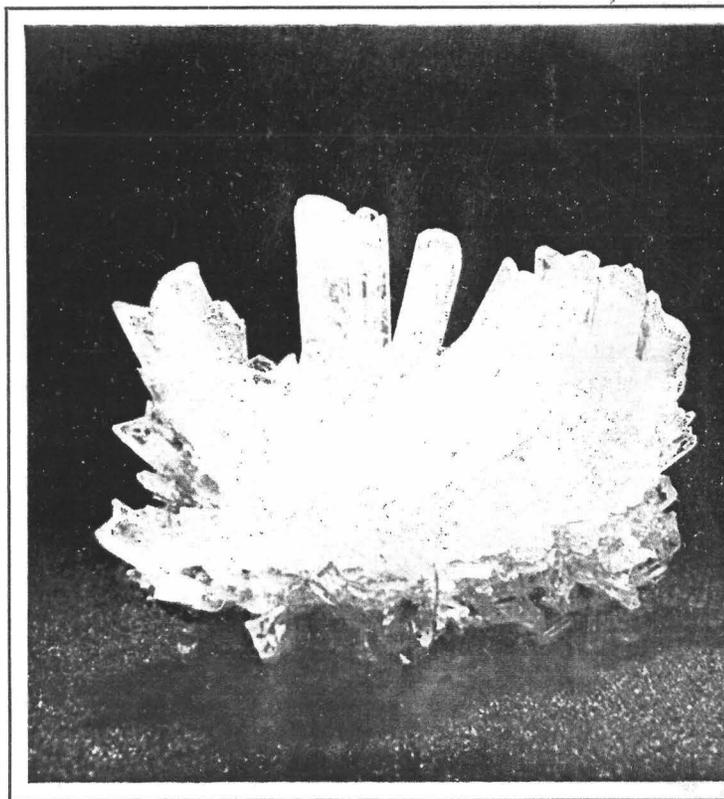


Veröffentlichungen aus dem HAUS DER NATUR in Salzburg

mit Beiträgen zur naturwiss. Erforschung des Alpenraumes



3

Jg. 17 (N. F. d. Abt. II)

Herausgegeben von

**Prof. Dr. E. P. Tratz, Prof. Dr. E. Stüber und
Univ.-Doz. Dr. W. Del-Negro**, Leiter der

Arbeitsgruppe für Geologie, Mineralogie und Höhlenkunde

I N H A L T

1. FRITSCH, Wolfgang, Das Kristallin von Mittelkärnten und die Gurktaler Decke (mit 1 Falltafel)	1
2. DEL-NEGRO, Walter, Randbemerkungen zur Ostalpensynthese	28
3. PIPPAN, Therese, Bericht über geomorphologische Beobachtungen im norwegischen Gebirge	36
4. VOGELTANZ, Rudolf, Bericht über die Großsprengungen im Wimberg- und Kirchenbruch (Adnet) der KIEFER Ges. m. b. H. im Oktober 1964 (mit 2 Abb.)	44
5. VOGELTANZ, Rudolf, Conodonten — fossile Reste unbekannter Lebewesen (mit 6 Abb.)	49
6. NOWAK, Herbert, Die Vulkane von La Palma (Kanarische Inseln) (mit 1 Abb.)	57
7. VOGELTANZ, Rudolf, Bericht 1964 der Abteilung für Geologie und Mineralogie am HAUS DER NATUR in Salzburg	65
8. ABEL, Gustave, Jahresbericht 1964 der Abteilung für Höhlenkunde am HAUS DER NATUR in Salzburg	66
9. Unsere Mitarbeiter (Anschriften-Verzeichnis)	69
10. Büchereinlauf	70

Unser Umschlagbild zeigt eine Gips-Druse (Dürrnberg bei Hallein)
(Foto. O. Anrather, Salzburg)

ORGAN DER NATURWISSENSCHAFTLICHEN ARBEITSGEMEINSCHAFTEN AM HAUS DER NATUR
IN SALZBURG

Für den Gesamthalt verantwortlich: Prof. Dr. Eberhard Stüber, Salzburg, Sinnhubstraße 12

ERSCHEINUNGSWEISE unregelmäßig (maximal 4 Hefte jährlich)

PREIS je Heft zwischen öS 31.- bis ca. 60.-

DRUCK: Buchdruckerei Josef Egger, Imat - Tirol

MM-VERLAG, Salzburg, Mildenburggasse 13



VERÖFFENTLICHUNGEN
aus dem Haus der Natur
in Salzburg

Mit Beiträgen zur naturwissenschaftlichen
Erforschung des Alpenraumes

Herausgeber: Prof. Dr. E. P. Traß,
Prof. Dr. E. Stüber und
Univ.-Doz. Dr. W. Del-Negro

Heft 3 (Abt. II), ¹⁷16. Jahrgang 1965 (Neue Folge)
Arbeitsgruppe für Geologie, Mineralogie,
Höhlenkunde

(Kurztitel: Veröff. Haus d. Natur, Salz., Heft 3, N. F. ⁷16. Jg. d. Abt II)

Inhaltsverzeichnis

Fritsch, Wolfgang, Das Kistallin von Mittelkärnten und die Gurktaler Decke (mit 1 Falttafel)	1
Del-Negro, Walter, Randbemerkungen zur Ostalpensynthese	28
Pippan, Therese, Bericht über geomorphologische Beobachtungen im norwegischen Gebirge	36
Vogeltanz, Rudolf, Bericht über die Großsprengungen im Wimberg- und Kirchenbruch (Adnet) der KIEFER Ges. m. b. H. im Oktober 1964 (mit 2 Abb.) .	44

Vogeltanz, Rudolf, Conodonten — fossile Reste unbekannter Lebewesen (mit 6 Abb.)	49
Nowak, Herbert, Die Vulkane von La Palma (Kanarische Inseln) (mit 1 Abb.)	57
Vogeltanz, Rudolf, Bericht 1964 der Abteilung für Geologie und Mineralogie am HAUS DER NATUR in Salzburg	65
Abel, Gustave, Jahresbericht 1964 der Abteilung für Höhlenkunde am HAUS DER NATUR in Salzburg	66
Unsere Mitarbeiter (Anschriften-Verzeichnis)	69
Büchereinlauf	70

ORGAN DER NATURWISSENSCHAFTLICHEN ARBEITSGEMEINSCHAFTEN
AM HAUS DER NATUR IN SALZBURG

Für den Gesamthalt verantwortlich: Prof. Dr. Eberhard Stüber, Salzburg,
Sinnhubstraße 12

ERSCHEINUNGSWEISE unregelmäßig (maximal 4 Hefte jährlich)

PREIS je Heft zwischen öS 31.- bis ca. 60.-

DRUCK: Buchdruckerei Josef Egger, Imst - Tirol

MM-Verlag  Salzburg-Parsch

Mildenburggasse 13

Das Kristallin von Mittelkärnten und die Gurktaler Decke

von

WOLFGANG FRITSCH

(Lagerstättenuntersuchung der OAMG in Knappenberg)
Mit 1 Faltafel

Inhaltsübersicht

- A) Einleitung
- B) Untersuchungsergebnisse 1957 – 1960
- C) Untersuchungsergebnisse 1960 – 1964
- D) Serienparallelisierung im Mittelkärntner Kristallin
- E) Gurktaler Überschiebung und zentralalpines Mesozoikum
- F) Metamorphoseverhältnisse im Permo-Mesozoikum
- G) Schlußfolgerungen

A) Einleitung

Die Untersuchungen einer Arbeitsgemeinschaft zwischen den geologischen Instituten der Hochschulen von Clausthal, Tübingen, Wien und der Lagerstättenuntersuchung des Eisenerzbergbaues Hüttenberg, an denen seit 1957 insgesamt etwa 40 Mitarbeiter (s. Lit.-Verz.) beteiligt waren, haben das Mittelkärntner Kristallin in einem neuen Lichte erscheinen lassen. Dieser Aufsatz soll nun eine Zusammenfassung der bisherigen Arbeitsergebnisse der Kartierungen 1:10.000 sowie die sich daraus ergebende Stellungnahme zum Problem der Gurktaler Decke bringen.

Bisher war es allgemein üblich, im tektonisch höheren Ostalpin, abgesehen von den neogenen Bedeckungen, drei wesentliche geologische Einheiten als Zyklen zu unterscheiden. Der oberste Zyklus A, das Alpidikum, ist das Mesozoikum bis hinunter zum Oberkarbon, durch eine deutliche, überall vorhandene Transgressionsdiskordanz von der nächsttieferen Einheit B, dem Altpaläozoikum abgetrennt. Zu B rechnete man nicht nur die fossilbelegten Teile im Hangenden, sondern auch als gleich altes tieferes tektonisches Stockwerk (bzw. Stockwerke) Gesteine in phyllitischer (epizonaler) Metamorphose, die mit den oberen durch Übergänge eng verknüpft sind. Naturgemäß mußte für diese Abfolge eine variszische Tektonik und Metamorphose angenommen werden, weil die Mesozoikum-Einheit (A) jenen Bau diskordant überlagert.

Unter der altpaläozoischen Gruppe (B) ist nun von einer Transgressionsdiskordanz nichts zu bemerken. Aber vielfach besteht ein Meta-

morphosesprung zum mesozonalen Kristallin (C) darunter. In diesem Komplex C wurden schon lange in den untersten Partien auch Anklänge an die Katazone festgestellt. Es erschien plausibel und als naheliegendste Erklärung, daß zwischen B und C eine regionale Diskonformität besteht. Da bei solchen Anschauungen auch ein größerer Altersunterschied zwischen B und C zu vermuten war, bezeichneten die Geologen um die Jahrhundertwende das tiefe Kristallin (C) als „Altkristallin“. Mit diesem Namen sollte einerseits der Gegensatz zu dem aus mesozoischen Gesteinen hervorgegangenen Kristallin des Penninikum aufzeigt und andererseits ein größeres Alter als Altpaläozoikum (z. B. Präkambrium) und auch eine vorvariszische Metamorphose postuliert werden.

Wenig später traten bereits Ansätze auf, das „Altkristallin“ in sich zu gliedern, wofür als Beispiel die Bretsteinserie angeführt sei. SCHWINNER (1927) versuchte eine erste detailliertere Einteilung der Gesamtabfolge durch Aufstellung von Serien, die er von unten nach oben numerierte (I – III b), wobei er wenigstens zwei geologische Zyklen allein innerhalb der Altkristallinfolge (C) vermutete.

Die neuen Untersuchungen, die auf einer 1:10.000-Kartierung einer etwa 700 km² großen Fläche im Mittelkärntner Raum basieren, waren auch rein kartierungstechnisch ein großer Fortschritt, weil nun gegenüber den älteren Kristallinkarten der Ostalpen auch die Bruchtektonik die ihr zukommende Würdigung erfuhr. Dazu ist zu sagen, daß bei kleinerem Maßstab als 1:10.000 eine Auflösung des Verwerfernetzes etwa der Saualpe praktisch unmöglich wäre.

Während des Fortganges dieser Arbeiten traten Zweifel an den oben beschriebenen Vorstellungen auf, sodaß wir gezwungen waren, ein wesentlich anderes Gedankengebäude zu errichten, um mit den vielen neuen Beobachtungsdaten in Einklang zu bleiben. Es soll aber nicht unerwähnt bleiben, daß etliche dieser Neuerungen, wie z. B. die Annahme einer variszischen Regionalmetamorphose des „Altkristallin“, schon von A. MOHR (1923), später von F. ANGEL (1939), A. PILGER (1942), E. CLAR (1953) und K. METZ (1953, S. 42) veröffentlicht worden sind.

B) Untersuchungsergebnisse 1957 – 1960

Die wesentlichen Erkenntnisse, die bis 1960 gewonnen werden konnten (FRITSCH, MEIXNER, PILGER und SCHONENBERG 1960), waren:

1) Der Stil und die Dichte der Bruchtektonik, des jüngsten tektonischen Elementes, die durch die Aufschlüsse im Eisenerzbergbau Hüttenberg (CLAR und MEIXNER 1953) erkannt sowie mechanisch gedeutet und aufgelöst wurden, gelten auch für das ganze übrige Kristallengebirge mit oder ohne Vererzung. Es ist das eine früher oft

anders gedeutete Tatsache; sie konnte nur durch die in der Saualpe geübte Detailkartierung erkannt werden und erlaubt im weiteren auch die Auflösung der Schichtfolge im Kristallin.

2) Diese letztere Erkenntnis war der Haupterfolg der Untersuchungen und führte zur Aufstellung einer Normalabfolge (Idealprofil) der kristallinen Schiefer im vorerst schmalen Raum um Hüttenberg und der nördlichen Saualpe. Das Kristallinprofil wurde von der mittleren Epizone bis hinunter zur oberen Katazone völlig lückenlos und aufwärts bis in die Anchizone ungefähr bekannt; man kann dabei 7 Karbonatgesteins-(Marmore bis Kalksilikatgesteine) und 8 Vulkanit- bis Metabasit-Horizonte auseinanderhalten.

Damit ist es klar geworden, daß die Bezeichnung Bretsteinserie, die bislang für den Hüttenberger Raum gängig war, nicht zutrifft. Die Marmore und Amphibolite haben nämlich trotz interner Verfaltung im wesentlichen eine parallel zur Hauptschieferung liegende recht weite flächenmäßige Verbreitung, gegen die die Vertikalabstände dieser Horizonte größenordnungsmäßig zurücktreten. Durch eine einfache, etwa auch liegende Verfaltung ist diese Abfolge nicht zu erklären. So etwas wäre nach der Sachlage, da z. B. jeder der Marmor- oder Metabasithorizonte auch ganz bestimmte, primäre gesteinsmäßige Charakteristika aufweist, geradezu auszuschließen. Dagegen bleibt die Deutung als Stapelung von faziell unterscheidbaren Decken oder als primäre stratigraphische Abfolge oder als Kombination von beiden offen.

3) In der Kristallinabfolge nimmt der Metamorphosegrad von oben nach unten, ganz den theoretischen Vorstellungen entsprechend, allmählich und gleichmäßig zu. Unter diesen Umständen ergibt sich allein aus der Analyse des Metamorphosezustandes auch der häufigeren Gesteinsarten eine Aussage über die Stellung oder Höhenlage im Kristallinprofil. Weiters ist dadurch einwandfrei erwiesen, daß die metamorphe Kristallisation nach dieser Anordnung der Kristallinschichtfolge stattfand und danach durch keine sehr bedeutenden späteren tektonischen Bewegungen (ausgenommen Bruchtektonik) mehr in Unordnung gebracht worden sein kann. Nur bei den allertiefsten Schichten, die jetzt auf Grund der Untersuchungen von A. PILGER und N. WEISSENBACH (1964) und P. OBERMANN (1964) durch den Namen Kliening-Kristallin herausgehoben und mit der Wolfsberger Serie (BECK-MANNAGETTA 1951) und dem Stubalpenkristallin F. HERITSCH und CZERMAK 1923) parallelisiert werden, liegt ein Ausnahmefall vor, in dem weniger Metamorphes den Untergrund bildet.

C) Untersuchungsergebnisse 1960 - 1964

Die weiteren Arbeiten (KAMP und WEISSENBACH 1961, THIEDIG 1962, 1965, STREHL 1962, WEISSENBACH 1963, CLAR, FRITSCH,

MEIXNER, PILGER und SCHONENBERG 1963, FRITSCH 1962, OBERMANN 1964, PILGER und WEISSENBACH 1964, WURM 1964, KLEIN-SCHMIDT 1965) brachten folgende hier festzuhaltende Ergebnisse:

1) Durch zahlreiche Conodonten-Funde gelang die stratigraphische Einstufung des Mittelkärntner Altpaläozoikums vom Llandovery bis ins Oberkarbon IIa (CLAR u. a. 1963, S. 28; STREHL 1962) und die Klärung der Abfolge der fossilbelegten paläozoischen Schichten.

2) Es konnte der bisher fehlende Nachweis des lückenlosen Überganges der Metamorphose von der mittleren Epizone bis hinauf ins fossilführende anchimetamorphe Altpaläozoikum von Mittelkärnten erbracht werden. Der gleiche Befund ergibt sich auch aus der Analyse der tektonischen Strukturen. Überall im Profil herrscht eine WNW-ESE-Achsenrichtung mit einem dazu senkrechten B vor. Der Verformungsstil ist zwar oben und unten recht verschieden, doch durch fließende Übergänge als einheitlicher Vorgang gekennzeichnet (CLAR u. a. 1963, S. 36).

In der Anchizone findet sich bei (Sand-) Tonabkömmlingen schwache Faltung mit Transversalschieferung, in der oberen Epizone intensive Verfältelung mit Transversalschieferung, die in der mittleren und unteren Epizone zu dem linsigen Schieferungsgefüge der Phyllite ausgebaut und in der Mesozone durch die starken Neukristallisationen zu einem einfacheren Schieferungsgefüge, in der Katazone gneisartig breitlagig umgebaut wird. Andere Gesteinstypen geben analoge Reihen.

3) Die vollständige Abfolge wird von oben nach unten in folgende Serien gegliedert:

Anchizone (ungefähr 1500 m mächtig)

I A: Fossilführendes Altpaläozoikum; es hat eine tonig-sandige Fazies mit mehr-weniger Kalkeinlagerungen.

1 a: Magdalensbergserie (KAHLER 1953); sie besteht aus einer mehr basischen vulkanischen Abfolge mit Verzahnungen in tonig-sandige Sedimente.

Epizone (ungefähr 2000 m)

1 b: Untere Magdalensbergserie (Bischofbergserie, THIEDIG 1965); enthält tonig-sandige Schichten (tonschiefrige Phyllite bis Quarzphyllite) mit wechselnden Vulkaniteinschaltungen (Metadiabase - Grünschiefer - Porphyroide) mehr basischer Art.

II A und B: und 2 a: Kalkphyllit-Serie (Wandelitzenserie) (BECK-MANNAGETTA 1954, 1959); sie besteht aus Quarzphylliten bis Phylliten bis Kalkphylliten mit Bänderkalken in den hangenden und Marmoren in den liegenderen Teilen sowie Einlagerungen von teils kar-

bonatischen Vulkaniten (Grünschiefer - Prasinite) von basischerem bis seltener saurerem Chemismus (II A = Trixener - Haimburger Marmore, II B = Kulmburg - Pörschacher Marmore, 2 a = Vulkaniteinlagen).

2 b: Liegendfolge aus Quarzphylliten, im Übergang zu glimmerschieferigen Phylliten, phyllitischen Glimmerschiefern bis Quarzglimmerschiefern und gleichfalls Vulkaniteinlagerungen (Prasinite); sie kann zur obigen Serie dazugezählt oder als Serie der quarzitisches Phyllite (FRITSCH 1957) abgetrennt werden.

Mesozone (ungefähr 3000 m)

III A, B und 3 a: Waitschacher Serie (FRITSCH u. a. 1960); sie besteht aus phyllitischen Glimmerschiefern (mehr oder weniger Granat und Staurolith), mächtigen Marmoreinlagerungen (mehr oder weniger Tremolit), schmälere Quarzit-, Epidotamphibolitbänken und führt vereinzelt die im Profil höchsten echten Pegmatitintrusionen (III A = hangender Waitschacher Marmor, III B = liegender Waitschacher Marmor, 3 a = Amphibolizone).

4 a: Kräupinger Amphibolitserie (FRITSCH u. a. 1960); sie enthält verschiedene Glimmerschiefer, reichlich Epidot- bis Oligoalbitamphibolite (Serpentin?), in denen noch Primärrelikte nach vulkanischen Strukturen aufzufinden waren.

IV A, B und 4 b: Friesacher Marmor-Serie oder Zossener - St. Martiner Serie (FRITSCH u. a. 1960); hier gibt es Quarz - Granat - Staurolith - Zweiglimmer-Schiefer mit zahlreichen bis 150 m mächtigen Marmorlagen und wenig Oligoalbitamphiboliten (IV A = Zossener Marmore, IV B = St. Martiner Marmore, 4 b = Amphibolite).

V und 5: Plankogel-Serie (FRITSCH u. a. 1960); sie ist eine sehr komplexe Serie aus Staurolith-Disthen-Granatglimmerschiefern mit Marmoren, Granat-Oligoklasamphiboliten, Serpentin und schmalen Manganquarziten.

VI A, B: Hüttenberger Serie (FRITSCH u. a. 1960); sie besteht aus Glimmerschiefern bis Grobglimmerschiefern, bis 400 m mächtigen Marmoren mit den höchsten Diopsidkalksilikatgesteinen und den mächtigsten und reichsten Pegmatitlagern im ganzen Kristallprofil.

Zu ihr dazurechnen oder als getrennte Serie heraushalten kann man die Serie der injizierten Glimmerschiefer (KAMP und WEISSENBACH 1961), die aus Grobglimmerschiefern mit zahlreichen meist in cm - dm - Dimensionen bleibenden Pegmatitinjektionen und mit wenig Einlagerungen von Andesin- oder Zoisitamphiboliten besteht. (VI A = Ignatzi-Marmor, VI B = Knappenberger Marmor).

Katazone (ungefähr 2500 m)

6 a, b, c: Eklogitserie (KAMP und WEISSENBACH 1961, WEISSENBACH 1963); sie wird in je drei Disthenflasergneishorizonte (D I – D III) und Schiefergneishorizonte (Sg I – Sg III) mit den Eklogiteinlagerungen untergeteilt, wobei im Sg I und II meist Karinthineklomite, im Sg III aber Eklogitamphibolite in rückschreitender Umwandlung vorliegen. Von den sonstigen Einlagerungen erlangen nur die Kalksilikatgesteine (Bytownit- bis Diopsidfelse) größere Bedeutung (6 a = obere Eklogitzone – Sg I, 6 b = mittlere Haupteklogitzone – Sg II, 6 c = untere Eklogitzone – Sg III).

VII: Stelzinger Marmorserie (KAMP und WEISSENBACH 1961); sie enthält Schiefergneise mit quarzitischen Typen, mächtige Marmoreinlagen und wenig (Eklogit-) Amphibolite. In allen Gesteinen sind noch Relikte eines vorhergehenden katazonalen Metamorphosestadiums zu finden.

Kliening-Kristallin (ungefähr 500 m aufgeschlossen) (PILGER und WEISSENBACH 1964, FRITSCH u. a. 1960); es ist mit dem Stubalpenkristallin (HERITSCH und CZERMAK 1923) und der Wolfsberger Serie (BECK-MANNAGETTA 1951) gleichzusetzen.

7 a, b: Es besteht aus Schiefergneisen bis Granatglimmerschiefern, mächtigen Oligoklasamphiboliten, Graphitquarziten und führt epizonal diaphthoritische Zonen. Diese Gesteine lassen keine Relikte nach einer stärkeren Metamorphose (Katazone) erkennen, sondern wirken eher erstmals zunehmend metamorph, wie etwa die Gesteine der Plankogelserie, soweit sie nicht diaphthoritisch beeinflusst wurden (7 a = obere Amphibolitplatte, 7 b = Amphibolitserie).

4) Es konnte an Hand von zahlreichen Primärstrukturelikten vulkanischer und sedimentärer Art eruiert werden, daß die Metamorphose von Altpaläozoikum sicher bis in die obere Mesozone, wahrscheinlich auch bis in die obere Katazone und in der Mesozone noch darunter (Kliening-Kristallin) erstmalig nicht oder kaum metamorphe Gesteine ergriffen hat. Daher liegen wenigstens in der Kor- und Saualpe (Mittelkärntner Kristallin) keine mobilisierten und umkristallisierten älteren Kristallinkomplexe vor. Vielmehr scheint eine vor (?) bis altpaläozoische Geosynklinalfüllung einer variszischen Orogenese unterworfen und zum heute vorliegenden Kristallin geprägt worden zu sein.

In der Epizone sind Relikte oder Palimpseste noch so zahlreich, daß hier nicht alle aufgezählt werden können (s. z. B. FRITSCH 1961, KLEINSCHMIDT 1965, THIEDIG 1962, 1965 u. a.). Man kennt sie in Menge und schon lange aus vielen anderen Phyllitgebieten (z. B. ANGEL 1924, 1932, ANGEL-KRAJICEK 1939) und deutete diese auch

in unserem Sinn. Nur die öfters sichtbaren Übergänge zur Mesozone hielt man für eine Angleichung von unten her durch Diaphthorese. Denn es werden nach unten gegen die bzw. in der Mesozone Primärrelikte naturgemäß immer seltener und undeutlicher, bis nur mehr vereinzelte Fakten Rückschlüsse gestatten. Dennoch genügt das Vorhandensein der wenigen Relikte, um rückschreitende (diaphthoritische) Bildungen im regionalen Ausmaß auszuschließen.

Als Beispiele seien die aus der Anchi- und Epizone zahlreich bekannten feinschichtigen Tuffe und Augiteinsprenglinge mit danach entstandenen Hornblendepseudomorphosen (Uralitiserungen) erwähnt. Solche Bildungen sind reliktsch bis in die obere Mesozone hinunter als Feinbänderamphibolite mit der charakteristischen Verfältelung und als Amphibolite mit Hornblendeinsprenglingen (deren Formen, Einschlüsse und Gefügeeinordnung gegen eine Bildung als metamorphe Porphyroblasten, doch für die Deutung als Augitpseudomorphosen sprechen) zu finden (FRITSCH 1964, S. 340 ff.).

Die Bänderamphibolite der mittleren und unteren Mesozone hingegen können nur mehr mit einiger Wahrscheinlichkeit von solchen feinschichtigen Tuffen abgeleitet werden, weil bei ihrem Zustand auch andere Entstehungsmöglichkeiten, wie z. B. metamorphe Differentiation (ANGEL u. a. 1953) in Frage kommen.

Auch bei den Tonabkömmlingen gibt es Relikt- bzw. Palimpsest-Strukturen. Gewisse vor- bis fröhitektonisch gewachsene Porphyroblasten haben die Eigenschaft, das vorgelegene *s* oder vielmehr *ss* in Form der Pigmentierung in sich einzuschließen und damit zu „konservieren“. In der Epizone tun dies vornehmlich Chloritoide und in der Mesozone Staurolithe. Das eingeschlossene *st*-Pigment ist nach allen Beobachtungen in unserem Raum (KAMP und WEISSENBACH 1961, S. 17, 19) enorm fein und daher unbestimmbar und, soweit kenntlich, eben feinschichtig angeordnet. In dieser Art ist es im *se* der Gesteine nirgends mehr zu finden, weil es dort schon einer Sammelkristallisation unterlegen ist, während in den Porphyroblasten noch eine Schichtung sedimentären Ursprunges aus dem diagenetisch verfestigten oder anchimetamorphen Vorstadium dieser Gesteine aufbewahrt geblieben ist. Derartige durch das feine Pigment dunkel gefärbte Staurolithporphyroblasten kennt man aus wenigstens fünf verschiedenen, über die ganze Mesozone verteilten Horizonten; die Durchschnittsgröße der Porphyroblasten nimmt in den jeweils tieferen Horizonten immer mehr zu und variiert dabei zwischen 2 und 20 mm. Überall machten diese dunklen Staurolithe (Staurolithe I) eine mit Wälzung, die bis zur Auswälzung unter gleichzeitiger Serizitisierung führen kann, verbundene Tektonik mit, worauf nach dem Ende der

Durchbewegung noch eine zweite Staurolithgeneration (Staurolith II), nun ohne feines Pigment, sproßt (vgl. FRITSCH und MEIXNER 1964).

Beim Granat ist Ähnliches – nur weniger deutlich, weil Granat erst syntektonisch zu wachsen begonnen hat – zu beobachten. Dementsprechend kann schon die älteste Granatgeneration Einschlüsse von pigmentierten dunklen Staurolithen enthalten. Granate mit solchen Einschlüssen (gepanzerten Relikten) finden sich nicht nur in der Mesozone, sondern auch in der oberen Katazone des Mittelkärntner Kristallins. Dort unten beweisen sie, daß die heute vorliegenden Disthenflasergneise wenigstens teilweise im Vorstadium Staurolithgranatglimmerschiefer und ursprünglich etwas bituminöse Tone gewesen sind (s. WEISSENBACH 1963, S. 15).

5) In den tiefsten Schichten des Mittelkärntner Kristallins, die dem Metamorphosegrad nach am ehesten in die obere Katazone einzureihen sind, gibt es nicht nur Übergänge von Gesteinen mit verschiedenem Chemismus, sondern auch von solchen mit einer mehr bis weniger weit vorgeschrittenen Kristallisation. Die Disthen-Andalusit-Paramorphosen-Gneise, oder kürzer *Disthenflasergneise* (KAMP und WEISSENBACH 1961) (= Hirschegger Gneise, HERITSCH und CZERMAK 1923) genannt, haben unter mehr oder weniger starker Kataklyse ein älteres, prä- bis frühsyntektonisches Kristallisationsstadium einer vornehmlichen Thermometamorphose in sich bewahrt, wogegen die Schiefergneise – mit allen Übergängen zwischen diesen beiden Typen – ein mehr posttektonisches Gefüge und eine posttektonische Kristallisation aufweisen. Mineralfaziell wären die Schiefergneise den Almandin-Staurolith-Schiefern, also der Mesozone zuzuordnen, doch besitzen sie ein sehr gneisartiges Aussehen und auch einen Feldspatgehalt um 20 %. Sie gehen aber, wie die vollständige, dünnschliffmäßig studierte Übergangsreihe zwischen diesen beiden Gesteinen zeigt, durch stärkere Rekristallisation aus den mehr kataklastisch der Tektonik angepaßten Disthenflasergneisen hervor und haben in der posttektonischen Spätphase der Kristallisation noch ein deutlich wieder mehr thermometamorph beeinflusstes Mineralwachstum.

Gegen die Tiefe zu, in der Stelzingerie, macht sich ein Übergang der posttektonisch auskristallisierten Schiefergneise zu mehr syntektonisch kristallisierten Schiefergneisen, ohne den thermometamorphen Abschluß, bemerkbar. Ganz unten dürfte die Durchbewegung länger angedauert und bei Temperaturabfall in echt mesozonale Bedingungen übergeleitet haben.

Die Vorstufe der Disthenflasergneise waren Andalusitbiotitgneise, deren Feldspat-Quarz-Substanz unter Aufzehrung des Muskowites mobilisiert worden zu sein scheint. Diesen Vorgang könnte man auch als

pegmatitische Anatexis bezeichnen. Die Pegmatitsubstanz wurde dabei in der Art der Venite in bestimmten cm-dicken Lagen angereichert und zum geringeren Teil in Form von richtigen Pegmatitlösungen (-schmelzungen) ausgepreßt. Sie wanderten nun aufwärts in die Mesozone, wo sie aber deutlich in deren untersten Bereichen angereichert blieben. Etliche bilden auch Gänge in den katazonalen und vereinzelt bis in die höchstmesozonalen Gesteinsserien. Dabei sind wieder eine prätektonische und eine posttektonische Pegmatitentstehungsphase auseinanderzuhalten, wobei die posttektonische genau wie die zweite thermometamorphe Beeinflussung nur ganz schwach und unbedeutend blieb. Dies verdeutlicht aber, daß die zwischen den beiden „Thermophasen“ liegende Schiefergneisbildung in Almandin-Staurolith-Schieferfazies ihr Vorhandensein nicht einem Temperaturabfall, sondern nur einem Druckanstieg bei etwa gleichbleibender Temperatur verdanken kann. Es gilt ja als allgemeine Regel, daß höherer Druck Mineralphasen niedrigerer Temperatur länger erhält.

Da nun die Temperatur für die Einordnung in die Tiefenzonenstufen für entscheidend gehalten wird (SCHULLER 1961, TRÖGER 1963), so paßt ein Gestein mit Andalusitgneisfazies, wie sie der Andalusitbiotitgneis hatte, und gar noch mit pegmatitischer Anatexis nicht in die Mesozone. Er wurde daher in die Katazone eingereiht und damit die gängen durch solche Gesteine charakterisierten Serien, die schließlich auch prätektonisch kristallisierte Anorthitbiotitfelse und posttektonisch ausgebildete Karinthineklogite, deren Vorstadium Zoisitamphibolite waren, enthalten.

Es sind also einerseits prätektonisch Andalusitgneise-Anorthitbiotitfelse (und Andesinamphibolite?) und andererseits posttektonisch Schiefergneise - Diopsidzoisitfelse und Eklogite gemeinsame Kristallisate aus drei chemisch stark unterschiedlichen Ausgangsprodukten (Näheres siehe WEISSENBACH 1963, S. 20 ff.).

Den Ablauf der variszischen Metamorphose kann man sich mit den Untersuchungen von N. WEISSENBACH folgendermaßen vorstellen: Erst eine stärkere Erwärmung mit unwesentlichen Durchbewegungen (stärkere könnten vorausgegangen sein?), die unseren Kristallinstoß schon ungefähr in der heutigen Abfolge getroffen haben muß. Es bildeten sich die Staurolithe I und tiefer die Andalusite I mit den aplitisch-pegmatischen Aufschmelzungsprodukten, sowie Anorthitbiotitfelse usw.

Dann folgte eine kräftige Einengungsbeanspruchung mit Durchbewegung. Nun kam es bei fast konstanter Temperatur zu einem Druckanstieg. Es entstanden die „druckmetamorphen“ Mineral- und Gesteinstypen wie Granat, Albit, Zoisit, Disthen bzw. an neuen Gesteinen die Disthenflasergneise - Schiefergneise, Zoisitamphibolite - Eklogite

sowie Diopsidzoisitfelse. Die Pegmatitschmelzen erstarrten wieder und wurden verschiefert und nur die vermutlich durch starke Wasser- und Gasaufnahme sehr flüchtig gewordenen, abgewanderten Pegmatitlösungen konnten in der Mesozozone syntektonisch Platz nehmen.

Zum Ende dieser Durchbewegung stellten sich posttektonisch wieder ähnliche Bedingungen wie am Anfang ein und es gibt daher eine zweite Andalusit-, eine zweite Staurolithgeneration nebst posttektonischen Biotiten, die sogar Granat verdrängen können, basischen Feldspäten, in Form von Umrandungen und Verdrängungen von Albit. Das alles ist aber ganz schwach entwickelt. Nur in den allertiefsten Teilen gingen die Bewegungen noch weiter, bis sie sich schon mit geringeren Temperaturen überlagern; so erfolgt eine sehr vollständige Rückangleichung an mittelmesonozonale Bedingungen. Dementsprechend füllen sich basische Feldspäte und es werden aus Eklogiten „diablastische“ Eklogit-amphibolite und endlich reine Plagioklasamphibolite (WEISSENBACH 1963, S. 22). Das entspricht der „Tiefendiaphthorese“ (KIESLINGER 1928).

6) Der Umstand, in praktisch allen Höhenlagen des Mittelkärntner Kristallins drei chemisch sehr verschiedene und reaktionsfreudige Gesteine wie Ton-, Basalt-(Tuff-, Gabbro-) und Mergelabkömmlinge zu besitzen, hat diese vergleichenden Metamorphose- und Kristallisationsuntersuchungen sehr gefördert. Unser Kristallinprofil steht daher zusätzlich seines gewaltigen Umfangs von der Kata- bis zur Anchizone als bisher einzigartig auf der Erde da (FRITSCH 1962).

7) Die Gesamtmächtigkeit von den höchsten anchizonalen Schichten bis zur Oberkante des unterlagernden Kliening-Stubalm-Kristallins beträgt etwa 9000 m, wovon 1500 m auf die Anchi-, 2000 m auf die Epi-, 3000 m auf die Meso- und 2500 m auf die Katazone entfallen. In etwa dieser Tiefe von 9 – 10 km dürfte sich zur Zeit der stärksten Erwärmung dieses Schichtstoßes (Hauptorogenese) die Obergrenze der Katazone befunden haben, wenn man eine Abtragung von 2000 – 3000 m berücksichtigt.

Die Temperatur muß sich aus übereinstimmenden von verschiedenen Seiten stammenden Indizien (Muskowit-Feldspatreaktion, reine Kaliorthoklase, Anorthit-Zoisit-Albit-Reaktion, Klinohumit u. a.) in unserer oberen Katazone um und über 550° C bewegt haben. Daraus läßt sich eine durchschnittliche geothermische Tiefenstufe von etwa 18 m/° C oder von 55° pro 1000 m für diesen Zeitpunkt errechnen. Das ist ein gegenüber der Norm von 33° pro 1000 m wesentlich stärkerer Temperaturanstieg.

Derartige erscheint auf den ersten Blick sonderbar, erklärt aber bestimmte Eigenheiten der Kristallisationsabfolge in diesem Kristallin.

Z. B. erscheint Staurolith schon in der obersten Mesozone in phyllitischen Glimmerschiefern und Andalusit statt Sillimanit, wie Anorthit und pegmatitische Anatexis in der Katazone. Das sind durchwegs keine ganz normalen Erscheinungen; so ergibt sich etwa gegenüber dem Tauernkristallin ein ganz anderes Aussehen. Die erste Kristallisation trägt in Mittelkärnten nämlich deutliche Züge einer Thermometamorphose, wie es bei einer relativ zu den Temperaturen geringen Überlagerung und damit geringem Druck zu erwarten ist. Noch entschieden mehr kontaktmetamorph beeinflusst sind Kristallinbereiche in den Pyrenäen, doch sind dort Granitintrusionen mit im Spiele, die in Mittelkärnten nicht bekannt sind. Da aber das Kor-Saualpenkristallin tektonisch auf seiner Unterlage schwimmt, wäre die Beteiligung eines Plutons bei der Kristallinbildung am Entstehungsort gut möglich (CLAR u. a. 1963, S. 47).

8) Die Dünnschliffauswertung unter Berücksichtigung der Kristallgrößen ermöglicht eine besondere diffizile Einteilung nach dem Metamorphosegrad, wie es bisher nicht versucht worden ist.

So können etwa bei den Tonabkömmlingen in unserem Kristallin ab der Anchizone Tonschiefer – phyllitische Tonschiefer – tonschiefrige Phyllite – Phyllite – glimmerschiefrige Phyllite – phyllitische Glimmerschiefer – Glimmerschiefer – Grobglimmerschiefer – Schiefergneise (Disthenflaserogneise) unterschieden werden. Aber auch bei einem bestimmten Gesteinstyp wie z. B. den Staurolithglimmerschiefern kann allein durch äußere Betrachtung an der Größe der Glimmer und Staurolithe die ungefähre Höhenlage im Profil erkannt werden. Gleiches gilt für die meisten anderen isochemischen Gesteinsreihen wie für die Kalkabkömmlinge, die Marmore, bei denen nur der Pigmentgehalt berücksichtigt werden muß, da pigmentreichere Marmore immer entsprechend feinkörniger als pigmentärmere Typen sind. Es werden fein-, mittel- und grobkörnige Marmore unterschieden.

Bei Metabasiten ist die Körnigkeit und Struktur recht stark vom Ausgangsmaterial (z. B. Laven – Staubtuffe) abhängig und daher nicht so für den Metamorphosegrad bezeichnend. Hingegen stellen sich die mineralfaziellen Gleichgewichte anscheinend rascher ein. Die Metabasite eignen sich daher im tieferen Kristallin weniger gut zu Reliktstudien, doch ausreichend, um die letzten p-t-x-Bedingungen kennenzulernen.

9) Es konnten auch, wie schon erwähnt, rückschreitende Metamorphosen beobachtet werden. Der Großteil dieser Erscheinungen, wie die bei Deformation erfolgenden Staurolithverglimmerungen und Chloritoidisierungen, gehören ohne Zweifel so wie etliche Chloritisierungen von Biotit und Granat um Serpentin Körper und in Linsen-

zonen innerhalb von Granatglimmerschiefern zu den als Retrometamorphosen zu bezeichnenden Bildungen, die im Ausklang einer vorschreitenden Metamorphose immer auftreten.

Ein Teil der epizonalen Überprägungen in den Schiefnern der Kräupinger-Serie westlich von Hüttenberg und der Waitschacher Serie bei Friesach (ZADORLAKY – STETTNER 1961) und alle epizonalen Zonen des Kliening-Kristallins können als alpidische Diaphthorese aufgefaßt werden, die entlang von sub-s-parallelen Zonen differentieller Scherbewegungen liegen könnten. Deutliche Horizonte waren davon nicht auszukartieren, sondern nur flachlinsige Bereiche.

Die schon länger bekannten Diaphthoresen im Klagenfurter Raum (KAHLER 1931, SORDIAN 1961, HOMANN 1962) wären nun, gleich wie in der Saualpe, zum Teil den Retrometamorphosen des Variszikum und zum anderen, geringeren Teil, in den Bereichen der Kräupinger und Waitschacher Serie einer alpidischen Diaphthorese zuzuordnen. Die früher angenommenen großräumigen, starken Diaphthoresen (KAHLER 1962, KIESLINGER 1928, 1956, S. 59) hingegen haben sich nicht bestätigen lassen. So galt als „Kronzeuge“ der Diaphthorese der Grünschiefer des Kreuzbergels als Amphibolitabkömmling. Neue Untersuchungen haben ihn als zunehmend metamorphen Prasinit mit einzelnen reliktschen Diabas-Tuffstrukturen bestimmen lassen.

D) Serienparallelisierung im Mittelkärntner Kristallin

Nun möge ein Vorstoß von dem 1:10.000 kartierten Bereich der Saualpe über die Gurktaler Alpen und das Kristallin des Klagenfurter Beckens hinweg bis zum Westrand der „Gurktaler Decke“ gemacht werden. Die Seriengliederung von Saualpe-Krappfeld läßt sich ohne Schwierigkeiten mit einigen primärfaziellen und unbedeutenden metamorphosefaziellen Änderungen über den ganzen Mittelkärntner Bereich hinweg durchführen. Dies ergaben schon allein die Kartierungen in den Phyllitbereichen (Epizone) von BECK-MANNAGETTA (1959), FRITSCH (1957) und HAJEK (1962). Die Serienverbindung gilt nach Stichprobenvergleichen an Hand des geologischen Kartenblattes Klagenfurt (KAHLER 1962) auch für die obere Mesozone.

Die größte Änderung der Primärfazies erleidet in unserem Raum die Waitschacher Serie. Sie wird gegen Süden und Westen immer kalk- und tonsubstanzärmer und statt dessen erst quarzitischer und noch weiter im Westen arkosischer, wobei gleichzeitig die Mächtigkeit auf über 1000 m anschwillt. Dort benannte sie SCHWINNER (1927) Priedröf-Gneis-Quarzitserie.

In der Epizone kann die Serie der quarzitischen (glimmerschieferigen)

Phyllite vollkommen, die Kalk-Phyllit-Serie mit ihren bezeichnenden Karbonat- und Vulkanit-Gesteinen großteils durchverfolgt werden.

Die Einheitlichkeit des kristallinen Sockels scheint damit klargestellt.

E) Gurktaler Überschiebung und Zentralalpines
Mesozoikum
(dazu die Faltafel)

1) Im Westen ab der Linie Klein Kirchheim - Stangalpe legt sich über die Priedröfserie das Mesozoikum der Stangalpe (STOWASSER 1956, TOLLMANN 1958, 1959) und wird dabei von einer Schuppe Oberkarbon und dieses wieder im Norden von Eisenhutschiefen, die der Magdalensbergserie zugehören, im Süden von immer tieferen Schichten der Kristallinabfolge, erst von der Unteren Magdalensbergserie, dann bei Klein Kirchheim von der Kalk-Phyllit-Serie überschoben.

Nach Osten ist dieses Mesozoikum über den Leckenschöber (mit Fossilfunden aus dem Ladin-Karn) bis zur Flattnitz in einer Vorkommenreihe zu verfolgen und ist an seinem Ostende noch von Oberkarbon über- und unterlagert, in phyllitischen Glimmerschiefern mit Diaphthoresespuren eingefaltet oder eingeschuppt (BECK-MANNAGETTA 1959, ANDERLE u. a. 1964). Das Mesozoikum ist also gegen Osten in höhere Kristallinanteile gerückt und wird von tieferen Teilen des Kristallins überlagert. Die Lücke im Kristallinprofil, die um Turrach sehr auffallend ist, existiert im Raume Flattnitz kaum mehr.

Noch weiter im Osten ist keine sichere Trias oder ihr Nahestehendes mehr zu finden. Die Dolomitmarmore am Südrand des Aufbruches von Oberhof, in Glimmerschiefern eingeschaltet, sind nur mit einem großen Fragezeichen dem Mesozoikum zuzuordnen und dürften eher der Waitschacher Serie, die viele „triasverdächtige“ gelbliche Dolomitmarmore führt, angehören.

2) Gegen Norden kennt man jedoch eine Fortsetzung von solchen Triasvorkommen mit zentralalpiner Fazies (THURNER 1957, TOLLMANN 1959). So liegen am Nordrand unter dem Paalgraben-Oberkarbon auf phyllitischen Glimmerschiefern die Dolomite des Hansenock und eine Mylonitzone mit Rauhwacken (*s. Faltafel*). Die weitere Fortsetzung dieser Schubbahn wird nun unsicher, da etwa die Dolomite von Oberwölz an der Basis des Murauer Paläozoikums nicht gut als Trias passen, sondern namentlich hier der ganze Serienverband den Verdacht auf Waitschacher Serie nahelegt.

Sichere Trias und auch Permoskyt liegt hingegen inmitten des Murauer Paläozoikums an der Basis der Stolzalpe über der Kalk-Phyllit-Serie, die von THURNER (1933) „Murauer Kalke“ genannt wird, und unter der Metadiabasserie (THURNER 1933) (= unsere Untere

Magdalensbergserie). Dies legt die Vermutung nahe, daß die Schubbahn vom Paaler Karbon gegen NE in der Schichtfolge entsprechend höher gerückt ist (vgl. die Darstellung von BECK-MANNAGETTA in ANDERLE u. a. 1964, Tafel 2). TOLLMANN (1962) versucht allerdings diese Tatsache durch eine Zerlegung des Oberostalpins in zwei Teildecken zu erklären.

3) Auf gleicher geographischer Breite gibt es weiter im Osten in den Alpen keine sichere Trias oder Dazugehöriges mehr; im Raume von Mühlen handelt es sich aller Wahrscheinlichkeit nach um eine in der quarzitischen Phyllitserie beheimatete karbonatische Fazies mit Radiolaritquarziten (?) (THURNER 1963). Dieser Deutung wurde auch von allen Teilnehmern der Exkursion der Geol. Ges. 1964 (u. a. von BECK-MANNAGETTA, MEIXNER, STOWASSER) beim Augenschein einhellig zugestimmt.

4) Die südliche Fortsetzung des Mesozoikums von Klein Kirchheim gegen den Wöllaner Nock erweist sich nach den neueren Untersuchungen als recht unsicher. Wenn es auch regionalgeologisch von

Zeichenerklärung und Erläuterung zur

*Tafel: Vereinfachte geologische Profile über das Mittelkärntner Gebiet
entlang dem 14^o und dem 14^o30' Meridian*

Gesteine: P = Pliozän-Konglomerate, Eo = Eozän-Kalke-Mergel, Kr = Oberkreide-Gosau, T = Trias, Jura, Perm des Oberostalpin, Tz = Trias, Jura, Perm in zentralalpiner Fazies, OK = Oberkarbon, UK = Unterkarbon, AP = Altpaläozoikum, Ep = Kristalline Schiefer in Epizone, Ms = Kr. Sch. in Mesozone, Ka = Kr. Sch. in Katazone, Pl = Periadriatische Intrusiva.

Gewellte Bereiche = Mesozone des Mittelkärntner Kristallins.

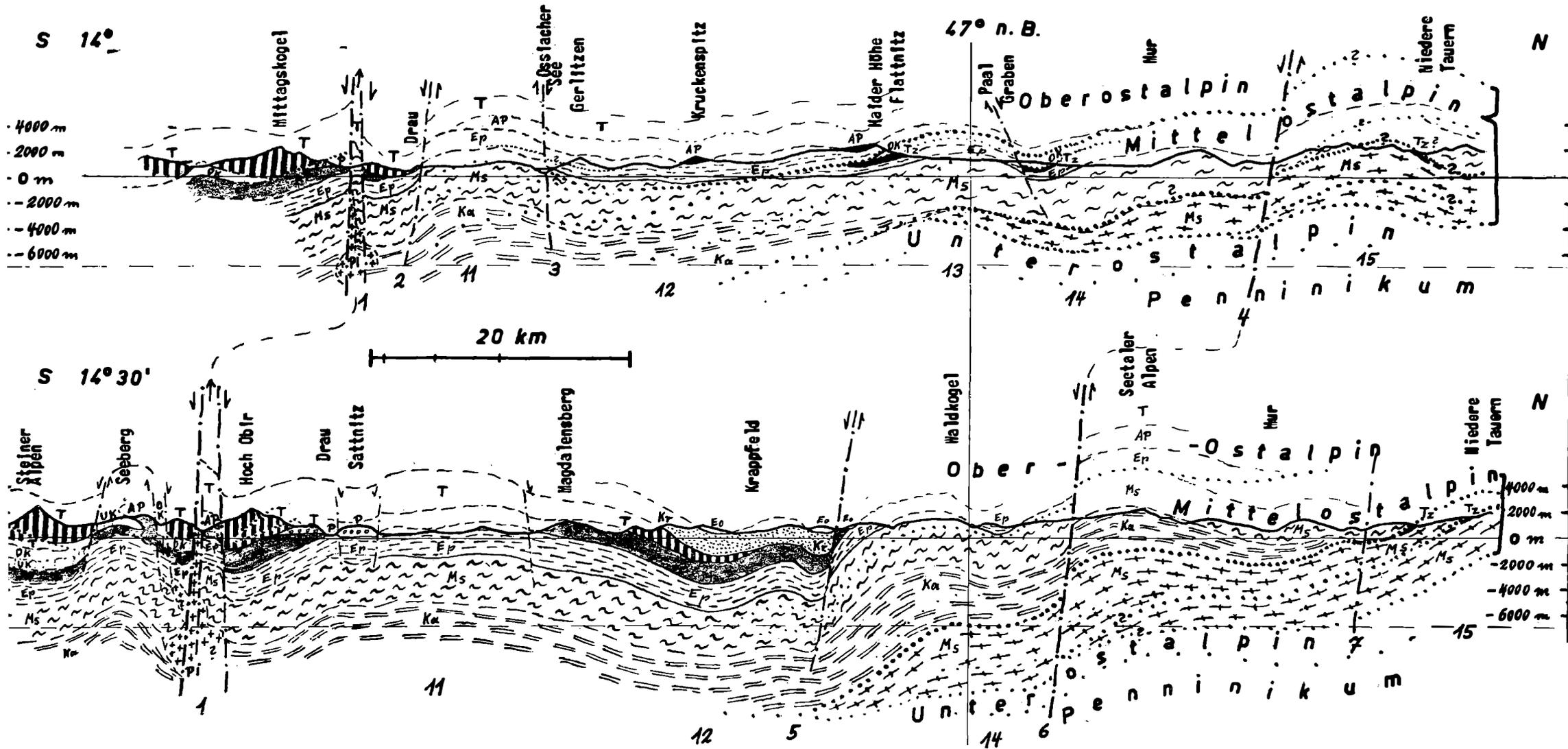
Bereiche mit durchkreuzten Strichen = Mesozone des Gleinalm-Schladminger Kristallins.

Tektonik: Punkt-Strich-Linien = Bruchstörungen mit angedeuteter Relativbewegung, Punkt-Linien = Überschiebungsbahnen, die Stärke der Punkte steht in Beziehung zur vermuteten Überschiebungsweite.

1 = Südalpenstörung oder Alpino-Dinarische Naht, 2 = Drau-Möll-Linie, 3 = Bodensdorfer Störungszone, 4 = Niedere Tauern-Südrandstörung, 5 = Schelmburgstörungszone, 6 = Görtschitztaler Hauptstörung, 7 = Pölslinie.

11 = (Kärntner) Seenantiklinale, 12 = Gurktaler Alpen-Synklinale und Krappfeld-Synklinorium, 13 = Metnitztal-Antiklinale, 14 = Murauer Synklinorium, 15 = Zentralalpenantiklinale.

Im Nordteil der Profile können Ober- und Mittelostalpin mit Teildecken deutlich unterschieden werden. Im Südtteil scheint nur oberostalpinisches bzw. unzuordenbares Kristallin vorhanden zu sein. Dazwischen erkennt man den Bereich, in dem sich die Deckenbahnen entwickeln. Die 7000 m-Linie deutet den vermutlichen Beginn der heutigen Epizone an.



Vereinfachte geologische Profile über das Mittelkärntner Gebiet entlang dem 14° und dem 14°30' Meridian

Falttafel zu Fritsch,
Das Kristallin von Mittelkärnter
und die Gurktaler Decke

untergeordneter Bedeutung ist, ob die Trias der Stangalpe bis Klein-Kirchheim oder noch um 5 km weiter nach Süden reicht, so wäre es doch lokal von großem Interesse. Es würde sich nämlich das Mesozoikum möglicherweise in zwei Teildecken auflösen. Der eine triasverdächtige Dolomitmarmor befindet sich im Hangenden der Kalk-Phyllit-Serie (vergleichbar mit Murau) und unter der Unteren Magdalensbergserie, wo er ein Stück im Streichen um die sogenannte Kaiserburg zu verfolgen ist. Der andere markiert einige hundert Meter tiefer die südliche Fortsetzung der Stangalpenüberschiebungsnah in inniger Gesellschaft mit dunklen bis schwarzen Granatglimmerschiefern auf 5 km nach Süden. Die dunklen Schiefer waren allerdings noch einige km weiter auszukartieren.

Daß sich in dieser Zone die Gurktaler Überschiebungsbahn mit den Hauptbewegungen fortsetzt, dürfte unzweifelhaft sein, denn die bezeichnenden kataklastischen bis diaphthoritischen Beanspruchungen der liegenden Bundschuhgneise und der Priedröf-Gneisquarzite gehen hier weiter, wie sie auch in der Mesozoikumbasis um Turrach und sonst zu finden sind (STOWASSER 1956, S. 86 ff. u. 94). Es bleiben nun die Fragen offen, ob die den Peitler Dolomiten (THURNER 1927) gleichenden Dolomitmarmore wirklich zur Trias gehören, weil sich reine Dolomitmarmore trotz verschiedener Bildungsweise sehr ähneln, und ob die dunklen Schiefer als Bockbühelschiefer-Aequivalente (und damit ebenfalls Trias) zu gelten hätten.

Der Verfasser glaubt dies verneinen zu müssen. Die nördlich von Klein Kirchheim in der sicher echten Trias eingelagerten Phyllite sind nämlich hochepizonal metamorph, wogegen die dunklen Schiefer im Süden durchwegs bis 3 mm große Granate, auch mit verdrehtem *si*-Pigment, ganz wie in den sonstigen Radentheiner Granatglimmerschiefern enthalten. Es wäre demnach dieser Graphitschieferzug mit den hellen Dolomiten als Sonderfazies innerhalb der hangenden Priedröf-Gneisquarzit-Serie aufzufassen.

Bei dem höheren Dolomit der Kaiserburg liegt vielleicht eine reine Dolomitmarmorlinse aus der Kalk-Phyllit-Serie vor. Sie könnte tektonisch etwas abgequetscht sein und wäre als metasomatisches Produkt aufzufassen.

5) Was in dem südöstlicheren Bereich um die Gerlitzten und um Feldkirchen früher als triasverdächtig angesehen wurde, wie der Grenzquarzit (W. PETRASCHECK 1927) um die Kanzel oder die Marmore von Arriach bis Tiffen (F. HERITSCH 1940), ist es aber sicher nicht. Die Quarzite und Marmore gehören nach eingehenden Untersuchungen in den letzten Jahren von FRITSCH und HAJEK (1965) als primäre Einlagen ins Kristallin, u. zw. in die Priedröf-Gneisquarzit- oder Waitschacher Serie.

Die Quarzite stehen in Verzahnungs- und Wechsellagerungsübergängen zu phyllitischen bis gewöhnlichen Glimmerschiefern und sind von in den Paragneisen des Friedröf eingelagerten Quarziten makro- und mikroskopisch nicht zu unterscheiden. Die Marmore von Tiffen sind durch Übergänge mit phyllitischen Glimmerschiefern engstens verknüpft und die Dolomite darin sind, wie es in einem Steinbruch nahe westlich von Tiffen schön zu sehen ist, wolkig metasomatische Gebilde.

6) Eine fossilbelegte unzweifelhafte Trias mit permoskytischer Unterlage erscheint erst südlich von Wörthersee und Drau im Klagenfurter Becken als Viktringer und Rosegger Triaszug (WORSCH 1936, KAHLER 1953, SORDIAN 1961). Die Abfolge beginnt mit einem permoskytischen Basiskonglomerat bis Sandstein mit Ähnlichkeiten zum Semmeringquarzit, über dem Werfener Schichten liegen; darüber folgen geringmächtig und vermutlich nicht durchgehend Rauhwacken, dann dunkle „Muschelkalke“ und zuoberst recht mächtige graue massive Kalke und Dolomite („Wettersteinkalk“ bzw. „-dolomit“). In diesen letzteren fanden zuerst KAHLER und dann SORDIAN an einigen Punkten bestimmbare Diploporen.

WORSCH (1936) sah im Rudnig-Pentelin-Bereich westlich von Rosegg nordalpine und östlich Rosegg bis Viktring zentralalpine Triasfazies. KAHLER (1953) faßte alle diese Vorkommen bis in die Gegend von Völkermarkt zum Mittelkärntner Triaszug mit zentralalpiner Fazies zusammen. SORDIAN (1961) stellte die Vorkommen südlich von Völkermarkt bis Klagenfurt zur nordalpinen Fazies und schloß sich bezüglich der Hainburger-Trixner Marmore der Ansicht von BECK-MANNAGETTA (1954), diese als Altpaläozoikum zu deuten, an. Inzwischen ist letztere, auch von CLAR vertretene Vorstellung durch die Kartierung von F. THIEDIG (1965) und durch Crinoidenfunde von KLEINSCHMIDT (1965) bestätigt und befestigt worden. SORDIAN zählt nur den Zug von Viktring bis zum Faaker See zur zentralalpinen Fazies, wobei er etliche etwas stärker kristalline, von den anderen getrennte Bänderkalkvorkommen ausnimmt und als altpaläozoisch deutet.

Dieser Auffassung bezüglich der Bänderkalke möchte sich auch der Verfasser anschließen, der alle diese Vorkommen besichtigt hat. Nur erscheint es ihm keineswegs bewiesen, daß der Viktring-Rosegg-Triaszug zur zentralalpinen Fazies gehört. Man kann nämlich ohne weiters auch für das ganze Vorkommen Argumente für nordalpine Fazies finden, eine Vorstellung, der heute auch KAHLER zuneigt. Die neuen und eingehenden geologischen Arbeiten bei der Bleiberger Bergwerks-Union (HOLLER 1960, S. 69 ff., KOSTELKA 1960) zeigen erstmals die großen Faziesdifferenzen auf, denen die nordalpine Trias des Drauzuges und der Karawanken in der N-S-Richtung unterworfen ist. Auch schrumpft

die Mächtigkeit der Karawankentrias gegen Norden bis zur Trias von St. Paul und Krappfeld auf mehr als die Hälfte zusammen (mündliche Mitteilung von W. WASCHER 1964).

Ein weiteres Merkmal, das die nordalpine Fazies von der zentralalpinen unterscheidet, ist die Auflagerung. Gesteine mit nordalpiner Triasfazies sollen nach TOLLMANN (1959) immer über Paläozoikum auflagern, wogegen die zentralalpine Fazies nur über dem „Altkristallin“ abgelagert sein sollte.

Die Rosegg-Viktringer Trias dürfte nach den geologischen Gegebenheiten im wesentlichen über mittelepizonalen Phylliten und bei Seebach auch über höchstepizonalen Schichten auflagern. Ein Transgressionskontakt ist leider nicht aufgeschlossen. Die am vermutlichen Kontakt liegenden Phyllite wären der Kalk-Phyllit-Serie bis Unteren Magdalensbergserie gleichzusetzen. Damit würden sie aber zum Altpaläozoikum gehören. In ihnen finden sich auch viele phyllonitische Spuren, die auf eine gemeinsame Ursache wie die Entstehung eines Teiles der Diaphthorite des Klagenfurter Raumes zurückgehen dürften.

In seiner Arbeit von 1961 erwähnt SORDIAN Diaphthorite als Triasbasis. Seine Beschreibung ist aber recht mangelhaft, da basische Feldspäte als einzige Relikte erwähnt werden. Das wäre aber ein ganz großer Ausnahmefall, da basische Feldspäte normalerweise sehr früh, noch vor Granat einer Diaphthorose durch Füllung anheimfallen. Außerdem ist nicht ersichtlich, daß diese Gesteine mit den basischen Plagioklasen mit 35 % Anorthitgehalt wirklich die (sub-)primäre Triasbasis bilden, denn SORDIAN kennt keine germanotype Bruchtektonik, die aber in dieser Gegend nahe der Draulinie und der Karawanken-Nordrandstörung unzweifelhaft eine große Rolle spielt. Auch in einigen anderen Punkten verraten die Feldbeobachtungen von SORDIAN einige Unsicherheit (s. FLUGEL 1963, S. 413). Die Arbeiten von B. SCHWAIGHOFER (1965) und einige Nachuntersuchungen ergaben in den als Trias-Unterlagerung in Frage kommenden Quarzphylliten keine derartigen Diaphthoroseerscheinungen, wie sie SORDIAN beschreibt.

Eine Auflagerung von „nordalpiner Trias“ über Phylliten wäre im gegenständlichen Raum auch gar nichts Abwegiges, da, wenn auch sonst alle Mittelkärntner Vorkommen mit ganz einwandfrei nordalpiner Fazies auf anchimetamorphen Schieferungen transgredieren, nur 20 km (Dobratsch-Südfuß) und 40 km (Latschurgruppe) weiter westlich einwandfrei nordalpines Perm des Drauzuges primär über epizonalen Gesteinen zu liegen kommt. In den östlichen Lienzer Dolomiten stellte W. SCHLAGER (1963) bereits eine Auflagerung auf mesozonalem Kristallin fest. In den Transgressionskonglomeraten befinden sich u. a. auch diaphthoritische Granatglimmerschiefergerölle (PAULITSCH 1960,

S. 117), womit der erste direkte Hinweis auf die an die variszische Metamorphose anschließende Retrometamorphose erbracht wurde.

Zuletzt soll noch die Tatsache erwähnt werden, daß es bisher noch nie gelungen ist, eine einwandfreie Überlagerung von Kristallin über der Mittelkärntner Trias von Rosegg und Viktring zu finden, was beim Stangalm-Mesozoikum so schön zu sehen ist. An allen Grenzen liegen, soweit beobachtbar, Störungszonen vor.

F) Metamorphoseverhältnisse im Permo-Mesozoikum

Das gesamte Mesozoikum der Gurktaler Alpen dürfte etwa auch auf den heute noch die Basis bildenden Schichten des Kristallins beheimatet sein, doch wurde es im Zuge der Überschiebung so beansprucht, daß es auch an der Basis überall verschiefert und von der primären Unterlage abgesichert wurde (THURNER 1935, STOWASSER 1956). Es ist daher in bezug auf seine Unterlage parautochthon.

Der Metamorphosegrad des im wesentlichen aus Kalken und Schiefern bestehenden Mesozoikums ist normalerweise hochepizonal, nur an extrem beanspruchten Stellen (z. B. Basisschichten bei Turrach oder Flattnitz usw.) ist die Metamorphose etwas stärker und führt zur Biotit sprossung (mittelepizonal). Neben diesem deutlichen Metamorphoseunterschied, der aus der Lage der Schichten im Profil resultiert, ist aber auch noch eine ganz leichte allgemeine, von Norden bei Murau gegen Süden bei Klein Kirchheim gerichtete Metamorphosezunahme zu erkennen. Solches ist ein gewöhnliches Erscheinungsbild, wenn man Deckenbahnen in den Ost- oder Westalpen in Richtung Süden auf ihre Wurzeln hin verfolgt. Als Beispiel mögen die Verhältnisse des in ganz ähnlicher Position wie das Stangalmmesozoikum sich befindenden Brennermesozoikums erwähnt werden (KUBLER und MULLER 1962).

Die sehr starke Metamorphosezunahme vom Klein-Kirchheim-Mesozoikum zu den dunklen Granatschiefern beim Wöllaner Nock ist aber gerade ein Grund, an dem Triasalter der dortigen Dolomite und dunklen Schiefer zu zweifeln. Daher soll dieser Fall als ungeklärt hier nicht in Betracht gezogen werden.

Das hangende Oberkarbon hat, seiner hangenderen Lage entsprechend, nur mehr eine tiefanchimetamorphe bis – an den tektonischen Grenzen – hochepizonale Überprägung erfahren. Über dem Oberkarbon liegen heute neben anchimetamorphen Eisenhutschiefern auch epizonale Phyllite. Diese Verhältnisse bezeugen erneut die voralpidische, variszische metamorphe Prägung der Gesteine des Altpaläozoikums.

Die unter dem Mesozoikum lagernden Bundschuhgneise, Priedröf-Gneisquarzite und phyllitischen Glimmerschiefer zeigen knapp am Mesozoikum eine Kataklyse („Quarzite“, STOWASSER 1956), die epizonal schwach rekristallisiert ist, und etwas tiefer sich kreuzende Scherflächen mit E-W-Achsen und epizonalen Diaphthoresebildungen. Diese Verhältnisse lassen sich an der ganzen bekannten Mesozoikumbasis und gegen Süden noch weiter im Bereiche ohne Mesozoikum, aber etwa in der Höhenlage dieser Einschaltung, bis in den Gerlitzenberg verfolgen. Dabei wird allerdings aus dem eng begrenzten Horizont im Norden schon im Gerlitzengebiet eine breitere Zone mit Diaphthoresebildungen. Bereits W. PETRASCHECK (1927) machte auf diese Erscheinungen aufmerksam. Gleichzeitig mit dem Breiterwerden dieser Diaphthoresezone, das von Turrach aus sowohl gegen Süden als auch gegen Osten beobachtet werden kann, wird das um Turrach am stärksten reduzierte Kristallinprofil (Kristallinschichtfolge) immer vollständiger und gleicht sich den Schichtverhältnissen um das Krappfeld immer mehr an.

Das Rosegg-Viktringer Mesozoikum unterscheidet sich im Metamorphosegrad von den sicher nordalpine Fazies aufweisenden Triasvorkommen von Kärnten im wesentlichen nur durch eine im liegenden Permoskyt an der Grenze anchi- bis epimetamorph stehende Überprägung, die der des Mesozoikums im Semmeringgebiet entspricht. Daher stammt auch die äußerliche Ähnlichkeit. Die eindeutig nordalpine Trias hingegen erreicht in ihren permoskytischen Basisschichten immer nur gerade die Anchimetamorphose.

Dem Metamorphosezustand nach ist die Trias von Rosegg-Viktring isoliert und von der nichtmetamorphen Trias fast ebenso weit als von der epizonalen der Stangalpe entfernt. Auch eine ganz leichte Abnahme der Metamorphose von Ost nach West, von den kleineren zu den größeren Vorkommen, ist, man möchte fast sagen in gewohnter Weise, kennlich.

Wegen der südlicheren Lage gegenüber dem Stangalmmesozoikum wäre, wenn diese beiden Mesozoika in einer Deckenbahn liegen würden, unbedingt bei Rosegg-Viktring ein stärkerer Metamorphosegrad zu erwarten. In Wirklichkeit ist aber das Vorkommen um Rosegg deutlich geringer metamorph; dies ist ein weiteres Indiz gegen eine einheitliche Überschiebungsbahn.

G) Schlußfolgerungen

Die vorgeführten Beobachtungen lassen die neue Ostalpensynthese von A. TOLLMANN (1959) für den Bereich von Kärnten in etwas anderem Lichte erscheinen. So zutreffend die Grundzüge seiner Dek-

kengliederung nördlich des Alpenhauptkammes sind, im Süden stoßen sie auf große Schwierigkeiten.

Schon im Zentralteil der Niederen Tauern erweisen die Arbeiten der Schule METZ (BACHMANN, GAMERITH, SHINNAWI, SKALA, VOGELTANZ 1964) und von FORMANEK, KOLLMANN und MEDWENITSCH (1961), daß das sogenannte „Mittelostalpine Kristallin“ keineswegs einheitlich, sondern in durch Permoskyt-Mesozoikum-Einschaltungen oder auch durch Unterschiede im Kristallinseriesenverband markierte Teildecken bis Grottschuppen zerlegt ist. Das kann besonders eindrucksvoll am Südrand der Seckauer Tauern (METZ 1964) beobachtet werden.

Ab der Linie Seckau – Murau – Flattnitz – Wöllaner Nock verschwinden die Mesozoikum-Einschaltungen im „mittelostalpinen“ Kristallin gegen Süden und Osten anscheinend vollständig. Einzig das noch dubiose Rosegger Vorkommen steht an einem abweichenden Platz. Wenn es aber, wie der Verfasser nach den Indizien annimmt, zum Oberostalpin gehören würde, bliebe die angegebene Linie mit dem Ende von eingeschichtetem Mesozoikum weiter ungefähr eine Gerade und gäbe die Zone an, in der die Deckenbahn zwischen Mittel- und Oberostalpin in den Bereich des Kristallins absinkt und aus einer Oberflächenüberschiebung zu einer Tiefenüberschiebung wurde.

Die Überschiebungsbahnen zwischen den kristallinen Einheiten fallen in üblicher Weise ganz leicht gegen Süden in tiefere Schichtglieder ab; die Stangalpen-Überschiebungsbahn z. B. verbreitet sich dabei über ein sekundär unter Diaphthorese verschiefertes Kristallin-paket, um schließlich im Wörtherseebereich als individuelle Bahn aufzuhören. Eine solche Erscheinung ist allgemein beim Verfläichen von in höheren Teufen diskreten Flächen in die Bereiche mit epizonal metamorphen Bedingungen in der Tiefe zu erwarten. Da sich das eben Beschriebene an allen Stellen beim Ausgehen des Mesozoikums an den Schubflächen zutragen dürfte, ist mit als Flächen kenntlichen Überschiebungsbahnen in unserem meist flach lagerndem Kristallin ab der unteren Epizone nicht mehr zu rechnen. Die Gesamtbewegung an der Fläche verteilt sich immer mehr zu kleineren Teilbewegungen in den Schiefen, bis sie unmerklich zu nur kataklastischen Erscheinungen mit mehr oder weniger Diaphthorese werden.

Derart könnte man sich auch das Ausgehende der Gurktaler Überschiebung im Mittelkärntner Kristallin vorstellen. Es gibt auch tatsächlich im Bereich von Friesach durch reichlichere Diaphthoresen gekennzeichnete Zonen in der Kräupinger (FRITSCH 1964) und Waitschacher Serie (ZADORLAKY-STETTNER 1961). Im Süden der Saualpe sind nicht einmal mehr solche Zonen zu lokalisieren.

Die Diaphthoresezone KIESLINGERS im Südteil der Koralpe ist

ebenso wie im Klagenfurter Becken zu deuten, denn die Gesteine des Koralpensüdrandes entsprechen auch im Metamorphosegrad denen des Saualpensüdrandes. Die Tiefendiaphthorite des Kor- und Saualpenkristallins, wie die Diaphthorite des unterlagernden Stubalm-, Wolfsberger-, Klieninkristallins bleiben eine neuerlich bestätigte Erkenntnis.

Die Ubereinanderlagerung dieser obigen beiden Kristallineinheiten ist als postmetamorphe Überschiebung ohne Beteiligung von Mesozoikum aufzufassen, da stärker Metamorphes über schwächer Metamorphem liegt. Der Beginn dieser Überschiebungsbewegung könnte im metamorphen Bereich liegen und damit vielleicht noch in die Endphasen des Variszikums fallen, denn die Metamorphoseangleichung in einem weiten Bereich um die Bahn ist auffällig und bedarf einer Erklärung. Das Ende der Bewegungen folgt auf epizonale Bildungen als rein kataklastische, mylonitische Überschiebung. Hier kann es sich wohl nur um alpidische Dislokationen handeln und damit ist vermutlich eine extrem lang in Funktion gewesene Bewegungsbahn aufgeschlossen und erkannt worden (PILGER und WEISENBACH 1964, OBERMANN 1964). METZ (1964) fand in den Niederen Tauern in gleicher Position zwischen den Wölzer Glimmerschiefern (= Mittelkärntner Kristallin) und dem Gleinalmkristallin (= Stubalmkristallin) eine mit der obigen möglicherweise idente Überschiebung, in der aber auch Perm- und Mesozoikum eingeschaltungen liegen.

Wenn man, wie es dem Verfasser am wahrscheinlichsten erscheint, von der Vorstellung abgeht, daß die sogenannte Alpinodinarische Grenze als die große alpidische Wurzel- und Verschluckungszone anzusehen sei, sondern sie als weit- und tiefgreifende Geofraktur betrachtet, wofür die magmatischen Erscheinungen, die Blattverschiebungen, die Horst- und Grabenstrukturen und die Unterschiede in der sedimentären Ausbildung des Oberkarbons, Perms und sogar des Altpaläozoikums nördlich und südlich davon sprechen, so kann man auch die Erscheinungen der alpidischen Tektonik im Kärntner Kristallin einigermaßen befriedigend deuten. Es sieht so aus, als ob alle Überschiebungsbahnen und -zonen im Kristallin wenigstens ursprünglich als mehr oder weniger flach südfallende Abscherungsdecken entstanden wären. Sie entwickeln sich anscheinend aus den plastischen Zonen der Tiefe (Katazone), die allerdings, soweit sie aus der alpidischen Aera stammen, bis auf tiefste Bereiche des Penninikums der Westalpen noch nicht von der Erosion freigelegt sind. Höher oben gehen die Überschiebungsbewegungen in differentielle Schieferung über (Meso- bis Epizone), um sich in Horizontbereichen zu ballen (siehe die Beispiele aus dem Mittelkärntner Kristallin) und schließlich, nun unter Einschaltung von mesozoischen Gesteinen, in diskreten Überschiebungsbahnen bis an die ehemalige Erdoberfläche heranzukommen. Da bei einem

solchen Vorgang die höheren Decken die Bewegungen aller tieferen mitmachen müssen, summiert sich in ihnen die Überschiebungsweite gewaltig. Man kann sich auf diese Weise die Verfrachtung der Nördlichen Kalkalpen an ihren heutigen Platz über das Penninikum und Unterostalpin hinweg mit Zuhilfenahme von Gleitungshypothesen mechanisch besser vorstellen, als durch Flächenüberschiebung einer relativ dünnen, etwa gleich mächtigen Gesteinsdecke, wie sie TOLLMANN in seiner Ostalpensynthese (1959, 1962) angibt. Im Krappfeld hätte das die Gurktaler Decke ausmachende Gesteinspaket eine Mächtigkeit von etwa 4000 m und sollte aber dabei im Rückteil einer mindestens 165 km weit vorgeschobenen Deckenplatte liegen. Daß nur 4 km Gesteine den Druck von 160 km Reibungsbahn übertragen können, ist wirklich kaum vorstellbar. Selbstverständlich haben auf Beobachtungen beruhende Tatsachen den Vorrang vor nur theoretischen Ableitungen, doch fehlen eben im Kärntner Raum solche einwandfreien Beobachtungstatsachen, die so weite Überschiebungen verlangen würden. Es ist vielmehr so, daß die dagegen sprechenden Indizien überwiegen. Nach den hier behandelten Vorstellungen käme man mit Überschiebungsweiten von maximal 60 km an Einzelbahnen aus.

Bei der vom Verfasser angenommenen Überschiebungsart mit Teildecken, die nach der Tiefe zu in Schieferung übergehen, bleibt natürlich der Zusammenhang im südlicheren und tieferen Kristallin wegen der geringeren Relativverschiebungsbeträge besser bewahrt, wie er im Saualpenkristallin gegeben ist. Weiters läßt sich zwanglos folgern, daß die höheren Überschiebungsflächen durchschnittlich älter als die tieferen sind, wofür genug Beispiele bestehen.

Es bleiben auch die faziellen Zusammenhänge zwischen Radstädter und Stangalm-Mesozoikum und ihre Beheimatung nördlich des nordalpinen Faziesbereiches gewahrt. Nur die Rosegg-Viktring-Trias muß bei diesem Deutungsversuch zur nordalpinen Trias gerechnet werden, was, wie angeführt, leicht zu begründen ist. Ihre stärker metamorphe Prägung wäre durch eine relativ frühe grabenartige Einsenkung und Einpressung oder durch eine sonst noch unbekannte Teilüberschiebung zu erklären. In beiden Fällen wäre ein größerer Temperatur- und Druckanstieg als sonst im nordalpinen Mesozoikum erfolgt.

Das Alter der Hauptüberschiebungen ist auf Grund der Verhältnisse in der und um die Krappfeld-Oberkreide mit TOLLMANN (1959) als vorgosauisch anzunehmen. Noch altalpidisch (oberkretazisch) dürfte die Überschiebungs-Eignungstektonik mit E-W-Achsen fast ganz zum Erliegen gekommen sein und wurde von der in der Hauptsache tertiären erst mehr E-W-, dann mehr N-S-gerichteten, germanotypen Weitfalten-Bruchtektonik mit der Kulmination im Früh-

miozän, der auch die wichtigsten alpinotypen Vererzungen und der subsequeute Südalpenmagmatismus angehören, abgelöst.

Literatur

- ANDERLE, N., BECK-MANNAGETTA, P., STOWASSER, H., THURNER, A. und E. ZIRKL, 1964: Exkursionsführer: Murau – Gurktal – Villach. Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**, 291-330.
- ANGEL, F., 1924: Gesteine der Steiermark. Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., B, **60**, 1 – 302.
- ANGEL, F., 1932: Diabase und deren Abkömmlinge in den österreichischen Ostalpen. Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, **69**, Graz 5 – 24.
- ANGEL, F., 1939: Der Kraubather Olivinfels- bis Serpentinkörper als Glied der metamorphen Einheit der Gleinalpe. – Fortschr. d. Min., **23**, XC-CIV.
- ANGEL, F., CLAR, E. und H. MEIXNER, 1953: Führungstext zur Petrographischen Exkursion um den Plankogel bei Hüttenberg, Kärnten. – Der Karinthin, **24**, 289 – 296.
- ANGEL, F. und E. KRAJICEK: Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. Carinthia II, **129**, Klagenfurt 1939, 26 – 57.
- BECK-MANNAGETTA, P., 1951: Die Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe. Jb. d. Geol. B. A. **94**, Wien, 127 – 157.
- BECK-MANNAGETTA, P., 1954: Geologische Aufnahmen in den Bezirken Wolfsberg, Völkermarkt und St. Veit für die Kärntner Landesplanung (1953). Verh. Geol. B. A., Wien, 21 – 27.
- BECK-MANNAGETTA, P., 1959: Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. Jb. d. Geol. B. A. **102**, Wien, 313 – 352.
- CLAR, E., 1953: Metamorphes Paläozoikum im Raume Hüttenberg. Der Karinthin, **22**, 225 – 230.
- CLAR, E., FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A. und R. SCHONENBERG, 1963: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), VI. – Carinthia II, Klagenfurt, **73**, bzw. **153**, 23 – 51.
- CLAR, E. und H. MEIXNER, 1953: Die Eisenspatlagerstätte von Hüttenberg und ihre Umgebung. Carinthia II, **143**, 67 – 92.
- FLUGEL, H., 1963: Das Paläozoikum in Österreich. Mitt. Geol. Ges. Wien, **56**, 401 – 443.
- FORMANEK, H. P., KOLLMANN, H. und W. MEDWENITSCH, 1961: Beitrag zur Geologie der Schladminger Tauern im Bereich von Untertal und Obertal (Steiermark, Österreich), Mitt. Geol. Ges. Wien, **54**, 27 – 53.
- FRITSCH, W., 1957: Aufnabmsbericht über die geologische Neukartierung des Gebietes des Sonntags- und Kraigerberges bei St. Veit a. d. Glan, Kärnten. – Der Karinthin, **34/35**, 211 – 217.

- FRITSCH, W., 1961: Saure Eruptivgesteine aus dem Raume nordwestlich von St. Veit a. d. Glan in Kärnten. *Geologie*, **10**, 67 – 80.
- FRITSCH, W., 1962: Von der Anchi- zur Katazone im kristallinen Grundgebirge Ost-Kärntens. *Geol. Rdsch.*, **52**, 202 – 210.
- FRITSCH, W., 1964: Das Kristallin der Saualpe und die Oberkreide (Eozän) des Krappfeldes. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **57**, 331 – 351.
- FRITSCH, W. und H. HAJEK, 1965: Die Geologie des Gerlitzenstockes in Kärnten. *Carinthia II*, **155**, Klagenfurt.
- FRITSCH, W. und H. MEIXNER, 1964: Ergänzungen zu F. ANGEL, E. CLAR und H. MEIXNER: Führungstext zur Petrographischen Exkursion um den Plankogel bei Hüttenberg, Kärnten. *Der Karinthin*, **51**, 90 – 96.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A. und R. SCHONENBERG, 1960: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten) I. – *Carinthia II*, **150**, 7 – 28.
- HAJEK, H., 1962: Die geologischen Verhältnisse des Gebietes nördlich Feistritz-Pulst im Glantal, Kärnten. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **55**, 1 – 40.
- HERITSCH, F., 1940: Obersilur bei Tiffen zwischen Ossiacher See und Feldkirchen. *Anz. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl.* 103 – 106.
- HERITSCH, F. und F. CZERMAK, 1923: Die Geologie des Stubalpengebietes in Steiermark. *Graz*, 1 – 56.
- HERITSCH, H., 1964: Olivin und Klinohumit aus einem Dolomitmarmor der Koralpe, Steiermark. *Tschermaks min. petrog. Mitt.*, (3. Folge), **9**, Wien, 95 – 101.
- HOLLER, H., 1960: Zur Stratigraphie des Ladin im östlichen Drauzug und in den Nordkarawanken. *Carinthia II*, **150/2**, 63 – 74.
- HOMANN, O., 1962: Die geologisch-petrographischen Verhältnisse im Raume Ossiacher See-Wörthersee (südlich Feldkirchen zwischen Klagenfurt und Villach). *Jb. Geol. B. A. Wien*, **105**, 243 – 272.
- KAHLER, F., 1931: Zwischen Wörthersee und Karawanken. *Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, Graz*, **68**, 83 – 145.
- KAHLER, F., 1953: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. 16. Sonderheft der *Carinthia II*, Klagenfurt, 1 – 78.
- KAHLER, F., 1962: Geologische Karte der Umgebung von Klagenfurt, 1:50.000. *Verl. Geol. B. A. Wien*.
- KAMP, H. v. und N. WEISSENBACH, 1961: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), II. – *Carinthia II*, **151**, 5 – 40.
- KIESLINGER, A., 1928: Geologie und Petrographie der Koralpe. IX. *Sitz. Ber. Akad. Wien, math. nat. Kl. Abt. I*, **137**, 491 – 532.
- KIESLINGER, A., 1956: Die nutzbaren Gesteine Kärntens. *Klagenfurt*, 191 – 348.

- KLEINSCHMIDT, P., 1965: Diplomarbeit am Geolog. Institut der Univ. Tübingen.
- KOSTELKA, R., 1960: Windisch-Bleiberg. Carinthia II, **150/2**, 75 – 84.
- KUBLER, H. und W. E. MULLER, 1962: Die Geologie des Brennermesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol). Jb. Geol. B. A. Wien, **105**, 173 – 242.
- METZ, K., 1953: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. Mitt. Geol. Ges. Wien, **44**, 1 – 84.
- METZ, K. u. a., 1964: Beiträge zur Geologie der Rottenmanner und östlichen Wölzer Tauern. Verh. Geol. B. A. Wien, 65 – 164.
- MOHR, H., 1923: Über einige Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen. Zs. Deutsch. Geol. Ges., **75**, Monatsberichte.
- OBERMANN, P., 1964: Die geologischen Einheiten östlich des Hohenwart, zwischen Kreuzberg und Klippitzgraben in der nordöstlichen Saualpe/Kärnten, Österreich. Diplomarbeit am Geolog. Inst. der T. H. Clausthal.
- PAULITSCH, P., 1960: Das Kristallin zwischen Tassenbach und Oberilliach, Osttirol, und seine Metamorphose. Verh. Geol. B. A. Wien, 103 – 119.
- PETRASCHECK, W., 1927: Zur Tektonik der alpinen Zentralzone in Kärnten. Verh. Geol. B. A. Wien, **7**, 151 – 164.
- PILGER, A., 1942: Zur Gliederung der kristallinen Serien von Friesach in Kärnten. Ber. Reichsstl. f. Bodenforsch. Wien, 6 – 11.
- PILGER, A. und N. WEISSENBACH, 1964: Tektonische Zusammenhänge in den östlichen Zentralalpen. Vortrag auf der Monatsversammlung der DGG in Hannover im März 1964; kurze Inhaltsangabe in Zs. DGG 115/1964.
- PILGER, A. und N. WEISSENBACH, 1964: Tektonische Probleme bei der Gliederung des Altkristallins der östlichen Zentralalpen. Vortrag auf der Jahresversammlung der DGG in Wien, Sept. 1964, veröffentlicht in Zs. DGG 115/1964.
- SCHLAGER, W., 1963: Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. Mitt. Ges. Geol. und Bergbaustud., Wien, **13**, 41 – 120.
- SCHULLER, A., 1961: Die Druck-, Temperatur- und Energiefelder der Metamorphose. Abh. d. N. Jb. f. Min., **96**, 250 – 290.
- SCHWAIGHOFER, B., 1965: Dissertation am Geolog. Inst. der Univ. Wien.
- SCHWINNER, R., 1927: Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten), Sitz. Ber. Akad. Wien, math. nat. Kl., Abt. I, **136**, 333 – 382.
- SORDIAN, H., 1961: Das zentralalpine Mesozoikum im Becken von

- Klagenfurt (Kärnten, Österreich) und Bemerkungen zum Deckenbau der Ostalpen. Wien, Eigenverlag, 1–21.
- STOWASSER, H., 1956: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalmmesozoikums (Gurktaler Alpen), Jb. Geol. B. A. Wien, **99**, 75–200.
- STREHL, E., 1962: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), IV. – Carinthia II, **152**, 46–74.
- THIEDIG, F., 1962: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), III. – Carinthia II, **152**, 21–45.
- THIEDIG, F., 1965: Dissertation am Geolog. Inst. der Univ. Tübingen, im Druck bei den Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud., Wien, **16**.
- THURNER, A., 1933: Klärung der stratigraphischen Verhältnisse in der Bergwelt um Murau. Anz. Akad. Wiss., math. nat. Kl. I, Wien, **144**, 1–8.
- THURNER, A., 1957: Das Murauer Paläozoikum – eine Schubmasse. Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, Festschrift 70. Geburtstag ANGELE, Graz, 158–169.
- THURNER, A., 1963: Die fragliche Trias um Mühlen bei Neumarkt, Steiermark. Mitt. Geol. Ges. Wien, **56**, 515–538.
- TOLLMANN, A., 1959: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des zentralalpiner Mesozoikums. Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud., Wien, **10**.
- TOLLMANN, A., 1962: Tabelle des Paläozoikums der Ostalpen. Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud., Wien, **13**, 213–228.
- TROGER, W. E., 1963: Der geothermische Gradient im pt-Feld der metamorphen Facies. Beitr. Min. Petr., **9**, 1–12.
- WEISSENBACH, N., 1963: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), V. – Carinthia II, **153**, 5–23.
- WORSCH, E., 1936: Geologische Kartierung östlich des Faaker Sees. Anz. Akad. Wiss., math. natur. Kl., **73**, 58–59; Carinthia II, **127**, 41–57, Klagenfurt, 1937.
- WURM, F., 1964: Aufbau und Tektonik des anchi- bis mesozonalen Kristallins in der südöstlichen Saualpe bei St. Andrä im Lavanttal (Kärnten). Diplomarbeit am Geolog. Inst. d. Univ. Tübingen.
- ZADORLAKY-STETTNER, N., 1961: Petrographisch-geologische Untersuchungen in den östlichen Gurktaler Alpen westlich von Friesach in Kärnten. Verh. Geol. B. A. Wien, 155–170.

Zusammenfassung

Es werden wesentliche Untersuchungsergebnisse der Arbeitsgemeinschaft für die 1:10.000-Kartierung der Saualpe und ihrer näheren Umgebung im Zusammenhang mit älteren Kartierungen des Verfassers in

Mittelkärnten vorgeführt. Besonders fruchtbar hat sich die Erkenntnis einer reproduzierbaren Schichtabfolge mit relativ großer Flächenverbreitung und mit Primärfaziesänderungen und die Analyse der Metamorphoseverhältnisse von der Anchi- zur Katazone erwiesen. Das Kristallin wurde wenigstens zum guten Teil erstmalig variszisch aus einer Geosynklinalfüllung durch eine etwas thermal betonte Regionalmetamorphose geprägt und in vorwiegend liegende WNW-Falten gelegt. In der alpidischen Orogenese wurde es meist nicht mehr bis in den Internbau (Korngefüge) beansprucht, sondern unter geringer Diaphthoresis in Deckschuppen zerlegt, wobei z. T. zentralalpines Mesozoikum eingeschichtet wurde. Den tektonischen Abschluß bildet eine sehr starke germanotype Bruchzerstückelung. Die Problematik der Gurktaler Decke wird aufgezeigt, die Deckenbahn auch ohne Mesozoikum einschaltung mittels Metamorphosestudien weiter verfolgt und abschließend eine Deutung dieser Erscheinungen versucht, die von den bisherigen nicht befriedigenden Synthesen abweicht. Dabei plädiert der Verfasser für nordalpine Fazies der Rosegger Trias.

Summary

Former surveys of the author in the Carinthian Nock area and the Gurktaler Alps have been associated with the results of the 1:10 000 mappings of the study group in the Saualpe. Especially profitable proved to be the concept of a reproducible sequence of beds of relatively wide spread areal distribution and with primary changes of facies and the analysis of the metamorphic conditions from the anchi-to the kata-zone. At first the crystalline has been moulded to a high degree at least in the Hercynian period out of the filling of a geosyncline by a regional metamorphosis somewhat thermally stressed and generally pressed into WNW striking recumbent folds. In the Alpidian orogenesis in most cases it has not been strained strongly enough as to touch the internal structure (grain fabric) but under slight diaphthoresis disintegrated into nappes of imbricated structure at which in part Central Alpine Mesozoic has been intercalated. The tectonical conclusion is represented by an intensive Germanotypic disintegration due to down-faulting. The problem of the Gurktaler nappe is discussed, the nappe plane traced even without Mesozoic intercalations by way of studies of the metamorphosis and at last the explanation of these phenomena tried which is different from the syntheses which up to now have not been satisfactory. This author pleads for the northern Alpine facies of the Rosegger Trias.

Randbemerkungen zur Ostalpensynthese

von

WALTER DEL-NEGRO

Seit mein Bericht über neue synthetische Versuche zum Bau der Ostalpen (erstmalig in der Alten Folge dieser Zeitschrift, Jahrgang 12, 1961, dann in etwas erweiterter Form im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 105, 1962) erschienen ist, kam nicht nur das bekannte Buch von TOLLMANN (Ostalpensynthese, Wien 1962) heraus, sondern wurde auch eine Reihe von Tatsachen bekannt, die zu Revisionen Anlaß geben. In aller Kürze soll dazu Stellung genommen werden, wobei wir die Reihung der Sedimenttröge in der Richtung von Norden nach Süden zugrundelegen wollen.

Die von Buntmergeln des Südhelvetikums – entsprechend der Liebensteiner Decke im Westen – umhüllten „Klippen“ der Grestener Zone sind jetzt von den Fenstern im Süden des Wolfgangsees, wo sie PLOCHINGER einer monographischen Bearbeitung unterzog (Jb. Geol. B. A., 107, 1964), bis zur Hauptklippenzone des Wiener Waldes bekannt, die sich nach BRIX (Vortrag 1964, ref. in Erdöl-Zeitschr., 80, Febr. 1964) in der „Schottenhofzone“ verbreitert. Sie sind nichts anderes als der heraufgeschürfte jurassisch-unterkretazische Anteil des südhelvetischen Trogbereiches, der stratigraphische Untergrund der die „Klippenhülle“ bildenden oberkretazisch-eozänen „Buntmergelerde“. Ihre Heimat ist in den Ostalpen überall nördlich des Flyschtroges anzunehmen, da sie vom Flysch aus südlicher Richtung überfahren werden. Das sieht man in den Fenstern von St. Gilgen und Strobl, im Gebiet zwischen Traun und Alm, im Fenster von Brettli, bei Gresten und Rogatsboden und im Wiener Wald.

Die wegen ihrer stratigraphischen Verwandtschaft zur Klippenzone früher – zuletzt noch von TOLLMANN (a. a. O.) – als deren Fortsetzung angesehene St. Veiter Klippenzone, die offensichtlich zur Klippenzone der Pieninen in den Karpaten überleitet, wurde von PREY (Vh. Geol. B. A. 1960) wegen ihrer tektonischen Position und wegen des verschiedenen Alters ihrer Klippenhülle scharf von der Grestener Klippenzone geschieden. Nach BRIX (a. a. O.) ist sie der stratigraphische Untergrund der Laaber Flyschdecke, wie die Grestener Klippen der stratigraphische Untergrund der Buntmergelerde sind. Dafür spricht wohl auch der Umstand, daß nach der stratigraphischen Tabelle PREYs (Vh. Geol. B. A. 1962; Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 1964) die Klippenhülle der St. Veiter Klippenzone bis ins Cenoman reicht, die Laaber Flyschdecke aber mit Cenoman-Turon einsetzt. Dafür spricht weiter, daß nach KÜPPER (Mitt. Geol. Ges. Wien, 47, 1954/1956) im Bereich der St. Veiter

ter Klippenzone ein Vorkommen von Flyschsandstein in diese Zone im Streichen eingeordnet ist, u. zw. im Kontakt mit ihrer Klippenhülle, also mit ihrem Hangenden. Dafür sprechen endlich die Angaben BIRKENMAJERS (Jb. Geol. B. A., 103, 1960) über die Pieninen. In seiner stratigraphischen Tabelle findet man über den hauptsächlich jurassisch-neokomen Klippen der verschiedenen Klippenserien eine durchgehende, 40 – 60 m mächtige Hülle roter Globotruncanenmergel des Cenoman, die den bis ins Cenoman reichenden roten Mergeln der St. Veiter Klippenzone entsprechen, und darüber 70 – 100 m Flysch des Turon und Unterconiac, davon durch eine Schichtlücke (Faltungsphase) getrennt Obersanton. Dann, durch eine zweite Schichtlücke getrennt, Eozän und Oligozän, das im nördlichen und mittleren Teil der pieninischen Klippenzone dem Maguratypp angehört. Der Maguraflysch entspricht aber der Laaber Decke des Wiener Waldes. Die pieninischen Klippen sind also auch in den Karpaten als normales stratigraphisches Liegendes wenigstens eines Teiles der Flyschzone anzusprechen.

Damit wird TOLLMANNs eigenartige, durch die Identifizierung der Grestener und St. Veiter Klippenzone erzwungene Hypothese eines schrägen Durchstreichens des Flysches über den helvetischen Trog überflüssig. Beide Klippenzonen gehören dem jeweils tieferen Sedimentbestand zweier verschiedener, allerdings benachbarter Tröge, des südlichen Anteiles des helvetischen sowie des Flyschtroges, an. Ihre stratigraphische Verwandtschaft im jurassisch-neokomen Schichtbereich ist unter diesen Umständen verständlich, man muß deshalb die St. Veiter Klippenzone nicht als Fortsetzung der Grestener Klippenzone ansprechen; diese Fortsetzung liegt vielmehr in der Hauptklippenzone vor. Es ist denkbar, daß die Schwelle, die zur Erklärung des faziellen Unterschiedes von Buntmergelserie und Flysch zwischen den Trögen des Helvetikums und des Flysches zur Zeit der Oberkreide und des Alttertiärs bestanden haben dürfte, im Jura und in der tieferen Kreide noch nicht oder erst im embryonalen Stadium vorhanden war, sodaß damals eine einheitliche Sedimentation beide Räume übergriff. Man denke nur daran, daß z. B. die Fazies des Grestener Lias sogar bis in Randbereiche des Oberostalpins hineinreichte.

Wie ist nun der Trog, in dem der Flysch der Ostalpen und Karpaten und, als sein partiell Liegendes, die pieninischen Klippen samt ihrer unmittelbaren Hülle sedimentiert wurden, in das paläogeographische Schema des alpidischen Orogens einzugliedern? Da er dem helvetischen Trog südlich benachbart ist, ergibt sich logischerweise die wahrscheinliche Annahme, daß er penninisch ist. Diese Folgerung hat kürzlich mit besonderem Nachdruck OBERHAUSER (Vh. Geol. B. A. 1964) gezogen, u. zw. unter Berufung auf die Verhältnisse rund um den Rhätikon, wo sich immer deutlicher herausstellt, daß der Vorarlberger Flysch

über den Liechtensteiner mit dem sicher penninischen Prättigauflysch zusammenhängt und mit diesem „in denselben Fazies-Großraum einzuordnen“ ist (a. a. O., S. 47). Daraus leitet OBERHAUSER die Konsequenz ab, daß die gesamte ostalpine Flyschzone, die von Vorarlberg bis Wien tektonisch und stratigraphisch eine Einheit darstelle, durchgehend penninisch sei.

Damit harmonisieren durchaus die Verhältnisse im Salzburger Raum. Wickelt man nämlich die mit dem Helvetikum verfaltete Flyschdecke ab und versucht, sie in ihre ursprüngliche Position zurückzuverlegen, die mindestens südlich der im Stobler Fenster bekanntgewordenen Buntmergel- und Klippenvorkommen des Südhelvetikums gesucht werden muß, so ergibt eine überschlagsartige Berechnung, daß zum mindesten ihr Südrand an das penninische Tauernfenster heranreichen mußte. Der Gedanke liegt nahe, in der Flyschdecke die von den vordringenden ostalpinen Decken abgeschürfte jüngere Sedimenthaut der nördlichen Teile des penninischen Sedimentationsbereiches zu sehen (so CLAR, Vortrag 1964).

TOLLMANN schiebt allerdings zwischen Flysch und Pennin den bis in den Meridian von Hindelang reichenden „ultrapienidischen Rücken“ ein, der in den Karpaten als Exotika lieferndes Massiv zwischen Pie-niden und Tatriden angenommen wird; von diesem Rücken möchte TOLLMANN die Exotika des oberostalpinen Randcenomans bis in den Raum von Hindelang ableiten, die nach ZEIL von Norden nach Süden transportiert worden seien (in den Weyerer Bögen nimmt TOLLMANN jetzt – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14, 1963/1964 – allerdings nicht mehr Nord-Süd-Transport, sondern, nach Zurückverlegung der Bögen, Ost-West-Transport an). Er stellt sich vor, daß bereits vor dem Cenoman, in der austrischen Phase, der Vorstoß des Oberostalpins über das Mittel- und Unterostalpin sowie Pennin hinweg bis zu diesem Rücken, der den penninischen Trog im Norden begrenzt habe, erfolgt sei. Gleich westlich Hindelang, im Kleinen Walsertal, fehlen aber die Exotika, ebenso im Großen Walsertal. Hier im Westen sei der Vorstoß des Mittel- und Oberostalpins über die tieferen Einheiten, die ja im Unterengadin noch während des Großteiles der Kreidezeit freilagen, erst im Campan erfolgt (TOLLMANN, Ostalpensynthese, S. 193 ff.; Anz. math. naturw. Klasse d. Oest. Akad. d. Wiss., 1964).

Schon OBERHAUSER (a. a. O.) hat angedeutet, daß mit der Annahme, das Tauernfenster sei schon vorcenoman, das Engadinfenster erst viel später zugeschoben worden, die Einheitlichkeit der ostalpinen Baugeschichte gefährdet werde; es hätte sich dann eine fossile Störungszone bilden müssen, die, so meint er (S. 48), in den Kalkalpen nördlich Innsbruck zu sehen sein müßte. Letztere Ortsbestimmung ist irrig, da ja nach TOLLMANN der vorcenomane Vorstoß bis in den

Raum von Hindelang wirksam gewesen sein soll. Damit wird aber im Grunde OBERHAUSERs Argument nur noch wirksamer: man müßte in einer Linie, die vom Gebiet zwischen Hindelang und dem Kleinen Walsertal südsüdostwärts zu ziehen wäre, eine gewaltige Trennfuge zwischen einem östlich dieser Linie vorcenoman, westlich von ihr erst im Campan bewegten Gebirgstheil wahrnehmen können! Davon kann jedoch keine Rede sein. OBERHAUSER wird daher wohl im Recht sein, wenn er den vorcenomanen Zuschub des Tauernfensters bestreitet. Als Liefergebiet des oberostalpinen Randcenomans mit seinen Geröllen kommt daher nicht ein nördlich des Pennins gelegener Rücken in Betracht, vielmehr muß dieser Rücken südlich des Pennins, ja wegen der oberkretazischen Tasnaserie des Engadiner Unterostalpins sogar noch südlich des Unterostalpins gesucht werden.

Das stimmt nicht mit der Lage des exotischen Massivs in den Karpaten zusammen, das zwischen Pieninen und Tatriden gelegen sein muß, weil es in beide Gerölle lieferte. Es handelt sich wohl um zwei verschiedene Rücken.

Jedenfalls braucht man zwischen Flysch und Pennin keinen trennenden Rücken anzunehmen. Beide können zum gleichen Trog gehören. Damit werden auch die Pieninen zu einem Äquivalent des Pennins, das – nach BIRKENMAJER (s. a. O.) – in parautochthone Decken gelegt wurde und keine Metamorphose erlitt, weil es, im Gegensatz zu den Tauern, nicht mehr von höheren Decken überwältigt wurde. Das schließt allerdings nicht aus, daß auch in den Karpaten unter den Tatriden noch südlichere Teile des Pennins begraben liegen. Wenn Rechnitz penninisch sein sollte (was allerdings von ERICH bestritten wird; vgl. zuletzt Vh. Geol. B. A. 1964), gewinnt diese Hypothese sogar an Wahrscheinlichkeit. OBERHAUSERs Meinung, Rechnitz könne nicht penninisch sein, weil in den Karpaten der penninische Trog nördlich der Pieninen liege, ist nicht zwingend; die Pieninen selbst können, wie oben gezeigt wurde, aus dem penninischen Trog bezogen werden und brauchen noch nicht dessen südlichsten Anteil zu repräsentieren.

Wenn der Flysch in Salzburg nach Rückabwicklung bis in den Tauernbereich zurückreicht, gilt ähnliches wohl auch für das Wiener Gebiet; damit wird die Annäherung an Rechnitz plausibel.

Die an das Pennin, einschließlich der jetzt als hochpenninisch erkannten Klammkalkzone, südlich anschließende unterostalpine Zone bietet keine grundsätzlichen Schwierigkeiten. Anders liegt dies hinsichtlich der von H. FLUGEL (N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1960/5) und TOLLMANN (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 10, 1959) verfochtenen tiefgreifenden Spaltung zwischen Mittel- und Oberostalpin. Sie scheint sich im obersteirischen Bereich gut zu bewähren, aber das Problem

der Gurktaler Decke verursacht nach wie vor Kopfzerbrechen. Zwar ist die Annahme, daß das Stangalmmesozoikum an der Nordseite der Gurktaler Decke herumgreift, durch mehrere Fossilfunde am Leckenschober und in der Flattnitz glänzend bestätigt worden. Das Weiterziehen dieses Mesozoikums in den Raum von Murau ist sehr wahrscheinlich. Dagegen hat sich die Erwartung, eine Südgrenze der Gurktaler Decke im Raum Gerlitz-Glantal zu finden, nicht erfüllt, die angeblichen Fenster von Oberhof und Wimitz sind höchst fragwürdig, ebenso die Ostgrenze der Gurktaler Decke in dem von TOLLMANN und FLÜGEL vermuteten Gebiet (nach den Ergebnissen der Arbeitsgemeinschaft der Lagerstättenuntersuchung der ÖAMG in Knappenberg mit den geologischen Instituten Clausthal, Tübingen, Wien). Die Gurktaler Decke scheint hier fugenlos in das Mittelkärntner Kristallin (einschließlich Sau- und Koralmb) überzugehen (PILGER, Vortrag, Wien, Sept. 1964).

Damit ist zunächst eine widerspruchsvolle Situation entstanden; denn es ist nicht möglich, den Gegensatz zwischen Deckenkontakt im Westen und Nordwesten, fehlendem Deckenkontakt im Osten etwa durch einen nach Westen oder Nordwesten gerichteten Schub erklären zu wollen, da sowohl im Gurktaler Paläozoikum als auch im Stangalmmesozoikum das Achsenstreichen, im Raum Turrach-Flattnitz auch die Verschuppung unbedingt für einen Süd-Nord-, ja sogar Nordostschub sprechen. Diese Deckenbewegung muß wegen der Einbeziehung des Mesozoikums alpidisch sein; ihre Stirn ist auf eine Erstreckung von mehr als 20 km (von der Nordwestecke der Gurktaler Decke bis in die Flattnitz) einwandfrei nachgewiesen. Von der Flattnitz dürfte der Deckenrand in den Raum von Murau vorspringen; der weitere Verlauf muß aber offen bleiben. Die „Trias von Mühlen“ ist wohl kaum haltbar. Die nächste deutlich erkennbare, wahrscheinlich alpidische, wenn auch nicht durch mesozoische Deckenscheider nachgewiesene Deckenbahn ist nach den Knappenberger Forschungen (vgl. FRITSCH in Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 1964 sowie in diesem Heft) erst am Osthang der Saualm zu suchen, wo durch sie vom hangenden katazonalen Saualmkristallin das liegende mesozonale „Klieningkristallin“ geschieden wird; zu diesem gehören wahrscheinlich auch Ammering – Stubalpe – Gleinalpe. Diese Überschiebung liegt aber nach FRITSCH innerhalb des Mittelostalpins. Dieser Forscher ist jedoch der Meinung, die Überschiebungsfäche zwischen Ober- und Mittelostalpin könnte höhere und tiefere Anteile des Mittelkärntner Kristallins trennen (vgl. den Beitrag in diesem Heft).

Eine andere Frage ist die, wie weit die Trennfuge zwischen diesen beiden großen Einheiten nach Süden durchgreift. An der Gerlitz ist nichts mehr von ihr zu sehen. Das leicht metamorphe Mesozoikum

von Faak-Viktring spricht für ehemalige Überlagerung durch eine höhere Decke, die aber nicht mit der Gurktaler Decke identisch sein muß; es könnte sich um hintereinandergestaffelte Teildecken gehandelt haben. Daß das mittelostalpine Kristallin nicht, wie TOLLMANN glaubte, unter dem Drauzug hindurch bis ins Gailtal reicht, wird durch die stratigraphische Verbindung zwischen Gailtaler Kristallin und Drauzug aufgezeigt (Aufarbeitung des Gailtaler Kristallins in den Grödenern der Drauzugbasis, W. SCHLAGER, Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 13, 1962/1963).

Auch im Norden und Westen des Tauernfensters wurden gegen TOLLMANNs Synthese Einwände geltend gemacht: SCHMIDEGG (Vh. Geol. B. A., 1964) will die Dreiteilung der Grauwackenzone in Ober-, Mittel- (Schwazer Augengneis) und Unterostalpin (Innsbrucker Quarzphyllit) nicht anerkennen; ferner wendet er gegen die durch Mesozoikum markierte Deckengrenze zwischen Silvrettakristallin einerseits, Phyllitgneis und Landecker Phyllitzone andererseits ein, daß vom Silvrettakristallin Übergänge über die Phyllitgneise zur Landecker Phyllitzone führen und daß die Triaslinen im Norden des Silvrettakristallins eine nach unten geschlossene Synklinale bilden, also keine Deckengrenze markieren. Silvretta- und Oetztaler Kristallin samt mesozoischer Auflage rechnet SCHMIDEGG daher zum Oberostalpin; Silvretta-, Oetztaler-, Steinacher und Blaser-Decke wären nur Teildecken innerhalb des Oberostalpins, ein eigenes Mittelostalpin westlich des Brenners nicht vorhanden. Wir registrieren die abweichende Meinung, ohne eine Entscheidung zu wagen.

Das große Konzept TOLLMANNs ist also heute in vielen Belangen gefährdet. Das hat für die Frage nach der Herkunft der Nördlichen Kalkalpen große Bedeutung. Wenn mehr oder weniger große Teile des nach TOLLMANN mittelostalpinen Kristallins sich als oberostalpin herausstellen, so kommen als Trägerdecke für die Nördlichen Kalkalpen nicht nur die Vorkommen des fossilbelegten zentralalpinen Paläozoikums, sondern eben auch Kristallinanteile in Betracht. Wenn die Deckenbahn zwischen Mittel- und Oberostalpin im Osten der Tauern nicht so weit zurückgreift, wie TOLLMANN annahm, reduzieren sich auch die Schubweiten. Westlich der Tauern würde neben der Steinacher Decke, wenn SCHMIDEGG recht haben sollte, auch das Silvretta- und Oetztaler Kristallin als Trägerdecke in Betracht kommen. Anstelle einer Aufteilung in Mittel- und Oberostalpin würde hier die Teildeckenbildung innerhalb des Oberostalpins treten. Die Schubweiten der Kalkalpen wären auch hier dementsprechend verringert.

Das ist auch die Tendenz, die CLAR in dem früher zitierten Vortrag (1964) verfolgte. Schwierigkeiten ergeben sich nur aus den faziellen Unterschieden zwischen mittel- und oberostalpinem Mesozoikum, auf

die sich TOLLMANN in seiner Argumentation besonders stützt. Soweit diese faziellen Unterschiede nicht nur durch die Metamorphose unter Deckenbelastung zustandekamen, sondern als primär zu deuten sind, machen sie wohl unmöglich, die Nördlichen Kalkalpen aus genau den gleichen Räumen abzuleiten, in denen das faziell verschiedene zentralalpine Mesozoikum (Thörl, Stangalm) anzutreffen ist. Aber das Kristallin der Zentralalpen ist wohl genügend breit (besonders wenn seine Teildecken abgewickelt gedacht werden), um außer dem zentralpinen Mesozoikum auch noch dem der Nördlichen Kalkalpen Raum zu bieten. Die primäre Lagerung des sicher oberostalpinen Drauzuges auf dem Gailtaler Kristallin bedeutet ja nichts anderes als daß tatsächlich ein zurückgebliebenes Stück der Nördlichen Kalkalpen auf Kristallin sedimentiert wurde.

Innerhalb der Kalkalpen ist der interne Deckenbau im ganzen nicht zu bezweifeln. Die Überschiebungsweiten variieren allerdings. Diesbezüglich ist beim fensterartigen Vorkommen tieferer tektonischer Einheiten unter höheren Vorsicht am Platz. HERTWECK (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 1961) konnte nachweisen, daß die mehrfachen Vorkommen eindeutig der Frankenfesler Decke zugehöriger Liasgesteine im Bereiche der Ötscherdecke nicht als echte Fenster im Sinne einer weitreichenden Überschiebung der Ötscher- und Lunzer Decke über die Frankenfesler Decke aufgefaßt werden dürfen, sondern Abkömmlinge des kalkalpinen Stirnbereiches darstellen, die beim Vormarsch der Kalkalpen über den Flysch von der Stirn abgetrennt wurden und als Reibungsteppich an die Basis der Kalkalpen gerieten, von der sie nachträglich an den Bewegungsbahnen der verschiedenen Teildecken der Ötscherdecke hochgeschürft wurden. Die jeweiligen Überschiebungsbeträge dieser Teildecken brauchen kein besonders großes Ausmaß zu erreichen. TOLLMANN (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14, 1963/1964) hat diesen Gedanken auch auf die bajuvarischen, dem Ternberg-Frankenfesler Bereich faziell angehörigen Gesteine des Gunstberges bei Windischgarsten (vgl. PREY, Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 1964) angewendet. Dasselbe gilt wohl auch für das kleine Vorkommen von Randcnoman an der Wolfgangseestörung bei St. Gilgen sowie für das bajuvarische Neokom am Rande des Strobler Fensters (vgl. PLOCHINGER a. a. O.).

Trotzdem ist z. T. mit beträchtlichen Überschiebungsweiten zu rechnen, auch dann, wenn eine Decke nach den Seiten zu ausklingt, wie dies seit HAHN für das Tirolikum bekannt ist. Daß das Bajuvarikum im Scheitel des tirolischen Bogens bis auf schmale Randstreifen verschwindet, während es westlich und östlich davon allmählich breiter werdend wieder zum Vorschein kommt, beweist die weitreichende Überwältigung durch das Tirolikum. Ähnliches gilt von der Ötscher-

decke (TOLLMANN a. a. O., 1964). Eine seitlich ausklingende Decke ist nach SARNTHEIN (Jb. Geol. B. A., 1962) auch die Inntaldecke, da sie im Westen, im Bereich der Memminger Hütte, in eine Sattel- und Muldenregion der Lechtaldecke übergeht. SARNTHEIN erklärt die Überschiebungen im Norden und Süden der Inntaldecke durch Annahme eines Aufschubes mit doppelter Vergenz, also einer relativen Autochthonie der Inntaldecke innerhalb der Lechtaldecke. Ähnliches gilt wohl auch für die Kaisergebirgsdecke, deren Ostrand Übergänge in die angebliche Basis aufzuweisen scheint (JAKSCH, diese Zeitschr., Alte Folge, 12, 1961).

Dagegen wird die Berchtesgadener Schubmasse (Reiteralmdcke), die allseits geschlossen ist und nördlich Berchtesgaden den tirolischen Untergrund in einem Fenster sehen läßt (M. SCHLAGER, Vh. Geol. B. A., 1930), nach wie vor als relativ zur tirolischen Basis fernüberschoben gelten müssen, worauf auch die Deckschollen auf dem Steinernen Meer und im östlichen Hochköniggebiet (HEISSEL, Jb. Geol. B. A., 96, 1953) hindeuten. Dasselbe gilt für das Tiefjuvavikum von Berchtesgaden – Dürnberg (tirolisches Fenster bei Dürnberg nach PLOCHINGER, Jb. Geol. B. A., 98, 1955; Befunde im Dürnberger Bergwerk, Deckschollen auf dem Roßfeld und der Ahornbüchse). Besonders schöne Beispiele für ziemlich weitreichende Überschiebungen innerhalb der Kalkalpen bieten die Fenster im Schneeberggebiet, in denen Ötscherdecke, z. T. auch Hohe Wand-Decke unter der Schneebergdecke zutage treten (HERTWECK, Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 9, 1958, PLOCHINGER, Jb. Geol. B. A., 104, 1961, KRISTAN – TOLLMANN und TOLLMANN, Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss. math. naturw. Kl. I., 171, 1962).

Was das Tiefjuvavikum (Hallstätter Deckenbereich) betrifft, so ist seine Aufgliederung in zwei Teildecken zum mindesten für einige Gebiete gesichert. ZANKL (Zs. d. D. Geol. Ges., 113, 1961/1962) hat kürzlich den Versuch unternommen, für einen eventuell hierher zu rechnenden Gebietsstreifen, nämlich für die Torrener Joch-Zone, die relative Autochthonie innerhalb des Tirolikums, in der heutigen Position zwischen Göll und Hagengebirge, zu begründen. Dieser Versuch hat allerdings das Mißliche, daß nach ZANKL dieser Streifen als von Bruchlinien begrenzter Horst aufzufassen ist, daß aber gegen diesen angeblichen Horst besonders die südliche, am Büchsenkopf aber auch die nördliche Nachbarzone herabgebeugt statt wie zu erwarten emporgeschleppt ist. Es fragt sich, ob nicht bei anderer Begrenzung der Torrener Joch-Zone, als sie ZANKL vornehmen zu müssen glaubt, die von ihm behaupteten Faziesübergänge zum Göll ihre Beweiskraft einbüßen.

Allgemein ist für die Hallstätter Decken, ohne in weitere Teilfragen einzugehen, festzustellen, daß Aufschlüsse, in denen permotriadische Basiskomplexe des Tiefjuvavikums ohne Winkeldiskordanz herabge-

beugten jurassischen Hangendgliedern der Nachbarzone aufliegen, nicht durch Diapirbildung und seitliches Überquellen erklärt werden können; die dadurch entstehenden Bilder müßten anders aussehen.

Zusammenfassung

Im ersten Teil wird zum Klippen- und Flyschproblem Stellung genommen. Es wird vorgeschlagen, die pienidische Klippenzone als Unterlage wenigstens eines Teiles des Flysches anzusehen und daher in Verbindung mit dem Pennin zu bringen. Ein zweiter Teil befaßt sich mit dem wieder sehr kontroversen Fragenkreis der Abtrennung des Mittelostalpins vom Oberostalpin. Zuletzt wird der interne Deckenbau der Nördlichen Kalkalpen diskutiert.

Summary

In the first part the outlier and flysch problem is discussed. It is suggested to consider the Pienidian outlier zone as substratum of at least part of the flysch and this way to associate it with the Pennine. The second part is concerned with the very controversial problem of the separation of the middle Eastalpine from the upper Eastalpine. At last the internal nappe structure of the Northern Calcareous Alps is discussed.

Bericht über geomorphologische Beobachtungen im norwegischen Gebirge

von

THERESE PIPPAN

Das norwegische Gebirge gehört zum Kaledonischen System Europas. Es entstand in einer Geosynklinale, wo zunächst, bes. in E-Norwegen eokambrische Gesteine, Sparagmit, abgelagert wurden. Darauf folgen konkordant gegen W kambrosilurische Schichten, die den Großteil des Gebirges bilden. Erstere beginnen meist mit Sandstein, worauf Schiefer folgen, die auch das Hauptgestein des Ordoviziums bilden. Dem Silur gehören im N hauptsächlich Kalke, im südlichen Mittelnorwegen mächtige Sandsteine an. In das Kambrosilur sind bedeutende, wohl ordovizische Intrusionen und vulkanische Gesteine eingeschaltet.

Nach präkambrischen Bewegungen entstand die riesige subkambrische Fläche, die z. B. in der Hardanger Vidda wieder aufgedeckt wurde. Sie wurde später durch kaledonische Bewegungen, deren Hauptfaltung am Ende des Silurs und zu Beginn des Devons erfolgte, deformiert. Durch Druck gegen das archaische Vorland im E kam es zu Überschiebungen und Deckenbildung.

N der Depressionszone von Trondheim treten tiefere Gebirgsabschnitte auf, deren Gesteine denen Mittelnorwegens ähnlich, aber stärker metamorph sind. Ein Deckenbau kann hier nicht verfolgt werden. Mächtige Granitkörper sind von Adergneis umgeben. Glimmer, Paragneise und Granite mit Gneisstruktur, bes. Bändergneise, sind häufig.

An der norwegischen W-Küste griff die Abtragung in noch tiefere Stockwerke des Gebirges durch und es treten neben kaledonischen hauptsächlich archaische Gneise auf.

Nach permischen Störungen wurde das kaledonische Gebirge durch subaërielle Kräfte eingerumpft. Vom Silur bis zum Quartär gab es keine Transgression und daher keine marinen Ablagerungen. Es folgen unmittelbar die quartären Sedimente. Hier besteht eine der größten Schichtlücken der Erde.

Unmittelbar vor Beginn der tertiären Bewegungen, die das heutige Formenbild vorzeichnen, bestand an der Stelle von Jotunheimen, das fast nur aus Gabbro aufgebaut wird und schon damals den höchsten Teil des alten kaledonischen Gebirges präsentierte, ein reifes Mittelgebirge. Ähnliche Restgebirge ragten in Dovre (Snöhetta) und im Bereich der Rondane bei Otta auf. Die Wasserscheide lag weiter im W als heute. Die Hauptentwässerung war nach E und SE gerichtet, z. B. durch das Gudbrandsdal. Im Jungtertiär kam es zu rascher, starker Hebung, die z. T. en bloc erfolgte, und mit meist alten Störungen folgenden Brüchen verbunden war. Der Gebirgsblock wurde nach E schräggestellt. An der Küste wurden Hebungsbeträge bis 1000 m, in Jotunheimen solche bis 1200 m erreicht. Bei der z. T. mit wachsender Phase erfolgenden Hebung entwickelte sich eine Piedmonttreppe. Im Miozän und Pliozän entstand nach REUSCH, MACHATSCHEK und STROM die differenzierte paläische Fläche mit Stockwerken in 1800, 1300 und 1000 – 1100 m Höhe. Die oberste Fläche wurde im Miozän, die unterste im Pliozän herausgehoben. Die Aufgliederung der paläischen Abtragungsebene wird noch diskutiert. Am Rand des wenig zerschnittenen zentralen Gebirgsstockes entstanden bei sehr rascher Hebung Mammutstufen durch Aufzehrung der Zwischenstufen.

Im Gefolge der tertiären Bewegungen erodierten die Flüsse im W des Landes schmale, tiefe, steilwandige, gefällsreiche Täler (z. B. Raumatal) mit verschiedenen ineinandergeschachtelten Talgenerationen. Im östlichen schwächer gehobenen Gebiet entwickelten sich breitere, seich-

tere Täler mit flachen Hängen und ausgeglichenem Gefälle und nur im Quellgebiet jugendlichem Charakter. Die Täler folgten oft Schwäche zonen an Deckenrändern (z. B. Böverdalen) oder wenig festem Gestein. Das Ausmaß der präglazialen Zertalung war für die Entwicklung der verschiedenen Relieftypen von Bedeutung.

Die Hebung hat nicht alle Gebirgsabschnitte gleichmäßig betroffen. In der Senke von Trondheim erhielten sich mächtige, kambrosilurische Sedimente. Eine weitere Synklinale bildet der Ofotenfjord bei Narvik. Es gibt verschiedene Kulminationszonen (z. B. Jotunheimen und Romsdal), die vielfach quer zur Hauptachse des Gebirges verlaufen. Im Bereich des Aefjords SW von Narvik streicht eine Antiklinale NE. Hier treten alte Glimmerschiefer und Kalke zutage. In der Kulminationszone des Tysfjords kommt grobkörniger, massiger Granit an die Oberfläche. E und S von Narvik bis zur schwedischen Grenze liegt ein von kaledonischem Material umgebenes Fenster präkambrischer Gesteine vor.

Durch Klimaverschlechterung am Ende des Tertiärs und junge Hebung gelangte das Gebirge über die Schneegrenze. Zu Beginn des Pleistozäns entstand im W zunächst eine Kar- und Talvergletscherung, dann folgten Plateau- und Vorlandgletscher. Die Inlandvereisung in der Maximalphase der Vergletscherung ging hauptsächlich von den Plateaugletschern aus, die sich zu mächtigen Eismassen zusammenschlossen. Die eiszeitliche Schneegrenze lag um 800 – 1000 m tiefer als heute, wo sie in W-Norwegen in 1400 – 1600 m Höhe vorliegt. Die W-Winde vom Atlantik trugen den Schnee nach E, wo er sich im Lee anhäufte, so daß die Eisscheide nach E bis zum Bottnischen Golf wanderte. Im W kalbte das Eis in das durch den Golfstrom offen gehaltene Meer. Es bewegte sich in dieser Richtung ziemlich unabhängig vom Relief. Die norwegischen Glazialgeologen nehmen mindestens drei Vergletscherungen mit Interglazialen dazwischen an.

Beim etappenweisen Rückzug der Vereisung wurden die Rücken und Gipfel früher eisfrei als die Täler. Die Lokalvergletscherung herrschte. Unter der Last der Eismassen war das Land unter den Meeresspiegel herabgedrückt worden. Nach dem Schwinden des Inlandeises hob sich das Land durch glazialisostatische Ausgleichsbewegungen. Dies dauert bis heute an, wobei das Ausmaß der Hebung nach N zunimmt. Sie interferiert in komplizierter Weise mit glazialeustatischen Veränderungen des Meeresspiegels, der durch das Schmelzen des Inlandeises um 100 m angestiegen ist.

Norwegen ist das klassische Land der Glazialerosion. Die Moränendecke ist im W und N des Landes vorwiegend dünn. Die spätglazialen Toteismassen in den Tälern haben oft Stauseen abgedämmt, in die Sand- und Schottermassen in Deltaschichtung abgelagert wurden.

Für die morphologische Gestaltung des Gebirges sind die Gesteine

wichtig. Das stark metamorphe archaische und proterozoische Material leistete der Abtragung ziemlich gleichmäßigen Widerstand. Größere Bedeutung haben Klüfte und die Lagerung des Gesteins. In steil stehenden Gesteinsplatten entwickelten sich Sägegrate und Gipfelpyramiden auf den Höhen oder Riegel in den Tälern. In jüngeren Gesteinen gibt es größere Härteunterschiede, z. B. zwischen Schiefer, Phyllit, Kalk und basischem Material. Der feste Gabbro von Jotunheimen z. B. trägt zur großen orographischen Höhe des Gebietes bei. Auch der widerständige eokambrische Quarzit und Sparagmit kann bei steiler Schichtstellung scharfe Formen erzeugen, z. B. auf Rondane.

Ein wesentliches Formenelement des norwegischen Gebirges sind weite Plateaus, die Reste der subkambrischen und paläischen Fläche. Diese Formen neben scharf abgesetzten, hochalpin gestalteten Restgebirgen bedingen die eindrucksvolle Formendiskordanz zwischen greisenhafter bis reifer und jugendlicher Landschaft.

Größten Einfluß auf die Reliefgestaltung hatte die eiszeitliche Vergletscherung, von deren Ausmaß die Intensität der glazialen Umgestaltung des Gebirges bestimmt war. Die Verhältnisse in Norwegen waren dieser Formung besonders günstig. Durch die bedeutende, vom Mitteltertiär bis zum Beginn des Pleistozäns andauernde Hebung erreichte das Gebirge große Höhen (Galdhöppigen 2468 m). Auf den weiten Plateaus konnte sich das Inlandeis entwickeln. Die hohe geographische Breite und das maritime Glazialklima unterstützten die Vereisung. Der große Temperaturunterschied zwischen dem warmen Meer und dem stark vergletscherten, quer zu den Regen- und Schneewinden streichenden, küstennahen Hochgebirge intensivierte die atmosphärische Zirkulation und bedingte hohe Niederschläge, die im Jahr bis 4500 mm erreichen konnten. Etwa 1/5 davon fiel als Regen, der Rest als Schnee. Unter solchen Umständen konnte das Inlandeis bis 3000 m mächtig werden. Es wurde meist nur von den höchsten Gebirgen überragt. Nahe der Küste durchstießen allerdings auch niedrigere Gebirge die Eisoberfläche, die sich von der Eisscheide im E rasch gegen das Nordmeer senkte. Sie lag beim schwedischen See Torneträsk E von Narvik bei 1900 m und am Ofotenfjord in 1000 m über dem Meer. Das Inlandeis erreichte wohl den Schelfrand.

Es zeigt sich, daß für die glaziale Formung neben der Eismächtigkeit auch die Fließgeschwindigkeit, das freie Fließen des Gletschers und die Lokalvergletscherung wichtig waren. Die glaziale Wirkung steigerte sich wesentlich, wenn die Fließrichtung eines Talgletschers mit jener des Inlandeises übereinstimmte, was an der W-Abdachung eines Gebirges meist der Fall war, während in E die Täler oft entgegengesetzt zum Gefälle des Inlandeises verliefen. Daher zeigen diese beiden Ge-

biete ein verschiedenes Ausmaß der Glazialerosion. Für die glaziale Rundung und Glättung von Felsoberflächen und die Ausarbeitung von Trögen ist neben den anderen Faktoren auch die Eismächtigkeit wichtig.

Die glaziale Formung des Gebirges weist folgende Elemente auf:

1. *Polierte und gerundete Felsflächen* treten vor allem in einheitlichem, hartem, kristallinem Gestein auf. Besonders ausgeprägt ist diese Formung, wenn die Felsplatten, Kluft- oder Bewegungsflächen parallel zu den Gehängen streichen und ein frei, rasch fließender, mächtiger Talgletscher unter dem Druck eines gleichsinnig bewegten Inlandeises arbeitet. Die Polierung und Rundung konnte sich im ausgeglichenen Seeklima z. T. sehr gut erhalten, weil die mechanische Verwitterung nicht so exzessiv war. Die besten Beispiele hiefür finden sich in Nordnorwegen. Wahrscheinlich war hier die Würmvergletscherung nicht durch Interstadiale unterbrochen und das Postglazial relativ kurz, so daß für hangaufrauhennde Prozesse wenig Zeit zur Verfügung stand. (Vor 8000 Jahren lag bei Abisko noch 700 m mächtiges Eis. Der Talgletscher von Kärkevage in der Nähe dieses Ortes schwand erst vor 7000 Jahren.) Sehr gute Beispiele finden sich zwischen Mörsvik- und Aefjord SW Narvik, besonders an den Trogwänden als geschliffene Buckel im oberen und als Unterschneidungshohlkehlen im tieferen Hangteil. Oft treten spiegelglatte, völlig vegetationslose Flächen im Fels auf. Prächtig geschliffen sind die Trogwände und die oben anschließende Fjellfläche an der N-Seite des Rombaksbotn bei Narvik. Auch Karwände und Hochtrogsohlen können eine solche Glättung zeigen. In steil stehenden Gesteinsplatten im Kammbereich war die glättende Wirkung des Inlandeises gering. In tieferen Lagen hat es oft die tektonische Struktur und an Faltensättel gebundene Bergkuppen oder den Schalenbau von Granit oder Gneis herauspräpariert wie N von Bonasjön NE von Fauske. Harte Gesteinslagen wurden unter Hohlkehlenbildung in weicherem Material als Leisten herausgearbeitet, z. B. am Rücken des Hatten am Vestfjord SW der Mündung des Tysfjords.

Besonders typische Glazialformen sind die Rundhöcker, ein rhythmisches Phänomen, das auf die spezifische Bewegungsmechanik von Inlandeis oder Talgletscher zurückgeht und mit der Formung von Becken und Schwellen im Tallängsprofil verwandt ist. Eine gewisse Rolle spielt dabei auch die selektive Glazialerosion. Sie entstand hauptsächlich unter ähnlichen petrographischen Bedingungen wie gerundete Felsflächen. Besonders günstig für die Rundhöckerbildung sind horizontal oder vertikal geklüftete Gesteine oder Überfaltungsstrukturen. Da die Rundhöcker auf der Talsohle besser als auf dem Hochplateau ausgebildet sind, muß auch die Eismächtigkeit für ihre Entwicklung Bedeutung haben. An den Talhängen z. B. von Böverdalen sind sie oft trep-

penartig übereinander angeordnet. Oft ist die Oberfläche großer Rundhöcker durch kleinere Buckel gegliedert.

2. Die Kare: Ein sehr wichtiges glaziales Formenelement, entstanden durch die Tätigkeit lokaler Talgletscher, die sich meist in den Talköpfen entwickelten, weshalb ihre Bildung durch ein stark zertaltes präglaziales Relief begünstigt wurde. Sie sind dort am typischsten, wo Nunataks möglichst durch den Gesamtverlauf jeder Eiszeit über die Oberfläche der Tal- oder Inlandvereisung aufragten, so daß die mechanische Verwitterung an den Karwänden über der Schwarz-Weißgrenze unter periglaziale, wenn auch maritim gemildertem Klimaeinfluß durch möglichst lange Perioden des Pleistozäns oder sogar ununterbrochen bis heute wirken konnte. Dies gilt besonders für Hochgebirge des W-Teiles von Innernorwegen wie Jotunheimen. Hier und im Küstengebirge entstanden durch das Andrängen der Kare gegen die Gipfel scharfe, gratförmige Zwischenkarscheiden. Solche Formen finden sich auch unter Inlandeis erhalten, wenn die Grate quer zur Eisbewegungsrichtung verlaufen.

Weiter im Inneren des Landes haben sich im Hochgebirge zwischen den Karen Reste der alten Landoberfläche erhalten wie auf Rondane und Snöhetta. Hier ist eine echte Gratbildung selten. Diese Gebirge waren lange von Inlandeis bedeckt und von vorneherein weniger zertalt. An den steilen Wänden am E-Abfall von Trolltinderne im Romsdal konnten sich keine Kare entwickeln. In E-Norwegen und im niedrigeren Küstengebirge bildeten sich typische Kare nur vor oder nach dem Inlandeisstadium jeder Vergletscherung während der Kar- und Talgletscherperiode. Oft folgen die Karwände abtauchenden Gesteinsplatten, Kluft- oder Bewegungsflächen des Gesteins.

3. Die *Trogtäler* entstanden meist aus jüngsttertiären bis unmittelbar präglazialen Taleinschnitten in das emporsteigende Gebirge, welche direkt in die paläische Fläche und nicht in einen sogenannten präglazialen Talboden eingesenkt sind. Es entwickelten sich daher im Gegensatz z. B. zu den Alpen vor allem in Landesinneren vorwiegend schulterlose Tröge. Die Trogform knüpft meist an Granit, Gneis oder kristallinen Kalk. Die Trogwände sind besonders typisch ausgeprägt, wenn sie steil abtauchenden, parallel zum Tal streichenden Gesteinsplatten oder tektonischen Flächen folgen. Die besten Beispiele für Tröge mit zusammenhängenden polierten Wänden, mit konvexem Querprofil im oberen und konkavem im unteren Hangabschnitt bestehen in Nordnorwegen unter günstigen tektonisch-petrographischen Verhältnissen und unter der Mitwirkung eines frei, rasch fließenden, mächtigen Talgletschers mit großem Sohlgefälle, das im Trogschluß bis 300 ‰ erreichen konnte und dessen Tätigkeit durch den Druck des konkordant bewegten Inlandeises gefördert wurde (Rombaksfjord bei Narvik).

Wenn nur der Talgletscher erodierte wie im unteren Romsdal, entstanden über dessen Oberfläche rauhe Felswände und scharfe Trogkanten, darunter aber gut geglättete Felsabfälle.

Für die Trogbildung stand in Norwegen jeweils fast die gesamte Vergletscherungsperiode mit Ausnahme der Kargletscherphasen zur Verfügung. Unter ungünstigen Voraussetzungen tritt die Trogform oft nur als Trogpfeiler entgegen, die aus dem Talhang vorspringen.

4. Die für das Längsprofil vergletschert gewesener Gebirgstäler typische *Abfolge von Becken und Schwellen mit Riegeln* ist besonders in den Fjordsöhlen, aber auch in Tälern ausgeprägt. Sie geht auf die spezifische Mechanik einer rotierenden Gletscherbewegung zurück, worüber V. W. Lewis 1947 – 1960 Untersuchungen angestellt hat. Ich selbst habe auf dem IV. Inqua Kongreß 1953 in Rom auf die Beziehung zwischen spezifischer Bewegungsmechanik des Gletschers und der Becken- und Schwellenbildung in Tälern hingewiesen. Am Fuß einer Stufe entwickelten sich oft durch glaziale Konfluenz und Kolkwirkung besonders tiefe Becken. Weiter talaus mit verminderter Erosionskraft des Gletschers steigt die Beckensohle zur Schwelle an. In Fjorden, die parallel zur Bewegungsrichtung des Inlandeises verlaufen, ist diese Formung besonders typisch, wenn das Fjordtal weit ins Gebirge zurückgreift, so daß der Gletscher vom hohen Plateau über die steile Trogwand mit großem Gefälle herabstürzte und am Wandfuß eine intensive Kolkwirkung ermöglichte. Auch an der Einmündung von Seitengletschern konnte eine ähnliche Auskolkung auftreten. Im Sognefjord sind Konfluenzbecken bis 1300 m tief. Die Bildung von Becken kann auch durch das Auftreten weicher oder zerrütteter Gesteine begünstigt werden. Die Riegel oder Schwellen hängen mit festem Gestein, steil stehenden Platten oder Hebungsregionen zusammen. Oft knüpfen sie an zurückwandernde Gefällsteilen. Meist wirken mehrere Faktoren an der Schwellenbildung zusammen.

5. Der *Stufenbau* der norwegischen Gebirgstäler ist nicht so regelmäßig wie in den Hohen Tauern, weil die Heraushebung vielfach mehr en bloc erfolgte. Da die Entwässerung, z. B. in Jotunheimen z. T. radial angeordnet ist, schneiden die Täler oft nicht die SW streichende Hebungssache. An den inneren Fjordwänden treten mehrfach durch glaziale Konfluenz übersteigerte viele 100 m hohe Mammutstufen auf. Die vorhandenen Talwegstufen gehen meist auf glaziale Konfluenzwirkung, z. T. auf zurückwandernde Gefällsteilen zurück. Letzteres gilt für Gebiete an der Grenze des wenig zerschnittenen Altlandes gegen eine jüngere Talgeneration. Lithologisch bedingte Stufen sind selten, da das Gestein meist sehr einförmig ist (Jotunheimen).

6. Ein charakteristischer Zug der norwegischen Gebirgslandschaft

sind *Hängetäler*. Sie entstanden im Inneren des Hochgebirges in erster Linie durch differenzierte Tiefenerosionswirkung des Eises. Dies gilt besonders für die großen Gebirgstäler, die einen eigenen Gletscher hatten, der sich gleichsinnig mit dem Inlandeis bewegte, während die kleinen Seitentäler meist keinen eigenen Gletscher besaßen oder von nur wenig bewegtem Plateaueis erfüllt waren und in ihrem Verlauf von der Bewegungsrichtung des Inlandeises abwichen. Unter solchen Umständen war die glaziale Tiefenerosion im Nebental nur gering. Es handelt sich da um breite, seicht in die paläische Fläche eingeschnittene Plateautäler, die hoch über der Haupttalsohle ausmünden (Rombaksbotn). An der westlichen Gebirgsabdachung war die paläische Fläche infolge der Nähe der marinen Erosionsbasis und der intensiven Heraushebung schon präglazial stärker zerschnitten, so daß hier die Hängetalbildung z. T. auch auf den Unterschied in der tektonischen Bewegung entgegenwirkenden fluviatilen Erosion von Haupt- und Nebenfluß zurückgeht.

Der durch die Gesamtheit der glazial geformten Reliefelemente geprägte hochalpine Formenstil des Gebirges tritt bevorzugt in tektonischen Kulminationsgebieten auf, wo steil stehende Gesteinsplatten die Bildung von zackigen Graten und scharfen Gipfeln fördern. Hier können glazial unterschliffene, überhängende Bergspitzen entstehen. Durch steile Stellung des Gesteins oder der Klufflächen intensivierte Hochgebirgsformung findet sich in Jotunheimen, am Trolltinderne im Romsdal und andeutungsweise auf Snöhetta und Rondane. Auch festes Gestein fördert die Hochgebirgsformung. Der wichtigste Faktor aber ist die Lokalvergletscherung an Nunataks, die vor dem Vorstoß und nach dem Rückzug des Inlandeises oder unter günstigen Umständen durch jede eiszeitliche Periode hindurch bis heute wirkte. Am Aefjord zeigen knapp über 1000 m hohe Berge typische Hochgebirgsformung, soweit die Gipfel über dem Inlandeis lagen. Aber auch die starke jungtertiäre Aufwölbung nahe der Hebungsachse des kaledonischen Gebirges und der marinen Erosionsbasis hat in den Küstengebirgen und in W-Jotunheimen eine intensive fluviatile Zerschneidung, die eine wichtige Voraussetzung der Lokalvergletscherung bildet, und damit die Hochgebirgsformung begünstigt. Gipfel wie Rondane oder Snöhetta, die nur eine gewisse Zeit das Inlandeis überragten und vorwiegend flache Gesteinslagerung zeigen, haben Übergangsformen von Pyramiden zu gerundeten Gipfeln.

Für die Entwicklung typischer Hochgebirgsformen müssen möglichst viele günstige Faktoren in einem wohl ausgewogenen Ausmaß zusammenwirken. In Norwegen trat zwar eine mächtige Vergletscherung auf, aber infolge der weitgehenden Inlandeisbedeckung sind Hochgebirgsformen trotz oft großer orographischer Höhe nicht allgemein ver-

breitet, sondern meist auf Nunataks beschränkt. Auf den hohen Gipfeln in Küstennähe hat auch das maritime Klima ihre Entwicklung etwas beeinträchtigt. Aber in den Tälern sind sie infolge der vereinigten Wirkung von Inlandeis und Talgletscher sehr typisch ausgeprägt.

Besonders eindrucksvoll ist die Formendiskordanz zwischen dem reifen bis greisenhaften Relief des Gebirgssockels und dem hochalpin geformten Oberbau z. B. bei Rondane. Ein sehr eigenartiger morphologischer Zug ist das Auftreten von Hochgebirgsformen in sehr niedrigen Gebirgen und ihr häufiges Fehlen bei orographisch großer Höhenlage.

Zusammenfassung

Der Bericht skizziert zunächst die geologische und morphologische Geschichte der norwegischen Gebirge und geht dann auf Grund eigener Beobachtungen auf die glazial bedingte Formgebung näher ein, wobei im besonderen Gletscherschliffe, Kare, Trogtäler, Wechsel von Becken und Schwellen, Stufenbau der Täler, Hängetäler ausführlich behandelt werden.

Summary

The report at first is concerned with the geological and morphological development of the Norwegian Mountains and then based on investigations in the field is dealing with the glaciated features at which especially striations, corries, trough shaped valleys, the sequence of basins and riseres, the stairway structure of the valleys, and hanging valleys are discussed in detail as to their development.

Bericht über die Großsprengungen im Wimberg- und Kirchenbruch (Adnet) der KIEFER Ges. m. b. H. im Oktober 1964

von

RUDOLF VOGELTANZ

Mit 2 Abb.

Einleitung

Am 5. und 6. Oktober 1964 führte die KIEFER Ges. m. b. H./Oberalm zwei Sprengungen im Wimberg- und Kirchenbruch bei Adnet durch. Um das bei derartigen Anlässen anfallende Gesteins- und Fossilma-

terial zu begutachten und etwaige interessante Proben für eine spätere Bearbeitung aufzusammeln, führte ich mit Herrn Th. RULLMANN, Salzburg, zwei Exkursionen durch. Herrn Direktor Josef KIWEK danke ich herzlich für sein Entgegenkommen, die Sprengungen unmittelbar beobachten zu können.

Im Wimbergbruch wurden die roten Lias-Knollenkalke auf eine Strichbreite von 50 m abgesprengt, doch konnten hier keine Untersuchungen stattfinden; bemerkenswert sind schöne Rundkarrenbildungen unter Bodenbedeckung, die bei der Sprengung freigelegt wurden.

Im folgenden soll der Kirchenbruch behandelt werden. Hier wurde ein Sporn des weißen Oberrhät-Riffkalkes abgesprengt, in den eine auffallende bunte Lumachelle eingelagert war.

Technische Daten der Sprengung

600 kg Gelatine-Donarit wurden gezündet. Nach mündlicher Mitteilung von Herrn Direktor J. KIWEK wird das Gut mit 2,8 spez. Gew. berechnet, sodaß ca. 6000 Tonnen Gesteins anfielen.

Die Gesteine

Im Kirchenbruch stehen vom Liegenden zum Hangenden folgende Gesteine an:

1. Heller Oberrhät-Riffkalk
2. Bunte Lumachelle (in 1. eingelagert)
3. Rötliches, „liasartiges“ Gestein (F. WÄHNER 1903)

In neuerer Zeit wurde das Gebiet von M. SCHLAGER 1957, 1960 kartiert. H. ZAPFE 1963 bestätigt durch Bearbeitung der nichtriffbildenden Fauna das oberrhätische Alter des hellen Riffkalkes, der im Betrieb als „Urbano“ gebrochen wird. Eine umfassende historische und technisch-petrographische Beschreibung sämtlicher Adneter Gesteine verdanken wir A. KIESLINGER in seinem Buch „Die nutzbaren Gesteine Salzburgs“ 1964. Das rötliche, „liasartige“ Gestein (F. WÄHNER) durchlagert den Riffkalk taschenartig, enthält ästige Korallen und ist an sich den sogenannten Tropfmarmoren zuzurechnen. Im Betrieb wird es manchmal auch als „Urbano rosa“ bezeichnet, doch weist A. KIESLINGER 1964:155 darauf hin, daß diese beiden Typen nicht scharf voneinander getrennt werden können.

Hier soll nun näher auf die bunte Lumachelle eingegangen werden. Sie durchlagerte den Riffkalk als flach gegen NW einfallende Linse von etwa 2,5 m Mächtigkeit und wurde durch die Sprengung total entfernt. Nach mündlicher Mitteilung von Herrn Dir. KIWEK stellen die vereinzelt auftretenden Lumachellen im Riffkalk eine große Seltenheit dar. F. WÄHNER 1903 erwähnt bunte, rotbraune Kalke mit

Rhaetavicula contorta (PORTL.) vom Guggen bei Adnet. M. SCHLAGER 1957a:65 und 1957b:32 beschreibt vom Kirchenbuch eine grau-braune, mergelige Lumachelle, von der im HAUS DER NATUR Material existiert. Sie lieferte reichlich Rhät-Muscheln (siehe auch H. ZAPFE 1963:209) und weist in der Anordnung der Schalen sehr große Ähnlichkeit mit der im folgenden beschriebenen auf. Allerdings ist sie fast nicht gefärbt, wogegen unser Material auffallend bunt ist.

Die bunte Lumachelle wird nun feldmäßig beschrieben, um neben der noch zu erfolgenden paläontologischen Bearbeitung Vergleiche zu ähnlichen Bildungen zu bieten. Wie in der von M. SCHLAGER 1957b: 32 beschriebenen Muschelbank konnten die Schalen von *Gervilleia*, *Avicula* und *Modiola* erkannt werden, die untereinander annähernd parallel angeordnet sind. Die Längsachsen der Schalen streuen von der Gesamtlängsachse der Schicht nur gering, wie an einem Anschliff festgestellt werden konnte, der uns entgegenkommenderweise von der Fa. KIEFER zur Verfügung gestellt wurde. Es zeigt sich ein zweifacher Wechsel von grauen und braunroten Schichten, wobei in den bunten Lagen die Schalen manchmal zu Brauneisen umgesetzt sind. Die gesamte Lumachelle wird stellenweise von Brauneisentaschen durchquert, deren Wände von weißem, stark fluoreszierendem Kalkspat angekleidet sind. Ähnliche Bildungen beschreibt M. SCHLAGER 1957b:33 aus den Langmoos-Brüchen im W. Vom Liegenden zum Hangenden konnten folgende Lagen innerhalb der Lumachelle festgestellt werden:

- a) graue Schalenlage ohne Brauneisen (Mächtigkeit 1 – 1,5 m)
- b) schmale bunte Schalenlage mit teilweise zu Brauneisen umgesetzten Muschelschalen. Die Zwickel zwischen den Biogenen sind mit weißem Kalkspat erfüllt. (Mächtigkeit 0,3 m)
- c) makrofossilleere, hellgraue Kalklage (Mächtigkeit 0,5 m)
- d) bunte Schalenlage wie b) (Mächtigkeit 0,5 – 0,8 m)

Liegend- und Hangendgrenze zum umgebenden Riffkalk ist durch Riffschutt in Form von feinkonglomeratisch-brekziösen Einstreuungen markiert. Zwischen der Lage b) und c) ist stellenweise ebenfalls eine schmale Riffschuttlage sichtbar. Aus diesen Angaben läßt sich folgende Deutung erstellen: die gesamte Lumachelle stellt eine Mulde an der Oberfläche des Riffes dar, in welche die Schalen mehrfach hineingeschwemmt wurden. Die brauneisenhaltigen Lagen weisen auf atmosphärische Verwitterung hin. Wie *Abb 1* verdeutlicht, kann folgender zeitlicher Ablauf erkannt werden:

- 1.) Sedimentation der Lage a)
- 2.) Kontinuierliche Sedimentation der Lage b)

- 3.) Hebung, Verwitterung der Lage b), sowie seitliche Einstreuung von Riffschutt
- 4.) Senkung und Sedimentation der Lage c), neuerliche Einschwemmung von Muschelschalen, die als Lage d) sedimentiert werden.
- 5.) Hebung und Verwitterung der Lage d), Einstreuung von Riffschutt
- 6.) Überwachsung der Lumachelle durch das Riff und Senkung.

Bei Punkt 5 stellenweise Auswaschung der gesamten Schicht und Füllung der entstandenen Taschen mit Verwitterungsmaterial der Oberfläche. Bei der Diagenese werden die verbliebenen Hohlräume mit Kalkspat verkleidet. Derartige lokale Hebungen und Senkungen während der Sedimentation sind im Riffkalk schwer erkennbar. Von gelegentlichen Schutteinstreuungen abgesehen bietet der massige Kalk

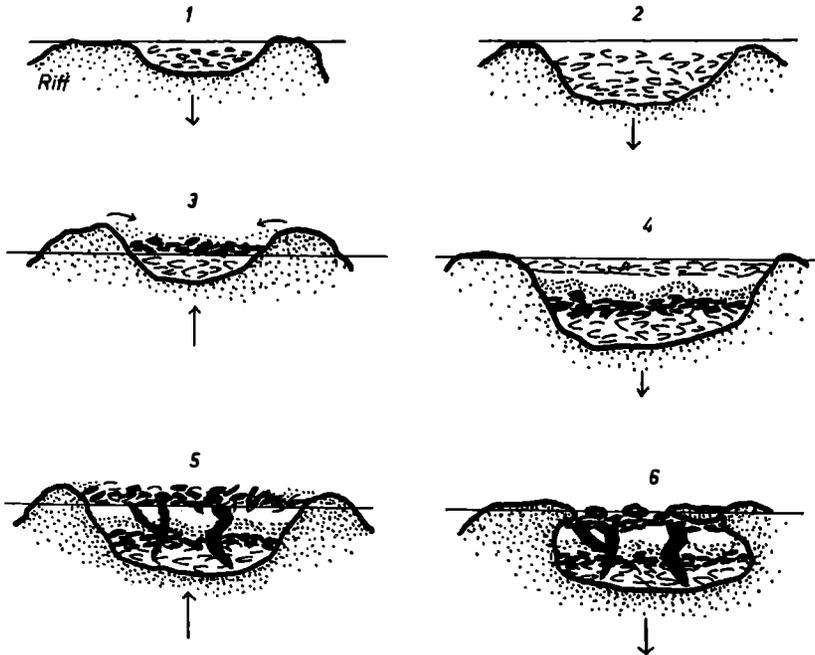


Abb. 1: Sedimentationsablauf der bunten Rhät-Lumachelle im Adnetter Kirchenbruch

hiefür wenig Anhaltspunkte. Daher sind diese Lumachellen gute Anzeiger einer lokalen synsedimentären Tektonik. Das Material der Muschelschicht wird im HAUS DER NATUR unter der Sammel-Nr. 7/10/64 bis 15/10/64 verwahrt.

N

S

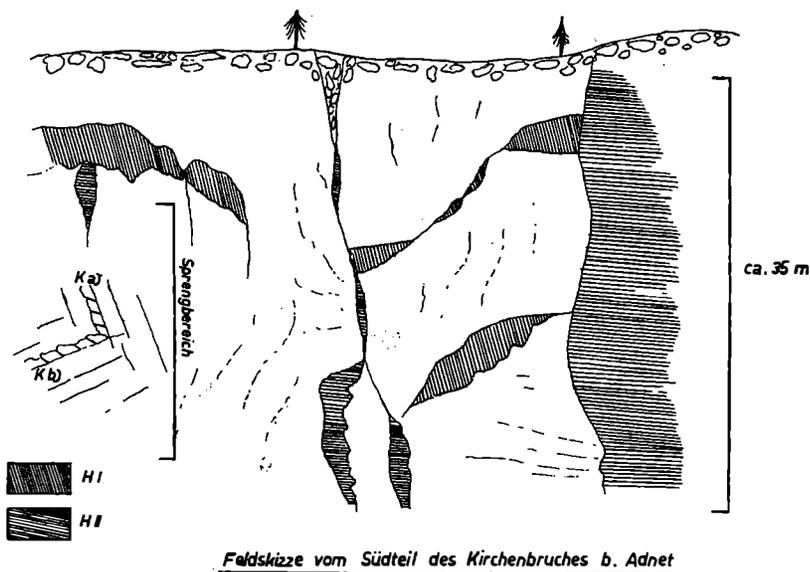


Abb. 2

Tektonische Beobachtungen nach der Sprengung

Neben den aus der Karte von M. SCHLAGER 1960 deutlich ersichtlichen Harnischen H I und H II (siehe *Abb. 2*) konnten zwei lokale Kluftsysteme beobachtet werden (125/75 und 300/32), die im unmittelbaren Sprengbereich durch die Erschütterung entstanden sein dürften. Die Ablösung des Riffspornes erfolgte an einem Harnisch, der dem System H I angehört. Die Striemen von H I (125/60) überprägen stellenweise deutlich jene von H II (230/2 - 10). Manchmal erkennt man geschweifte und bogenförmige Striemen, sodaß zwischen H I und H II offenbar kein großer „Altersunterschied“ besteht; sie stellen vielmehr ein kurzes Hintereinander in ein und demselben Gleitvorgang dar.

Literatur

- KIESLINGER, A., 1964: Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. Salzburg (cum lit.)
- SCHLAGER, M., 1957a: Bericht über geologische Arbeiten 1956. Verh. Geol. B. A. Wien, 64–74.
- SCHLAGER, M., 1957b: Exkursion zum Untersbergfuß und nach Adnet. Mitt. geol.-min., Haus d. Nat. Salzburg, 8, 19–35.
- SCHLAGER, M., 1960: Geologische Karte von Adnet und Umgebung. Geol. B. A. Wien.
- WÄHLER, F. 1903: Excursion nach Adnet und auf den Schafberg. IX. Int. Geol.-Kongr., Wien.
- ZAPFE, H., 1963: Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe. Zur Kenntnis der Fauna des oberrätischen Riffkalkes von Adnet, Salzburg (excl. Riffbildner). Ann. Nat. hist. Mus., Wien, 66, 207–259.

Zusammenfassung

Nach den im Oktober 1964 erfolgten Sprengungen in zwei Adnetener Brüchen wurde der eine davon, der „Kirchenbruch“, näher untersucht; die dabei gemachten Wahrnehmungen an den Rhät-Lias-Gesteinen werden vorgelegt.

Summary

After the blastings in two quarries of Adnet in October 1964 one of them, the "Kirchen-quarry" has been investigated more closely. The observations made at the Rhaet-Lias rocks are presented.

Conodonten — fossile Reste unbekannter Lebewesen

von

RUDOLF VOGELTANZ

Mit 6 Abb.

Im Jahre 1856 beschrieb Ch. PANDER aus ordovizischen Gesteinen von Estland und St. Petersburg kleine zahnchenartige Fossilien, die er als Fischzähne deutete und denen er den Namen „Conodonten“ gab (lat. conus = Kegel, griech. odon = Zahn). Seit dieser ersten Beschreibung ist das Schrifttum über diese Organismenreste ungeheuer angeschwollen (Abb. 1) und bildet heute einen sehr umfangreichen

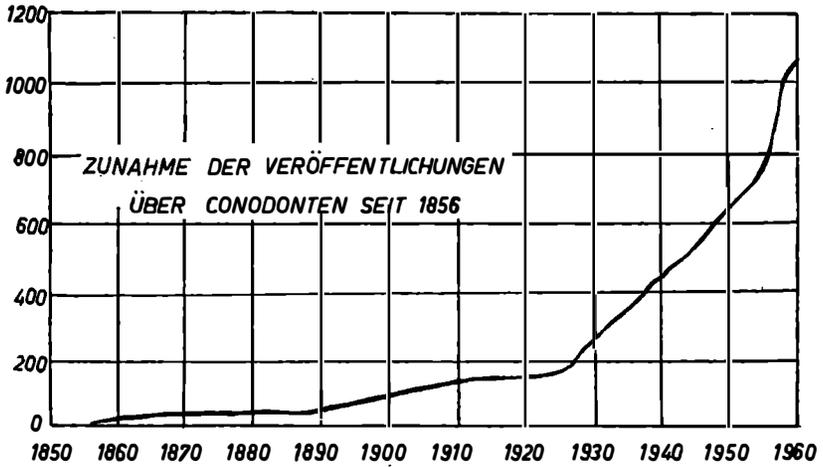


Abb. 1: Anwachsen des Conodonten-Schrifttums
(nach ELLISON 1962)

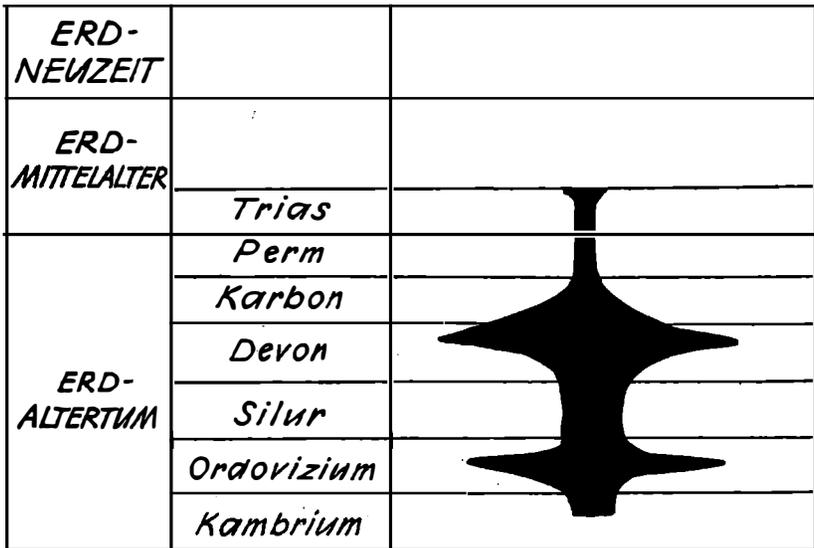


Abb. 2: Zeitliche Verbreitung der Conodonten
und Blütezeiten

Zweig der Mikropaläontologie, jener Wissenschaft, die sich mit der Erforschung mikroskopisch kleiner, tierischer und pflanzlicher Fossilien beschäftigt.

Die Conodonten kommen seit dem oberen Kambrium vor; ihre erste Hochblüte hatten sie im Ordovizium, die zweite im Oberdevon, und knapp vor ihrem Aussterben in der obersten Trias erlebten vor allem die kleinen Formen dieser Zeit eine schwächere dritte Blütezeit. Ihre Verbreitung und Entfaltung in der Erdgeschichte gibt *Abb. 2* wieder, doch sind Conodonten auch aus der Mungo-Kreide (Kamerun) bekannt geworden. Bei ihrer Bestimmung stellte es sich aber heraus, daß diese Conodonten triadische Formen waren, die im Zuge einer Meeresüberflutung zur Kreidezeit aus dem Trias-Gestein herausgelöst und neuerlich im Kreide-Gestein eingebettet wurden. Eine derartige Fauna nennt man „Geisterfauna“; es ist dies eine Erscheinung, die gerade bei Conodonten sehr häufig ist und mit der sich neuerdings W. KREBS in Deutschland eingehender auseinandersetzt.

Was sind nun Conodonten? Sie bestehen aus Apatit (Kalziumphosphat), der sich von innen nach außen lamellar oder faserig abgelagert und so die verschiedenartigsten Gebilde erzeugt. Bevor aber die Form im einzelnen besprochen werden soll, sei noch erwähnt, daß man die Conodonten meist auf sekundärer Lagerstätte findet, d. h. sie sind zusammengeschwemmt worden und liegen meist wirt im Gestein angehäuft. Ab und zu aber findet man sogenannte Conodonten-„Apparate“ (assemblages), wobei sich mehrere Rechts- und Linksformen zu Kombinationen zusammenschließen (*Abb. 3*).

Das Vorhandensein von Bild und Spiegelbild führte zu der heute allgemein verbreiteten Ansicht, die Conodonten seien Gebißteile von irgendwelchen Tieren. Leider weiß bis heute kein Mensch, wer die Träger der Conodonten waren. Manche Forscher meinten, es könne sich dabei um Algenskelette handeln, also pflanzliche Reste. Doch die schon erwähnte Zweiheit in der Ausbildung der Individuen spricht eher für Gebisse von Tieren. Sollten es Wirbeltiere (Fische?) gewesen sein, so müßten diese ein Knorpelskelett besitzen haben, da man noch nie Reste eines Skelettes neben Conodonten gefunden hat. Außerdem spricht das Wachstum der Conodonten dagegen; ein Wirbeltierzahn besitzt eine Zahnhöhle (Pulpa), gegen die Baustoff abgelagert wird, also von außen nach innen. Conodonten wachsen allseitig durch Anlagerung an die jeweilige Oberfläche (*Abb. 4*). Bricht ein Teil des Conodonten ab, so erneuert sich dieser (Regeneration), was man manchmal durch mikroskopische Beobachtungen nachweisen kann. Außerdem konnte man an Conodonten noch nie Spuren einer Abnützung etwa durch Kaubewegung feststellen, eine Tatsache, die ebenfalls gegen eine Deutung als „Zahn“ spricht.

Infolge dieser wesentlichen Unterschiede zum Wirbeltierzahn ver-
glichen man die Conodonten noch mit den Kauvorrichtungen der Glier-
würmer (Anneliden), die uns fossil seit dem Erdaltertum vor allem
aus dunklen Gesteinen bekannt sind und die auch heute noch zu be-
obachten sind. Sie heißen *Scolecodonten* und bestehen aus Chi-
tin, dem Baumaterial z. B. der Insektenpanzer. Obwohl diese Zäh-
chen äußerlich oft überraschend gleich aussehen wie die Conodonten,
ist doch die verschiedene chemische Zusammensetzung ein deutlicher
Unterschied. Außerdem kann man die fossilen *Scolecodonten* sehr
häufig in der Nähe von Korallenriffen beobachten, wo sie auch bei den
rezenten Anneliden vorhanden sind. Die Conodonten hingegen sind
auffallend selten in Riffablagerungen anzutreffen und stellen dann
höchstens sekundäre Einschwemmungen dar. Viel häufiger findet man
sie zusammen mit Cephalopoden (z. B. Ammoniten) und Ostracoden
(Muschelkrebse), selten mit Brachiopoden. Damit ist auch der Ver-
gleich mit Anneliden-Gebissen hinfällig.

Die größten bisher gefundenen Conodonten waren 5 mm groß, meist
stehen sie jedoch in der Größenordnung unter 1 mm. Unverwitterte
Conodonten sind durchscheinend bräunlich, verwitterte sind dunkel-
grau. *Abb. 5* und *Abb. 6* vermitteln einen flüchtigen Überblick über
die mannigfaltige Morphologie der Conodonten. Von einfachen Typen
(ein Zahn mit rundem, ovalem oder dreieckigen Querschnitt) über
ästige Formen (ein oder mehrere Äste, die gleich oder alternierend be-
zähnt sein können) bis zu plattformtragenden Arten mit der unter-
schiedlichsten Bezahnung und Skulptur (Knoten, Leisten, Furchen usw.)
gibt es alle denkbaren Übergänge und Variationen.

Auf Grund ihres verschiedenen Erscheinungsbildes lassen sich die
Conodonten sehr gut bestimmen und voneinander unterscheiden. Da
man aber ihre Träger nicht kennt, mußte man sie in ein künstliches
System von Gattungen und Arten bringen. Die einzelnen Formen er-
halten Gattungs- und Artnamen nach der zoologischen Nomenklatur
(LINNÉ). Bevor man aber Conodonten bestimmen kann, muß man sie
erst einem komplizierten Aufbereitungsprozeß unterziehen, um sie aus
dem Sediment herauslösen zu können. Die meisten Conodonten werden
in reinen Kalken gefunden, aber auch in Tonschiefern, Kalksandsteinen
und sogar in Quarziten (Quarzsandstein mit Kieselsäure-Bindemittel)
sind unter Umständen Conodonten anzutreffen. Will man z. B. Cono-
danten aus einem Kalk gewinnen, so geht man folgendermaßen vor:
Gesteinsproben von ca. 1 kg Gewicht werden im Labor mechanisch
zerkleinert (Schlegel oder Backenpresse). Schon dabei ist auf pein-
lichste Sauberkeit zu achten, will man sich die Arbeit nicht durch
unfreiwillige „Mischfaunen“ verderben. Die auf eine Korngröße von
ca. 2 – 3 cm zerkleinerten Proben löst man nun zwei Tage lang in

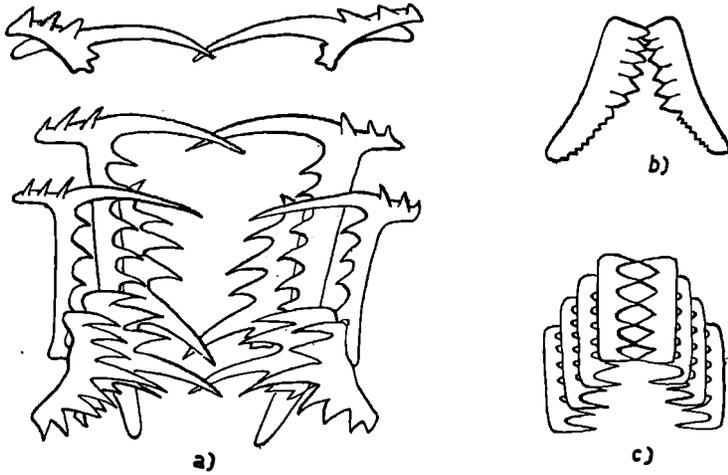


Abb. 3: Conodonten-Apparate (nach RHODES-LINDSTROM) aus dem nord-amerik. Oberkarbon (Pennsylvanian): a) *Duboisella*, b) *Scottognathodus*, c) *Illinella*

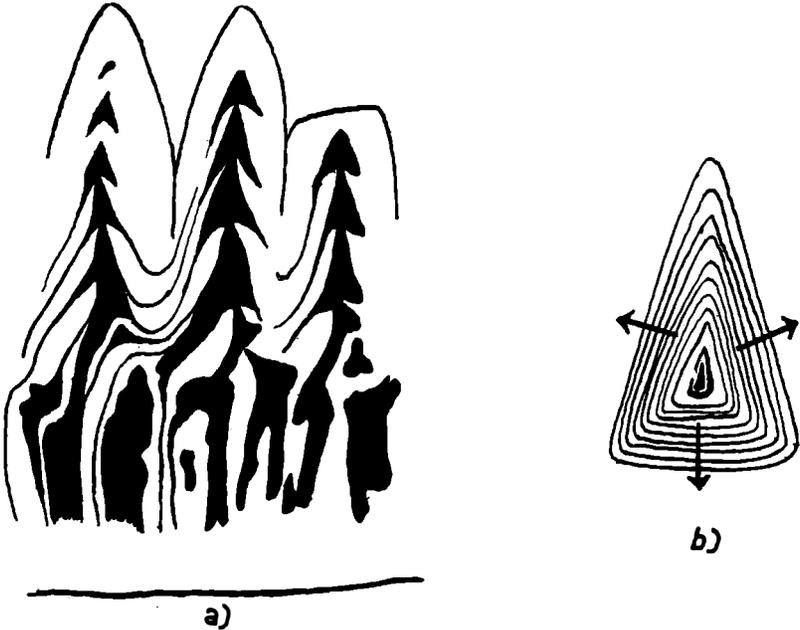


Abb. 4: a) Lamellare Feinstruktur von *Streptognathodus* (nach LINDSTROM), b) Schema der Wachstumsrichtung von Conodonten

einer mäßig konzentrierten Lösung von Monochloressig- oder Ameisensäure auf. Die kalkigen Bestandteile gehen dabei in Lösung, die widerstandsfähigen Conodonten aus Apatit bleiben erhalten. Der so erhaltene Rückstand muß nun durch mehrere Siebe von immer kleiner werdendem Maschendurchmesser geschlämmt werden. Dabei soll man in Anbetracht der Verletzlichkeit der Mikrofossilien sehr behutsam zu Werke gehen. Je nach Größe des Maschendurchmessers sammeln sich im letzten oder vorletzten Sieb die Conodonten und die gleich großen Gesteinsreste und Minerale an. Nachdem diese Fraktion getrocknet wurde, schüttet man sie in Bromoform, wobei infolge des hohen spezifischen Gewichtes dieser Flüssigkeit die tonigen und kalkigen Bestandteile aufsteigen, die Conodonten und Schwerminerale aber absinken. Damit erleichtert man sich das zeitraubende und anstrengende Auslesen unter dem Stereomikroskop. Hierbei werden die Conodonten mit einer eingefetteten Präpariernadel herausgefangen und in eigene Pappebehälter (FRANKEsche Zellen) gebracht. Nun erst kann der Bearbeiter die einzelnen Gattungen und Arten isolieren und bestimmen.

Daß sich dieser mühevollen Prozeß lohnt, beweist die Tatsache, daß die Conodonten heute einen bereits immensen stratigraphischen Wert besitzen, d. h. sie sind ausgezeichnet zu einer Alters- und Schichtgliederung ihrer Muttergesteine verwendbar. Die Faktoren hierfür sind folgende: erstens kommen die Conodonten weltweit vor; zweitens sind sie nicht auf einen bestimmten Lebensraum spezialisiert (weitgehend fazies-unabhängig). Wohl kommen sie bevorzugt in Flachmeerablagerungen vor, deren Sedimentation möglichst ruhig verlaufen ist, doch gibt es hier, wie oben erwähnt, Ausnahmen. Nicht zu übersehen ist ihre gute Bestimmbarkeit und die bei manchen Formen gut verfolgbare Entwicklung. Diese Faktoren stempeln einzelne Gattungen zu wichtigen Leitfossilien; mit ihnen stellten W. ZIEGLER für das Oberdevon und O. H. WALLISER für das Silur Conodonten-Chronologien auf, die auf der ganzen Welt funktionieren. Daneben beschäftigt sich ebenfalls in Deutschland W. GROSS mit histologischen Untersuchungen, in USA erschien nach den grundlegenden Arbeiten von BRANSON und MEHL, ULRICH und BASSLER, HINDE, COLLINSON usw. im Jahre 1952 ein Conodonten-Katalog (R. O. FAY), doch zeigt *Abb. 1*, was seither auf diesem Gebiet gearbeitet wurde. Die bereits im sechsstelligen Bereich liegende Fülle vorhandenen Materials ist heute beinahe unübersehbar geworden. Da aber verschiedene Staaten schon in Gesteinen des Erdaltertums nach Erdöl zu suchen beginnen, wird den Conodonten auch einmal unmittelbare wirtschaftliche Bedeutung zukommen.

In Österreich betreibt vor allem die Lehrkanzel für Paläontologie und Historische Geologie in Graz Conodontenstratigraphie und kon-

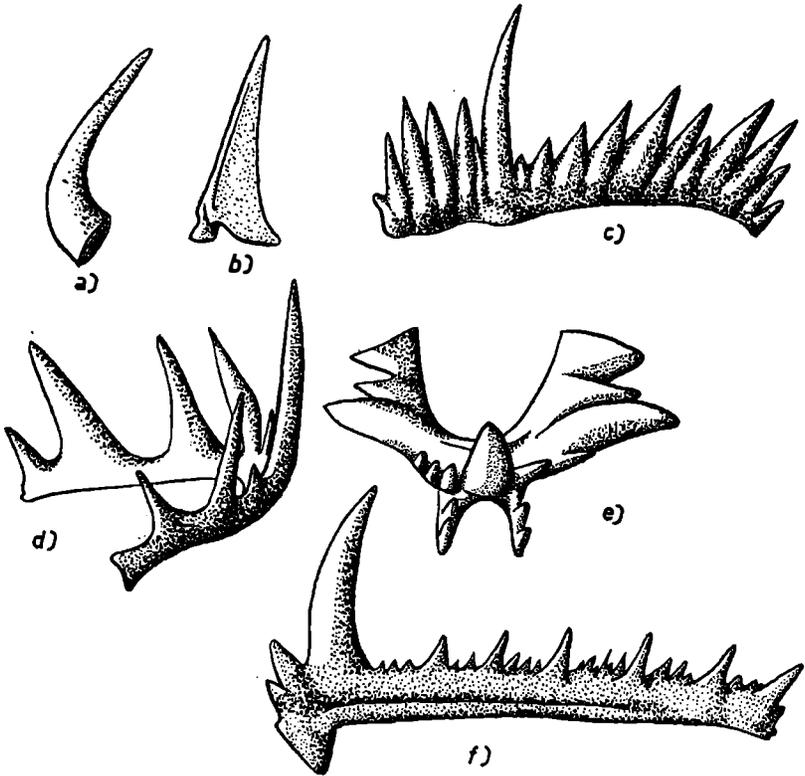


Abb. 5: Verschiedene Conodonten-Typen: a) *Drepanodus*, b) *Ulrichodina*
 c) *Hindeodella*, d) *Ligonodina*, e) *Scutula*, f) *Ligonodina*

zentriert ihre Tätigkeit auf die nördliche Grauwackenzone (G. FLAJS) und die Karnischen Alpen. Diese beiden geologischen Einheiten stellen mächtige und langgestreckte Schichtkomplexe von Gesteinen aus dem Erdaltertum dar, deren Kalke und Schiefer stellenweise sehr reich an Conodonten sind.

Salzburgs Landesgrenzen durchschneiden die nördliche Grauwackenzone von Filzmoos bis Saalbach. In diesem Gebiet arbeitet das Innsbrucker Geologische Institut. Die Ausbildung der Kalke und Schiefer aus der Umgebung z. B. von Dienten-Lend spricht sehr für Conodonten-Höflichkeit auch in der Salzburger Grauwackenzone. Die Rolle, die diesen Mikrofossilien bei einer Altersgliederung der Grauwackenzone zukommt, kann man ermessen, wenn man bedenkt, daß in der ge-

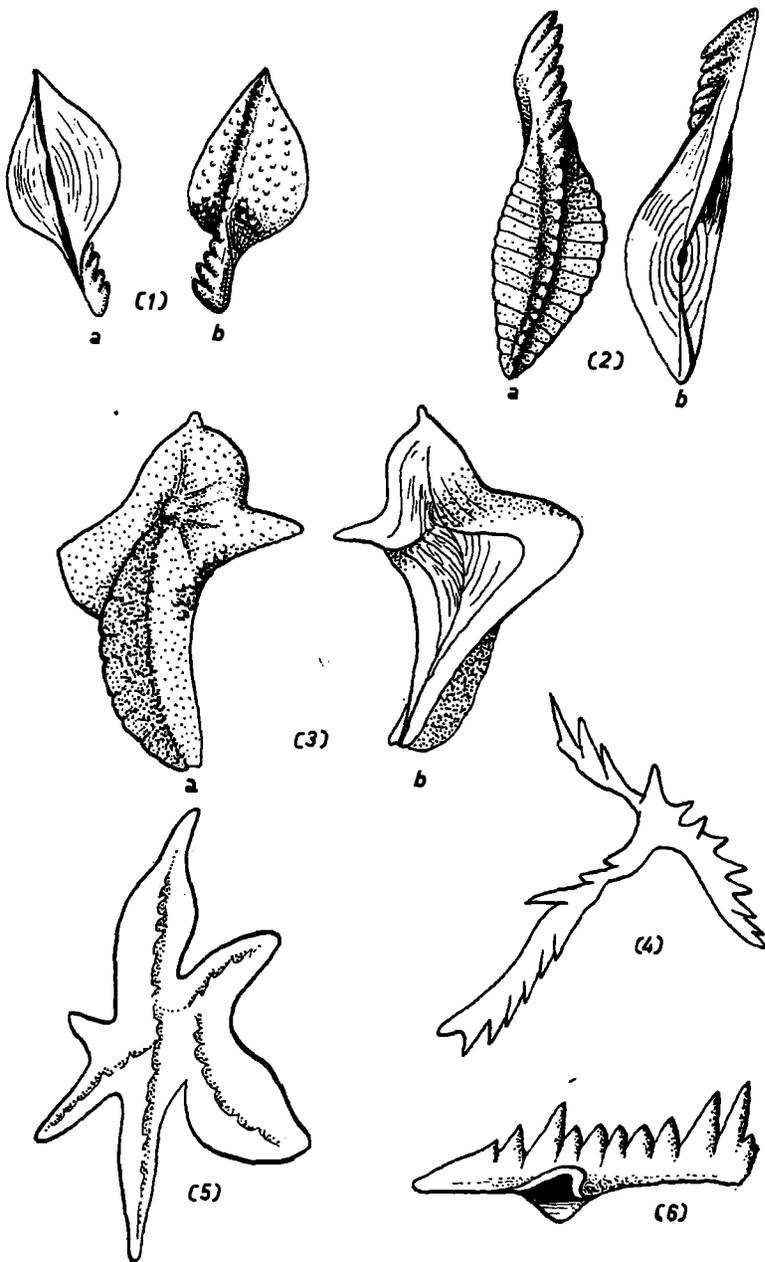


Abb. 6: Verschiedene Conodonten-Typen: (1) *Polygnathus styriaca*, a) Unterseite, b) Oberseite; (2) *Polygnathus* sp. a) Oberseite, b) Unterseite; (3) *Palmatolepis perlobata schindewolfi* a) Oberseite, b) Unterseite; (4) *Lambdagnathus*, (5) *Amorphognathus*, (6) *Spathognathodus*

samen Zone vom Semmering bis nach Vorarlberg nicht einmal 40 bestimmbare Großfossilien gefunden wurden.

Conodonten sind also heute sehr wichtige Werkzeuge für den Geologen, Stratigraphen und Praktiker geworden, wenn es darum geht, Gesteine altersmäßig zu bestimmen und zu gliedern. Diese Bedeutung besteht, auch wenn bis heute kein Mensch weiß, was Conodonten wirklich sind.

Zusammenfassung

Das zeitliche Vorkommen der Conodonten, ihr noch rätselhaftes Wesen und ihre Formen, die Methoden der Präparierung und die große stratigraphische Bedeutung der Conodontenfunde vor allem für die Erforschung des Paläozoikums werden erörtert.

Summary

The chronology of the Conodonta, their puzzling nature and features, the methods of preparation and the great stratigraphic meaning of the Conodonta-finds especially for the investigation of the Paleozoic are discussed.

Die Vulkane von La Palma (Kanarische Inseln)

von

HERBERT NOWAK

Mit 1 Abb.

Einleitung

Die Anzahl der vulkanischen Eruptionen, die im Laufe vorgeschichtlicher und geschichtlicher Zeit auf der Kanareninsel La Palma stattgefunden haben, fand in den Ausbrüchen des Jahres 1949 ihr vorläufiges Ende. Die Vulkane von La Palma – vor allem die von 1949 – waren das Ziel einer Kundfahrt im Herbst 1963. Ich möchte in vorliegendem Aufsatz versuchen, meine Beobachtungen mitzuteilen und sie mit dem Werk „El Volcan de San Juan“ von Manuel Martel SAN GIL, erschienen in Madrid 1960, zu verbinden. Im folgenden wird daher dieses Buch auszugsweise ins Deutsche übersetzt, wobei die aktuo-vulkanologischen Daten von Interesse sein dürften. Im Anhang gebe ich ein Bild der heutigen Situation auf La Palma.

La Palma hat auf der Karte die Form eines auf die Spitze gestellten Herzens. Das Kernstück im breiteren oberen Teil ist der antike Krater Caldera de Taburiente mit 9 km Durchmesser; die Wallhöhe erreicht nahezu 2000 m. Das Cap von Fuencaliente bildet die südliche Inselspitze. Von der Caldera de Taburiente ziehen mächtige Barrancos (erosiv entstandene Schluchten) fächerförmig in den breiten Nordteil der Insel. Die Höhenzüge der Cumbre Nueva und Cumbre Vieja verbinden die Caldera mit dem Südkap. An der Westküste liegt das breite Tal von Aridane mit den Hauptorten Tazacorte, Los Llanos und El Paso. Die Hauptstadt Santa Cruz de la Palma liegt an der Ostküste und hat 15 000 Einwohner. La Palma hat eine Oberfläche von 728 km² und zählt insgesamt 76 000 Einwohner. Von prähistorischem Interesse sind die Guanchenhöhlen (Guanchen = Ureinwohner der Kanaren), vor allem jedoch die Höhle des Belmaco, die Inschriften am Zarzabrunnen und der heilige Stein Idafe in der Caldera de Taburiente.

Die Insel La Palma baut sich aus einem relativ dünnen Schaft aus 5000 m Meerestiefe auf. Die ältesten Teile der Insel dürften der Vulkan San Antonio bei Fuencaliente und die Caldera de Taburiente gewesen sein, während sich der Mittelteil, die Cumbre Nueva (Neuer Höhenzug) und die Cumbre Vieja (Alter Höhenzug), erst durch die vulkanischen Ausbrüche der beiden Vulkane aufbauten. Die Bildung der Vulkane dürfte im Alttertiär liegen, vor etwa 70 Jahrmillionen. Jüngere Hebungen erreichen an der Westküste bis zu 400 m Hebungsbetrag.

Ausbrüche in historischer Zeit

Alle Ausbrüche der Inselvulkane, die uns durch Aufzeichnungen überliefert wurden, fanden in der Cumbre Vieja statt. Im Jahre 1494 eroberten die Spanier die Insel, die erste Aufzeichnung über einen Ausbruch stammt vom 15. 4. 1585; die Eruption erzeugte den Vulkan Tacande, auch Tehuya. Dem Ausbruch selbst ging ein schweres Erdbeben in der Gegend des heutigen El Paso voraus.

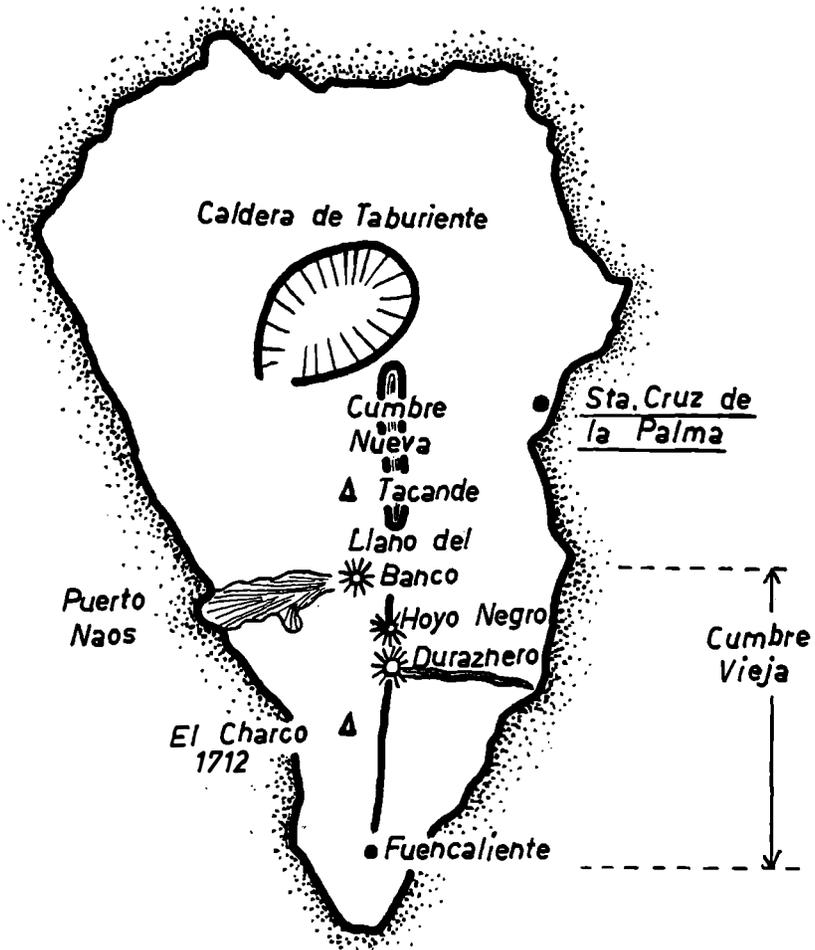
Am 30. 9. 1646 brach der Vulkan Martin nahe Fuencaliente aus.

Wiederum nahe dem Dorf Fuencaliente brachte ein Ausbruch des Vulkans San Antonio am 13. 11. 1677 eine heilkräftige Quelle zum Versiegen, die den Überlieferungen nach sogar Lepra geheilt haben soll.

Der Vulkan El Charco trat am 4. 10. 1712 in Tätigkeit und am 26. 6. 1949 begannen die „Vulkane des Heiligen Johannes“ (El Volcan de San Juan) mit ihren Eruptionen.

Die Ausbrüche im Jahre 1949

Die vulkanische Tätigkeit im Jahre 1949 erstreckte sich über drei Vulkane, den Llano del Banco, den Hoyo Negro und den Duraznero. Alle drei zusammen werden als Volcan de San Juan bezeichnet, da ihre Tätigkeit um den 24. 6., dem Tag Johannes des Täufers, begann.



Die Insel La Palma

1:200.000

Der Krater Llano del Banco heißt auch Las Manchas, weil der Krater oberhalb des Dorfes Las Manchas liegt und mit seinen Lavaströmen das Dorf teilweise vernichtete. Die Krater Hoyo Negro und Duraznero liegen an dem 1913 m hohen Aschengipfel Nambroque und werden zusammenfassend daher oft als „Nambroque“ bezeichnet.

Die Cumbre Vieja, in der die Ausbrüche von 1949 stattfanden, hat eine Länge von etwa 14 km und ist mit Aschenkegeln übersät. Sie beginnt im Norden bei einer Seehöhe von 1504 m, schwingt sich auf zum Aschenkegel Berigoyo (1802 m), verläuft gebuckelt zum Nambroque (1913 m), Cabrito (1860 m), Volcan Martin (1808 m) und Montana de Fuego (1249 m), um schließlich zum Dorf Fuencaliente und dem Volcan San Antonio (722 m), weiterhin auf Meeresebene abzufallen.

Vom Nordende gegen Süden liegt nach 2 km Luftlinie der Llano del Banco, nach weiteren 2 km der Hoyo Negro und nach einem km der Duraznero.

Vom Ende der Autostraße erreicht man den Hoyo Negro und Duraznero nach etwa eineinhalbstündiger Wanderung, zum Llano del Banco führt ein schlechter Fahrweg.

Am 24. 6. 1949 um 9 Uhr WEZ Beginn der Eruptionen. Neben dem alten Duraznero-Krater erfolgte nach vorhergehendem „starkem unterirdischem Grollen“ eine Explosion mit Bildung einer pinienförmigen Wolke von 200 m Höhe. Es war dies die Geburt des neuen Duraznero mit starker Schloträumung und Einsetzen eines heftigen Aschenregens. In den folgenden Tagen setzt sich die Eruption fort, wobei sie von schweren Beben und schwarzen Wolkenbildungen begleitet ist.

2. 7. 1949: Schwerste Beben erschüttern die Insel, Spalten bilden sich. Aus den Spalten Austritt bläulicher Gase mit heftigem H₂S-Geruch. In den folgenden Tagen manchmal starke Abschwächung der Eruptionstätigkeit und pulsierender Charakter.

6. 7. 1949: Schwere schwarze Rauchsäulen entströmen einer neuen Bocca. Während der nächsten Tage starker Aschenregen bis zu den Inseln Tenerife, Gomera und Hierro (mehr als 100 km entfernt). Erdbeben mit Versetzungen bis zu 5 m, Erdbeben, vor allem im Llano del Agua. Bildung einer mächtigen Spalte im Llano del Banco.

8. 7. 1949: Starke unterirdische Explosionen, verbunden mit heftigen Erdstößen. Beginn der Effusion in der Spalte im Llano del Banco. Die Länge der Spalte beträgt nun 1 km, die größte Breite 100 m. Die austretende Lava ist dünnflüssig. Die Geschwindigkeit der Stirn im leicht geneigten Gelände beim Dorf Las Manchas erreicht 120 Stundometer.

10. 7. 1949: Der Lavastrom erreicht bei Puertos Naos das Meer.

11. 7. 1949: Der Llano del Banco fördert sehr dünnflüssige Lava, ihre Fließgeschwindigkeit wird mit 60 Stundenkilometer (!) angegeben.

12. 7. 1949: Um 16 Uhr entsteht ein neuer Krater im Llano del Agua – der Hoyo Negro. Auswurf von Asche und glühenden Brocken, mächtige Wolke. Der Lavaaustritt verstärkt sich.

26. 7. 1949: Ende der Effusion im Llano del Banco.

27. 7. 1949: Ruheperiode im Hoyo Negro und Duraznero.

28. 7. 1949: Heftige Ausbrüche des Hoyo Negro und Duraznero, riesige schwarze Eruptionswolken. Fortdauer auch am nächsten Tag.

30. 7. 1949: Durch eine Bocca an der Kegelflanke des Duraznero Austritt dünnflüssiger Lava, welche nach Überflutung einer kleinen Verebnung durch den Barranco de la Jurada zur Ostküste abfließt.

31. 7. 1949: Beginn der Fumarolentätigkeit im Llano del Banco und Duraznero. Abflauen der Eruption im Hoyo Negro.

1. 8. 1949: Kurze Eruptionsphase des Duraznero, Fumarolentätigkeit des Hoyo Negro und Llano del Banco. Erdbeben mit dem Epizentrum im Gebiet Hoyo Negro – Duraznero.

2. 8. 1949: Schwache Dampfwolkenausstritte beim Hoyo Negro und Duraznero, leichte Beben.

3. 8. 1949: Leichte Fumarolentätigkeit der drei Krater.

10. 8. 1949: Ende der Beobachtungen, Fumarolentätigkeit der Krater hält an.

Oktober 1963 (H. NOWAK): Duraznero in Solfatarentätigkeit, Llano del Banco und Hoyo Negro keine sichtbaren Exhalationen.

Somit ergibt sich vom Beginn des Ausbruches des Duraznero bis zu seinem Eintritt in die Fumarolenphase eine Dauer von 39 Tagen.

In diesem Zeitraum zeigten die einzelnen Krater folgendes Tätigkeitsbild:

Vulkan	Tage des Aschenwurfes	Tage des Lavaflusses	Tage der Exhalationen
Duraznero	37	2	—
Llano del Banco	—	19	6
Hoyo Negro	20	—	—

Während dieser Zeit wurde von allen drei Kratern
ausgeworfen:

Schlacke und Lava	21,700.000 m ³
Lockermaterial	38,800.000 m ³
zusammen	<u>60,500.000 m³</u>

Diese Zahlen ergeben aufgegliedert folgendes Bild:

Duraznero und Hoyo Negro: Lockermaterial	28,800.000 m ³
Duraznero: Schlacke und Lava	400.000 m ³
Hoyo Negro: Aschenwurf während intensiver Tätigkeit von 3 Tagen	10,000.000 m ³
Llano del Banco: Schlacke und Lava	<u>21,300.000 m³</u>
zusammen	<u>60,500.000 m³</u>

Betrachtungen zu den Ausbrüchen 1949

Der Beginn der vulkanischen Tätigkeit kam wohl für Bevölkerung und Behörden auf La Palma überraschend. Wenige hundert Meter neben dem ausbrechenden Duraznero befanden sich spielende Kinder, die zu Tode erschreckt zu Tal stürzten, als der Berg zu grollen begann. Bei systematischer Beobachtung hätten sich die Anzeichen eines drohenden Ausbruches bestimmt finden lassen, worauf eine Sperrung des Gebietes wohl selbstverständlich gewesen wäre. Der rasche Ausbruch des Duraznero nach kurzem Erdbeben führt zur Annahme, daß man es hier mit einem Subvulkan zu tun hat, dessen Lavamassen sich unter einem geringmächtigen Dach stauten und nach Überschreiten der Druckfestigkeit des Daches explosionsartig ausbrachen. Eine umfassende Schloträumung mit schweren Beben trat erst in den folgenden Tagen auf, wobei sich vor allem die westlich der Cumbre Vieja gelegene Linie Las Manchas – Jedey – El Charco den schwersten Erschütterungen ausgesetzt sah.

Die schweren Erdstöße bewirken die Spaltenbildung im Llano del Banco und Llano del Agua. Während die Spaltenbildung im Llano del Agua bei Nord-Süd-Verlauf fast auf der Höhe der Cumbre bleibt (etwa 1800 m), liegt die breite Spalte des Llano del Banco mit Ost-West-Richtung auf einer Seehöhe von 1250 m, am Westhang der Cumbre Vieja (von Anfang an zu einer Effusionsspalte prädestiniert).

Im Herbst 1963 zeigte sich die Tätigkeit des Llano del Banco folgendermaßen: der Lavaauswurf fand durch mehrere Boccas statt, die

durch einen etwa 50 m langen Tunnel miteinander verbunden sind. Der Tunnel war begehbar und wurde auch untersucht. Der Lava- und Schlackenwurf der Boccas vernichtete ein nordwestlich gelegenes Waldstück, welches nun von einer mächtigen Lava- und Schlackenschicht überdeckt ist. Der Lavaabfluß erfolgte durch die Spalte zu einem Steilhang, von wo sich die Lava auf Las Manchas ergoß.

Die Fließgeschwindigkeit von 60 Stundenkilometer bezieht sich wohl auf den Steilhang, im flacheren Gelände um Las Manchas sinkt sie auf 120 Stundenmeter. Die Luftlinie zwischen dem Llano del Banco und dem Strand beträgt 7 km, sie wird in 2 Tagen bewältigt. Bei Puerto Naos schüttet die Lava etwa 1 km² Neuland auf. Es wurde 1963 nach Aufschüttung großer Erdmassen mit Bananen bepflanzt.

Fünf Tage nach Beginn der Eruptionen im Llano del Banco beginnt nach neuerlichen Beben die Bildung des Hoyo Negro. Er fördert große Mengen von Asche und Lapilli. Die Effusion im Llano del Banco nimmt zu. Der Hoyo Negro wird ein Oval von 200 bzw. 300 m Durchmesser. Die Tiefe darf auf 200 m geschätzt werden. Die Kraterwände bestehen aus Tuff, dessen Farben schwarz, rotbraun, gelb und hellgrau sind. An der Westseite nahe dem Kraterwall zahlreiche Feenkamine. Die Begehung des Kraterbodens war für einen Einzelgänger zu gefährlich. Einstiegsmöglichkeit besteht wohl am niederen Westwall, doch sind auch hier Aschenlawinen zu befürchten.

Am 26. 7. 1949 schienen die Ausbrüche abzuflauen. Der Lavaaustritt im Llano del Banco hört auf, Hoyo Negro und Duraznero zeigen nur mehr schwache Tätigkeit, doch schon nach 2 Tagen nehmen die letztgenannten beiden Vulkane ihre Ausbruchstätigkeit wieder auf. An der Kegelflanke des Duraznero öffnet sich eine Bocca mit dünnflüssigem Lavaaustritt. Nach eintägiger Effusion bis zum Meer versiegt jedoch diese Bocca und tritt ebenso wie der Hoyo Negro ins Fumarolenstadium. Schwache Beben beenden die vulkanischen Vorgänge.

Der Duraznero, der im Oktober 1963 erkundet wurde, hinterließ den stärksten Eindruck. Der Kegel ist mit schwarzer Schlacke bedeckt, die Innenseite zeigt graue Tuffwände und Lockermaterialhalden. Im Kraterboden liegt eine offene Bocca mit 2 m Durchmesser und 5 m Tiefe, der Exhalationen entströmen. Außerdem konnte im Krater lebhaftes Solfatarentätigkeit festgestellt werden (52 bis 76 Grad Celsius). Das lavabedeckte Vorfeld zeigt teilweise ebene, teilweise zerklüftete Oberfläche. Beim Abfluß in den Barranco de la Jurada ist Schollenlava zu beobachten.

Wie aus der Schilderung der verschiedenen Tätigkeiten der drei Vulkane hervorgeht, war der Duraznero der weitaus aktivste. Seine etwas überraschende Lavaförderung am letzten Tag der Eruptionsperiode

hatte für ihre kurze Dauer beträchtliches Ausmaß. Die Fundorte von Lavabomben lassen auf große Wucht des Auswurfes schließen. Der Llano del Banco war offensichtlich der Lavabringer des Duraznero, denn die beiden Vulkane korrelierten in Ruhe und Tätigkeit genau miteinander. Als nach drei Tagen der Duraznero wieder seine Tätigkeit aufnahm, waren wohl die Gänge zum Llano del Banco durch erkaltete Lava schon derart verstopft, daß damit eine Effusion unterbunden wurde. Die starke Entgasung des Hoyo Negro und Duraznero dürfte den Innendruck auf ein solches Maß herabgesetzt haben, daß tiefer gelegene Förderspalten nicht mehr geöffnet werden konnten. So stieg schließlich die Lavasäule im Schlot des Duraznero hoch und floß durch eine Bocca aus.

Die Entstehung des Hoyo Negro war den Klüften im Llano del Agua zu verdanken, die durch Beben vorher entstanden waren; andererseits wirkte auch hier der enorme Gasdruck des Subvulkanes. Als die Gasmassen durch das Ventil des Duraznero nicht in dem nötigen Umfang entweichen konnten, suchten sie sich einen geraden Weg nach oben in ein Gebiet, das von Erdbeben schwer gezeichnet war. Die Ausbrüche des Hoyo Negro beschränken sich auf die Förderung gewaltiger Gasmassen, Asche, Bomben und Lapilli. Der Hoyo Negro brach als letzter der drei Volcan de San Juan aus.

Zusammenfassung

Der Verfasser, der die Vulkane von La Palma (Kanarische Inseln) 1963 besuchte, teilt die wichtigsten Ergebnisse der spanischen Literatur darüber sowie seine eigenen Beobachtungen mit, wobei besonders die Ausbrüche von 1949 und die 1963 gemachten Feststellungen berücksichtigt werden.

Summary

The author who has visited the volcano of La Palma (Canary Islands) in 1963 communicates the main results of the Spanish papers on this subject as well as his own observations at which especially the eruptions of 1949 and the statements made in 1963 are considered.

Bericht 1964 der Abteilung für Geologie und Mineralogie am HAUS DER NATUR in Salzburg

von

RUDOLF VOGELTANZ

(Abteilungsleiter)

Am 24. 8. 1964 wurde die Abteilung nach dem Ableben von Herrn Dr. F. FRIEDL übernommen. Folgende Arbeiten wurden seither durchgeführt:

1. Sammlung

1.1 Paläontologie

1.11 Neueingänge: Unterkiefer von *Elephas primigenius* (Ladenburg a. Neckar), *Xanthopsis hispidiformis* SCHLOTH. (Heuberg), Kohle aus dem U. Lias (Glasenbachklamm), *Pholadomya alpina*, *Perisphinctes* sp. (Lieferinger Bühel), Großmodelle von Foraminiferen, Abguß von Spuren der *Arenicola marina*, Rhät-Lumachelle (Adnet), 2 polierte Tafeln von Adneter Marmoren (Urbano, Rottropf), Fauna aus dem Florianer Tegel (Stmk.), Ostreen (Teiritzberg, NO.), Vertebratenreste aus der Keltensiedlung am Dürrnberg

1.12 Beginn der Umgestaltung des Schauraumes „Paläontologie“

1.2 Mineralogie–Petrographie

1.21 Neueingänge: 1 Smaragd (Habachtal), 1 Gips (Montmartre), 2 Malachit (Ural und Arizona), Ilmenit (Stubachtal), 2 Zeiringit (Oberzeiring), 1 Kupferkies (Siegerland), 1 Forcherit (Knittelfeld), 1 Hemimorphit (Durango, Mexico), 1 Rubellit (San Diego, Kalif.), 1 Pyrolusit (Bouse, Arizona), 1 Topas (Schneckenstein), 1 Strontianit (Oberdorf), 2 Granat (Wölzer Tauern), 1 Pleonast (Italien), 1 Heulandit (Marmolata), 1 Andalusit (Lisenzer Alpe), 1 Autunit (Wölsendorf), 1 Kupfer (Ray, Ariz.), 1 Pechblende (Ural), 1 Bergkristall (Sulzbachtal), Proben aus der Lagerstätte Veitsch

1.22 Schausammlung: Bewegungsmodell eines Schichtvulkanes

2. Bibliothek

2.1 Neueingänge: W. K. GREGORY: Evolution Emerging (2 Bände) / U. LEHMANN: Paläontologisches Wörterbuch / A. H. MULLER: Lehrbuch der Paläozoologie, Bd. I und Bd. II., Teil 3 / A. H. MULLER: Aus Jahrmillionen / L. MULLER: Der Felsbau, 1. Teil / F. J. PETTIJOHN — P. E. POTTER: Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures / 104 Separata

- 2.2 **Neue Zeitschriften:** Mitteilungen der Geol. Ges. in Wien / Neues Jb. f. Geol. Pal., Monatshefte u. Abhandlungen, Stuttgart / Mitteilungen der geol.-pal. Abteilung des Naturhist. Museums in Skopje / Journal of Geology of the United Arab Republic / Veröffentlich. d. Museums Ferdinandeum, Innsbruck
- 2.3 **Katalog der Fachliteratur vor 1900 am Haus der Natur**
- 2.4 **Anlage eines Foto-Archives**
3. **Exkursionen**
 Dürrnberg (Ramsaukopf), Adneter Brüche, Mitterberger Alm, Heu-berg, St. Pankraz am Haunsberg, Mattsee, Grubbach b. Golling und Lammertal, Baustelle Straßentunnel Hallstatt, Trattberg, Großarlal-Karteistörl, Rabenwand am Königsee, Baugrundexkursionen im Stadtgebiet Salzburg
 Teilnehmer: E. PREUSCHEN, Th. RULLMANN, W. RUMERSTORFER, A. STRASSER, R. VOGELTANZ
4. **Teilnahme an Tagungen** (R. VOGELTANZ)
 Fachtagung der Abteilung f. Min. am Joanneum, Graz; Tagung der Deutschen Höhlenforscher, Berchtesgaden; XV. Int. Felsmechanik-Kolloquium in Salzburg
5. **Referat**
 Überblick über die Mikropaläontologie (R. VOGELTANZ; geol.-min. Arb.-G)
6. **Veröffentlichungen**
 H. NOWAK (dieses Heft); R. VOGELTANZ (dieses Heft, N. Jb. Geol. Pal. Mh., Salzburger Nachr.)

Jahresbericht 1964 der Abteilung für Höhlenkunde am HAUS DER NATUR in Salzburg

von

GUSTAVE ABEL

(Ehrenamtlicher Leiter der Höhlenabteilung)

Die Arbeit erstreckte sich auch diesmal wieder auf Begehungen im Gelände und Tätigkeiten im Hause.

Der Bereich der *Exkursionen* umschloß u. a. den *Untersberg* mit Eispegelmessungen im *Großen Eiskeller* und die *Schellenberger Eis-*

höhle. Im *Steinernen Kaser* konnte festgestellt werden, daß dieser als Abfallgrube der Grenzpolizeihütte verwendet wird, eine Angelegenheit, die zur Verunreinigung des Einzugsgebietes der Salzburger Wasserversorgung führt.

Außer dem Untersberg waren die meisten Exkursionen dem Salzburger *Mittelgebirge* gewidmet. So fand am Schlenken eine Begehung (Grabung des Bundesdenkmalamtes mit Univ.-Prof. Dr. Kurt EHRENBERG) statt. Im *Knogloch* konnte auf Grund von Knochenresten auch hier der Höhlenbär nachgewiesen werden. Weitere Besuche galten: *Knoglwasserlöcher*, *Archer Höhle*, *Gutortenbrandhöhle* und *Eisenloch*. Im *Hausloch* konnten neuerlich mittelalterliche Scherben aufgesammelt werden. Am Trattberg wurden im *Kühlloch* weitere Abstiege durchgeführt. Große Verunreinigungen, zum Teil Abdeckerei, mußten im *Feuchten Keller* festgestellt werden. Eine diesbezügliche Meldung wurde bei der Naturschutzbehörde erstattet. In dieser Höhle wurden auch Nyphargen nachgewiesen.

Am Südhang des Trattberges besuchten wir das *Perloch*, dessen Entwässerung mit dem Kühlloch im Zusammenhang stehen dürfte. Eine Wasserprobe von dem Auslauf ergab eine schlechte Qualität. Ebenso dürfte es sich bei den nächstgelegenen kleinen Karstquellen am Seewaldsee verhalten. Diese sind zum Teil eingezäunt und bei den Wochenendhausbesitzern in Verwendung. Leider werden die Ufer des Seewaldsees zur Zeit parzelliert und so geht wieder ein Salzburger See der Allgemeinheit verloren. Ein von uns in der Presse veröffentlichter Aufruf fand nur geringe Reaktion bei den zuständigen Stellen. In Höhlen des *Schlenken* konnten im Barmsteinkalk Schwammkorallen und Crinoiden bis 18 mm Durchmesser nachgewiesen werden.

Von den zahlreichen Höhlen des *Tennengebirges* wurden *Brunnecker Höhle*, *Trickhöhle* und *Winnerfall* zum Zweck der Beobachtung des Karstwasserspiegels besucht und an letzterem auch in Angelegenheit der Schutzstellung die Wegbauten kontrolliert.

Mehrere Exkursionen galten der *Eisriesenwelt* u. zw. wurde versucht, am höchsten Punkt (1910 m) höher vorzudringen, wobei Knochen eines Kolkkraben gefunden wurden, welche bewiesen, daß hier eine Kommunikation mit der Hochfläche besteht.

Zwei andere Touren galten dem *Unteren Wasserberg* *labyrinth*, um noch einige Gangfortsetzungen zu erforschen. Die vor 30 Jahren permanent schwer vereisten oberen Partien waren diesmal fast vollständig enteist. Dreihundert Meter Ganglängen waren eisfrei geworden. Ebenso auch das Eislabyrinth. Auch dieses Jahr hatten englische Kollegen im Bereiche des *Streitmandels* die systematische Höhlenuntersuchung fortgesetzt, deren Ergebnisse noch gesondert veröffentlicht werden.

Weitere Höhlenbegehungen erfolgten im *Scheukofen* und *Brunnloch* (Hagengebirge) sowie in der *Entrischen Kirche* (Klammstein), *Frauengrube* (Haunsberg), und *Salzgrabenhöhle* im Steinernen Meer.

Außerhalb Salzburg: *Rieseneishöhle*, *Mammuthöhle* und *Kessel im Dachstein*, *Karst der Tauplitzalm*, *Glaserlucke* im Schöckel.

Außerhalb Österreichs wurden folgende (Karsterscheinungen besucht: *Fiurne Latte*, *Buco delle Biombe* bei Como.

Eine Studienfahrt in den gesamten mährischen Karst ermöglichte die Besichtigung von 14 Höhlen, wobei auch zahlreiche Diapositive hergestellt wurden. Andererseits machten wir Sonderführungen in den *Lamprechtsofen* (24 Teilnehmer) und in die *Eisriesenwelt* (32 Teilnehmer).

Die Ergebnisse brachten eine Bereicherung unserer Studiensammlung von 86 Stück. Es handelt sich vorwiegend um tertiäre Sedimente. (G. ABEL, Th. RULLMANN, T. WEICH, A. STRASSER u. a.) Der Gesamtstand der Sammelobjekte beträgt 2447 Stück.

Besonderes Augenmerk wurde den hydrobiologischen Verhältnissen der Wasserhöhlen geschenkt und zahlreiche Wasserproben der Untersuchung zugeführt. Die Aufsammlung troglophiler Insekten wurde L. SCHÜLLER übergeben. Ein wichtiger Zweck der winterlichen Höhlenbesuche war die Kontrolle der Winterquartiere von Fledermäusen in neun Höhlen. Neuberingt wurden 186 Stück und 109 wiedergefunden.

Den Niederschlag unserer Höhlenarbeit brachten sechs Publikationen und 25 Vorträge, u. a. in Deutschland, Italien und in der CSSR.

Zahllose Abend- und Nachtstunden waren der Ausgestaltung des Schauraumes Nr. 4 gewidmet. Die zwei Vitrinen für Höhleninhalt konnten geschlossen werden. In der neu angeschafften Vitrine sind besonders schöne Tropfsteine zur Aufstellung gekommen. Ein Diorama für Eiskeulendarstellung, das erste dieser Art, geht der Fertigstellung entgegen, wie auch ein solches eines Höhlenprofils.

5 unserer Mitarbeiter nahmen an der Verbandstagung der Deutschen Karst- und Höhlenforscher in Berchtesgaden teil. Bei der Internationalen Konferenz für Spelaeologie in Brünn, welche 13 Nationen mit 115 Teilnehmern repräsentierte, war der Leiter unserer Abteilung anwesend.

Als weitere Veranstaltungen seien zu nennen: Gedenkstunde für Ing. CZOERNIG zum 80. Geburtstag in seiner Lieblingshöhle, dem Scheukofen. Anlässlich des 50. Todestages A. MÖRK Gedenken vor der Urne desselben in der Eisriesenwelt.

Wie alljährlich wurde die Ausbeute an Höhlenfarbdias vor einem

größeren Kreis von Interessenten zur Vorführung gebracht, u. a. zeigte auch Ing. SEISER einen interessanten Schmalfilm über Albanien.

Eine besondere Ehre für die Höhlenabteilung ist es, daß deren Leiter Gustave ABEL zum Ehrenmitglied der Fédération Francaise de Speleologie (die vierte ausländische) ernannt wurde. Demselben wurde auch am Ende des Jahres vom Landeshauptmann der Ehrenbecher des Landes Salzburg überreicht.

Zum Schluß seien noch die *Mitarbeiter* dieser Arbeitsgemeinschaft genannt. G. ABEL, H. BRUDERL, Liselotte BRANDHUBER, H. DASCH, Erika GSCHIEDER, K. GUGG, H. HUTTMAYER, P. JÄGER, Ing. J. LECHNER, Dr. H. LINDNER, E. MULLER, R. NAGLMAYR, H. OBERMAYER, Th. RULLMANN, Ing. F. SEISER, L. SCHULLER, J. SCHORGHOFER, H. SCHWARZ, A. WAGNER, Dr. J. WALLNER und Herta WEICH. Diesen allen möge hier für die Mitarbeit gedankt sein. Ganz besonderer Dank aber gilt Herrn Prof. Dr. Eduard Paul TRATZ für die Förderung der Höhlenkunde im HAUS DER NATUR.

Unsere Mitarbeiter

Gustave Abel

Anschrift: Haus der Natur, Salzburg

Univ. Doz. Dr. Walter Del-Negro

Anschrift: Ernest-Thun-Straße 7, Salzburg

Dr. Wolfgang Fritsch

Anschrift: Lagerstättenuntersuchung der OAMG, Knappenberg

Herbert Nowak

Anschrift: Hallein bei Salzburg

Dr. Therese Pippan

Anschrift: Althofenstraße 3, Salzburg

Dr. Rudolf Vogeltanz

Anschrift: Haus der Natur, Salzburg

Büchereinlauf

LEHMANN Ulrich: Paläontologisches Wörterbuch. 102 Abb., 3 Taf., 355 Seiten. Geh. DM 32.—, Ganzl. DM 36.—. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1964

Dem im selben Verlag erschienenen „Geologischen Wörterbuch“ von C. Ch. BERINGER bzw. der Neubearbeitung durch H. MURAWSKI wurde nun das vorliegende Werk an die Seite gestellt. Es erläutert in zufriedenstellender Weise die wichtigsten Fachausdrücke der Paläontologie in Wort und Bild.

*Nach einer kurzen Einleitung über die Geschichte und die Bedeutung der Paläontologie (3 S.) folgt ein mehrere tausend Stichwörter umfassendes alphabetisches Verzeichnis. Dabei werden Allgemeine Paläontologie und die Paläozoologie besonders berücksichtigt, aber auch der Paläobotanik wurde entsprechender Raum zugewiesen. Dankbar darf man dem Verfasser für die konsequent durchgearbeitete Nomenklatur sein, wobei besonders die Autorennamen hinter den Begriffen der allgemeinen Paläontologie hervorgehoben werden sollen. Wo immer es möglich war, wurde bei Begriffen, die aus dem Griechischen oder Lateinischen stammen, deren sprachliche Wurzel klar herausgestellt. Die systematischen Kategorien sind bis zur Ordnung herab erwähnt, in wichtigen Fällen bis zur Unterordnung. Gattungen sind nur insoweit berücksichtigt, als sie stammes- und entwicklungsgeschichtlich bedeutsam sind (z. B. *Nautilus pompilius*). Nach Leitfossilien darf man das Buch nicht befragen; hiefür sind die einschlägigen Tabellen zuständig. Wenn man beim Gebrauch des Werkes am sprachlichen Teil kaum etwas zu bemängeln findet, so wäre gerade für den Nichtfachmann eine vermehrte und anschaulichere Bebilderung wünschenswert.*

Das „Paläontologische Wörterbuch“ wendet sich in erster Linie an jenen Leserkreis, der aus den verwandten Naturwissenschaften kommt (Geologie, Zoologie, Botanik). Dank seiner gründlichen Durcharbeitung wird es aber auch für den Spezialisten und vor allem für den Liebhaber der Fossilien zu einem wertvollen Brevier durch das Dickicht der Forschung. Besonders seien am Schluß noch die 3 Tafeln des Anhangs erwähnt, in denen die geologische Verbreitung der Pflanzen, der Wirbellosen und der Wirbeltiere mit ihren wichtigsten Gruppen nach dem neuesten Stand dargestellt ist, wodurch das Werk auch allen Mittelschullehrern zur Verwendung in den höheren Klassen empfohlen sei.

R. Vogeltanz

Bücher aus dem MM-Verlag in Salzburg

Kleiner Naturführer Salzburg

Einführung in Natur und Landschaft

Herausgegeben von Prof. Dr. E. Stüber unter Mitarbeit von Doz. Dr. W. Del-Negro,

Prof. Dr. E. Seefeldner, Dr. H. Tollner u. a.

Mit einem Vorwort von Prof. Dr. E. P. Tratz

Ca. 82 Seiten, mit vielen Skizzen, Fotos und farbigen Abbildungen und mit einer mehrfarbigen Karte. Format 19 x 11 cm, kartoniert, glanzfolienkaschiert ca. öS 65.-, DM/sfr 10.-

Erscheint Anfang 1966, Subskriptionspreis bis 1. 3. 1966 10ⁿ/₀ unter dem endgültigen Ladenpreis!

Fauna, Flora, Geologie, Geomorphologie, Paläontologie, Mineralogie, Klimatologie, Balneologie, Anthropogeographie und Naturschutz des Landes werden hier mit viel Sachkenntnis dargestellt. „Möge dieser Führer“ – so schreibt Prof. E. P. Tratz in seinem Vorwort – „den vielen naturbegierteren Freunden unseres Landes ein willkommenes und treues Begleiter sein“.

Kleines Salzburger Kupferstichkabinett

Malerische Erinnerungen an eine alte Stadt im graphischen Bild dreier Jahrhunderte

Mit Einleitung und Erläuterungen versehen von Walter Del-Negro und mit einem Vorwort von Karl Heinrich Waggener!

88 Seiten, 26 vierfarbige und 12 uncolorierte Ansichten, mehrere alte kartographische Darstellungen, eine kurze Geschichte der Stadt und ihrer graphischen Zeugnisse, zu den Ansichten launige Zitate aus alten Büchern, kunsthistorische Erläuterungstexte, biographische Angaben über Künstler und Stecher und ausführliche Daten zur Originalgraphik. Format 21 x 15 cm, cellophanierter Pappband mit einer mehrfarbigen alten Ansicht der Stadt.

2. verbesserte Auflage öS 84.-, DM/sfr 13.-

Die Alpen in alten Ansichten

Die künstlerische Erschließung der Gebirgslandschaft durch Graphik und Malerei

Von Lieselotte von Eltz mit einem Vorwort des Rektors der Universität Salzburg, Univ. Prof. Dr. E. Lendl

In Ausstattung und äußerem Habitus wie das Kleine Salzburger Kupferstichkabinett, bei vergrößerter Umfang. öS 84.-, DM/sfr 13.-

Salzburger Gitter erzählen

Kleine Metaphysik schmiedeeiserner Kunst

Von Gustave Abel mit einer Einleitung von L. von Eltz

66 Seiten, 25 Fotos (Gittermotive aus allen Jahrhunderten) viele vignettenhafte Zeichnungen alter Salzburger Baulichkeiten, Zunftzeichen usw. im Mehrfarbendruck. Format 16,5 x 18,5 cm, cellophanierter Pappband mit mehrfarbigem Überzugspapier. öS 84.-, DM sfr 13.-

V O R S C H A U

KWA – HERI!

Ostafrikanische Safari

Beobachtungen, Bilddokumente, Ratschläge

von Prof. Dr. E. P. Tratz

Dieses Buch ist den Freunden (und solchen, die es noch werden wollen) der afrikanischen Wildschutzparks zugeordnet. Ungemein fesselnd weiß der Autor aus eigener Anschauung über die bedrohte Tierwelt Afrikas zu berichten und vermittelt dabei eine Fülle von Details über ihr Verhalten in freier Wildbahn. - Mit vielen Farbfotos und mit Zeichnungen des bekannten deutschen Tiermalers Michael Kiefer. Das Buch erscheint Ende 1965. Vorbestellungen werden gerne entgegengenommen. Ca. öS 68.-, DM/sfr 10.80

In den VERÖFFENTLICHUNGEN AUS DEM HAUS DER NATUR in Salzburg finden die Forschungsergebnisse und Arbeitsberichte der naturwissenschaftlichen Arbeitsgemeinschaften eines weltweit bekannten Institutes und seiner zahlreichen in- und ausländischen Mitarbeiter ihren Niederschlag. In den Beiträgen wird vor allem über den letzten Stand der naturwissenschaftlichen Erforschung des Alpenraumes referiert. Es erscheint jährlich jeweils ein Heft der

Abt. I = Zoologie, Botanik, Naturschutz und Museologie

Abt. II = Geologie, Mineralogie und Höhlenkunde

Abt. III = Angewandte Naturkunde (Veterinärmedizin, Jagd-, Land- und Forstwirtschaft usw.)

sowie ein Sonderheft. Museologische Berichte über die Arbeit im Haus der Natur, redigiert von Prof. Dr. E. P. Tratz, sind in jedem Heft enthalten.

Bisher erschienen:

Heft 1 (Abt. II) der Arbeitsgruppe Geologie, Mineralogie, Höhlenkunde

Del-Negro: Historischer Überblick über die geologische Erforschung Salzburgs. Plöschinger: Bericht über die Klippenflyschfenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee. Fritsch: Die neuesten geologischen Erkenntnisse über das steirische Randgebirge. Rausch: Die Eisenerze von Teisenberg — Die Blauquarze von Golling. Crabtree: Die britische Expedition zum Studium der Karstverhältnisse in Österreich 1963. Abel: Die Höhlenvorkommen und die Karstmorphologie der Taugl. Ferner ein Arbeitsbericht und eine Bibliographie der „Mitt. der Naturwiss. Arb. Gem. am Haus der Natur Salzburg.“ = Veröffentlichungen, Alte Folge, der geolog.-mineralog. Arbeitsgruppe.

48 S., viele Skizzen und 1 Faltafel, Kart. öS 31.—, DM/sfr 4.80

Heft 2 (Abt. I) der Arbeitsgruppe Zoologie, Botanik und Naturschutz

Tratz: Neues aus dem Haus der Natur — Beitrag zur Geschichte des Naturschutzes im Bundesland Salzburg. Schüller: Die Haselmaus — Eine für Salzburg neue Heuschreckenart — Neue Funde von *Nelima silvatica*. Stüber: Bisherige Nachweise des Rauhfußkauzes im Lande Salzburg. — Neue Nachweise des Mönchs- oder Kuttengeiers für Österreich. Keiz: Fischereibiologische Untersuchungen über den Prebersee im Lande Salzburg. Gross und Vogelsberger: Fische „sehen“ mit Ultraschall, Teilergebnisse der Roten-Meer-Filmexpedition 1964. Vogelsberger: Beobachtungen der Unterwasserarbeitsgemeinschaft in submarinen Höhlen des Mittelmeeres. Mazzucco: Der Anflug von Schmetterlingen an hochalpinen Lichtquellen. Charwat: Der Stand der Libellenforschung im Lande Salzburg. Lovcik: *Oedipoda caerulea* L. in Salzburg. Mihelcic: Schneetälchen als Lebensstätten für Tardigraden — Tardigraden einiger Auwälder in Osttirol. Thaler: Die Molluskenforschung im Lande Salzburg. Ihr gegenwärtiger Stand und ihre künftigen Aufgaben. Aschauer und Reiter: Zur oberen Verbreitungsgrenze der Blütenpflanzen in der Nivalstufe der Hohen Tauern Salzburgs. Radacher: Pflanzenneufund für Salzburg. — Dritter Beitrag zur Flora des Landes Salzburg. Teppner: Über einige in der Umgebung von Zell am See, Salzburg, beobachtete *Cerambycidae*. Ferner Mitarbeiteranschriften und eine Bibliographie der „Mitteilungen der Naturwiss. Arb. Gem. am Haus der Natur Salzburg.“ = Veröffentlichungen, Alte Folge, der zoolog.-bot. Arbeitsgruppe.

152 S., viele Farb- und Schwarzweißfotos, Skizzen, Diagramme usw., Kart. öS 60.—, DM/sfr 10.—

Im Abonnement ermäßigen sich die VERÖFFENTLICHUNGEN um 10%. Eine beschränkte Anzahl von Separatdrucken ist über den Verlag erhältlich.

Zu beziehen über den MM-Verlag, Salzburg, oder durch eine Buchhandlung

Grundsätzliches über die Aufnahme von Beiträgen in den VERÖFFENTLICHUNGEN AUS DEM HAUS DER NATUR

Die Manuskripte sind auf weißem Papier (Hartpost) DIN A 4 einseitig in Maschinschrift mit einem Zeilenzwischenraum von mindestens 1 Zeile zu schreiben. Links bleibt ein 3 cm breiter Rand. Das Manuskript muß druckfertig abgeliefert werden. Jeder Arbeit ist eine kurze Zusammenfassung des Inhaltes, ca. 5 – 10 Maschinschreibzellen, beizufügen. Im anderen Falle wird sie im Verlag ohne Gewähr für sachliche Richtigkeit verfaßt. Die Übersetzung der Zusammenfassung in eine andere Sprache besorgt der Verlag. Nachträgliche Änderungen des Manuskriptes sind nur dann gestattet, wenn dies gravierende neue wissenschaftliche Forschungsergebnisse erfordern. Kursiv zu setzende Wörter sind mit Bleistift mit einer Wellenlinie zu unterstreichen (z. B. Gattungs- od. Artnamen). Alle Personennamen, auch die der Autoren wissenschaft. Namen, werden in Versalien gesetzt und sind mit Bleistift mit einer geraden Linie zu unterstreichen od. in Großbuchstaben zu schreiben. Abschnitte für kleineren Druck sind mit einem senkrechten Strich am linken Rand zu kennzeichnen. Für die Literaturangaben gilt folgendes Schema: FRITSCH, W., 1964, Das Kristallin der Saualpe und die Oberkreide (Eozän) des Krappfeldes. Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 331–351; die Bandnummer ist, sofern eine vorhanden, mit geraden Linien zweimal zu unterstreichen. Im Text werden nur Verfasser und Jahreszahl angegeben: FRITSCH (1964) oder (FRITSCH 1964). Vorlagen für Abbildungen sind als Strichzeichnungen in schwarzer Tusche oder als Fotografien dem Manuskript gesondert beizufügen. Wer die Beschriftung der Vorlagen in sauberer Normschrift nicht selbst vorzunehmen vermag, vermerke sie mit Bleistift, so daß sie der Kalligraph einfügen kann. Abbildungsunterschriften sind auf ein gesondertes Blatt zu schreiben. Beim Korrekturlesen sind die im DUDEN aufgeführten genormten Korrekturzeichen zu verwenden. Die Korrektur durch den Autor muß spätestens 10 Tage nach Übersendung wieder an den Verlag zurückgehen. Eine zweite Korrektur wird nur in Ausnahmefällen versandt. Der Verlag ist berechtigt, den über 10% der Satzkosten hinausgehenden Beitrag für Korrekturkosten dem Autor in Rechnung zu stellen, sofern die Korrekturen nicht auf Verschulden der Druckerei zurückgehen. Der Autor erhält von seinem Beitrag 30 Sonderdrucke unentgeltlich, zusätzliche gegen Erstattung der Kosten. Der Verlag behält sich das Recht vor, die Manuskripte nach obigen Anweisungen zu berichtigen, oder nicht danach angefertigte und darum erhebliche Satzschwerwits verursachende Manuskripte zurückzuweisen. Die Manuskripte müssen das Datum der Einreichung aufweisen und die volle Anschrift des Verfassers. Sie sind zu senden an die Herausgeber oder an den Verlag. Über die Aufnahme des Beitrages entscheiden Herausgeber und Verlag. Wenn eine Arbeit schon in einer anderen Zeitschrift erschienen ist, oder erscheinen soll, so ist dies dem Verlag bekanntzugeben.