismus wurden Röntgenbeugungsanalysen und Röntgenfluoreszenz-Spektralanalysen durchgeführt.

Die Auswertung der Diffraktometeraufnahmen ergaben folgenden Mineralinhalt:

Quarz, Kalzit, Kaolinit, Muskowit, Dolomit und Hämatit, wobei die Gehalte an Quarz, Kalzit und Kaolinit überwiegen, während der Rest nur in geringen Mengen vorhanden ist.

8. Die Ammonitenfauna aus dem Lias der Kesselspitze

Die in der Diplomarbeit beschriebene Ammonitenfauna entstammt dem oberen Drittel des 16 m mächtigen Liasprofils der Kesselspitze. Im unteren Teil des Profils wurden keine Ammoniten gefunden. Ein Teil der Exemplare wurde aus dem Anstehenden geborgen, ein weiterer Teil fand sich im Schutt unterhalb des Gipfels. Weitere Ammoniten wurden mir freundlicherweise vom Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Innsbruck zur Bestimmung überlassen. Laut Beschriftung wurden diese Exemplare bei einer Exkursion im Jahre 1922 aufgesammelt. Die Ammoniten (und Atractiten) sind tektonisch stark beansprucht. Dadurch wurde eine genaue Bestimmung sehr erschwert. Viele Exemplare sind darüber hinaus noch angelöst. Die Maße sind kaum mehr rekonstruierbar. Auch der Windungsquerschnitt ist meist nicht mehr in seiner ursprünglichen Form erkennbar. Die Schale ist bei vielen Exemplaren noch teilweise erhalten.

8.2. Die stratigraphische Stellung der Ammonitenfauna des Lias der Kesselspitze

Aus dem Lias der Kesselspitze bestimmte FRECH (1886, S. 359) folgende Exemplare:

Phylloceras sp. (*heterophyllum*?)
Lytoceras fimbriatum SOW.
Arietites ceras GIEB.?
Nautilus striatus SOW.
Aractites liasicus GUEMB?
Belemnites sp.

TRAUTH, F. (in TOLLMANN, 1963, S. 87) stellte aus dem gleichen Vorkommen folgende Fauna fest:

Phylloceras sp.
Lytoceras sp.
Arietites sp.
Oxynoticeras cf. *subguibulianum* PIA
Oxynoticeras sp.
Paroxynoticeras aff. *salisburgense* HAUER
Paroxynoticeras sp.
Nautilus cf. *araris* DUMORT.
Belemnites sp.

Diese Fauna spricht laut TOLLMANN für Lias Beta, wobei *Nautilus araris* DUM. Lias Gamma anzeigt.

Bei der in der vorliegenden Arbeit bestimmten Fauna sprechen *Amaltheus stokesi* (SOWERBY), *Amaltheus subnodosus* (YOUNG & BIRD) sowie ein nicht näher bestimmbares Exemplar der Familie der Amaltheidae eindeutig für die *margaritatus*-Zone (unteres Domerium, Lias Delta). Ebenso ist *Protogrammoceras meneghini* (BONARELLI) typisch für die *margaritatus*-Zone.

Protogrammoceras celebratum (FUCINI) tritt an der Grenze *davoei*/*margaritatus*-Zone (Wende Lias Gamma/Delta) auf (FISCHER, 1972, S. 70). Diese Form könnte also carixisches Alter (Lias Gamma) anzeigen.

Nodicoeloceras annulatiforme (BONARELLI) glaubte man bisher ins Toarcium (Lias Epsilon) stellen zu müssen. Nach neuesten Untersuchungen von SCHMIDT-EFFING (1972) ist jedoch über die genaue stratigraphische Position dieser Art keine genaue Aussage zu machen. Vorläufer dieser Art können durchaus bereits im Domerium auftreten.

Prodactyloceras mortilleti (MENEGHINI), *Reynoceras ragazzonei* (HAUER) spricht für domerisches Alter. Über das Auftreten dieser Formen im Carixium liegen keine genauen Hinweise vor. Allenfalls könnten Vertreter dieser Art an die Grenze *davoei*/*marginatus*-Zone gestellt werden.

Protogrammoceras isseli (FUCINI) ist aus dem Carixium bekannt, wo fast ausschließlich dichtberippte Formen dieser Art auftreten. Fragliche Vorkommen sind jedoch aus dem Domerium beschrieben worden (s. FISCHER, 1972, S. 68).

Die anderen oben angeführten Ammoniten haben geringen Leitwert, sind aber alle aus dem oberen Carixium und Domerium bekannt. Die hier beschriebene Fauna aus dem Lias der Kesselspitze spricht für oberes Carixium (*davoei*-Zone, Lias Gamma) und

unteres Domerium (*marginatus*-Zone, Lias Delta).

Damit ergibt sich ein deutlicher zeitlicher Unterschied zwischen der von FRECH 1886 und TRAUTH (in TOLLMANN, 1963) beschriebenen und der hier behandelten Fauna.

Festgestellt werden muß, daß bei dem schlechten Erhaltungszustand der Ammoniten von der Kesselspitze Bestimmungsfehler möglich sind. Die mit "Fragezeichen" versehenen Arten deuten auf die Schwierigkeiten bei der Bestimmung dieser Fauna hin.

Theoretisch besteht die Möglichkeit, daß die von FRECH und TRAUTH bestimmte Fauna aus tieferen Einheiten des Lias-Profiles der Kesselspitze stammt, in denen, wie oben ausgeführt, der Verfasser nicht auf Ammoniten traf.

Die in dieser Arbeit bestimmten Ammoniten aus dem Geologischen Institut Innsbruck, die auf der Kesselspitze bei einer Exkursion in den Zwanzigerjahren geborgen wurden, decken sich altersmäßig mit den vom Autor gefundenen Formen. Zur Klärung des unterschiedlichen Alters der verschiedenen Sammlungen sind Vergleiche erforderlich.

Danksagung

Mein Dank gilt:

Herrn Prof. Dr. W. BLIND, Geologisches Institut Gießen, für die Vergabe der Diplomarbeit;

den Herren Univ.-Prof. Dr. H. MOSTLER und Dr. W. RESCH, Geologisches Institut Innsbruck, für die Überlassung der Ammonitenfauna von der Kesselspitze aus der Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Instituts Innsbruck und für fruchtbare Diskussionen;

Herrn Dr. FREITAG, Geographisches Institut Gießen, für die Beratung bei der Erstellung der topographischen Spezialkarte;

Herrn Dr. V. GÖBEL, Mineralogisches Institut Gießen, für die Überprüfung und Ergänzung der Dünnschliffauswertung;

meinen Kommilitonen cand.min.W.BAUM, cand.min.W.HORN und cand.min.A.WOLTER, Mineralogisches Institut Gießen, für die Erstellung einer Röntgenbeugungsanalyse und einer Röntgenfluoreszenz-Spektralanalyse;

Herrn Doz. Dr. W. TUFAR, Mineralogisches Institut Marburg, für die Herstellung und Auswertung eines Anschliffes;

Herrn Prof. Dr. R. FISCHER, Geologisch-Paläontologisches Institut Marburg, für seine große Hilfe bei der Bestimmung der Ammonitenfauna;

den Bewohnern der Ortschaft Trins für ihre Ratschläge und Unterstützung, die mir die Geländearbeit erleichterten.

Literatur

I. Kartierung, Tektonik, Stratigraphie

- DÜNNER, H.: Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. - Diss. Univ. Zürich, 134 S., 1934.
- FRECH, F.: Über ein neues Liasvorkommen in den Stubai Alpen. - Jb. Geol. R.A., 355-360, Wien 1886.
- FUCHS, F.: Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Zentralalpen (Berge westlich des Brenner). - I. Jb. Geol. B.A., 233-284, Wien 1939.
- GEYSSANT, J.: Étude sur la stratigraphie et la tectonique du pic de Kirchdach dans le massif de Serles-Kesselspitze (région du Brenner, Tyrol, Autriche). - Bull. Soc. Géol. France (7), VII (1965), 383-386, 2 Abb., Paris 1966.
- GEYSSANT, J.: Sur la structure du massif du Tribulaun (région du Brenner, Tyrol, Autriche). - Bull. Soc. Géol. France (7), 10 (1968), 436-443, 3 Abb., Paris 1969.
- GEYSSANT, J.: Tectoniques tangentielle successives dans les Alpes du Stubai au Tyrol (NW de Brenner, Autriche). - Revue Géogr. phys. Géol. dynan. (2), 13, 351-358, 4 Abb., Paris 1971
- GEYSSANT, J.: La nappe du Blaser et son substratum (région du Brenner, Tyrol, Autriche). - Bull. Soc. Géol. France (7), 12 (1970), 426-430, 2 Abb., Paris 1972.
- GEYSSANT, J.: Stratigraphische und tektonische Studien in der Kalkkögelgruppe bei Innsbruck in Tirol. - Verh. Geol. B.A. Jg. 1973, H. 3, 377-396, Wien 1973.
- GEYSSANT, J.: Sur la présence d'éléments détritiques cristallophylliens dans la série post-triassique des massifs des Alpes de Stubai (Alpes Orientales Centrales). Conséquences paléotectoniques. - C.R. Acad. Sc., t. 278, Paris 1974.
- KERNER, F. v.: Die Überschiebung am Blaser, westlich vom mittleren Silltale. - Jb. Geol. R.A., 123-160, Wien 1918.
- KERNER, F. v.: Die Überschiebung am Gipfel der Kesselspitze (Stubai). - Verh. Geol. R.A., 106-108, Wien 1925.
- KÜBLER, H. & W.-E. MÜLLER: Die Geologie des Brenner Mesozoikums zwischen Stubai und Pflerschtal (Tirol). - Jb. Geol. B.A., Bd. 105, 173-242, Taf. 13-16, Wien 1962.
- SCHMIDEGG, O.: Neues zur Geologie des Brenner Mesozoikums (Blaserdecke und Serleskamm). - R.v. Klebelsberg-Festschrift der Geol. Ges. Wien, Bd. 48d Mitt. 1955, 271-295, Wien 1956.
- TOLLMANN, A.: Ostalpen-Synthese. - 256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke) 1963.

II. Lithologie der Liaskalke

- FABRICIUS, F.: Faziesentwicklung an der Trias/Jura-Wende in den mittleren Nördlichen Kalkalpen. - Z. Deutsch. Geol. Ges., 113, 2/3, 311-319, 3 Abb., Hannover 1962.
- FABRICIUS, F.: Beckensedimentation und Riffformung an der Wende Trias/Jura in den Bayrisch-Tiroler Kalkalpen. - Internat. Sediment. Petrograph. Ser. 9, 143 S., 27 Taf., Brill/Leiden 1966.

- FLÜGEL, E. & G. AGIORGITITS: Rotsedimentation im Trogkofel-Kalk (höheres Unterperm) der Karnischen Alpen. - Österr. Akad. Wiss., Anz. math.-naturw. Kl., 1970, 173-178, 2 Tab., Wien 1970.
- FLÜGEL, E. & F.G. TIETZ: Über die Ursachen der Buntfärbung in Oberrät-Riffkalcken (Adnet, Salzburg). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 139, 1, 29-42, Stuttgart 1971.
- FÜCHTBAUER, H. & G. MÜLLER: Sedimente und Sedimentgesteine, Sediment-Petrologie II, 726 S., Stuttgart 1970.
- HINZE, C. & D. MEISCHNER: Gibt es rezente Rot-Sedimente in der Adria? - Marine Geology, Vol. 6, No. 1, 53-71, Amsterdam 1968.
- HUDSON, J.D. & H.C. JENKYN: Conglomerates in the Adnet Limestones of Adnet (Austria) and the origin of the "Scheck". - Jb. Geol. Paläont. Mh., 552-558, Stuttgart 1969.
- JURGAN, H.: Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Alpen. - Geol. Rdsch., 58, 464-501, Stuttgart 1969.
- KUJAWSKI, D.: Geologische Kartierung des Adneter Kalkes zwischen Passil-Alm und Schleimsattel am Achensee (Tirol/Österreich). - Unveröff. Diplom-Kartierung, 32 S., Gießen 1973.
- PLESSMANN, W.: Horizontalstylolithen im französisch-schweizerischen Tafeljura und ihre Einpassung in den regionalen Rahmen. - Geol. Rdsch., 61, 1, 332-347, Stuttgart 1972.
- ULRICH, R.: Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee. - Geologica Bavarica, 100-151, München 1960.
- WAGNER, G.H.: Kleintektonische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Ries. - Geol. Jb., 81, 519-600 (S. 531 ff.), Hannover 1964.
- WENDT, J.: Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalkes im Sonwendgebirge (Tirol/Österreich). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 132, 2, 219-228, Stuttgart 1969.
- WENDT, J.: Stratigraphische Kondensation in triadischen und jurassischen Cephalopodenkalcken der Tethys. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1970, H. 7, 433-448, Stuttgart 1970.
- WILMERS, W.: Geologie der Mulde vom Thiersee zwischen Landl und Kufstein in Tirol (Nördliche Kalkalpen). - Diss. Berlin, 75 S., 21 Taf., Berlin 1971.

III. Stratigraphie und Ammoniten der Liaskalke

- BETTONI, A.: Fossili domeriani della Provincia di Brescia. - mém. Soc. paléont. Suisse, 27, 88 S., 9 Taf., Genf 1900.
- CAMPANA, D. del: I cefalopodi del Medolo di Valtrompia. - Boll. Soc. geol. ital. 19, 3, 555-644, Taf. 7-8, Roma 1900.
- CANTALUPPI, G.: Le ammoniti domeriane della Val Ceppelline (Suello Prealpi Lombarde). - Atti ist. geol. Pavia, 18, 3-50, 1 Abb., 5 Taf., Pavia 1967 (b).
- DAQUÉ, E.: Leitfossilien, Wirbellose des Jura. - (Hrsg. Georg Gürich), Verlag von Gebr. Borntraeger, 582 S., 48 Taf., Berlin 1933.
- DEAN, W.T., DONOVAN, D.T. & M.K. HOWARTH: The liassic ammonite zones and subzones of the North-West European Province. - Bull. Brit. Mus., Geol., 4, 10, 437-505, Taf. 63-75, London 1961.

- FISCHER, R.: *Protogrammoceras* und *Fuciniceras* (Ammonoidea) im Lotharingium und Carixium Mittelitaliens. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 141, 1, 37-80, Stuttgart 1972.
- FUCINI, A.: Cefalopodi Liassici del Monte di Cetona (Teil 1-5). - Paleontogr. ital., 7, 1-90, 40 Abb., Taf. 1-14, Pisa 1901; 8, 91-178, Taf. 12-26, 1902; 9, 125-185, Taf. 19-27, 1903; 10, 275-298, 12 Abb., Taf. 18-21, 1904; 11, 93-146, 16 Abb., Taf. 3-11, 1905 (a).
- FUCINI, A.: Synopsis delle ammoniti del Medolo. - Ann. Univ. toscane, 28, 107 S., 3 Taf., Pisa 1908.
- GECZY, E.: Ammonoides jurassiques de Csernye, Montagne Bakony, Hongrie. - Part II (excl. Hammatoceratidae). - Geol. hungarica Ser. Palaeont. 35, 1-413, 65 Taf., Budapest 1967.
- GEYER, G.: Über die liassischen Cephalopoden des Hierlitz bei Hallstatt. - Abh. d. K.K. Geol. R.A. Bd. XII, Nr. 4, 212-286, 4 Taf., Wien 1886.
- MENECHINI, J. (GIUSEPPE, G.A.): Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique (Lias supérieur) de Lombardie et de l'Appenin central. - Stoppani Paléont. Lombarde, 4, 184 S., 31 Taf., Milano 1867.
- MONESTIER, J.: Ammonites du Domérien de la région sud-est de l'Aveyron et de quelques régions de la Lozère à l'exclusion des Amalthéides. - Mém. Soc. géol. France, N.S., 10, Mém 23, 102 S., 11 Taf., Paris 1934.
- MOORE, R.C.: Treatise on Invertebrate Paleontology Part L. - Geol. Soc. of America and University of Kansas Press 1957.
- MÜLLER, A.H.: Lehrbuch der Paläozoologie, Bd. II Invertebraten, Teil 2, Jena 1960.
- PINNA, G.: Revisione delle ammoniti figurate da GIUSEPPE MENECHINI nelle tav. 1-22 delle "Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique" (1867-1881). - Mem. Soc. ital. Sci. natur., 18, 1, 7-21, Taf. 1-6, 2 Abb., Milano 1969.
- SCHMIDT-EFFING, R.: Die Dactyloceratidae, eine Ammonitenfamilie des unteren Jura. - Münster. Forsch. Geol. Paläont. 25/26, 255 S., 31 Abb., 2 Tab., 19 Taf., Münster 1972.
- SCHRÖDER, J.: Die Ammoniten des jurassischen Fleckenmergels in den Bayerischen Alpen. - Palaeontographica, A 58, 115-232, Taf. 4-8, 1927; 59, 1-110, Taf. 1-4, Stuttgart 1928.

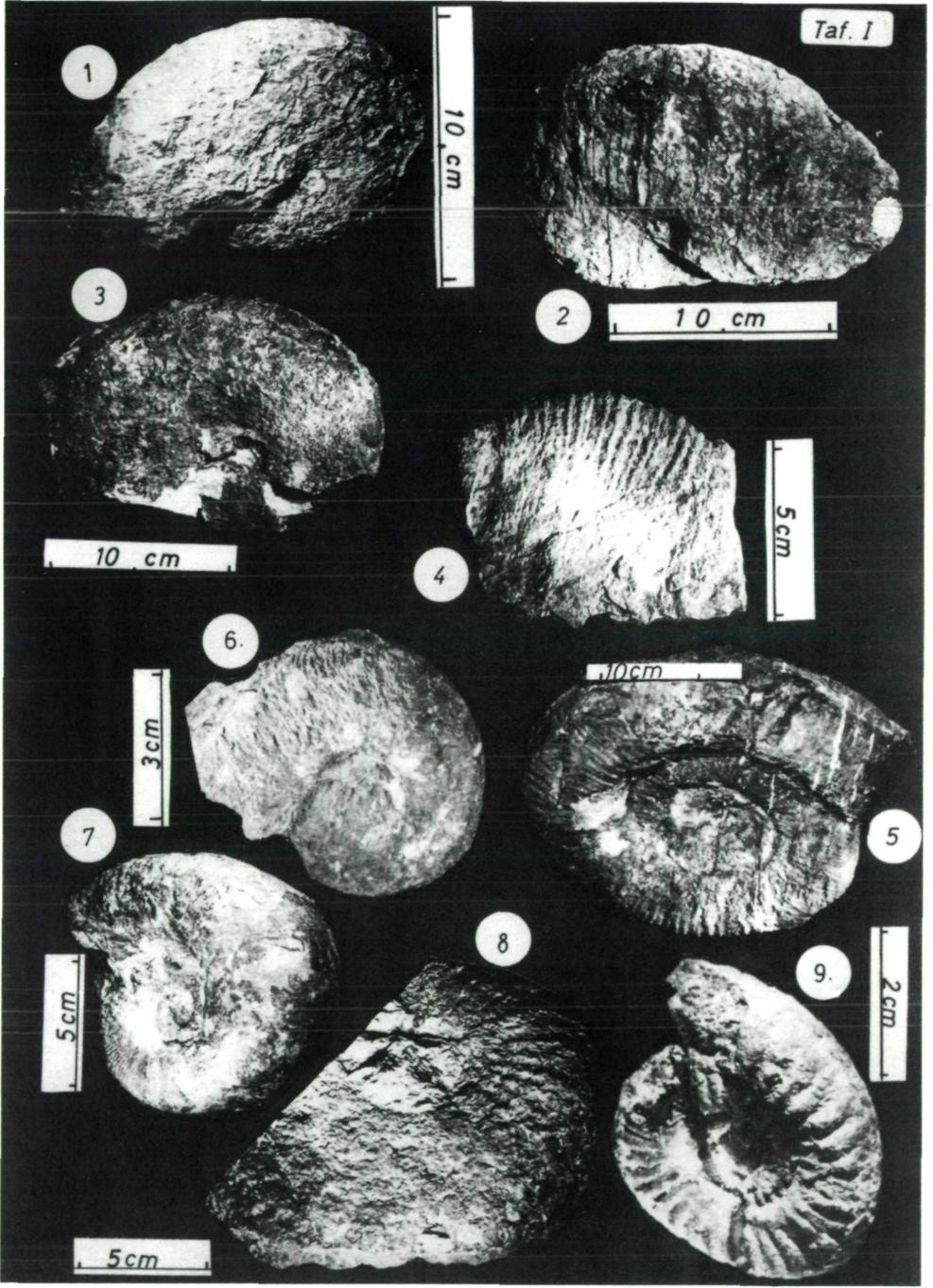
Tafelerläuterungen

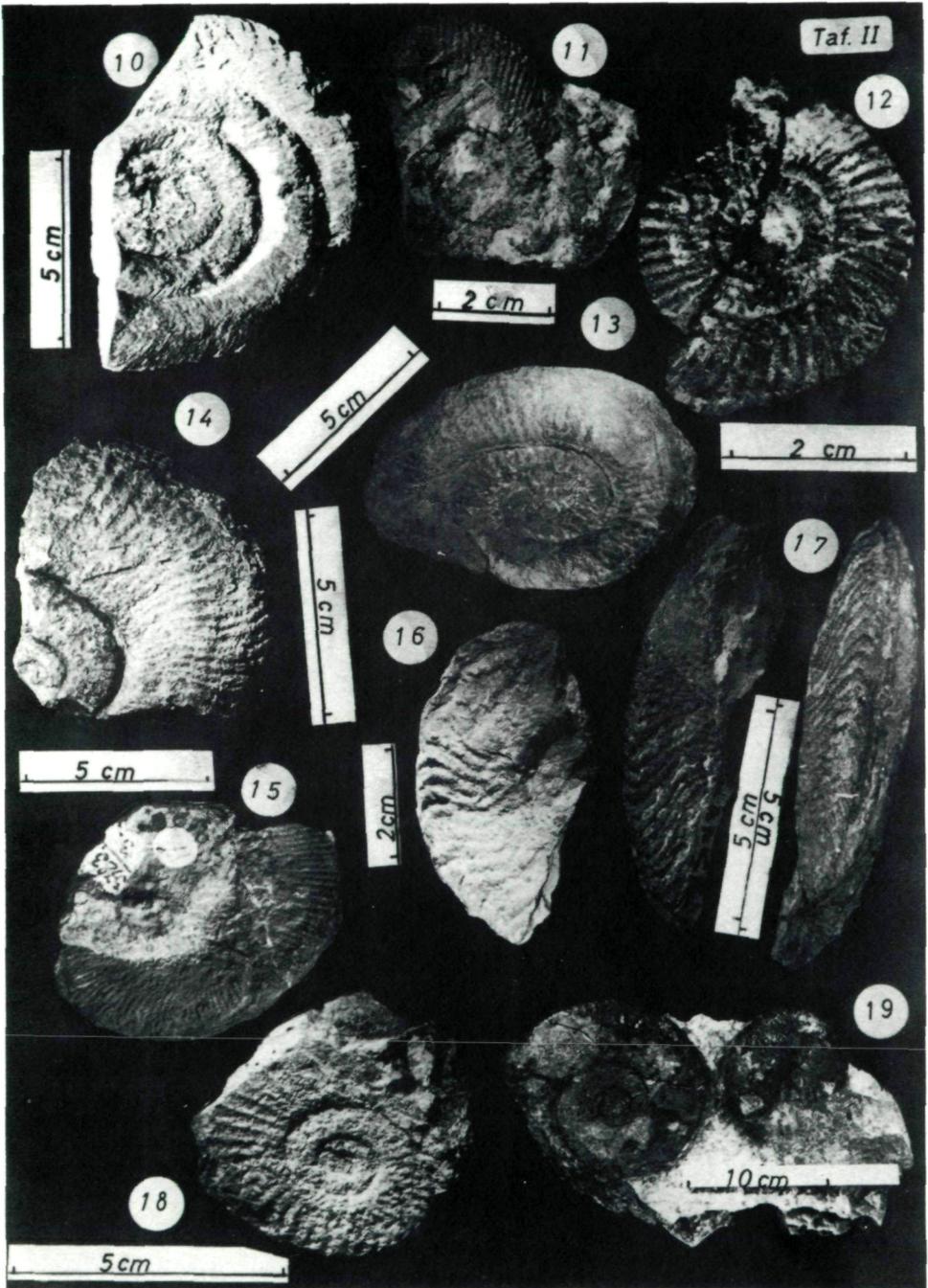
TAFEL 1

- Abb. 1 *Phylloceras* sp.
- Abb. 2 *Phylloceras* sp.
- Abb. 3 *Calliphylloceras* sp.
- Abb. 4 *Partschiceras* sp.
- Abb. 5 *Lytoceras cornurolandi* BETTONI
- Abb. 6 *Lytoceras sutneri* GEYER?
- Abb. 7 *Lytoceras sutneri* GEYER?
- Abb. 8 *Amalthens stokesi* (SOWERBY)
- Abb. 9 *Amalthens subnodosus* (YOUNG & BIRD)?

TAFEL 2

- Abb. 10 *Prodactylioceras mortilleti* (MENE GHINI)
- Abb. 11 *Prodactylioceras mortilleti* (MENE GHINI)
- Abb. 12 *Reynesoceras ragazzonei* (HAUER)?
- Abb. 13 *Nodicoeloceras annulatiforma* (BONARELLI)?
- Abb. 14 *Protogrammocer as meneghini* (BONARELLI)
- Abb. 15 *Protogrammocer as isseli* (FUCINI)
- Abb. 16 *Protogrammocer as celebratum* (FUCINI)
- Abb. 17 *Protogrammocer as pectinatum* (MENE GHINI)
- Abb. 18 *Arieticer as algovianum* (OPPEL)
- Abb. 19 Unbestimmbare Harpoceratide und *Phylloceras* sp.





S

Profile zur Geol. Karte der Kesselspitze

(Serlesgruppe/Tirol) v. F. TURINSKY

M.: 1 : 3000

BLASERDECKE (OBEROSTALPIN)

- LIAS
 - Liaskalkmergel
 - Liaskalk ("Adneter Kalk")
- RÄT
 - Oberrätkalk
 - Kössener Schichten
- NOR
 - Plattenkalk
 - Hauptdolomit

SOCKEL (MITTELOSTALPIN)

- NOR
 - Metamorpher Kalkkomplex
 - Hauptdolomit



Podeile Mähder

Kesselspitze
2728 m † ü.NN

- 2700 m

- 2600 m

- 2500 m

- 2400 m

PROFIL I

W

E NW

SE

Kesselspitze 2728 m ü.NN

Profilknick

STUBAITAL

- 2700 m

- 2600 m

- 2500 m

PROFIL II

Geologische Karte
der Kesselspitze
(Serlesgruppe, Tirol)

Aufgenommen in den Jahren
1972/73
von F. TURINSKY

BLASERDECKE (OBEROSTALPIN)

LIAS		Lias kalkmergel
		Lias kalk ("Adneter Kalk")
		Oberradbalk
		Kossener Schichten (Kalk, Mergel, Tone)
		Plattenkalk
NOR		Hauptdolomit

SOCKEL (MITTELSTALPIN)

NOR		Metamorpher Kalk- komplex (Marmor, Phyllite, Glimmerschiefer)
		Nor/Rat Übergangsgesteine (Kalk, Dolomite, Phyllite)
		Hauptdolomit
		Schuttfächer
		Bladwerk
		Steinkarte
		Grat
		Überschiebungsbahn
		Störungen, Brüche

0 

Maßstab 1:3000

STUBAITAL

Valschwert

OTMOSCHIB

Pödeile, Mäher

