

Gedanken zu baugeschichtlichen Fragen der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen

Von K. Metz, Graz

Mit einer Kartenskizze

INHALT

I. Vorwort	201
II. Einführung in die Problematik, bisherige Vorstellungen	202
III. Übersicht über einige neuere Arbeiten	205
IV. Einzeldiskussion der neuen Gesichtspunkte	208
Das Gleinalmkristallin als Großeinheit	208
Der Raum der Niederen Tauern	213
Die Brettstein-Marmore	216
Der mittelkärntnerische Raum	218
Die Gesteinsserien der Seckauer Tauern	223
Die Seckauer Kristallisation	225
Seckauer Kristallisation in den Randgebieten	227
Altersfragen der Seckauer Kristallisation	228
Postkristalline Ereignisse in der Seckauer Masse	229
Mit den Seckauer Tauern vergleichbare Gneisgebiete	230
V. Das alpidische Schicksal des Muralpenraumes	232
Der Nord- und Südrahmen der Muralpen	232
Alpidische Ereignisse im Inneren der Muralpen	235
Die Lavanttal-Pölslinie	236
Die Norejalinie	239
Alpidische Verwerfungssysteme in Längsrichtung	240
Vergleichende Bewertung der alpidischen Bewegungssysteme	241
VI. Zusammenfassung und Schlußfolgerungen	243

I. VORWORT

Die folgende Studie umschließt jenen Teil des östlichen ostalpinen Kristallins, der im allgemeinen als das „Altkristallin der Muralpen“ zusammengefaßt wurde. Die untrennbare Verschweißung mehrerer seiner Glieder mit den Sedimentserien des ostalpinen Paläozoikums erfordert eine weitgehende Einbeziehung auch der nicht metamorphen paläozoischen Anteile in die Erörterung. Es werden daher nach Maßgabe der Notwendigkeit auch Probleme der Grauwackenzone im Norden, des Grazer Paläozoikums

im Osten und des Murau—Gurktaler Raumes im Westen und Südwesten zur Sprache kommen.

Anlaß dieser Ausführungen ist der Umstand, daß in den letzten zwei Jahrzehnten Ergebnisse von Kartierungen veröffentlicht wurden, die von großer Tragweite für unsere Auffassungen sind und welche den ersten Versuch einer neuen Zusammenschau wohl rechtfertigen mögen. Da viele dieser Arbeiten aus diesen östlichen Räumen noch wenig bekannt sein dürften, wird auch eine kurze Übersicht über sie gebracht.

Als Ziel dieser Studie schwebt dem Autor vor, auch dem Fernstehenden zu zeigen, daß die Problematik der ostalpinen Zentralalpen nicht mit dem Absinken der Hohen Tauern gegen Osten erlischt, und daß der oft der Einfachheit zuliebe als einheitlich betrachtete Baublock dieses östlichen Kristallins nicht so einheitlich ist.

Freilich stehen einer Beantwortung der Frage nach dem Alter kristalliner Gesteinsserien die bekannten Schwierigkeiten entgegen, doch müssen wir gerade deswegen jeden neuen direkten oder indirekten Hinweis aufgreifen und prüfen. Wenn dieser Versuch in den folgenden Abschnitten unternommen wird, so geschieht dies mit vollem Bedacht auf die Tatsache, daß die Auswertung von auf kleinem Raum gewonnenen Erfahrungen zu großer Vorsicht zwingt und daß die Tragfähigkeit unvermeidlicher Analogieschlüsse immer eine Funktion unserer Erfahrung ist.

Die folgenden Resultate über Altersfragen, stratigraphische und tektonische Zusammenhänge mögen daher nicht als gesicherte Erkenntnis, sondern als eine zur Diskussion gestellte Denkmöglichkeit aufgenommen werden. Gleichzeitig soll dem fernerstehenden, an den Alpen interessierten Geologen gezeigt werden, an welchen Fragestellungen und mit welchen Zielen hier zur Zeit gearbeitet wird.

II. Einführung in die Problematik, bisherige Vorstellungen

Im Schrifttum der letzten Jahrzehnte findet sich der hier zu behandelnde Teil der Zentralalpen östlich der Hohen Tauern als ein gegenüber dem alpidischen Baugeschehen weitgehend einheitlicher Block dargestellt, welcher im wesentlichen seine Prägung und letzte durchgreifende Kristallisation schon in vorpaläozoischer Zeit mitgemacht hat. Es handelt sich nach dieser Auffassung demnach um ostalpines Altkristallin.

1951 gab R. SCHWINNER in Schaffers Geologie von Österreich die letzte Zusammenfassung seiner Ansichten, wobei er diesen seine schon früher (z. B. 1927 1936) veröffentlichten Arbeiten über die Seriengliederung vorsilurischer Gesteine der Ostalpen zugrunde legte. Im gleichen Jahr gab E. KRAUS im ersten Band seiner Baugeschichte der Alpen

eine Übersicht, wobei er sich auf die stratigraphische Seriengliederung SCHWINNERS stützte.

Es empfiehlt sich zum besseren Verständnis der späteren Ausführungen kurz die wesentlichen Punkte von SCHWINNERS Seriengliederung darzustellen.

SCHWINNER gliedert in die Serien I—III, wobei Serie I im wesentlichen aus Gneisen, reich mit saurem Intrusionsmaterial gemischt und auch aus reichlich basischen, hoch-metamorph gewordenen Orthomassen besteht. Besonders stark wird für diese Serie die hohe kata-mesozonale Kristallinität betont.

Wir sehen in dieser Fassung der Serie I neben einer stofflichen Begründung zur Zusammenfassung in eine stratigraphische Serie vor allem den Gedanken einer weitgehenden Horizontbeständigkeit der genannten Metamorphosen. SCHWINNER selbst betont, daß kaum jemals die Kristallinität der Serie I auch in II vorkomme.

Serie II deckt sich durchaus mit der Granatglimmerschiefergruppe der alten Geologen, wobei SCHWINNER eine Unterscheidung in stratigraphisch höhere und tiefere Glimmerschiefer versucht. Nach ihm treten in der tieferen Gruppe zahlreiche dunkle Glimmerschiefer in Verbindung mit besonders mächtigen Marmoren auf, welche letztere auch bituminös und dolomitisch sein können. Es ist vielleicht bedeutungsvoll, daß er nach seinen Erfahrungen in Kärnten den Horizont des Priedröf-Quarzites als oberen Serienabschluß auffaßt.

Charakteristisch für diese Serie ist die typische Metamorphose und die Auffassung, daß die Intrusionen und auch die Pegmatite dieser Serie niemals in die höheren Schichten mit Paläozoikum übergreifen. SCHWINNER betont jedoch, daß gelegentlich Anteile dieser Serie II auch in epimetamorphem Zustand auftreten können, wie dies nach ihm typisch für die Serie III ist.

Entscheidend ist nun der Schritt von Serie II zu III. In ähnlicher Weise wie I und II eine überaus großzügige Zusammenfassung von Großserien darstellt, wird dies auch bei der Serie III durchgeführt. Es wird, vor allem der gewaltige stoffliche Unterschied zwischen II und III betont, da SCHWINNER in seiner Serie III a (tiefere Abteilung) vor allem das Rannachkonglomerat und mächtige sandige Klastika sieht. Die Serie III a wird als epimetamorphe „Quarzphyllitserie“ zusammengefaßt, wozu auch das Rannachkonglomerat, ferner Marmore in Verbindung mit Phylliten gehören.

Nach SCHWINNER besteht zwischen Serie II und III ein gewaltiger, durch eine alte Abtragung bedingter stofflicher Hiatus, welcher durch die weltumspannende vorgambrische Gebirgsbildung bedingt worden sei.

Gerade durch die Auffassung der Zusammengehörigkeit der grobklastischen Quarzrestschotter mit den Quarzphylliten muß er zu dieser Auffassung einer solchen Großserie III a und zu ihrer diskordanten Auflagerung über hochmetamorphem Grundgebirge kommen.

Diese auf profunder Kenntnis der Ostalpen basierende Gliederung SCHWINNERS bot hinsichtlich der ostalpinen kristallinen Serien eine durchaus neue und anscheinend überall anwendbare Grundlage. Auf ihrer Basis versuchte SCHWINNER in die alte, voralpidische Baugeschichte dieses teilweise noch wenig bekannten Kristallgebietes hineinzuleuchten, ein um so wichtigerer Versuch, als gerade damals alle Schwerpunkte tektonischen Denkens auf den alpidischen Alpenbau gerichtet waren.

Wenn wir heute das gleiche Thema unter neuen Gesichtspunkten und mit neuer Fragestellung zu behandeln beginnen, so bauen wir doch auf dem genialen SCHWINNERSchen Gedankengut auf und betrachten es als die unerläßliche Stütze zu weiteren Fortschritten.

So ergaben nun demgegenüber jüngere Kartierungen in der steirischen Grauwackenzone, daß das eigentliche Rannachkonglomerat des Liesingtales und die ihm sicher primär zugehörigen Quarzite und Serizit-schiefer nicht mit den sonst als „Quarzphyllit“ bezeichneten Gesteinskomplexen auch nur in weitem stratigraphischen Sinn vereinigt werden können (K. METZ, 1947, und zusammenfassend in 1952).

Andere grobklastische Lagen in höher metamorphen Gesteinzügen der Grauwackenzone sind Angehörige durchaus verschiedenartiger Sedimentgruppen. Sie führen Kristallingerölle, während das Rannachkonglomerat ein reines Quarzkonglomerat ist (METZ 1953, 44).

Mit diesen Feststellungen erwies sich die Gruppe III a SCHWINNERS als eine stratigraphische Mischserie mit Komponenten sehr großer Altersunterschiede. Damit fällt auch die Stichhaltigkeit der Feststellung einer in III a vollkommen neuen Sedimenttracht gegenüber einem älter geprägten Altkristallin:

Wir müssen demnach die „Quarzphyllite“ unseres Raumes als Transgressions-Serie nach einer weitgespannten subkambrischen Abtragungsphase ablehnen.

Die höhere Abteilung SCHWINNERS, III b, als Wildschönauer Serie zusammengefaßt, enthält neben den Pinzgauer Phylliten auch die des Ennstales, die Gesteine der Plengegruppe der westlichen Karnischen Alpen, die Gruppe der Grauwackenschiefer im Sinne der Blaseneckserie von HERITSCH, die Silberberggrauwacke der nordöstlichen Grauwackenzone und, was wohl mit Recht sofort Kritik hervorgerufen hatte, auch die Semmeringquarzite sowie den Radstätter Quarzit.

Auch hier müssen wir nach Ablösung der Semmering- und Radstätter Quarzite einige Einschränkungen dieser Großserie vornehmen. Wahrscheinlich wird im Laufe der weiteren Studien auch noch eine weitere Reduktion in dem Sinne erforderlich sein, als Teile der Serie III b höher in das Paläozoikum (Silur-Unterdevon) hinaufsrücken werden.

Die Feststellung von fossilführendem Paläozoikum über epi- oder meso-metamorphen Schieferserien verleitete zum Schluß eines generellen Hiatus der Metamorphose zwischen Paläozoikum und Alterem. Daher finden wir weitgehend die Meinung vertreten, daß eine Serie mit pegmatitischer Durchtränkung voralpinozoisch geprägt sei. Auch R. STAUB folgte noch 1948 diesem Gedankengang, weshalb auch von ihm etwa die Marmore der Niederen Tauern als voralpinozoisch betrachtet wurden.

Es liegt weitgehend in der Folgerichtigkeit der gedanklichen Grundlagen von SCHWINNERS Gliederung begründet, daß er auch die granitischen Kernmassen des steirischen Kristallins als voralpinozoisch betrachtet: Gleinalm, Seckauer Gneise, Grobgneise, Amering, Schladminger Gneise. Sie sollten die Kernmassen eines alten (algonianischen [cetidischen]) verzweigten Gebirgssystems darstellen.

Auch in den großen deckensynthetischen Arbeiten der Ostalpen (zuletzt L. KOBER 1955) spielt das Muralpenkristallin die Rolle der alten Basis der ostalpinen Decken (Deckenkerne). Differenzierungen sind nicht im stratigraphischen Sinne durchgeführt, doch betreffen solche eine Unterteilung in tektonische Einheiten (Muriden, Koriden, Semmeringiden, Lungau-Kristallin) im Sinne von oberostalpin und mittel- bzw. unterostalpin. Wir gehen im Sinne unserer Fragestellung auf diese Problematik zunächst nicht ein, sondern wenden uns einer Überprüfung der referierten Altersauffassungen zu.

III. Übersicht über einige neuere Arbeiten

In den Jahren unmittelbar vor und nach dem letzten Weltkrieg wurden vorwiegend aus Kartierungen in dem genannten Raum neue Tatsachen erarbeitet, die im folgenden kurz aufgezählt werden. Sie machen eine Revision unserer bisherigen Altersauffassungen notwendig und legen auch den Gedanken nahe, in tektonischer Hinsicht Folgerungen zu ziehen.

1939 gab F. ANGEL eine Tagungserläuterung für den zum Körper der Gleinalm gehörigen Serpentin-Körper von KRAUBATH. Hier findet sich eine straffe Zusammenfassung der Ergebnisse früherer Arbeiten des Autors (1923, 1928) zur Typisierung der Gleinalm als metamorphe und auch tektonische Einheit. Daß der Granodiorit nicht zwangsläufig als zentraler Körper zum Verständnis der Gleinalmkristallisation notwendig ist, wird

eigens betont. Die Möglichkeit variskischen Alters der Kristallisation wird angedeutet.

In einer Gruppe von Arbeiten, die sich vorwiegend mit der nördlichen Grauwackenzone beschäftigen (Zusammenfassung 1953), gab K. METZ die schon kurz referierte Aufgliederung der früher einheitlich unter „Quarzphyllit“ subsumierten Gesteine in stratigraphisch verschiedene Gruppen: Gegenüber SCHWINNER kommt er zu einer wesentlich engeren Fassung der Rannachserie (mit dem Rannachkonglomerat) und stellt sie als Äquivalent der Gruppe des Semmeringquarzites an die Basis des zentralalpinen Mesozoikums (1947).

Neben nur epimetamorphen, phyllitischen Gesteinsgliedern werden in der Gruppe der Quarzphyllitischen Gesteine auch Züge diaphthoritischer und phyllonitischer Gesteine und tektonische Schollen eines alten Kristallins namhaft gemacht.

Im Übergang der Grauwackenzone zur Gruppe der Wölzer Tauern mit mesozonalem Kristallin wird festgestellt, daß phyllitische Gesteine der Grauwackenzone (Silur) auch in mesozonaler Metamorphose in den Niederen Tauern vorliegen (1952, p. 258). Damit wird die Frage nach dem Alter der Marmorserien der Niederen Tauern (Brettstein-Serie), die früher als vorpaläozoisch, z. B. kalevisch-jatulisch, angesehen wurden, wieder aufgerollt. Auch diese Serie wird als stratigraphisch aus verschiedenen Baugliedern zusammengesetzt erkannt und es wird die Vermutung der Anteilnahme von zentralalpinem Mesozoikum in ihrem Bau ausgesprochen. W. FRITSCH gab 1953 das Baubild dieser Marmorgruppe im Gebiet des auch von SCHWINNER bearbeiteten Gumpeneckzuges, und 1956 berichteten L. HAUSER—W. BRANDL über Funde von Krinoiden in der westlichen Fortsetzung dieser Züge. Diese Krinoiden wurden von Frau Dr. Doreck-Sieverts als mesozoisch (Trias-Lias) erkannt. Damit war ein weiteres mesozoisches Glied in der Kette zentralalpinen Mesozoikums zwischen Semmering und den Radstätter Tauern gefunden.

Hinsichtlich der Seckauer Tauern und ihrer Granite ergaben die Kartierungen (K. METZ 1940, 1952, 1953), daß Glieder der Rannachserie granitisiert wurden, die Kristallisation dieser Gebirgsgruppe überdies gegenüber der Gleinalmkristallisation klar unterscheidbar ist (siehe dazu F. ANGEL—F. HERITSCH 1931). Wenn nun die Gesteinsgruppe mit dem Rannachkonglomerat die quarzreiche Basis des zentralalpinen Mesozoikums ist, muß die Seckauer Kristallisation dem alpidischen Zyklus zugerechnet werden.

Aus dem Raume von Hüttenberg in Kärnten beschrieb 1953 E. CLAR den Übergang von noch nicht metamorphem Paläozoikum über epizonale Zwischenstadien zu mesozonalem Kristallin der Hüttenberger Serie.

Es handelt sich hierbei um die von F. KAHLER 1953 aus Mittelkärnten beschriebene Magdalensbergserie. Die metamorphen Serien von Hüttenberg wurden als Gleinalmkristallin erkannt. Hinsichtlich der gegen Osten folgenden hochkatzonalen Gesteinsserien der Saualm wird festgestellt, daß auch diese, ebenso wie die mesozonale Hüttenberger Serie, postkinematisch bezogen auf die gleichen tektonischen Achsen geprägt wurden. Der Autor leitet daraus die Möglichkeit der Auffassung ab, daß Gleinalmkristallisation und die hochkatzonale Kristallisation von Saualm-Koraln (Koralmkristallisation KIESLINGERS) einem gemeinsamen Prägingsakt entstammen.

Dagegen vermutete W. PLESSMANN aus Studien am Westrand des Grazer Paläozoikums gegen die Stubalm (1954), daß die von ihm mit der Koralmkristallisation zusammengelegte pegmatitische Durchsaffung vorordovicisch sei. Auch er betont jedoch, daß mesozonale Kristallisation tief in das hier Bänderkalke führende Paläozoikum eingreift und daß, wie dies schon H. MOHR (1923, p. 121) betont hatte, hier kein Hiatus der Metamorphose zwischen Paläozoikum und mesozonalem Kristallin vorliege.

Von H. FLÜGEL wird 1952 in einer Zusammenfassung der Bauphasen im Grazer Paläozoikum auf der Basis gefügeanalytischer Untersuchungen festgestellt, daß die heute NE-streichende Grenze des Paläozoikums gegen die Gleinalm eine vorgosauisch angelegte tektonische Grenze ist, wobei die axialen Elemente der Gleinalm spitzwinkelig zu denen des Paläozoikums verlaufen. Analog F. ANGEL (1939) kommt auch er zur Vermutung variskischen Alters der Gleinalmprägung. Die Feststellung vorgosauischen Alters für die tektonische Grenze ergibt sich daraus, daß sie älter ist als die Kainacher Gosau. Wir müssen dieses Ergebnis für spätere Erwägungen festhalten.

In der gleichen Arbeit gelang ihm die Feststellung, daß entgegen der Zeichnung des nach Süden offenen Umbiegens des Kristallins Gleinalm: Angerkristallin um die Nordspitze des Grazer Paläozoikums in der Übersichtskarte von H. VETTERS kompliziertere Verhältnisse herrschen. Die Vermutung einer Verbindung beider sonst ähnlich gebauten Kristallinzüge in Form von Schlingentektonik mit steilen Achsen ist nicht haltbar. Beide Züge sind heute tektonisch voneinander getrennt. Wichtig wird der Zug des Angerkristallins jedoch neuerdings durch die Funde von H. FLÜGEL (1956), nach denen auch hier einwandfrei als Paläozoikum erkannte Gesteinsglieder in das mesozonale Kristallin hineinstreichen.

Dabei gelang auch die Feststellung, daß pegmatitische Gesteine bis in das Paläozoikum hinaufreichen.

Ähnliche Übergangsverhältnisse, wie sie von PLESSMANN und H. FLÜGEL aus dem Osten und Südwesten des Grazer Paläozoikums dargestellt wurden, macht neuerdings auch A. THURNER vom Nordrand des Murauer Paläo-

zoikums gegen die benachbarten Glimmerschiefer-Marmorzüge der Niederen Tauern wahrscheinlich (THURNER 1958).

Im Zusammenhang mit neuen stratigraphischen Studien von H. FLÜGEL ergab sich die Erkenntnis einer sehr bedeutsamen faziellen Aufsplitterung des Devons (1956), sowie die wahrscheinlich notwendige Umordnung der stratigraphischen Einstellung ältester Bauglieder des Grazer Paläozoikums. Die letzteren Ergebnisse wurden mir von H. FLÜGEL zunächst nur mündlich mitgeteilt.

Bedeutsam erscheinen in diesem Zusammenhang auch die auf Conodonten-Studien aufgebauten Neuerkenntnisse hinsichtlich des Unterkarbons im Grazer Raum, welche auch faziell gegenüber der Grauwackenzone (Veitsch) und Südkärnten (Nötsch) eine Sonderstellung einnehmen. (H. FLÜGEL-ZIEGLER 1957.)

Von großer Bedeutung und Wichtigkeit für die hier abzuhandelnde Fragestellung scheint weiterhin der Fund triasverdächtiger Gesteine im Raume von Weiz (SE des Grazer Paläozoikums) und bei Köflach (westliches Randgebiet) durch H. FLÜGEL—V. MAURIN (Karinthin 1957). Die mit anderen zentralalpinen Triasvorkommen faziell durchaus vergleichbaren Gesteinsfolgen sind mit Paläozoikum verfaltet. Die von den Autoren beobachtete Tektonik läßt keinen Schluß auf weitreichende Überschiebung durch das Paläozoikum zu.

Da ein paläontologischer Beleg zur Alterssicherung dieser Gesteine zunächst noch aussteht, wird vorläufig nur von einem Trias-Verdacht gesprochen. Es muß jedoch auf die nicht zu übersehenden Unterschiede gegenüber den paläozoischen Sedimentfolgen und auf die auffällige Faziesgleichheit zu anderen gesicherten zentralalpinen Triasvorkommen im weiten Raum hingewiesen werden.

Gleiches wie vom Grazer Paläozoikum gilt auch für das von P. PLOTENY (1957) namhaft gemachte Profil mit Mesozoikum von Mühlen, an der Grenze von Steiermark und Kärnten, bei Neumarkt.

Die genannten neuen Vorkommen müssen im Zusammenhang mit den schon durch K. METZ (1945) und L. HAUSER (1956) namhaft gemachten Triasvorkommen im zentralalpinen Raum des Ostens unser volles Interesse erwecken.

IV. Einzeldiskussion der neuen Gesichtspunkte

Das Gleinalmkristallin als Großeinheit

Wie aus der Überschau der jüngeren Literatur hervorgeht, müssen die bis jetzt an vier ziemlich weit voneinander abliegenden Stellen gefundenen Einbeziehungen paläozoischer Sedimente in mesozonales Kristallin einer genaueren Durchsicht unterzogen werden. Zunächst geht nur aus dem von

PLESSMANN beschriebenen Übergang eine primäre Kristallisationsverbindung mit dem eigentlichen NE-streichenden Gleinalmkörper und seiner Fortsetzung in der Stubalm hervor. Direkte Zusammenhänge mit der Gleinalm selbst bestehen bei den anderen Funden nicht oder nicht mehr. Wir betrachten zunächst die Gleinalm selbst und stützen uns dabei auf die Forschungsergebnisse F. ANGELs (1923, 1928, 1939, 1940).

ANGEL konnte zeigen, daß der NE-streichende Kristallinzug der steirischen Gleinalm mit seiner klaren Trennung metamorpher Hüllgesteine von einem zentralen Granodioritkern eine in sich geschlossene geologische Einheit darstellt. Dies bezieht sich sowohl auf eine gemeinsame Gefügeprägung, wie auf eine gemeinsame Metamorphose, deren Mineralfazies untereinander verbunden in der Mesozone eine typisierbare metamorphe Einheit beweisen. Es ist die Gleinalmkristallisation, welche posttektonisch zur genannten Durchbewegung erfolgte.

In den Schieferhüllen lassen sich zwei Gruppen unterteilen: eine untere Hülle, die mit dem Granodioritkern in Intrusions- und Migmatese-Verband steht. In und um den Kern finden wir in reliktsch erhaltenen Riesenfalten und Schuppen Granatglimmerschiefer und Amphibolite, welche beide vielfach stark migmatisiert sind. Nach ANGEL zeigen nun die verhältnismäßig reichlichen Massen der Amphibolite und Serpentine vielfach noch klar ihre Herkunft aus einer peridotitisch-noritisch-grabbroiden Gesteinsfamilie.

In oberen Lagen dieser Hülle liegen große Massen von Hellglimmerschiefern, aber auch dunkle, phyllitische Glimmerschiefer mit vereinzelt Marmorlagen. Auch hier treten noch Amphibolite auf.

Darüber liegt, nahezu ausschließlich nur in der Südflanke der Gleinalm sichtbar, die als obere kalkreiche Hülle bezeichnete Gesteinsfolge mit folgendem Bestand: graphitdurchstäubte Granatphyllite bis Granatglimmerschiefer, Granatglimmerquarzite bis reine Quarzite, Kalksilikatschiefer, Kalkmarmore in mächtigen und weithin streichenden Lagen, Amphibolite. In den marmorreichen Teilen liegen auffallend reichlich Pegmatite vor.

1939 betont ANGEL, daß die Existenz des Granodioritkernes für die Gleinalmkristallisation keine grundsätzliche Notwendigkeit darstellt. Damit ist dem Gedanken Ausdruck verliehen, daß die so typische Metamorphose nicht vom Granodiorit ausgeht, sondern daß dieser selbst nur eine Erscheinungsform im Zuge der Stoffwanderungen dieser Kristallisation ist.

Aus den Arbeiten ANGELs zeigt sich, daß wir das gesamte Sedimentpaket beider Gleinalmhüllen wohl auf eine Mächtigkeit von mehreren 1000 Metern veranschlagen müssen und wir müssen weiter auch die mächtigen Marmorzüge der oberen Hülle mit ihren Begleitgesteinen als das stratigraphisch Hangende betrachten.

Die untere Hülle mit ihren mächtigen basischen und ultrabasischen Einschaltungen läßt nun keine direkten Vergleiche mit anderen alten bekannten alpinen Sedimentbecken zu. Auch in den altpaläozoischen Sedimenttrögen mit tonig-sandiger Füllung können wir keine solche Menge basischer Magmatite feststellen. Für die untere Hülle ergibt sich daraus die Möglichkeit einer Vorstellung, daß es sich hier um eine vorpaläozoische Serie handelt. Anders steht es mit den Sedimentgruppen der oberen Hülle, die allein schon faziell an vielen Stellen Vergleichsmöglichkeiten mit paläozoischen Serien bieten.

In einer heute quantitativ noch nicht näher abschätzbaren Menge haben wir sonach in der oberen Hülle paläozoische Gesteine vor uns. Dies betrifft nach unserer heutigen Kenntnis vor allem Bändermarmore, kohlenstoffreiche Granatphyllite (Phyllonite) und manche Amphibolite als Abkömmlinge der im tiefen Paläozoikum auftretenden Grüngesteine. Mit diesem Befund wird aber nicht zum Ausdruck gebracht, daß alle Marmore der Almhausserie dem bekannten Paläozoikum anzugliedern seien!

Mit dieser Feststellung wird nun im Rahmen der eigentlichen Gleinalm und ihrer Fortsetzung, der Stubalm, ein Teil der äußeren Schieferhülle im Bereich der Almhausserie (F. HERITSCH 1923) zum Paläozoikum gezählt.

Eine Unsicherheit der Abgrenzung der paläozoischen Anteile gegen Älteres ist durch zwei Überlegungen begründet: Einerseits sind rein petrographische Vergleiche in metamorphen Gesteinen nur mit Vorsicht aufzunehmen und andererseits müssen wir nach den letzten Erfahrungen von H. FLÜGEL in den Räumen des Grazer Paläozoikums mit wesentlich größeren Fazieskomplikationen rechnen, als dies bisher bekannt war.

Trotz dieser Reserve sind hier folgende Hinweise am Platz: In der westlichen Fortsetzung der paläozoischen Gesteine der Grauwackenzone sind auch in der nördlichen Abteilung der Wölzer Glimmerschiefer gleiche Gesteine, welche sich profilmäßig auf ostalpines Paläozoikum beziehen lassen (mit: Fe-reichen Kalkmarmoren, schwarzen Lyditen + kohligem Glimmerschiefern und Amphiboliten). Eine gleiche mesozonal kristalline Gesteinsgruppierung liegt nach A. THURNER 1958 im Nordrahmen des Murauer Paläozoikums vor und, wie später noch zu erläutern sein wird, zeigen auch Profilanteile des Kristallins im Rahmen der Gurktaler Alpen ganz ähnliche Zusammensetzung.

Die Schlußfolgerungen aus diesen Feststellungen liegen auf der Hand. Wenn wir mit F. ANGEL die Gleinalmkristallisation im Zusammenhang mit einer alpinotypen Gebirgsbildung als eine Einheit in zeitlichem Sinne betrachten, so müssen wir sie durch die Einbeziehung von

altem Paläozoikum gegen unten abgrenzend als postkambrisch betrachten.

Es zeigen sich weiterhin verhältnismäßig große Faziesunterschiede zwischen dem Paläozoikum der nördlichen Grauwackenzone und Graz. Sie finden ihren Ausdruck einerseits in der kalkigen devonischen Entwicklung, was seit den Forschungen von HERITSCH bekannt ist; andererseits ergeben die neuen stratigraphischen Forschungen von H. FLÜGEL, daß auch in den tonig-sandigen Serien Unterschiede bestehen:

In der Grauwackenzone folgen unter den Riffentwicklungen in fazielltem Wechsel graptolithenführende Ablagerungen des Gotlandiums und teilweise auch des Ordoviciums in vorwiegend tonig, sandig-kieseliger Fazies. Damit rückt die Gruppe der Grauwackenschiefer wohl mit Sicherheit in der Hauptsache in das Ordovicium.

Anders im Grazer Raum, wo FLÜGEL nach freundlicher mündlicher Mitteilung Anhaltspunkte fand, daß zunächst wesentliche Anteile der vorwiegend tonig-sandigen Basisfolgen unter der Kalkfazies jünger als Ordovicium sind, so daß auch Teile der zum Teil diabasischen Grüngesteine bis in das Devon reichen dürften.

Länger bekannt und eindeutig klar sind die großen Differenzen von Fazies und Faunenbeziehungen zwischen Nord und Süd im Visé. In der Grauwackenzone (Veitsch, Trieben) liegt eine ganz andere Entwicklung vor (METZ 1937) als in Graz (FLÜGEL 1957) und beide unterscheiden sich deutlich vom Nötscher Karbon in Südkärnten.

Ziehen wir nun in Betracht, daß im Rahmen der Gleinalm in der unteren Hülle eine mächtige und teilweise wohl vorpaläozoische, orthogeosynklinale (reiche basische bis ultrabasische Orthogesteine!) Sedimentserie vorliegt, die wohl auch in der Koralm in Erscheinung tritt, so ergibt sich folgendes Bild: Das vorunterkarbon Grauwackenpaläozoikum war vom alten Grazer Paläozoikum schon seit langem durch die vorpaläozoische Geosynkinalprovinz der heutigen unteren Gleinalmhülle getrennt. Diese dürfte mit ihren basischen Orthogesteinen schon assyntisch gefaltet worden sein; da Spuren assyntischer Faltung auch aus der Grauwackenzone bekannt sind (METZ, 1953: 16 ff., 80). Eine spätere Faltung mit der Gleinalmkristallisation erfaßte dann einen Teil des Altpaläozoikums der nördlichen sowie der südöstlichen Grazer Provinz und verschweißte es mit der heutigen Gleinalm. Spätere Bewegungen modifizierten und differenzierten das Bild dieses Raumes noch mehr.

Wir müssen nach diesen Überlegungen die Gleinalmfaltung und -kristallisation in bretonische Zeit versetzen, da wir für die Existenz alpinotyper Ereignisse in kaledonischer Zeit keinerlei Anhaltspunkte haben. Durch diese bretonische Gebirgsbildung entstand endgültig ein zen-

traler Gebirgsstamm, die Gleinalm und ihre Fortsetzungen, welcher auch für alle späteren Ereignisse die Räume nördlich und südlich voneinander differenzierte.

In dem hier aufgezeigten Baubild der Gleinalm als bretonischer Gebirgsstrang zeichnen sich einige interessante Besonderheiten ab. Auch nach H. FLÜGEL liegen im Grazer Paläozoikum Reste bretonischer Strukturzüge vor, die nach ihm meridionale Richtung gehabt haben dürften. Erst aus sudetischer Zeit sind hier E—W- bis NE-streichende Faltenzüge bekannt. Kommt man nun aus den zentralen Teilen des Grazer Paläozoikums mit seiner reichlichen Kalk-Dolomitfazies gegen NW und N, sowie gegen E heraus, so findet man sehr bedeutende Faziesveränderungen. Diese schälten sich erst in jüngster Zeit durch die Kartierungen der Grazer Arbeitsgemeinschaft heraus (H. FLÜGEL 1956, E. FLÜGEL 1957, E. SY 1957). Sie zeigen an, daß die Rifffalkfazies im Devon annähernd schon dort zu Ende gegangen ist, wo wir auch heute die Grenzen des Paläozoikums gegen mesozonales Kristallin sehen. Andere Fazies scheinen sich gegen N und E fortgesetzt zu haben, die wir vielleicht heute in mesozonaler Metamorphose in der Gleinalm und ihren Äquivalenten zu suchen haben. Hinsichtlich dieser Fragen sind wir heute allerdings noch weit von einer Lösung entfernt. Wir werden jedoch bei der Besprechung der Almhausserie und der Brettsteinzüge erneut auf sie stoßen.

Gegen NE setzt sich die Gleinalm im Zug des Rennfeld und in dem durch junge alpidische Tektonik entwurzelten Zug des Troiseck-Floning fort. Nördlich davon liegen die altpaläozoischen Züge der Grauwackenzone, deren Beziehungen zum Gleinalmkristallin durch besonders intensive alpidische Umgestaltung des dazwischenliegenden Streifens überaus verschleiert sind.

1953 hat K. METZ zu zeigen versucht, daß in diesen vom Grazer Altpaläozoikum so abweichenden Fazies gleichfalls quer zur heutigen Richtung streichende bretonische Strukturen auftreten. Überdies liegen in der unteren, alpidisch geformten Grauwackendecke neben tektonischen Fetzen von mesozonalem Kristallin auch Diaphthorite und Züge mit einer Metamorphose, die über die eines reinen Phyllites hinausgeht. Außer Karbon und Rannachserie treten hier auch tektonisch verschürfte Züge von Gesteinen auf (Marmor — Grünschiefer), die vielleicht Altpaläozoikum sind. Es erfolgte damals auch der Hinweis auf eine im Streichen von E (Mürztal, Semmering) über den Raum Bruck—St. Michael—Liesingtal nach West (Paltental, Selztal) sichtbare Dreigliederung in stofflicher, wie auch tektonischer Hinsicht.

Wie später (p. 218) noch näher auszuführen sein wird, betrachten wir die höher metamorphen Gesteinsglieder der alpidischen unteren Einheit der Grauwackenzone als Anteil des nördlichen Gleinalmflügels.

Das gleiche gilt für einen großen Teil der Wölzer Glimmerschiefer und für die alten Baukomponenten der Brettsteinserie im Sinne von F. HERITSCH. Die Verbindung zu diesen Baugliedern der Niederen Tauern führt teilweise über die Grauwackenzone, dann aber auch über den Kraubather Serpentinstock und die Züge von Glimmerschiefern und Amphibolit nördlich Knittelfeld, Gaal—Pölsfurche und anderseits über die Marmore der Almhausgruppe, südlich des Amering, Obdach, Judenburg nach Oberzeiring.

Mit einiger Wahrscheinlichkeit besteht auch die gedachte Verbindung dieser Marmorserien über die Saualm—Hüttenberg—Friesach zu Recht, so daß der Vergleich der Serien für die Hüttenberger Serie mit der Gleinalm (CLAR 1953) nicht allein auf dem Kristallisationstypus begründet ist.

Späterer Erörterung vorgreifend, sei hier auch das Kristallin des Gurktaler Raumes und nach F. ANGEL—A. AWERZGER (1953) auch das der Radentheiner Serie genannt.

Wir tasten uns mit diesem Ausblick von der Gleinalm her in die weiteren Regionen der mesozonalen Muralpen vor und beschreiten damit erneut einen Weg, den ANGEL—HERITSCH schon vor langer Zeit beschritten haben—allerdings unter anderen Grundannahmen, als wir es heute tun. Wenn wir jetzt eine örtliche Einbeziehung von Altpaläozoikum in die Gleinalm-Kristallisation als regionale Erscheinung erkennen, so bedeutet das, daß die äußere Hüllfläche dieser Metamorphose örtlich als Schrägfläche in höhere Stockwerke hinaufgereicht hat als anderswo. Diese Feststellung zwingt aber zum Versuch, die Stratigraphie der kristallin gewordenen Serien zu erfassen.

In den bisher genannten Räumen sehen wir nun die Umrahmung des kristallinen Gleinalmgebirges durch faziell recht verschiedenartiges, kaum metamorphes Paläozoikum im Norden, Südosten und Südwesten. Bei dieser Betrachtung erweist sich die Gleinalm als regional bedeutender Zentralalpenstrang aus altvariskischer Zeit.

Der Sinn unserer Betrachtung dieses Kristallins ist somit zweifach: Wir prüfen einerseits die petrographische, mineralfazielle Frage und weiterhin auch, welche stratigraphischen Horizonte wir durch den Schleier der Metamorphose noch erkennen können.

Besonders der zweiten — stratigraphischen — Frage sind die beiden folgenden Abschnitte über die Niederen Tauern und den mittleren Kärntner Raum gewidmet.

Der Raum der Niederen Tauern

Wir fassen hier alle kristallinen Gesteine des steirischen Raumes zwischen dem Enns- und Murtal, westlich der Pölsfurche zusammen. Neuere Studien sind in diesem Gebirge in Angriff genommen, doch nur an wenigen

Stellen verfügen wir schon über ein abschließendes Urteil. Immerhin sind wir in einigen wesentlichen Belangen über ältere Kenntnisse hinausgelangt.

Im Norden stehen die an das Ennstal anschließenden, E—W-streichenden Gesteinszüge der Ennstaler Phyllite in direktem Zusammenhang mit der Grauwackenzone des Paläntales (METZ, 1953, p. 34, 39 ff.). Bis Gröbming finden sich in den nördlichen Zonen der Phyllite auch Fetzen des kalkigen Paläozoikums vom Typus der erzführenden Kalke und in den Phylliten selbst erblicken wir zum Teil die Äquivalente der Grauwackenschiefer des Paläntales.

Auch die aus dem Raume Trieben—Rottenmann bekannten Grauwackenschiefer stärkerer Kristallinität können westlich des Bösenstein in den südlichen Ennstaler Phylliten wieder gefunden werden (Gullingtal SE von Aigen, Karlsspitz bei Donnersbach). Die aus der Grauwackenzone beschriebene Gruppe von Grüngesteinen, Quarzit, Marmor, Phyllonit (Fötteleck—Mölbegg-Serie) liegt in komplizierter Verfaltung und Verschuppung mit Gliedern der Ennstaler Phyllite und den südlich folgenden Granatglimmerschiefern der Wölzer Tauern vor.

Alle diese Gesteine streichen durchschnittlich E—W und grenzen in komplizierter Lagerung im Detail bis zu den Schladminger Tauern südlich an die **große** Masse der Wölzer Granatglimmerschiefer. Diese komplizierte Grenze war bereits Diskussionsobjekt von H. WIESENER 1938, R. SCHWINNER 1951 und wurde von W. FRITSCH 1953 erneut behandelt. Wir wissen heute, daß sich eine mehr-minder breite Diaphthoritzone zwischen beide Gesteinsgruppen einschiebt, die vorwiegend aus Komponenten der Granatglimmerschiefer besteht und die an der früher genannten Verschuppung der Serien teilhat. Wir wissen aber auch, daß diese Diaphthoritzone, die im Kleinbereich s-konkordant liegt, im größeren Bereich von mehreren Kilometern eine spitzwinkelig zum s-Streichen verlaufende Diskordanz aufweist und daß vor allem die Angehörigen der Fötteleck—Mölbegg-Serie im Bereich dieser Grenze einen jüngeren Mineralbestand aufweisen, der sie in den Zwischenbereich von Epi- und Mesozone verweist. (Näheres darüber p. 233.)

Im weiteren Bereich dieser breiten Grenzzone finden wir aber auch die Einschaltung des Gumpeneck—Sölker-Marmorzuges. Dieser stellt jedoch faziell keine Einheit dar, sondern zeigt einerseits grobkristalline Glimmermarmore, schwach kristalline dunkel gebänderte Kalke und Dolomite anderseits. Die Feststellung von FRITSCH, daß die Einfaltung dieser Marmore schon vor der Kristallisation der Granaten stattfand (1953) dürfte nach unserer heutigen Kenntnis die grobkristallinen Anteile betreffen. Die im eigentlichen Gumpeneck—Sölk-Zug kompliziert ineinander verschuppten Typen zeigen im Kamm des Mölbegg weiter östlich, südlich Aigen noch

eine klare Trennung: Nördlich des Mölbeggkammes liegt im Gullingtal die Gruppe der grobkristallinen Marmore und Amphibolite, weiter südlich, vom Hangenden her eingefaltet und nur in der Kammregion vorhanden liegen die bänderigen, auch hier teilweise dolomitischen Kalkkeile als Fremdlinge in den Schuppen der Fötteleck—Mölbegg-Serie.

Wir müssen nach diesem Befund und nach dem auf Mesozoikum hinweisenden Fossilfund L. HAUSERs 1956 diese ganze Grenzzone mit ihren Diaphthoriten als eine alpidische Grenznahe betrachten.

Dieser Befund wurde durch eine neue, noch unpublizierte Arbeit von SHINNAWI unterstützt, welcher am Nordsporn des Bösenstein zwischen dessen Gneisen und der Grauwackenzone senkrecht aufgerichtete, steil-achsig verfaltete Serizitschiefer der Rannachserie nachwies. (Strechengraben bei Rottenmann.) Wie auch weiter im Osten stellen diese Serizitschiefer auch hier das Liegende unter der Fötteleck—Mölbegg-Serie dar. Ihre gegenüber der früher beschriebenen Grenze weit nach Norden vorgerückte Lage dürfte mit dem Nordschub des Bösensteinmassivs zusammenhängen.

Wir wenden uns nun der großen Gruppe der Granat-Glimmerschiefer der Wölzer Tauern zu, über die 1954 durch K. METZ nähere Details bekanntgemacht wurden. Es handelt sich einerseits um voll mesozonal kristallisierte graue bis weißliche, mitunter auch quarzitische Zwei-Glimmerschiefer, großkörnig kristallisiert und oft flatschig, seltener um Hellglimmerschiefer. Diese Gesteine sind es auch meist, aus denen die Diaphthoritzone des nördlichen Randes entstand.

Daneben finden wir, oft in langen Zügen auch dunkle bis schwarze Glimmerschiefer, mit eisenschüssigen Kohlenstoffquarziten, braun anwitternden Marmorbändern und Lagen von Amphiboliten. Auch weiße bis hellgraue glimmerfreie splitterige Quarzite fanden sich in dieser Gesteinsgruppe, die wir auf Grund der studierten Einzelprofile von den einförmigen grauen Granatglimmerschiefern abtrennten und sie als Äquivalent paläozoischer, silurischer Gesteinsfolgen der Grauwackenzone betrachten.

Inwieweit wenig mächtige, stärkstens verfaltete weiße bis rötliche Marmorbänder in den grauen Glimmerschiefern, ohne Amphibolit, als eigene Gruppe deutbar sind, wissen wir noch nicht.

Die nach den Erfahrungen des Raumes unmittelbar südlich und südwestlich der Bösensteinmasse dem Paläozoikum zugeteilten Gesteinszüge finden sich auch im Raum von Möderbrugg und Oberzeiring, wo sie von mächtigen Marmorzügen begleitet werden, die als Brettsteinmarmore bekannt sind und weiter unten besprochen werden.

Sowohl bei Pusterwald, wie nördlich des Murauer Paläozoikums scheidet auch A. THURNER (1955, 1958) Kohlenstoff-Glimmerschiefer als be-

sondere Gruppe aus und erwähnt die Möglichkeit ihrer ursprünglichen Zugehörigkeit zum Murauer Paläozoikum.

Wir können demnach die zweifellos mächtige Masse der granatführenden Glimmerschiefer nicht als stratigraphische Einheit betrachten. Ein Maß für die wahre ursprüngliche Mächtigkeit ist infolge der starken Verfaltung mit nachfolgender, wenigstens teilweise in (hol) erfolgter Umscherung (METZ 1954) nicht mehr anzugeben. Es sei hier der Meinung Ausdruck verliehen, daß die Gruppe der grauen Glimmerschiefer als Anteil der unteren Hüllgesteine der Gleinalm zu betrachten sei, und daß die andere Gruppe vielleicht zur oberen Gleinalmhülle gehöre. Zum tektonischen Bild scharfer Verfaltung der Einzelglieder miteinander paßt auch das Kartenbild der Marmore in diesem ganzen Gebirgsstück.

Die Brettsteinmarmore

Noch F. HERITSCH faßte die Marmorzüge der Wölzer Tauern mit der früher genannten Gruppe dunkler Glimmerschiefer, Quarzite und Amphibolite als die große Gruppe der Brettsteinserie zusammen. Dagegen ergibt sich aus den schon gegebenen Erörterungen über den Gumpeneck—Sölkerzug im Norden, daß wir nicht mehr alle Marmore als stratigraphisch gleichwertig betrachten können, da wir solche paläozoischen wie auch mesozoischen Alters kennen. Damit ergibt sich die Auflösung der alten „Brettsteinserie“ als stratigraphischer Begriff (METZ 1952).

Die gleiche Trennung in zwei verschiedene Marmorgruppen kommt auch in der Arbeit THURNERS 1955 über Pusterwald zum Ausdruck. Er unterscheidet hier klar die von Oberzeiring nach Pusterwald ziehenden Marmore und trennt sie auch hinsichtlich der Lagerungstypen von den Kalken des Hirnkogels, die auch von den Pegmatitschwärmen nicht mehr erreicht werden.

Wir stehen sonach vor folgender Trennungsnotwendigkeit:

- | | | |
|---------|--------------|---|
| Nordzug | (Gumpeneck): | 1. Marmore in der Fötteleck—Mölbegg-Serie, |
| | | 2. mesozoische, eingefaltete Kalke und Dolomite. |
| Südzug | } | Oberzeiring: 1. Marmore mit C-reichen Glimmerschiefern, |
| | | Amphiboliten und Pegmatiten, |
| | | Möderbrugg: |
| | | Pusterwald: 2. Kalke des Hirnkogels. |

Vorläufig bleibt dabei noch fraglich, ob die beiden Marmorgruppen (1) untereinander als gleich betrachtet werden dürfen oder nicht. Wir betrachten daher die Fortsetzung der südlichen Marmorgruppe. Sie steht einerseits über Judenburg und Obdach, südlich des Amering in Verbindung mit den Marmoren der Almhauerserie, die zur oberen Schieferhülle der Gleinalm gehören. Andererseits scheinen jedoch auch Verbindungen zu Hüttenberg

zu bestehen, die allerdings noch nicht neu kartiert sind. Im Gebiete der Almhausserie finden wir nun nach PLESSMANN, daß Bänderkalke des Grazer Paläozoikums in die mesozonal metamorphen Serien der Stubalm eingehen, ohne daß allerdings eine eindeutige Verbindung mit den Almhauszügen ersichtlich wäre.

Bei Hüttenberg hat E. CLAR 1953 die Zugehörigkeit der Hüttenberger Serie in das Paläozoikum gezeigt. Es muß auch hier vermerkt werden, daß gerade die Marmore dieser Serie kein gesichertes Äquivalent im Kärntner Paläozoikum mit der Magdalensbergserie haben. Allerdings spricht nach einer freundlichen Mitteilung von F. KAHLER das Auftreten von Bänderkalken in der schon etwas metamorphen Magdalensbergserie von Klein-St.-Paul nordwärts für einen Fazieswechsel mit von Süd nach Nord zunehmendem Kalkbestand.

Hinsichtlich der beiden Marmorgruppen (Almhausserie und Hüttenberg) ist auch des schon früher erwähnten Umstandes zu gedenken, daß wir gerade an den Rändern des Grazer Paläozoikums starke Fazieswechsel finden. Eine gegenüber den uns bekannten paläozoischen Gesteinsfolgen im heutigen Kristallin vorliegende geänderte Fazies ist naturgemäß nicht mehr eindeutig identifizierbar. Dazu kommt, daß der Deformationstypus, der präkristallin in der Gleinalm entstand, ein anderer war, als er im heutigen Paläozoikum verliegt.

Auch in Kärnten müssen wir im Paläozoikum mit starken Faziesänderungen rechnen, so daß immerhin die Annahme diskutierbar wäre, daß sich in der Magdalensbergserie von Mittelkärnten gegen NE zu Bänderkalke einschalteten, die dann in den Hüttenberger Marmoren heute vorliegen. Dies ist aber noch nicht beweisbar.

Die Frage der Zugehörigkeit aller dieser Marmore zum Paläozoikum muß immerhin vorläufig noch offen bleiben und es erscheint wertvoller, die Unsicherheit zuzugeben, als sich über sie hinwegzusetzen.

Das Problem läßt sich jedoch noch von einer anderen, mehr tektonischen Seite her beleuchten, die über die Gleinalm führt. Dem nördlichen Flügel der Gleinalm fehlen nämlich die der Almhausserie äquivalenten Marmorzüge und wir haben aus den Funden tektonisch verschürfter Kristallinschollen in der liegenden Einheit der Grauwackenzone Veranlassung, hier einen Teil des alpidisch aufgearbeiteten Nordflügels zu sehen. In diesem finden sich neben Gneisen verschiedener Art, Pegmatiten, Amphiboliten auch Schollen von Serpentin. Zu letzterem gehört wohl auch der Serpentin des Lerchkogels bei Trieben, in dessen Verbindung E. CLAR (1953) auch andere Kristallingesteine fand und der des Hochgrößen (mit Amphiboliten und Marmor-schollen). Handelt es sich bei all den genannten Kristallingesteinen um heute in fremder Umgebung isoliert liegende Einzelschollen¹⁾, so stellen lang hin-

¹⁾ Z. B. nördlich von Leoben (Metz 1938 und Hauser 1936—1938).

streichende Gesteinszüge mit Diaphthoriten usw. mit Karbon verfaltet, selbständige Baukörper dar. In und mit ihnen gehen nun Marmorzüge mit Grüngesteinen, die aber auch nicht einheitlich sind und daher beschreibend in zwei Gruppen aufgeteilt werden können (METZ 1953). Während ein Teil zur Fötteleck—Mölbegg-Serie gezählt wird, ist eine Gruppe von Marmor-Grünschiefer-Quarzit weitgehend selbständig und auch örtlich davon getrennt.

Wir ziehen also den Schluß: In der unteren Grauwackeneinheit liegen Kristallingesteine aus verschiedenen Horizonten der Gleinalmkristallisation aufgearbeitet und die dazugehörigen Marmore ergaben auch in der Grauwackenzzone den Eindruck stratigraphischer Verschiedenartigkeit. Da wir das gleiche Indizium stratigraphischer Vielfalt der Marmore auch für den die Gleinalm im Süden umschließenden Gürtel fanden, muß dies auch für die Marmore in den Niederen Tauern gelten und wir betrachten die Marmorgruppen (1.) daher zunächst auch nicht als stratigraphisch einheitlich.

Weiter westwärts, in den südlichen Schladminger Tauern und NW des Murauer Paläozoikums liegen oft erhebliche Massen feinkörniger Sedimentgneise, welche örtlich stark wechselnd einer aplitischen und granitischen Injektion ausgesetzt waren. Im Rahmen der Niederen Tauern finden wir ähnliche Typen auch als Paläosom der granitischen Massen von Teilen der Seckauer Tauern (p. 226). Im Rahmen der eigentlichen Gleinalmspielen solche Typen keine wesentliche Rolle und treten nur untergeordnet auf.

Über die Zugehörigkeit dieser Sedimentgneise zu einer Serie und über ihr vermutliches Alter können wir zunächst noch nichts aussagen. Wir kommen auf gleiche Typen im nächsten Abschnitt noch zu sprechen (p. 222).

Über die ausgedehnten Einschaltungen granitischer Gneise in den östlichen und südöstlichen Schladminger Tauern sind derzeit erst Studien im Gange, doch liegen über sie noch keine abschließenden Ergebnisse vor (p. 230, 232).

Der mittelkärntnerische Raum

Gehen wir von den bereits gewonnenen Anhaltspunkten der Hüttenberger Serie aus, so gelangen wir, dem Gedankengang von E. CLAR (1953) folgend, aus dem metamorphen Paläozoikum gegen Südwesten in die von F. KAHLER (1953) beschriebene Magdalensbergserie, die im Norden und Osten die Beckenlandschaft von Klagenfurt—Völkermarkt—Bleiburg umrahmt. Auf Beziehungen weiter im Westen und Süden soll hier nicht eingegangen werden.

Die Serie baut sich auf einer Folge von Tonschiefern—Phylliten im

Liegenden, und vorwiegend Diabasen und deren Tuffen im Hangenden auf. Die Alterseinstellung (Caradoc) erfolgte auf Grund einiger Fossilfunde von H. SEELMEIER (1940), doch müssen diese Bestimmungen und damit auch die stratigraphische Stellung zur Zeit infolge neuer Erfahrungen revidiert werden *).

Durch junge Tektonik und teilweise Überlagerung durch Mesozoikum ist nun der Zusammenhang dieser Serie zum ausgedehnten Gebiet der Gurktaler Alpen, sowie nach Norden zum Paläozoikum des Neumarkter und Murauer Gebietes verlorengegangen. Mit Recht weist KÄHLER auf die auffällige Tatsache hin, daß im Glantal die nicht-metamorphe Schiefer-Tuff-Folge der Magdalensbergserie den epizonalen Grünschiefern mit starker Faltung der Gurktalerfolge gegenübersteht. Eine Identifizierung der Magdalensbergserie mit der Metadiabasserie von THURNER im Murauer Raum im Sinne einer stratigraphischen Gleichsetzung muß daher noch mit Vorsicht aufgenommen werden, das um so mehr, als wir Anzeichen von Faziesveränderungen dieser Serie in Richtung auf Hüttenberg feststellen können. Auch von den zahlreichen Diabasvorkommen in den zwischenliegenden Gurktaler Bergen wissen wir durch die Aufnahmeberichte von BECK—MANAGETTA, daß starke Fazieswechsel und Mächtigkeitschwankungen auftreten. Immerhin glauben wir, daß Zusammenhänge zwischen beiden Serien bestehen.

Die eigenartige Isoliertheit der Magdalensbergserie gilt auch für ihre Beziehungen zur kristallinen Basis. Im westlichen Teil des Klagenfurter Beckens taucht gegen West Kristallin heraus, welches einerseits dem Typus des Millstätter Seen-Gebirges (SCHWINNER 1927) entspricht. Andererseits aber liegen hier auch Glimmerschiefer, Glimmerquarzite und Amphibolite vor, welche örtlich vollkommen diaphthoritisiert sind und phyllonitischen Habitus zeigen. Die rückschreitende Umwandlung geht so weit, daß solche Gesteine im Felde von den Phylliten der Magdalensbergserie oft schwer unterscheidbar sind. Diese Zone der Diaphthorese, die nach KÄHLER oft tiefreichend ist, ist in vieler Hinsicht rätselhaft. Die Gesteine erwecken oft den Eindruck, einem anderen Serienverband zu entstammen als das pegmatitreiche Millstätter Kristallin, was mit dem Befund KIESLINGERS aus dem Diaphthoritraum der südlichen Koralpe übereinstimmend ist. Auch hier werden die Diaphthorite einer anderen Serie zugeschrieben, als das eigentliche Koralpenkristallin (IX, 1928).

Wir sind nun über die Altersstellung des Kristallins noch im unklaren und kennen auch die die Diaphthorese erzeugende Ursache nicht. Im südlichen Teil, gegen das Drautal zu, kennen wir alpidische Schuppung mit

*) Leider lassen sich über die von KÄHLER (1953, p. 11) angegebenen Funde von Lydit, Marmor, Serpentin keine näheren Angaben machen.

Diaphthorese und können eine Deutung analog der Koralpe annehmen. Die Verhältnisse nördlich des Wörther Sees sind etwas andere und noch unklar und wir fragen, ob und in welcher Art die Magdalensbergserie über den Diaphthoriten liegt.

Der Raum der Gurktaler Alpen mit einer Massierung von Gesteinen phyllitischer Metamorphose ist noch immer weitgehend unbekannt. Wir haben seine tektonische Abtrennung von den Gebieten mit der Magdalensbergserie schon erwähnt und fügen dazu, daß auch weiter westwärts eine tiefgreifende tektonische Nahtlinie dieses Gebiet vom südlich anschließenden Kristallin trennt. Die Westgrenze wird durch die meridional verlaufende Aufschiebungsbahn der Phylliteinheiten über Trias und Kristallin gekennzeichnet. Im Norden geht das Gebiet in einer zunächst noch nicht näher bekannten Weise in das Murauer Paläozoikum ein.

Außer den Gesteinsgruppen mit phyllitischer Metamorphose kennen wir im Gurk- und Metnitztal, sowie auch westlich St. Veit an der Glan hochkristalline mesozonale Gesteine vom Gleinalmtypus, deren Überlagerung durch die Schieferserien noch durchaus problematisch ist. Einerseits scheinen Übergänge von grobkristallinen Granatglimmerschiefern bis zu Granatphylliten und Granatphylloniten vorzukommen, andererseits aber finden wir außerordentlich charakteristische Gesteinskombinationen in den phyllitischen Profilen auch im Rahmen des Hochkristallins, also in metamorphem Gewande wieder. Das Problem dieser Überlagerung wird im Augenblick noch durch den Umstand unlösbar, daß wir über stratigraphische Folgen in den Phyllit-Serien noch nicht orientiert sind. Bedauerlicherweise geben auch die Aufnahmeberichte von P. BECK—MANAGETTA (1954—1956) darüber noch keine Hinweise, obwohl bereits eine Fülle von Einzelmaterial zusammengetragen ist.

So läßt sich noch keine vertretbare Beziehung der diabasischen Eruptiva und Tuffe dieses Gebietes zu denen der Magdalensbergserie herstellen. Inwieweit der Befund, daß die Friesacher Marmore unter den Diabasfolgen liegen (CLAR 1953), regional verwendbar ist, wissen wir noch nicht. Auch die aus den letzten Aufnahmen von W. FRITSCH (1957) hervorgehende hohe Einstellung der Diabase gegenüber den Phyllit-Folgen bedarf noch regionaler Bestätigung.

Aus den Aufnahmen von BECK—MANAGETTA und W. FRITSCH erweist sich weiterhin der Umstand, daß die mit Grünschiefer verbundenen kalkigen Phyllite starken, wohl primären Mächtigkeitsschwankungen, sowie auch rasch vor sich gehenden Faziesveränderungen zu Kalkschiefern und Kalken unterworfen sind. Eigene Beobachtungen bestätigen diese Befunde. Die „erzführende Serie“ von W. FRITSCH scheint eine Lokalfazies innerhalb der Kalkschiefer führenden Folge darzustellen.

Ein Überblick über die Gesteinstypen des Gurktaler Phyllitgebietes zeigt im Vergleich zu den Gesteinsgruppen der nördlichen Grauwackenzone sowie zur Basisgruppe des Grazer Paläozoikums nicht zu übersehende Unterschiede. Dagegen lassen sich fazielle Beziehungen zum Gebiet von Neumarkt (nicht aber Murau!) herstellen. Das Gebiet des Eisenhut im Turracher Gebiet zeigt ebenfalls die Möglichkeit fazieller Vergleiche.

Trotz aller Unterschiede scheint es dem Autor sicher, daß silurische (i. w. S.) Profilanteile vorhanden sind. Dies wird besonders aus Aufschlüssen entnommen, welche an dem neuen Güterweg von Gurk südwärts nach Pisweg prächtige typische Lydite in einer für das ostalpine Silur typischen Art und Gesteinsbegleitung zeigen. Hier kann auch noch an Fossilfunde gedacht werden. Da gleiche, wenn auch wesentlich schlechter erschlossene Gesteine auch von zahlreichen anderen Fundstellen bekannt sind, könnte sich hier für weitere Studien ein Leithorizont entwickeln.

Hinsichtlich des Alters der Phyllite können wir zur Zeit nur Vermutungen aussprechen. Wenn ein Teil von ihnen Silur ist, so können wir ältere, aber auch jüngere Anteile annehmen. Die in jüngster Zeit von H. FLÜGEL aus dem Grazer Raum bekanntgemachte reiche fazielle Differenzierung des Devon, auch mit sandig-schiefriger Ausbildung, legt die nicht unbegründete Vermutung nahe, auch hier ähnliche Verhältnisse vorzufinden.

Hinsichtlich der Metamorphose muß festgestellt werden, daß viele Übergänge von ganz schwacher Umwandlung bis zur Führung von Granaten und Glimmern bekannt sind. Dieser Befund wird noch bestärkt durch die Tatsache, daß gleiche, durchaus charakteristische Gesteinskombinationen in den hangenden Anteilen der hochkristallinen Aufbrüche wie auch in den phyllitisch metamorphen Profilen auftreten. Das heißt, daß auch in diesem Raum die mesozonale Metamorphose örtlich verschieden hoch aufgedrungen ist.

Es gibt Anzeichen dafür, daß solche hoch und schwach metamorphen Profilstücke heute in mehrfacher Folge übereinander liegen, so daß wir zum Schluß kommen, daß postkristallin hier flache Überschiebungen aufgetreten sind. Freilich können wir heute über deren Bedeutung im Gesamtbau, über ihre Reichweite und Richtung noch keine Aussagen machen. Mit ihnen stehen die Funde phyllonitischer Horizonte, sowie diaphthoritischer und mylonitischer Gesteine in guter Übereinstimmung.

Bei der allgemeinen, in dem Gesamtraum herrschenden flachen Lagerung enthüllt sich hier aber ein Baustil, der in scharfem und auffälligem Gegen-

satz zu dem der Umrahmung und zu den viel steilflächigeren alpidisch erweisbaren Überschiebungen steht.

Die erwähnte Flachlagerung finden wir auch noch im Murauer Paläozoikum und in dem diesem westlich folgenden Kristallin. Nach A. THURNER (1958) ist letzteres (Einheit von Stadl) von den steilen aufgerichteten Gneisen und Glimmerschiefern der Niederen Tauern durch eine tektonische Naht deutlich getrennt und verbindet sich mit dem Bundschuh-Kristallin zu einer Einheit. Wir halten diese letzteren Befunde THURNERS für äußerst wichtig, da wir damit den Anschluß an die kristalline Westumrahmung unseres großen paläozoischen Gebietes Kärntens gewonnen haben. Wenn wir nun noch berücksichtigen, daß dieses Bundschuhkristallin nach den Studien THURNERS auch primär (stofflich) vom Bestande der Niederen Tauern abweicht, so ersehen wir, daß hier im Westen ein neues Baustück vorliegt.

Wir sind heute über den Bau dieses Kristallins und seine Beziehungen zu den nach Süden folgenden kristallinen Baustecken der Radentheiner Glimmerschiefer und des Millstätter Seengebirges noch zu wenig orientiert, um Auskünfte über Altersfragen, Kristallisation usw. geben zu können. Auch die Fortsetzung gegen SE gegen Fladnitz und Metnitztal ist zunächst noch zu wenig bekannt. Eine einfache Überlegung erweist jedoch die Bedeutung dieser westlichen Randzone:

Im Bundschuhkristallin liegt ein gegenüber dem zum Gleinalmstamm beziehbaren Kristallin (Gurk—St. Veit und Radenthein) fremdes altes Gebirgsstück vor. Dieses ist im Norden durch eine tektonische Naht von den Niederen Tauern getrennt. Seine südliche Begrenzung zur Phyllitmasse der Gurktaler Alpen ist heute durch die alpidische Überschiebungszone mit eingeklemmter Trias (STOWASSER 1956) gegeben. Wo aber liegt seine alte Grenze gegen das weiter im SE liegende Kristallin, das wir dem Gleinalmstamm zuweisen? Sie muß irgendwo unter den Gurktaler Phylliten liegen und könnte, zunächst arbeitshypothetisch, in NE—SW-Richtung vom Metnitztal die Gurktaler Mulde in der Tiefe querend, angenommen werden. Daß eine solche Grenzzone wohl schon im Variszikum, wie auch heute eine tektonische Tieflage eingenommen hat, ergibt sich aus der gewaltigen Massierung der uns hier noch erhaltenen Phyllitmassen der Gurktaler Alpen und des Paläozoikums von Murau.

Es ist bezeichnend für unsere noch sehr bescheidenen Kenntnisse über dieses Gebiet, daß wir hier eigentlich nur offene Probleme andeuten konnten. Wir hoffen aber damit, die baugeschichtliche Bedeutung dieses Gebirgsstückes zwischen Wörtherseefurche und Murtal für die östlichen Zentralalpen aufgezeigt zu haben.

Über die Fragen alpidischer Baulinien dieses Gebietes siehe p. 240.

Die Gesteinsserien der Seckauer Tauern

Wir treten mit diesem und dem folgenden Abschnitt in die Besprechung kristalliner Zonen ein, welche nicht dem Typus der Gleinalmkristallisation entsprechen, sondern sich von ihr durch eine andere Mineralgesellschaft unterscheiden. Zahlreiche neuere Geländearbeiten und damit verbundene petrographische Durcharbeitung großer Aufsammlungen gestatten uns heute einen beachtlichen Überblick auch über diese Erscheinungen. Da viele der neueren Bearbeitungen noch nicht veröffentlicht sind, kann hier nur ein allgemeiner Überblick gegeben werden.

Die heute gewinnbaren regionalen Ausblicke aus diesen Studien gestatten die unmittelbare Anknüpfung an die Arbeiten EXNERs in den östlichen Hohen Tauern und ergeben eine weitgehende Bestätigung der von ANGEL—HERITSCH 1931 dargestellten Auffassungen über die Beziehung dieser östlichen Gneis-Granitvorkommen mit denen der Hohen Tauern.

Es werden hier nicht allein jene Gesteinsgruppen behandelt, welche die Seckauer Tauern im orographischen Sinns aufbauen, sondern auch jene, die die ganze Bösensteingruppe bis zu ihrem Abbruch in den Strechau-Graben bilden, sowie die vom Seckauer Zinken gegen ESE weiterstreichenden Gneise bis zur Mugel, südlich von Leoben (Mugelgneise nach HAUSER und LADURNER) und von hier bis nahe Bruck.

Im Norden wird die gesamte Gesteinsgruppe in sehr verschiedenartiger Weise von der nördlichen Grauwackenzone begrenzt. Der Südrand ist einerseits durch die von W. SCHMIDT (1920) beschriebene steile tektonische Nahtzone gegen das Gleinalm-Kristallin gegeben, in der westlichen Fortsetzung etwa nördlich Knittelfeld bis zum Pölstal ist die ebenfalls steil liegende Grenze gegen die Ausläufer des Gleinalm-Kristallins sehr kompliziert gebaut. Sie wird nachfolgend beschrieben. Der Südrand der Bösensteingruppe und die im Pölstal gelegene Grenze gegen die Glimmerschiefer der Wölzer Tauern und die Brettsteinserie muß auf Grund neuerer Kartierungen gleichfalls kurz behandelt werden.

Wenngleich ein großer Teil der so umrissenen Gesteinsmassen aus granitischen Gneisen besteht, wie dies in allzu generalisierender Weise in älteren Karten zum Ausdruck kommt, so zeigen doch jüngere Arbeiten des Verfassers, daß auch zahlreiche Paragesteine aufs engste mit den Orthomassen verflochten sind und mit diesen auch genetisch zusammenhängen.

Die folgenden Ausführungen basieren auf älteren Arbeiten (E. KITTL, F. ANGEL) sowie auf den jüngeren kurzen Hinweisen von SCHUMANN und vor allem auf den jüngsten Kartierungen des Verfassers und deren petrographischer Bearbeitung (METZ-HELFRICH, 1953).

Die granitischen und teilweise auch dioritischen Orthogesteine der zentralen Seckauer Tauern und des Bösenstein zeigen untereinander in ihren verschiedenen Typen vielfach fließende Übergänge, so daß im Gelände keine Hinweise gefunden werden können, ob ein bestimmter granitischer Gesteinstypus als ältere oder jüngere Intrusion aufgefaßt werden muß. Besonders auffallend erweisen sich schon im Gelände fließende Übergänge der Paragesteine (Serizitschiefer, Serizitquarzite und Biotitschiefer bis feinkörnige Biotitgneise) zu den Orthogesteinen. An vielen Orten konnten die Übergänge petrographisch studiert werden und ergaben das Eindringen eines neuen spezifischen Mineralbestandes in das Gefüge einer präexistierenden Mineralgesellschaft eines kristallinen Schiefers. Da in den so entstandenen Gneisgraniten vielfach noch deutlich die Anteile älterer tektonischer Gefüge als S- oder B-Tektonite erhalten geblieben sind, ohne daß die jüngere Mineralgesellschaft diesen Gefügen korrele Bewegungsspuren aufweisen würde, ergibt sich der Schluß, daß wir es in den Seckauer Tauern mit ausgedehnten Granitisierungen in tektonisch bereits umgeformte kristalline Schiefer verschiedener Art zu tun haben. Nicht so wie in der Gleinalm treten diese Schiefer morphologisch als Hüllgesteine der sauren Orthogesteine in Erscheinung, es handelt sich viel eher um einen riesigen s-Lagenbau, der nachkristallin noch stark verändert wurde. Aufschmelzungen, die in Form von Fließgefügen ersichtlich sind, kommen nur verhältnismäßig selten vor und sind auf die jeweils mächtigsten granitischen Körper beschränkt.

Die genannten Paragesteinskörper sind das Paläosom für die Granitisierung. Im Bau der Seckauer Tauern zeigt sich nun, daß zwei große Gruppen solcher Paläosomkörper deutlich voneinander unterschieden werden können:

Im nördlichen Streifen, südlich des Liesingtales bis in den Fuß des Triebenstein reichend, sind die Serizitquarzite mit dem Rannachkonglomerat die Wirtgesteine für den ganzen Gneistypus der Bergkämme des Hochreichart—Großer Gießstein bis zum Geierkogel bei Hohentauern.

An zahlreichen Stellen südlich des Liesingtales konnten die Übergänge ausgezeichnet studiert werden: Vor allem ist dies möglich in den Einhängen des Hühnerkares, im Bereiche des Speikbühel—Bremsstein—Weinmeisterkar. Auch im Bereiche des Triebentales stehen die Serizitquarzite der Rannachserie in unlösbarer Verbindung mit den grauen Gneismassen, welche den Großen Gießstein und die benachbarten Berge aufbauen. Als Beweis für die Existenz einer tiefgreifenden Stofftransformierung muß das Auftreten von dünnen Marmorlagen in den Gneisgraniten gelten, welche genau denen entsprechen, wie sie örtlich auch in den Serizitquarziten der Rannachserie auftreten. In grobflaserigen Biotitgneisen ließen sich im Aufbau

des Zuges Lattenberg—Kerschkerkogel noch die Gerölle der lagenweise auftretenden Rannachkonglomerate nachweisen (METZ 1940, 1953).

Die zweite Paläosomgruppe, Biotitschiefer, feinkörnige Biotitquarzite und Biotitgneise, ist maßgebend für den südlichen Streifen der Seckauer Tauern und für die Bösensteingruppe. Dem verschiedenartigen Paläosom entsprechend zeigen auch die granitischen und gneisgranitischen Gesteine einen etwas geänderten Habitus gegenüber dem Typus des Hochreichart. Es ist bezeichnend, daß die aus verschiedenartigem Paläosom entstandenen Gesteinskörper auch postkristallin, nach der Kristallisation der Gneise tektonisch gegeneinander bewegt wurden und teilweise selbständige tektonische Bewegungskörper bildeten (Hochreichart-Einheit, Bösenstein-Einheit).

Die Seckauer Kristallisation

Naturgemäß sind vor allem die Gneisgranite Träger des typischen bei der Granitisierung entstandenen Mineralbestandes.

In der Mineralparagenese ist vor allem die Gruppe der Plagioklase und Kalifeldspäte überaus charakteristisch. Da sich aus dem Vergleich von mehreren hundert Dünnschliffen ergab, daß alle Feldspäte weitgehend mit den von EXNER beschriebenen Feldspäten der Zentralgneise der östlichen Hohen Tauern verglichen werden können, können wir uns hier weitgehend auf seine Systematik beziehen. Diese Beziehung sei zunächst nicht mehr als beschreibend. Genetische Schlußfolgerungen sollen erst später angeknüpft werden. Vor allem sind in den Seckauer Gneisen die Exnerschen Typen Plagioklas I und III wichtig. III zeigt die stärkste Deformation, ist voll von Mikrolithenschwärmen, vielfach in einen Serizitfilz verwandelt, zeigt also starken Abbau der ursprünglichen Substanz. Plagioklas II ist viel geringer umgesetzt. Da gegenüber III nur graduelle Unterschiede der Deformation und des Stoffumbaus bestehen, darf es nicht verwundern, daß die Abgrenzung zwischen beiden Typen nicht immer eindeutig klar ist. Wo aber beide Typen in einem einzigen Gestein auftreten, sind die Unterschiede nicht mehr zu übersehen.

Plagioklas I muß als letzte Bildung ausgeschieden werden. Es handelt sich um reinen Albit, ohne Füllung, vielfach als letzte Randsaum-Entwicklung um die älteren Typen II und III herumgewachsen. Als Plagioklas IV lassen sich vor allem ungefüllte, dem Oligoklas nahestehende Typen abtrennen. Wir fassen sie als den Plagioklas des Paläosoms auf, da er vor allem in den Biotit-Paragneisen noch eindeutig erkennbar wird.

Hinsichtlich der Kalifeldspäte läßt sich der Vergleich mit den östlichen Hohen Tauern ebenfalls weitgehend durchführen. Es handelt sich vor allem um Mikroklin, Mikroklin-Mikroperthit, Schachbrettalbit.

Auch der in den Gesteinen auftretende Biotit läßt sich klar in zwei verschiedene Gruppen trennen. Der eine Typus ist ein gewöhnlicher dunkelbrauner Biotit mit gelegentlichen pleochroitischen Höfen, der andere Typus ist voll von Sagenit und zeigt ebenfalls pleochroitische Höfe. Wesentlich ist, daß der eine Typus der Biotite deutlich an den frühen Deformationen des Gesteines Anteil hat, daher selbst deformiert ist, während eine jüngere Generation eindeutig nachher gewachsen ist.

Wenig besondere Charakteristik bietet die übrige Glimmergesellschaft mit Muskowit (sofern aus dem Paläosom, dann vielfach gewellter Serizit), ferner Pennin, Klinochlor, Prochlorit. Wichtig ist das Auftreten von Körnerhaufen von Biotit mit Epidot und Titanit, welche mitunter als pseudomorphe Bildungen nach Hornblenden beweisbar sind.

In geringen Mengen tritt Granat, Rutil, Kalzit auf. Wie wir später noch sehen werden, wird die Gruppe von Karbonat, Hornblende, Epidot als jüngere Neubildung in den Randsäumen der Gebirgsgruppe in Paragesteinen wichtig.

Die Entstehung des kurz charakterisierten Mineralbestandes kann nicht auf einen einzigen und unteilbaren Kristallisationsakt bezogen werden, da z. B. Plagioklas III und ein Teil der Biotite immer älter als Kalifeldspat (KNaF) und Plagioklas I ist. Es hat sich weiterhin gezeigt, daß Teile der Mikrokline einer jüngsten Durchsattung entsprossen sein müssen, da sie sich eindeutig als jüngste Nachschübe erweisen.

Wir haben weiterhin Anhaltspunkte dafür, daß der genannte Mineralbestand in zeitlicher Interferenz mit einer sehr intensiven Gesteinsdeformation gewachsen ist, da ein und derselbe Mineraltyp im gleichen Schriff nach einer starken Zerbrechung ein Fortwachsen ohne weitere Deformation aufweist. Dies mag in den meisten Fällen die Unterschiede der Plagioklasse III und II erklären.

Wir kennen zahlreiche Beispiele dafür, daß granitische Gneise sowohl in der Großform ihrer Zerlegung wie auch im Handstück den walzenförmigen Eindruck von B-Tektoniten machen. Die entsprechenden Gefügeuntersuchungen zeigen, daß es sich tatsächlich um Gesteine mit deutlichen Glimmergürteln, sowie mit gestaltlicher Orientierung von Quarzschwielen in der Richtung der Walzenachsen handelt. Dabei sind aber Spuren von Rekristallisation und Deformation der Mineralkörner weitaus zu gering, um das Gesamtausmaß der im Großgefüge sichtbaren Deformation erklären zu können. Gerade in den Glimmern zeigt sich dagegen eindeutige Abbildungskristallisation.

Auch im Bereich der Aufschlüsse zeigt sich vielfach deutliche Boudinierung von Amphiboliten, ein Vorgang, der aber nicht postkristallin gedeutet werden kann. Ähnliche Ergebnisse zeigten auch die Studien von Lagengneisen und stofflich als Aplit zu kennzeichnenden Gesteine, die jedoch aus ihrer

präkristallinen Zeit her noch ein deutliches serizit-quarzitische Lagengefüge bewahrt haben. Auch manche Augengneise zeigen nahezu keine postkristallinen Bewegungsspuren. Wir müssen also einen Großteil der Kristallisation als para- bis posttektonisch betrachten und beziehen diese Feststellung auf eine Tektonik, in welcher die den ganzen Bau beherrschende, um die Ost—West-Richtung pendelnde Achse entstanden ist.

Aus dem Mineralbestand der Gneise ergibt sich, daß sie weitgehend dem Zentralgneis der Hohen Tauern ähnlich sind. Auch dort, wo in den Paragesteinen jüngere Plagioklasbildung aufscheint, läßt sich diese auf die Feldspattypen der Gneise beziehen.

Seckauer Kristallisation in den Randgebieten

Der Typus der zuvor beschriebenen Gneise ist nicht allein auf den eigentlichen Körper der Seckauer Tauern beschränkt, sondern es finden sich zumeist Plagioklasgneise auch in den dem Seckauer Körper benachbarten Gesteinsfolgen.

Schon seit langem bekannt (HAMMER 1924) sind die Leimser Gneise und die Frauengrabengneise südlich des Liesingtales bei Kämmern und Mautern. Es handelt sich um Plagioklasgneise, die in allen Übergängen mit Serizitquarziten der Rannachserie verbunden sind. Die neuwachsenen Plagioklase sind gefüllt, entsprechen weitgehend den Plagioklassen II oder es handelt sich um reine Albite vom Typus I. Dort, wo das Neuwachstum der Minerale in den Serizitquarziten beginnt, sind es zunächst vor allem die Plagioklase, die in oft schön idiomorphen Körnern das serizit-quarzitische Gewebe auseinanderdrücken. Biotitwachstum, oft gemeinsam mit neuwachsendem Chlorit, ergänzt die Mineralsprossung. Gefeldspatete Rannachserie findet sich schon nördlich Kaisersberg, während die eigentlichen Gneise erst westlich davon auftreten (METZ 1938, 1940).

Auf der Westseite des Strechaugrabens finden sich in grauen, schwach phyllitischen sandigen Schiefen in Schwärmen ähnliche Gneislamellen, die vollkommen in der Schiefer liegen. Auffallend an diesen ist nicht selten das Auftreten grober Hornblendite (Gem. grüne Hornblende) zwischen den Gneisen und den Schiefen. Sie zeigen, daß wir es hier keinesfalls mit postkristallinen tektonischen Einschuppungen zu tun haben können, sondern daß es sich hier um eine Mineralisierung in Zonen innerhalb der Schiefer handeln muß. Da die Gneise vollständig denen des auf der anderen Talseite anstehenden Bösensteinkristallins mit dem typischen Seckauer Mineralbestand gleichen, müssen wir sie als räumliche Ableger des Bösensteinkristallins auffassen.

Die gleiche Auffassung dürfen wir nach Stoff und regionaler Lage auch für die Leimser Gneise südlich des Liesingtales vertreten. Bei ihnen ist

allerdings durch starke alpidische Bewegungen und Schuppung mit Karbon der ursprüngliche Zusammenhang verschleiert.

Ein dritter Fundort mit Seckauer Gneisen innerhalb der benachbarten Gesteinszonen liegt südlich des Gaalgrabens (nördlich Knittelfeld, zwischen den Orten Ingering und Gaal) vor. Orthogneise mit Mikroklin, grobkörnige granitische Gneise, pegmatoide Aplite und auch Plagioklasgneise liegen hier im s-Streichen von Granatglimmerschiefern und Amphiboliten der Gleinalmgruppe. Örtlich zeigen sich auch Granatglimmerschiefer, später gefeldspatet, Amphibolite erscheinen biotitisiert, und quarzitische Glimmerschiefer zeigen Neuwachstum von Hornblenden, so daß Hornblende-Garbenschiefer entstanden.

Dieselbe Zone zieht parallel dem Südrand der Seckauer Masse westwärts weiter, zeigt südlich des Rosenkogels gefeldspatete und biotitisierte Amphibolite und streicht schließlich nördlich Möderbrugg in das Pölstal heraus. Hier wird diese Randzone von jüngeren Störungen abgeschnitten.

Die gefeldspateten Amphibolite enthalten große, nahezu idiomorphe gefüllte Plagioklasaugen, und stellen gegenüber den oft innerhalb der Gleinalmmasse injizierten Amphiboliten einen eigenen Typus dar.

Auch umgekehrt finden wir noch kilometerweit innerhalb der Seckauer Masse deutliche Restbestände von Granatglimmerschiefern mit Amphiboliten, wobei diese Gesteine dann deutlich die Beeinflussung vom Mineralisierungsherd der Seckauer Gneise zeigen.

Altersfragen der Seckauer Kristallisation

Wie sich aus dem vorigen Abschnitt ergibt, haben wir zwei klare Anhaltspunkte für eine Altersabgrenzung der Seckauer Kristallisation. Sie muß einerseits jünger sein als die Rannachserie und auch als das Rannachkonglomerat, welches ja im Gebirgszug des Hochreichart in den grobflaserigen Biotit-Gneisgraniten erscheint. Die Kristallisation muß aber auch jünger sein als die Gleinalmkristallisation im Sinne ANGELS. Dies ergibt sich sehr klar aus den früher geschilderten Grenzverhältnissen des Raumes Gaal—Rosenkogel.

Es darf nicht sehr verwundern, daß nur wenige Stellen in der Umrahmung der Seckauer und Bösensteinmasse diese Altersverhältnisse klar zeigen, da in den übrigen Stellen jüngere alpidische, oft sehr heftige Tektonik Teile des Grenzstreifens zum Verschwinden gebracht hat. Vor allem ist hier die von W. SCHMIDT beschriebene morphologisch kenntliche tektonische Grenznaht zwischen Gleinalm und Seckauer Gneisen südlich des Murtales zu erwähnen. Auch gegen die Grauwackenzone sind an vielen Stellen steile Grenzstörungen mit Mylonitisierung der Gesteine und heftigen Bewegungen zu verzeichnen.

Das gesamte Pölstal, der Grenzstreifen über den Pölsbals in die Strechau ist gleichfalls eine junge postkristalline Bewegungszone.

Postkristalline Ereignisse in der Seckauer Masse.

Während die eigentliche Kristallisation als para- bis posttektonisch gegenüber der tektonischen Hauptachse des Gebirges bezeichnet werden muß, können wir im gesamten Baukörper zahlreiche postkristalline Deformationsspuren erkennen.

Es wurde bereits erwähnt, daß zwischen der Bösenstein-Einheit und der Hochreichart-Einheit postkristalline Bewegungen stattfanden, welche örtlich zu einer gegenseitigen Aufschiebung übereinander geführt haben (METZ 1953).

Im gesamten Baukörper läßt sich auch eine überaus starke Entwicklung von Kluftsystemen feststellen, deren Orientierung nur teilweise symmetrisch zur tektonischen Hauptachse des Gebirges liegt (ac). Teilweise zeigen diese Kluftsysteme starken Belag von Kluftchlorit und an einzelnen Stellen kam es neben Titanit auch zur Bildung von Adular.

Mit der starken Aufklüftung ist vielfach eine Mylonitisierung der Gesteine verbunden, die vor allem einen grusigen Zerfall der Aplite und breiter Streifen von Graniten bedingt (Bindung an steile Bewegungszonen, Turm-*grate*). Örtlich erreicht die postkristalline Verformung den Grad stärkster Zermahlung oder Phyllonitisierung der Gneise, wobei örtlich auch Diaphthorese festzustellen ist.

Räumlich beschränkt kam es auch zu Faltungen der Gesteine im Zusammenhang mit den jungen Pressungen und örtlicher Aufschiebungstektonik unter geringer Belastung.

Neben den gleichen Erscheinungen im Baukörper des Bösenstein zeigt sich überdies, daß dieser als tektonischer Block aus seinem ursprünglichen Verband gelöst wurde und entlang der Pölslinie ein Stück gegen Norden bewegt worden war.

Aus dem vorstehenden Abschnitt ergibt sich eine mehraktige Entstehungsgeschichte dessen, was heute als Seckauer Masse bekannt ist.

Wir wissen, daß ein Teil des Paläozoiums Rannachserie war, können aber die Zugehörigkeit der den südlichen Streifen zusammensetzenden Biotitschiefer und Biotitquarzite zu irgend einer Gesteinsserie nicht mit Sicherheit behaupten. Wir wissen, daß in diesen Biotitschiefern in selteneren Fällen auch Grüngesteine, wahrscheinlich Amphibolite enthalten waren und daß sehr selten in den quarzitischen Gesteinen auch Quarzgeröllchen vorkommen. Diese Gesteinsserie war bereits vor ihrer Überholung durch die Seckauer Kristallisation metamorph, was durch das Auftreten des Plagioklas IV.

(Oligoklas) erwiesen wird. Mit einiger Wahrscheinlichkeit dürfen wir vermuten, daß diese Gesteinsserien dem System der Gleinalm angehört haben.

Wir haben keine gesicherten Anhaltspunkte dafür, ob im heutigen Bereich der Seckauer Masse, etwa im Zusammenhang mit den Biotitschiefer-Serien schon alte Gneise vom Typus der Gleinalm vorlagen oder nicht. Dies erscheint jedoch immerhin möglich, da der Plagioklas III allenfalls auf einen Oligoklas solcher alter Orthomassen zurückgeführt werden kann. Dies würde schließlich aber nur bedeuten, daß ein einst recht breiter Streifen der Gleinalm durch die Seckauer Kristallisation vollständig umgearbeitet und zu einem jüngeren in sich geschlossenen und selbständigen Baukörper umgestaltet wurde.

Dies führt uns zur Frage nach der ehemaligen und nach der heutigen tektonischen Stellung dieses im steirischen Kristallin so wichtigen Gesteinskomplexes. Mit Sicherheit hat sich die Kristallisation wenigstens zu einem Teil dort ereignet, wo sich die Rannachserie ausbreitete. Es ist weiterhin gesichert, daß die Kristallisation einen Teil der ehemaligen Gleinalmmasse erfaßt hat. Wie groß dieser Teil war, können wir nicht mit Sicherheit sagen. Er war gering, wenn wir nur die heute im südlichen Anteil noch in Spuren auftretenden Granatglimmerschiefer und Amphibolite rechnen wollen. Er war aber viel größer dann, wenn wir auch die ganze Biotitschiefer-Gruppe und vielleicht auch einmal vorhandene Gneise als zum ehemaligen Gleinalmsystem gehörig betrachten dürfen.

Auf jeden Fall aber sehen wir, daß eine alte Grenznarbe zwischen einem südlichen Kristallin und der auch heute noch wenig metamorphen Grauwackenzone durch die Seckauer Kristallisation zu einem eigenen Baukörper geformt wurde.

Mit den Seckauer Tauern vergleichbare Gneisgebiete

Die schon von ANGEL-HERITSCH (1931) genannten Wildstellengneise der östlichen Schladminger Tauern wurden in den letzten Jahren von E. WEISS und H. HAAS einer eingehenden petrographischen Bearbeitung unterzogen, die jedoch noch nicht publiziert ist.

Die in diesem Gneiskörper, sowie im benachbarten Granitgneis des Bauleiteck auftretende Mineralgesellschaft entspricht bis in Details der der Seckauer Gneise. Auch hier ist die Kristallisation para- bis posttektonisch auf einen Achsenplan, den wir als alpidisch betrachten müssen.

Wie in den Seckauer Tauern liegt auch hier eine großzügige Lagenmigmatose vor, durch welche feinkörnige Biotitgneise, Biotitschiefer, Glimmerschiefer, -quarzite und Grüngesteinslagen umgewandelt wurden. Zumeist stehen diese Gesteine zu den Gneisen in fließendem Übergang und wir finden sie in verschiedenster Form und Größe (mm- bis Aufschluß-

bereich) als Lagen in den Gneisen. In ihrem Chemismus zeigen die Gneise starke Schwankungen (sauer granitisch bis zu dioritischer Zusammensetzung der Hornblendegneise), entsprechend der Verschiedenheit des Paläosoms und der Intensität der Stofftransformierung.

Über die Lage der Wildstellengneise und der Bauleiteckgranite kann erst zu einem späteren Zeitpunkt berichtet werden.

Analoge Auskünfte hinsichtlich der Mineralassoziation lassen sich auch über den Mürztaler Grobgnais und seine Äquivalente sowie die Pretulgnais machen, worüber H. P. CORNELIUS (1952) eine zusammenfassende Darstellung gegeben hat. In diesem Gestein liegt ein nach seiner Kristallisation örtlich noch sehr stark bewegter und auch verschieferter Typ vor, so daß sich hier bedeutsame Angleichungen an die ebenfalls stark bewegten Gneistypen der östlichen Seckauer Tauern (verschieferte Biotitflasergneise, z. T. MUGELGNEISE usw.) ergeben.

Die Lage der Grobgnais in einem bedeutsamen alpidischen Einengungsstreifen macht dies verständlich.

Die Gneise liegen in dem von H. P. CORNELIUS auf Blatt Mürzzuschlag als Quarzphyllit ausgeschiedenen Phyllit, fingern in diesen ein und erzeugen örtlich Biotitisierung und Feldspatung, sowie Aplitisierung. Wie in den Seckauer Tauern gibt es auch hier Typen, deren phyllitisches Grundgewebe voll erhalten ist, die aber Biotit, gefüllten Plagioklas und Mikroklinaugen führen. Erwähnenswert sind in diesem Zusammenhang auch die mineralreichen Treibachschiefer von CORNELIUS mit Granat, Biotit, Andalusit, obgleich ihre Genesis noch ungeklärt ist.

Auf der Basis neuer Begehungen und petrographischer Vergleiche lassen sich auch, ganz im Sinne von ANGEL—HERITSCH (1931) die Gneise des Amering in der steirischen Stubalpe zur gleichen Gruppe zählen. Die Mineralparagenese, sowie die reichlich auftretenden Typen der Migmatite entsprechen den Typen der Seckauer Tauern.

Im Osten wie im Westen liegt die Begrenzung der Gneismassen an meridional streichenden tektonischen Bahnen. Im Osten sind es verschiedenartige steilstehende Streifen von Augengneisen, die in vielfältiger Weise die Begrenzung zu mesozonalen Amphiboliten besorgen. Junge, morphologisch ausgeprägte Störungen in N—S-Richtung bewirken noch Kataklyse und örtlich beschränkte Diaphthorese. Im Westen legen sich die Ameringgneise an sicher alpidischer Bewegungsbahn westwärts über mesozonales Kristallin. Wie noch auszuführen sein wird (p. 237), scheint das Massiv an alpidischen Störungen zwischen mesozonalen Kristallinkörpern eingeklemmt zu sein, wobei örtlich Diaphthorese entstand.

Von anderen Gneisen, die möglicherweise in diese Gruppe des Seckauertypus zu stellen sind, haben wir bisher nicht mehr als Vermutungen. Wenn

sie hier trotzdem genannt werden, so geschieht dies ausschließlich zum Zwecke einer Anschneidung des Problems und zum Anreiz für weitere Arbeit.

Gedacht wird vor allem an Gneiskörper in den südlichen Schladminger Tauern, z. B. Preber, ferner an die immer dem Bundschuhkristallin angegliederten Orthogneise von Turrach westwärts.

Zusammenfassend stellen wir fest: Alle hier genannten Gneise gehören einem Kristallisationstypus an, den wir in zweierlei Hinsicht mit dem der Zentralgneise der östlichen Hohen Tauern vergleichen: hinsichtlich der physiko-chemischen Bedingungen der Kristallisation und hinsichtlich der Zeitrelation zu alpidischen Bewegungsplänen. Ihre Kristallisation ist in den Seckauer und Schladminger Tauern jünger als die mesozonale Metamorphose des Gleinalmtypus, was wieder mit den Hohen Tauern übereinstimmt, da hier Altkristallin von der Tauernkristallisation überholt wurde. Da in den Seckauer Tauern noch Teile der Rannachserie granitisiert wurden, kommen wir zur Vorstellung einer vorgosauischen Kristallisation der Gneise, die wir mit der der Zentralgneise in den östlichen Hohen Tauern im erwähnten Sinn vergleichen. Dieser Vergleich wird durch weitere Argumente unterstützt, die im nächsten Abschnitt behandelt werden.

V. Das alpidische Schicksal des Muralpenraumes

Der Nord- und Südrahmen der Muralpen

Im Norden finden wir den Orogenstrang der Gleinalm von der Grauwackenzone begrenzt, welche mit ihrer Fortsetzung im Ennstal gleichzeitig auch die Nordgrenze der Muralpen darstellt. Die alpidische Einengungstektonik dieser Zone vom Semmering bis in den Westen ist bereits bekannt und braucht daher nicht näher diskutiert zu werden. E—W- bis WNW-streichende Achsen bestimmen das Baubild dieser Zeit. Die tektonische Zweiteilung der Grauwackenzone im steirischen Raum ist durch die norische Überschiebung gegeben, die nach H. P. CORNELIUS (1952) jung variszisch ist, während METZ (1953, p. 61 ff.) sie für variszisch angelegt und altalpidisch (vorgosauisch) ausgestaltet betrachtet, da sie schon auf alte Bauanlagen mit Trennung zweier verschiedener paläozoischer Sedimentationsräume zurückzuführen ist.

Die vom Osten bis in das Ennstal in der Grauwackenzone vorliegenden phyllitischen Gesteine zeigen teilweise schon alte Prägungen, haben jedoch mit Sicherheit in alpidischer Zeit auch eine scharfe Deformation und eine epizonale Metamorphose erlitten. Das gleiche gilt für die Bauglieder der Rannachserie, die als Vertreter des zentralalpinen Mesozoikums (Fortsetzung der Semmeringquarzitgruppe) gerade im Liesing- und Paltental gegenüber dem Mürztal eine besonders intensive Deformation erhalten haben.

Die Gneise der Seckauer Tauern sind para-posttektonisch zu diesen alpidischen Achsen kristallisiert und wir finden somit die Seckauer Vergneisung und Granitbildung als ein Glied der alpidischen Gestaltung dieses Raumes. Die gleichen Zeitrelationen ergeben sich auch aus Studien in den Grogneisen des Müürztals und südlich davon. Die neuen, noch nicht publizierten Studien im Wildstellengneis der Schladminger Tauern von HAAS und WEISS führen ganz entsprechend der Auffassung von ANGEL—HERITSCH (1931) zum Ergebnis, daß sie einer alpidischen Granitisierung entstammen. Sie folgen dabei allerdings einer eigenen Baulinie südlich des Ennstales im Bereich der Niederen Tauern.

An dieser Baulinie erscheinen die Ennstaler Phyllite von den südlich folgenden Granatglimmerschiefern durch eine Diaphthoritzone abgetrennt. Diese ist, wie schon in p. 214 erwähnt wurde, spitzwinkelig auf das eigentliche Streichen der Gesteine angelegt und enthält örtlich auch Einfaltungen von Marmoren und wenigstens teilweise mesozoischen Kalken und Dolomiten. Von besonderem Interesse scheint weiterhin, daß sich immer klarer zeigt, daß schiefriige Gesteine dieser Zone und ihre Fortsetzung in der Grauwackenzone in mehr oder minder breiten Streifen eine Kristallisation erlitten haben, welche einen durchaus charakteristischen Mineralbestand erzeugte. Es handelt sich um das posttektonische Neuwachstum von: meist klarem Albit oder schwach gefülltem Albit-Oligoklas, Biotit, Chlorit oft in Parallelverwachsung, grobkörnigem Epidot, Hornblende (grün oder bläulich oder Aktinolith), Granat (meist Skelettformen, kleinwüchsig), Muskovit als Porphyroblast mit Einschlüssen, ankeritisches Karbonat, gelegentlich Fuchsit und meist an jüngeren Quarz gebunden auch Sulfide der üblichen Kombination hydrothermalen Lagerstätten dieses Raumes. Diese Paragenese hebt sich klar von der mesozonalen Mineralgesellschaft der Gleinalmkristallisation ab. Nur örtlich wurde dieser Mineralbestand noch durch jüngere Zerbrechungen überholt. Wir finden Gesteine dieser besonderen Art der Metamorphose südlich des Ennstales in ehemals phyllitischen Gesteinsstreifen, örtlich in der Diaphthoritzone, im östlichen Randgebiet des Wildstellengneises. Sie ist weiterhin auch im Bereich des Vorkommens der Fötteleck-Mölbeggserie in den Kämmen südlich des Hochgrössen (südlich Oppenberg) entwickelt und zeigt sich in gleicher Position auch in entsprechenden Gesteinszügen der unteren Grauwackendecke im Liesingtal bis in den Raum von Leoben.

Paragenetisch ergibt sich einerseits eine deutliche Verwandtschaft zur Mineralgesellschaft der Gneise vom Seckauer Typus, so daß wir beide Mineralisierungszonen, welche posttektonisch auf die gleiche Deformation erfolgten, auch genetisch zusammenhängen. Wir vergleichen sie andererseits auch mit der Kristallisation der Hohen Tauern und stellen sie als eine

alpidische Kristallisation der älteren mesozonalen Gleinalmkristallisation gegenüber.

Da wir auch die Diaphthorese in der Grauwackenzone und im Ennstaler Raum auf die Ereignisse der alpidischen Einengung zurückführen müssen, betrachten wir auch sie als eine typische Erscheinungsform dieses tektonischen Baustiles. Wir sind der Meinung, daß die Diaphthorese dort Platz griff, wo bereits mesozonale Gesteine von der starken Deformation ergriffen wurden und keine Möglichkeit einer Neukristallisation bestand; die alpidische Mineralisierung ergriff zumeist minder metamorphe Gesteine und entstand dort, wo die physikalisch-chemischen Bedingungen eine Kristallisation der erwähnten Mineralgesellschaft begünstigten.

Somit ist das Inventar der alpidischen Bauereignisse im Nordrandgebiet der Muralpen: Einengung, verbunden mit Teilbewegung im Gefüge und örtliche Auslöschung älterer Gefüge, also Prägung im alpidischen Streichen, dabei örtlich epizonale Kristallisation bzw. Phyllonitisierung, Diaphthorese früher höher metamorpher Gesteine, an begünstigten Orten Mineralisierung (alpidisch) vom Typus der Hohen Tauern, schließlich als Ausdruck der tiefreichenden alten nördlichen Baublockgrenze der Muralpen auch Granitierung, welche Gneise vom Seckauer Typus entstehen ließ.

Wir ordnen alle diese Ereignisse entsprechend der schon referierten Einstufung der Seckauer Kristallisation in die vorgosauischen Akte der alpidischen Gebirgsbildung ein. Wir gewinnen mit dieser Feststellung auch den Anschluß an die 1957 (METZ) vorgebrachten Auffassungen von weit in die Geosynklinalzeit hineinreichenden Gefügeprägungen und Mineralisierungen in der Tiefe eines Orogens. Wir bringen damit zum Ausdruck, daß wir die Möglichkeit sehen, die Hauptprägungen der Grauwackenzone etwa in den Jura zurückzuverlegen. Hinsichtlich der Ereignisse der Diaphthorese sei an die Auffassung von CLAR—FRIEDRICH (1933) erinnert, welche die Erzbringung des alpidischen Zyklus mit dieser Diaphthorese in Zusammenhang bringen. Die von ANGEL (1939) bilanzmäßig studierte Frage der metasomatischen Eisenerze kann mit unserer Auffassung einer alpidischen Mineralisierung vom Tauernstil im Bereiche der Grauwackenzone in gute Übereinstimmung gebracht werden. ANGEL führt aus, daß das Freiwerden von Fe bei der alpidischen Metamorphose im Zuge von Stoffwanderungen zur Konzentration des Eisens in den genannten Lagerstätten führen kann.

Bei allen diesen Überlegungen muß jedoch berücksichtigt werden, daß uns das heutige Erosionsniveau dieses Alpenstückes nur ein verhältnismäßig hohes Stockwerk enthüllt, welches uns gerade noch den ersten Einblick in jene Tiefen gestattet, in denen die Stofftransformierungen noch in weitaus größerem Maßstab stattgefunden haben müssen.

Wir wenden uns nunmehr dem alpidischen Baugeschehen im südlichen Randgebiet unseres Zentralalpenstückes zu. Auch hier stehen wir vor einer O—W gerichteten Grenzstufe, die auf weite Erstreckung hin das beherrschende Bauelement darstellt. In dem von uns hier betrachteten Baustück in S-Kärnten zeigt sich die Diaphthorese im Kristallin der Koralm (KIESLINGER 1926—1928), sowie im Kristallin des Wörtherseegebietes (KAHLER 1953), und wir haben Anlaß zur Annahme, daß diese immerhin regional ausgedehnten Zonen der Diaphthorese im Zusammenhang mit den alpidischen Ereignissen dieser S-Randtektonik stehen. Diese zeigt südlich des Wörthersees unter Schuppungserscheinungen ein entscheidendes Absinken des Kristallins gegen S, anscheinend ähnlich, wie dies KIESLINGER von der südlichen Koralm beschrieben hat. In der westlichen Fortsetzung dieser Zone (Gailtal) sehen wir im Paläozoikum der Karnischen Alpen und seiner östlichen Fortsetzung in den Karawanken in der Entwicklung der Fazies und im Auftreten von marinem Oberkarbon und Perm aus den Zentralalpen unbekannt oder abweichende Entwicklungen. Wir schließen daraus auf schon in paläozoischer Geosynklinalzeit bestehende, abweichende Bedingungen im S und betrachten die das heutige Baubild bestimmenden alpidischen Ereignisse als den Ausdruck einer schon wesentlich älteren hier vorhandenen Baufuge. Diese war nur zur Zeit der permischen Porphyrgüsse und der mesozoischen Geosynklinalsedimentation vorübergehend stark verwischt. Dies zeigen neue Erfahrungen und Überlegungen KAHLERS (1958, Geol. Rdsch. i. Dr.).

Von diesen Gesichtspunkten aus scheint es uns auch verständlich, wenn KAHLER (1953) die Frage aufwirft, ob nicht der Eisenkappeler Granit-Tonalitzug an einer alten variszischen Baufuge eingedrungen ist, da wir die hier auftretenden Grüngesteine möglicherweise mit der Magdalensbergserie parallelisieren dürfen.

Wir sehen demnach auch im südlichen Randstreifen des Kristallins eine Einengungstektonik, wobei der südliche Randblock gegen Norden überschoben wird. Es fehlt allerdings alpidische Metamorphose, so daß der Charakter alpidischer Tektonik hier anders erscheint wie im Nordstreifen.

Alpidische Ereignisse im Innern der Muralpen

Im Innern der zentralalpiner Masse finden wir keine alpidische Um- und Neugestaltungen, welche denen des Nord- und Südrahmens unmittelbar vergleichbar wären.

Da die beiden soeben charakterisierten Bauzonen, im alpinen Streichen liegend, eine entscheidende Neugestaltung bewirkten, hat ihr Studium von

jeder größtes Interesse erweckt und wir sind im wesentlichen über sie orientiert.

Etwas anders steht es mit vielen, zumeist nur als einfache Störungszonen beschriebenen alpidischen Ereignissen in den inneren Teilen der Muralpen. Es ist auffallend, wie wenig wir über solche Zonen wissen, und es gibt nur wenige Ausnahmen, wie die von KIESLINGER (1928) beschriebene Lavanttal-Linie, in denen die Studien wesentlich weiter gediehen sind, als bis zur phänomenologischen Erfassung der augenblicklichen Zustandsbilder.

Die Ursache dafür liegt einerseits wohl darin, daß solche Störungszonen, vielfach in Sätteln und sonstigen Depressionszonen liegend, nur bescheidene Aufschlüsse zeigen, andererseits auch darin, daß hier keine Überschiebungen vorliegen, welche zur weiträumigen, regionalen Deutung einladen. Der in weiten Gebieten vorliegende Mangel einer Datierungsmöglichkeit durch das Fehlen jüngerer Deckgebirgssedimente tat sein übriges, um das Interesse an der tatsächlichen Wirkungsweise solcher alpidischer Bewegungszonen zu verringern.

Wir versuchen trotzdem eine kurze Charakteristik solcher Bewegungszonen und eine vergleichende Wertung im Gesamtrahmen des Gebirges.

Die Lavanttal—Pöls-Linie

Sie ist wohl auch die morphologisch auffallendste, den ganzen Baukörper der Muralpen durchziehende tektonische Nahtzone. Ihr südlicher Teil, die Lavanttaler Störungzone erfuhr durch KIESLINGER (1928) eine ausgezeichnete und in ihren wesentlichen Ergebnissen von späteren Autoren bestätigte Bearbeitung. Entscheidend für unsere Betrachtung ist hierbei die Feststellung, daß sich hier eine schon alte Bauanlage des Gebirges als Schwächezone abbildet, die immer wieder, auch in späteren Zeiten von jüngeren Brüchen zum Ausgleich der Gebirgsspannungen benützt wurde. Bekannt ist für die Gegenwart die Erdbebenlinie des oberen Lavanttales—Obdach—Judenburg.

Sowohl die Studien von KIESLINGER, wie auch von BECK-MANNAGETTA (1952) zeigen die Anteilnahme der die Lavanttal-Linie begleitenden Gebirgsstücke an der Tektonik. So entwickelt sich die SE-Fortsetzung der Lavanttal-Störungzone (Gonobitz) zu einer nach Nord gerichteten Aufschiebung. Von großem Wert ist weiterhin die Aufdeckung der Tatsache, daß die Vertikalverstellungen östlich und westlich der Lavant nicht korrespondieren, sondern relative Hebung und Senkung beiderseits der Talfurche alternierend angeordnet sind. Es ist wahrscheinlich, daß auch Nordbewegungen großer Gesteinskörper beiderseits der Lavantlinie aufgetreten sind, wobei diese als Gleitschiene wirkte und Bewegungen in der Art von Blattverschiebungen an ihr auftraten.

In diesem Zusammenhang muß der gegen Nord gerichteten Aufschiebung des Koralmkristallins über die Stubalmgesteine (HERITSCH), sowie der gleichen Bewegung des nördlichen Anteiles des Zirbitzkogels über die mesozonale Gesteinsserie bei Judenburg gedacht werden.

Auch die junge Westbewegung des Amering und die Einquetschung des Obdacher Tertiärs muß in Zusammenhang mit dem Bewegungsmechanismus der Lavanttal-Linie gestellt werden.

Hinsichtlich der Koralm, betonte auch BECK-MANNAGETTA die innere Verbindung einiger Bauzüge mit der Lavanttaler Zone.

Westlich des Lavanttales dürfen wir mit Interesse auf die neuen Kartierungen warten, die uns über den Baukörper der Saualm gegen Hüttenberg hin orientieren werden. Sie lassen Auskünfte über die Frage erwarten, ob Störungssysteme in NW-Richtung, etwa von Wolfsberg im Lavanttal aus eine Vermittlung zur Noreja-Linie (SCHWINNER 1951) besorgen.

Es ist wohl unzweifelhaft, daß sich das gleiche System von Störungen wie im Lavanttal über Judenburg hinaus in die Pöls-Linie fortsetzt. Hier konnten durch die Kartierungen des Verfassers in den letzten Jahren neuere Beobachtungen gemacht werden, die ebenfalls die Mehrphasigkeit der das heutige Baubild zusammensetzenden tektonischen Ereignisse erwiesen.

Von Judenburg gegen NW liegen hier ohne Zweifel mehrere jugendliche Bewegungszonen vor, welche die Marmorgruppe von Oberzeiring—Möderbrugg erfaßt haben. Annähernd parallel zu ihnen ist etwas östlich davon (Talbecken von St. Oswald) das Tertiär von Pöls an Bruchstörungen in die kristallinen Gesteinsmassen eingesenkt. Etwas weiter nördlich, im Bereich von St. Johann, bildet die Talfurche auch die Grenze der Seckauer Tauern im Osten und der Wölzer Glimmerschiefer und Amphibelite im Westen. Ein kleines Vorkommen von Wölzer Gesteinen auf der östlichen Talflanke unmittelbar bei St. Johann zeigt, daß diese ältere Grenzlinie noch durch jüngere Störungen zerhackt ist. Solche jüngere Störungen treten auch in den Granitbereich der Seckauer Tauern ein und erzeugen hier Zonen vollkommener Mylonitisierung und Vergrusung der Gneise (Bärental, nördl. St. Johann). Wir stellen diese jüngeren Störungen zeitlich mit denen gleich, die weiter südlich das Pölsler Tertiär eingeklemmt haben.

Ein besonders interessanter Anteil des Pölsler Störungssystems ist an die Bösensteingruppe gebunden.

Sie ist allseitig lückenlos von jungen Störungsbahnen begrenzt, die örtlich auch aufgeschlossen sind. Im Süden (Pölsen, Perwurzpöster) steht die Grenze senkrecht. Im Westen (Strechaugraben) liegen mehrere, auch die granitischen Gesteine erfassenden Störungsbahnen vor, die steil stehen, aber im Detail noch nicht kartiert sind. Die Ostgrenze (bei Hohentauern) stellt eine tiefgreifende Zäsur im Seckauer Gesteinskörper dar. Die Stö-

rungen schwenken gegen NW um und bilden hier ein kompliziertes System von Einzelstörungen. Diese pressen einerseits die Kristallinmasse von Süden her an die Züge der Grauwackenzone, bewirkten aber auch Ausweichbewegungen der Bösensteinmasse gegen NW, so daß örtlich eine Art von Blattverschiebungen entstand.

Dieses letztere, neuerdings von SHINNAWI*) studierte Bewegungsbild zeigt, daß die Bewegungen der Bösensteinmasse gegenüber der Grauwackenzone am Nordsporn bei Rottenmann fast senkrecht stehende Achsen erzeugt haben, die sich aber in ihrem Einfallen gegen NW und WNW durchaus auf die hier üblichen Hauptachsen des Gebirges beziehen lassen. Auch der Körper der Grauwackenzone selbst nahm in auffallender Weise Anteil an dieser Tektonik, indem die im Triebensteingebiet entschieden gegen NW abtauchende Rannachserie hier bei Rottenmann (Strechaugraben) wieder hoch herausgehoben, in steilachsiger Verfaltung den NW-Sporn der Bösensteingneise ummantelt.

Wir müssen das gesamte Bewegungssystem als eine gegen NW gerichtete Herausschiebung des Bösenstein aus seinem ursprünglichen Verband mit der übrigen Seckauer Masse deuten. Diese Tektonik ist zwar postkristallin zu den Bösensteingneisen, zeigt jedoch noch tiefe Beziehungen zur NW-Achsentektonik der Grauwackenzone. Jünger als dieses Bewegungssystem sind mehrere von SHINNAWI festgestellte NNW streichende Querstörungen, die wohl denen bei St. Johann und Möderbrugg entsprechen.

Es muß noch darauf hingewiesen werden, daß die gesamte Grauwackenzone dieses Raumes der Einmündung der Pöls-Linie von Süden her (Trieben) gegenüber ihrer östlichen Fortsetzung eine starke Umgestaltung erfährt, was in den Querstrukturen und dem Umbau hinsichtlich des Karbons zum Ausdruck kommt (METZ 1951).

Wir konnten damit für den Nordteil der Pöls-Linie eine Bauanlage zeigen, die zumindest in die altpaläozoische Anlage der Grauwackenzone hineinreicht. Es ergab sich auch hier, wie im Lavanttaler Raum die Wirksamkeit von Bruchtektonik bis in ganz junge alpidische Zeit.

Hinsichtlich der Bewegungen, die sich seitlich der heute auch morphologisch erkennbaren Lavant-Pöls-„Linie“ im genetischen Zusammenhang mit dieser abspielten, sind wir freilich noch weit von einer erschöpfenden Kenntnis entfernt.

Entschieden muß der mehrfach gebrachten Behauptung entgegengetreten werden, daß an der Pöls-Linie eine Überschiebung der Seckauer Gneismassen über die westlichen Glimmerschiefer der Wölzer Tauern stattgefunden habe. Wo Grenzen aufgeschlossen sind, stehen sie senkrecht, wobei

*) Noch unpubliziert.

auch die Bruchstörungen des jüngsten Bauabschnittes entscheidend beteiligt sind. Auch östlich der Pöls-Linie, an der Südgrenze der Seckauer Masse (bei Gaal-Ingering) liegt keine Überschiebung vor.

Die Noreja-Linie

Die von SCHWINNER 1951 als Noreja-Linie bezeichnete tektonische Bahn bedeutet auf lange Strecken eine Grenze zwischen dem Kristallin der Saualm im Osten und Phylliten bzw. Paläozoikum im Westen (hier entsprechend dem Prailingbruch, H. BECK [1927]). Die von SCHWINNER angedeutete Vermutung einer Einklemmung von zentralalpiner Trias bei Neumarkt an der Noreja-Linie wurde von PLOTENY (1957) erhärtet. Eine schon angedeutete und auch von SCHWINNER (1951) als möglich betrachtete Verbindung des Bewegungssystems an der Noreja-Linie mit dem des Lavantales bedarf noch weiterer Bearbeitung. Unklar ist auch noch die Frage, welche Rolle die mesozonale Wolfsberger Zone (BECK-MANNAGETTA 1951) und eine vielleicht mögliche Fortsetzung in Richtung gegen Hüttenberg in diesem Zusammenhang spielt.

Unbekannt ist die Fortsetzung der Noreja-Linie nach Süden. Es scheint uns wahrscheinlich, daß der Görtscitztalbruch (CLAR 1951) eine jüngere alpidische Belebung der älteren Bauanlage dieses Gebietes bedeutet.

Von Neumarkt an schwenkt die Noreja-Linie gegen NW um. Zum Unterschied von der Meinung SCHWINNERS (1951) möchten wir aber eine Fortsetzung gegen NW in die Niederen Tauern für wahrscheinlich halten. Wir fassen die von SCHWINNER als Fortsetzung der Noreja-Linie gedeuteten E-W-Brüche im Nordrahmen des Murauer Paläozoikums als einem anderen System zugehörig auf, das später zur Besprechung kommt. Die mögliche NW-Fortsetzung in die Niederen Tauern hinein unterliegt zur Zeit der Bearbeitung.

Ähnliche Richtung und Wirksamkeit, sowie auf längere Zeit sich erstreckende Aktivität läßt uns die Noreja-Linie als ein Pendant zur Lavantaler Linie erscheinen.

Ganz in Osten dürfen wir vielleicht eine ähnliche Bewegungsnarbe annehmen. Sie ist im Ostrandgebiet der Koralm-Masse allerdings vom Tertiär des steirischen Beckens verhüllt. Möglicherweise aber deuten die schon von KIESLINGER (1928) namhaft gemachten Diaphthorit-Reste zwischen dem SE der Koralm und der Gradener Zone am NE-Rand, sowie das von V. MAURIN gefundene Vorkommen vermutlicher Trias bei Voitsberg auf eine solche Baufuge hin. Sie würde die Ostbegrenzung der die Kor- und Saualm umfassenden Hochscholle bedeuten, während die Noreja-Linie die Westgrenze darstellt.

Ob wir ganz im Westen die gegen West gerichtete steile Aufschiebung der Gurktaler Gesteine auf die Innerkremser Trias zum gleichen transversalen Bewegungssystem stellen dürfen, bleibt noch unklar. Wir haben heute noch keine befriedigende tektonische Erklärung für die Beziehung dieser Überschiebung zu der über Turrach und Flattnitz gegen Osten streichenden Überschiebungsbahn. Hier fehlen uns noch die Kenntnisse über die Reichweite im Streichen nach Osten, in Richtung auf das Metnitztal. Es scheint jedoch, daß ihr als Überschiebung mehr lokale Bedeutung zukommt, wie das nunmehr auch THURNER (1958) für die zahlreichen Teilüberschiebungen im Murauer Paläozoikum mit guter Begründung annimmt.

In einer Überschau über die Querbau-Elemente in den östlichen zentralen Alpen können wir nunmehr zu ähnlichen Schlüssen kommen, wie sie schon 1951 von FLUGEL-METZ gezogen wurden.

Es handelt sich hier um eine regionale Erscheinung, welche a) nicht auf die Muralpen beschränkt ist, sondern weiter östlich in den Raabalpen (SCHWINNER) weite Verbreitung hat und auch in den nördlichen Kalkalpen eine wichtige Rolle spielt, worauf schon AMPFERER eindringlich verwiesen hat, und b) um tektonische Bauvorgänge, welche oft schon in voralpidischen Anlagen wurzeln und in späteren Zeiten bis ins Tertiär reaktiviert wurden.

So müssen wir auch die Zone der Lavanttal-Pöls-Linie als alte Bauanlage (KIESLINGER) von regionaler Bedeutung ansehen, an der sich bis in das Jungtertiär hinein Bewegungen verschiedener Art und verschiedenen Ausmaßes abgespielt haben. Wie weit freilich eine solche Anlage in die Vergangenheit zurückverfolgt werden kann, wissen wir noch nicht, da zu viele Teilfragen noch ungelöst sind.

Alpidische Verwerfungssysteme in Längsrichtung (um die E—W-Richtung)

In der beigegebenen geologischen Übersichtsskizze erscheint ein System von Brüchen, entlang der Talgebiete von Mur und Mürz eingetragen, welches den ganzen Raum der Muralpen von West nach Ost durchzieht.

Es sind dies die Störungen in der Nordrahmenzone des Murauer Paläozoikums, deren Beziehungen zum übrigen Gebirgsbau und zu Resten von Tertiär von A. THURNER dargestellt wurden (1951). Ihre westliche Fortsetzung führt noch weiter in den Lungau und gegen Osten setzen sie sich staffelförmig abgesetzt in die Südrandbrüche der Seckauer Tauern fort.

NW von Judenburg finden wir eine Scharung dieses Systems mit den gleichfalls jungen meridionalen Brüchen des Systems der Pöls-Linie (STNINI 1931). Eine ähnliche Beziehung der Scharung besteht auch schon im Murauer Paläozoikum, wo ein Abschnenken in die Richtung des Systems der Noreja-Linie zu beobachten ist.

Das tiefe Tertiärbecken von Fohnsdorf und das nördlich angelagerte Becken von Seckau ist überall durch Brüche vom kristallinen Grundgebirge abgesetzt. Wir stehen hier vor der Tatsache, daß die tiefe Einsenkung des mächtigen Fohnsdorfer Tertiärs ein Loch im Grundgebirgskörper geschaffen hat, das, bezogen auf die Gipfelhöhen im Norden und im Süden an die 3500 m tief ist. Wenn wir diese Erscheinung auf die Scharung der Lavanttal-Pöls-Linie mit dem Längssystem der Bruchlinien zurückführen, so ist dies ohne Zweifel richtig, trifft aber den Kern des Problems noch nicht hinsichtlich der älteren Vorgeschichte. Daß eine solche ältere Anlage vorhanden ist, ergibt sich schon aus den im Dreieck um das „Loch“ herumstreichenden Kristallinmassen: Im Osten NE-Streichen, im Westen NW-Streichen und im Norden EW-Streichen.

Aus der bisherigen Kenntnis der Verhältnisse ergibt sich für uns folgende Möglichkeit einer Erklärung: Wir haben im Norden die alpidische Einengungstektonik der Grauwackenzone, welcher koaxial auch die Seckauer Tauern angehören (durchschnittlich E—W-Richtung der Achsen). Im SE und SW wird der alpidische Bau durch meridionale bzw. NE oder NW streichende tektonische Strukturen beherrscht.

Daraus läßt sich für die Zeit der alpidischen Faltungen die Entstehung einer Zerrungszone im Zentrum des Dreieckes ableiten. Es entstanden Brüche und Einsenkungen, welche das Jungtertiär aufnehmen konnten. Die Wirksamkeit dieser Tektonik dauerte bis in jüngste Zeit und bewirkte so die auffallend große Mächtigkeit des Tertiärs und dessen Randbrüche.

Das Fehlen einer gleich günstigen Anlage des Grundgebirgsbaues läßt auch das Fehlen einer so mächtigen Tertiärschüttung östlich und westlich des Fohnsdorfer „Loches“ verständlich erscheinen. Immerhin zeigen die an Brüche geknüpften Depressionszonen nördlich Murau noch Tertiär und lassen schwache Zerrungen in E—W-Richtung auch hier vermuten.

Die östliche Fortsetzung unseres longitudinalen Störungssystems führt in die Narbe zwischen dem Gleinalmkristallin und den Gneisen der Seckauer Masse (Mugel-Gneise). Diese auch morphologisch erkennbare Zone mit Mylonitisierung der Gesteine wurde von W. SCHMIDT (1920) als *Trasattellinie* bezeichnet. Wahrscheinlich sind ihr auch die Eywegglinie und jüngste Störungen am N-Rand des Grazer Paläozoikums zugehörig. Auch die zweifellos junge *Trofaiachlinie* muß diesem System zugeordnet werden.

Vergleichende Bewertung der alpidischen Bewegungssysteme

Im Vergleich der in der Grauwackenzone vorliegenden N-Randtektonik der Kristallinen Zentralmassen mit den im Innern der Muralpen erkennbaren

alpidischen Bauereignissen fallen entscheidende Unterschiede auf. Wir müssen bei einem Vergleich versuchen, wenigstens annähernd gleichalte Bewegungen ins Auge zu fassen und prüfen daher auch die Altersfolge der alpidischen Strukturen.

In der Nordrahmenzone sahen wir die Notwendigkeit der Einordnung der Einengungstektonik mit Metamorphose in vorgosauische Zeit, wobei wir aber eine klare Altersabgrenzung nach unten nicht angeben konnten. Das Inventar dieser altalpidischen Tektonik ist auf regionale Erstreckung hin: Einengung mit Teilbewegung im Gefüge, Überschiebungen, auf- und absteigende Metamorphose, Granitisierung. In der Art der Metamorphose der alpidischen Gneise stellten wir eine Wesensverwandtschaft mit den gleichen Erscheinungen der Hohen Tauern fest.

Im Inneren der Muralpen können wir als gleichalt kein einziges Bewegungssystem von gleichem Ausmaß und gleichem Charakter dieser Nordrahmenzone gegenüberstellen. Vielleicht vorgosauisch sind die Überschiebungen von Innerkrems, Turrach-Flatnitz und im Murauer Paläozoikum, Faltungen und Anschiebungen im Bereich der Transversal-Linien, Einklemmung von zentralalpiner Trias.

Der besondere Charakter der Südrahmenzone zeigt zum Unterschied von der Richtung zentralalpiner Baulinien eine strenge Ausrichtung im alpinen E—W-Streichen und regionale Überschiebungen der südlichen Zonen gegen Norden.

Eine Gegenüberstellung der altalpidischen Ereignisse gestattet uns somit eine klare Differenzierung des Charakters der Nord- und Südrahmenzone von der Tektonik im Inneren der Muralpen.

Diese Differenzierung läßt sich aber für die tertiäre Tektonik nicht mehr im gleichen Maße aufrechterhalten.

Trotzdem sehen wir auch in der Anlage der jungen Bruchsysteme in den zentralen Alpentteilen die starke Bevorzugung transversaler Richtung in Abhängigkeit von den älteren Querbaulinien. Auf welche Anlage wir das große Längssystem der Störungen entlang von Mur- und Mürztal zurückführen müssen, wissen wir noch nicht. Wir vermuten aber, daß es konsequent zur Hauptrichtung der älteren Einengungstektonik weiter nördlich in späterer Zeit angelegt wurde.

Hinsichtlich der genetischen Beziehungen der jungen Bruchsysteme sehen wir also wohl eine deutliche Abhängigkeit vom älteren Bau. Vielfach gehen die jüngeren Brüche direkt aus einer Weiterführung der älteren Anlagen hervor.

Die Interferenz der Brüche an den Scharungen des Längssystems mit der nördlichen Noreja-Linie und der Pöls-Linie spricht für gleichzeitige Bruchtektonik in beiden Hauptrichtungen. Möglicherweise bedeutet die je-

weils von West gegen Ost fortschreitende Staffelung der Brüche gegen Nord, die wir im Längsbruchsystem sehen, noch im Tertiär weiterwirkende nach Norden gerichtete Bewegungstendenz der Kruste. Gleichzeitig werden aber auch nach Westen gerichtete Anschiebungen und Überschiebungen wirksam, die wir als regional verbreitete Tendenz von Quer-Einengung in das nachgothaische System der Weyer-Tektonik eingliedern.

VI. Zusammenfassung und Schlußfolgerungen

Aus den voranstehenden Einzeldarstellungen ergab sich zunächst eine gegenüber der Stratigraphie SCHWINNERS recht starke Abweichung, die auch für unsere tektonischen Vorstellungen nicht ohne Folgen bleibt.

Wir können zunächst aus mineralfaziellen Gründen und unter Heranziehung des Argumentes der Seriengleichheit folgende Kristallgebiete zum Gleinalmstamm zählen:

Mit Sicherheit: Gleinalm, Rennfeld, Stubalm, Troiseck-Floning, Kristallinschollen in der Grauwackenzone, zumindest Teile der Granatglimmerschiefer- und Marmorserien der Niederen Tauern.

Mit Wahrscheinlichkeit: Hüttenberger Serie, Aufbrüche der Gurktaler Alpen, Radentheiner Glimmerschiefer. Das mineralfaziell entsprechende Angerkristallin muß vorläufig hinsichtlich seiner Zuteilung zur Gleinalm noch mit großer Vorsicht aufgenommen werden.

Wir kommen zur Auffassung, daß die Gleinalmkristallisation mit ihrer Deformation einen für das Gebiet der Muralpen regional wichtigen Orogenstrang erzeugt hat, dessen Entstehung wir in bretonische Zeit setzen. Ob wir das hochkazonale Kristallin von Kor- und Saualm genetisch als tieferes Stockwerk dazurechnen oder es als älteres Kristallin auffassen dürfen, soll zunächst noch nicht entschieden werden. Gerade in letzter Zeit (CLAR 1953, BECK—MANAGETTA 1957) wurden Stimmen zugunsten syngenetischer Stellung beider Kristallinkörper erhoben.

Diesem kristallinen Zentralstrang gegenüber fassen wir das noch nicht oder nur schwach metamorphe Paläozoikum als seitliche Gebirgsflügel auf, die höchstens teilweise noch in die Metamorphose einbezogen wurden. Sie alle sind heute durch jüngere (jungvariskische und alpidische) Bewegungszonen vom Kristallinkörper abgetrennt, wodurch sich der Eindruck eines grundsätzlichen Hiatus der Metamorphose des Kristallins gegenüber dem Paläozoikum ergab.

Gegenüber früheren Auffassungen können wir heute nur mehr beschränkte Anteile der kristallinen Muralpen als vorpaläozoisch betrachten. Freilich fehlen uns auch heute noch zumeist eindeutige Argumente für die Abtrennung paläozoischer Sedimentserien von älteren.

Aus den in der Grauwackenzone gewonnenen Anhaltspunkten schließen wir auf das Vorhandensein assyntischer Faltung, die auch im Gleinalmstrang und in der Koralm eine erste Anlage geschaffen haben dürfte. Die als assyntisch-subsequent (METZ 1953, p. 21) aufgefaßten Porphyroide der Grauwackenzone (regional wichtig von Tirol bis in die Karpathen) dürften dabei die Rolle eines Anzeichens für das Vorhandensein einer uralten Grenze zwischen dem böhmisch-mährisch-sudetischen Raum und dem alpinen Raum spielen. Trotzdem spricht die ausgedehnte Entfaltung eines altvariskischen Gebirges im ostalpinen Raum gegen die Entwicklung eines voll ausgebildeten assyntischen Gebirgsstranges, da wir von ihm zu wenig Spuren finden und auch die Entwicklung des Paläozoikums nicht auf eine nach-assyntische Konsolidierung deutet. Trotzdem läßt sich auf der Basis dieser Vorstellung das zeitlich verschiedene Einsetzen mariner fossilführender Serien in der Grauwackenzone (Ordovic), in Graz (nach FLÜGEL wahrscheinlich Gotlandium) und in Kärnten besser verstehen.

Hinsichtlich kaledonischer Ereignisse finden wir in der Grauwackenzone und in Graz, sowie in den Karnischen Alpen nur Andeutungen einer Neuformierung der Sedimentationströge mit sehr weitspannigen Verbiegungen, nicht aber von alpinotypen Verfaltungen oder von saurer Magmenentwicklung.

Für eine bretonische Einstellung der Gleinalm spricht auch die scharfe fazielle und faunistische Differenzierung des Visé im nördlichen gegenüber dem südlichen Flügel.

Da wir überdies die Gneise vom Seckauer Typus in altalpidische Zeit versetzen müssen, kommen wir zum Schluß, daß nur sehr beschränkte Anzeichen eines vorpaläozoisch geprägten Altkristallins in den Muralpen vorhanden sind. Als solche müssen wir Kristallingerölle in grobklastischen Schichten der Fötteleck—Mölbegg-Serie der Grauwackenzone betrachten. Ob wir vielleicht das Bundschuhkristallin als vorpaläozoisch ansehen dürfen, wissen wir heute überhaupt noch nicht.

Das verschieden hohe Eindringen der Zone mit Mesometamorphose bis in das Altpaläozoikum hatte zur Folge, daß alte Grenzen des Paläozoikums gegen sein Liegendes heute vollkommen überarbeitet sind und wir daher über sie nur wenig aussagen können. Nur in jenen Zonen, in denen paläozoische Metamorphose und Durchbewegung auf sehr tiefe Horizonte beschränkt bleibt, haben wir Hoffnung, hier stratigraphisch noch einiges finden zu können. Das scheint in den Gurktaler Alpen einerseits und wenigstens teilweise in der Grauwackenzone der Fall zu sein.

In den Gurktalern mögen in den mächtigen Phyllitserien auch noch vorpaläozoische Glieder stecken, vor allem in jenen Fazies, die wir sonst aus dem Paläozoikum nicht kennen. Vielleicht dürfen wir z. B. die granat-

- Teile der unteren (?) und oberen Gleinalmhülle und Äquivalente
- Teile der Marmore im Koralm—Saualmkristallin.

Ordovic—Gotland:

- Grauwackenschiefer (\pm Granat, Biotit) mit Lydit, Grüngesteinen, Kalkbändern, Silbersbergserie der Mürztaler Grauwackenzone, Äquivalente von Murau, Metadiabase von Murau—Magdalensbergserie (in beiden Fällen Abgrenzungen unbekannt)
- teilweise Äquivalente in der Basis des Grazer Paläozoikums, Silur südlich Gurk
- sonstige Anteile in Gurktaler Alpen, wahrscheinlich „erzführende Serie“ FRITSCH, und fazielle Äquivalente in epi- und mesozonaler Metamorphose
- kohlige Glimmerschiefer, Kohlenstoff-Quarzite, Kalkmarmorbänder, Amphibolitlagen in den Niederen Tauern (Anteil der Brettsteinserie [HERITSCH])
- Bändermarmore und Teile der Almhausserie mit begleitenden Schiefergesteinen (obere Gleinalmhülle), größter Teil des Angerkristallins (vielleicht in das Devon reichend)
- Hüttenberger Serie (? mit Marmoren?), Teile in Radentheiner Glimmerschiefern, Teile im Millstätter Seengebirge
- Anteile im Kor—Saualmkristallin?

Es ist wohl klar, daß die hier gegebene Aufstellung mit großen Unsicherheiten der Abgrenzung sowie auch der Horizontierung von „Serien“ behaftet ist und es erscheint uns sogar wahrscheinlich, daß weitere Forschungen noch beträchtliche Änderungen nach sich ziehen werden.

Es ist jedoch der Versuch unternommen, durch den Schleier von Metamorphose und Durchbewegung hindurch zu schauen und stratigraphisch gleiche Komplexe zu erkennen.

Das Ergebnis dieses Versuches läßt uns im zentralalpinen Raum die verschiedenen Entwicklungen des Paläozoikums in einem neuen Verhältnis zu den hochkristallin gewordenen Gesteinskomplexen erscheinen. Wir erhalten das Bild eines altvariszisch entstandenen Zentralalpenstranges mit seitlich zugeordneten nicht metamorphen Faltensträngen aus paläozoischen Sedimenten. Das südalpine Paläozoikum erweist sich schon damals als einem anderen, südlichen Baukörper zugeordnet.

Für die alpidische Bauzeit konnten wir eine klare Differenzierung des Charakters der tektonischen Umgestaltung zwischen der Nordrahmenzone (Grauwackenzone, alpidische Vergneisungen) und den inneren Teilen der Muralpen feststellen.

führenden Phyllonite mit Bändern von Marmoren im Wimitztal hierher rechnen. Auch die auf p. 215 genannten Granatglimmerschiefer der Niederen Tauern mit gleichartigen Marmorlinsen können Äquivalente davon sein. In der Grauwackenzone ist die Entscheidung, ob die Fötteleck—Mölbegg-Serie noch in das tiefste Paläozoikum gehört, oder noch älter ist, zunächst noch nicht zu treffen.

Im Spiegel dieser Betrachtung nehmen wir also an, daß stratigraphisch unter den bekannten Vorkommen von Paläozoikum noch tonigsandige Serien mit gelegentlicher Kalkentwicklung, vielleicht auch mit Grüngesteinen vorhanden waren. In der unteren Gleinalmhülle scheinen sich durch die starke Entwicklung basischer Magmatite die Spuren einer vorpaläozoischen Geosynklinale abzuzeichnen.

Wir kommen sonach zu zwei Endschlüssen:

Aus dem mineralfaziellen Bestand eines Kristallinvorkommens der Mur-alpen können wir keinerlei stratigraphische Schlüsse ableiten und wir müssen bei der Diskussion von Altersfragen scharf zwischen einer Zeit der Prägung und Kristallisation und dem Alter der davon betroffenen Gesteinsserien unterscheiden. Die Serientrennung I und II von SCHWINNER kann also in ihrer bisherigen Form nicht voll angenommen werden.

Der zweite Schluß betrifft das Liegende des Paläozoikums, welches von SCHWINNER in seiner Quarzphyllitserie, III a, gesehen wurde. Diese Serie besteht nicht in dieser Form als selbständige stratigraphische Einheit.

Zur leichteren Übersicht stellen wir im folgenden die in unseren Betrachtungen gewonnenen stratigraphischen Auffassungen in einer kurzen Gegenüberstellung zusammen:

Vorpaläozoisch:

- Kristalline Geröllkomponenten in Fötteleck—Mölbegg-Serie
- ?— Granatphyllonite + Marmor im Wimitztal (Gurktaler Berge), wahrscheinlich gleich Anteilen von Granatglimmerschiefern + Marmor (ohne Amphibolit) in den Niederen Tauern
- wesentliche Anteile der unteren Gleinalmhülle mit basischen Orthogesteinen und Äquivalente (Rennfeld, Troiseck—Floning, Glimmerschiefer usw. in Niederen Tauern, Gurktal)
- ?— Biotitparagneise und Glimmerschiefer des Bundschuhkristallins?
- Anteile in Radentheiner Glimmerschiefer (?) und Millstätter Seen-gebirge (?)
- wesentliche Anteile in Kor-Saualmkristallin.

Ältestes Paläozoikum bis ältestes Ordovic:

- tiefste Anteile der Grauwackenschiefer, Porphyroid
- Fötteleck—Mölbegg-Serie (bis Vorpaläozoikum reichend?)
- Teile der Brettsteinmarmore und Almhausserie

Eine Übersicht ergibt, daß die zentralen Teile vorwiegend transversale, regional ausgedehnte Bewegungsfugen aufweisen, die zeitlich einer regional in E—W-streichenden Einengungszone im Norden entsprechen.

Da wir in der Grauwackenzone sowie in den Niederen Tauern in der alpidischen Metamorphose und im Stil der Deformation viele Beziehungen zum Stil der Hohen Tauern finden, erscheint folgende Überlegung berechtigt: Wir können hinsichtlich des Typus der vorgosauischen Umgestaltung in unserer Nordrahmenzone eine östliche Fortsetzung der Hohen Tauern erblicken. Eindeutige Unterschiede bestehen hinsichtlich des in diese Tektonik einbezogenen Gesteinsbestandes, hinsichtlich der Einheitlichkeit und räumlichen Ausdehnung der Neugestaltung und hinsichtlich der Großartigkeit und Intensität der Stofftransporte. Wir denken also an ein Übergreifen des spezifischen alpidischen Baustiles und der Metamorphose der Hohen Tauern in abgeschwächter Form nach Osten, in ein stofflich anders gebautes Gebirgsstück.

Das Untersinken der Hohen Tauern an der Katschberglinie bedeutet das sichtbare Verschwinden dieser spezifischen Großeinheit von der Oberfläche. Gegenüber dem Gedanken einer in der Tiefe nach Osten weiterstreichenden Fortsetzung des gesamten Bestandes der Tauern, die von der Ostalpinen Decke weiträumig überschoben wäre, ergeben sich verschiedene Bedenken:

Die unmittelbar östlich der Katschberglinie erscheinende besondere Tieflage des Ostalpins (Gurktaler Mulde) läßt das Vorhandensein des ganzen Tauernwulstes (Penninikum) in der Tiefe nicht sehr wahrscheinlich erscheinen. Weiterhin fallen die noch gut erkennbaren und untereinander verbundenen voralpidischen Strukturen in den Muralpen, die ziemlich bescheidenen alpidischen Überprägungen und das Vorwiegen transversaler Strukturelemente gegenüber der These einer nach Nord gerichteten Fernüberschiebung stark ins Gewicht.

Wir wollen daher eher die Auffassung vertreten, daß die Katschberglinie auch das Anzeichen einer gegen Osten zu Ende gehenden Entwicklung des Penninikums und des östlichen Endes der Hohen Tauern als selbständige Großbau-Einheit darstellt.

Unter diesen Gesichtspunkten erhält die Nordrahmenzone der Muralpen ihren besonderen Charakter als Fortsetzung des Bautypus der Hohen Tauern nach Osten, während die älteren Kristallinmassen der Muralpen in alpidischer Zeit als Großeinheit weitgehend autochthon geblieben sind.

Schriftenverzeichnis

(Auswahl aus neuerer Literatur)

Angel, F.: Petrographisch-geologische Studien im Gebiete der Gleinalpe. Jahrb. Geol. B. A. Wien, 1923.

- Das Gleinalpengebiet als metamorphe Einheit, N. Jahrb. Geol. Min. Pal., BBd. 51, 1923.
- Die Magmentenfaltung im Gleinalpengebiet, N. Jahrb. Min. Geol. Pal., BBd. 46 A, 1928.
- Angel, F. und Heritsch F.: Das Alter der Zentralgneise der Hohen Tauern, Zentralbl. z. N. Jahrb. B 1931.
- Der Kraubather Olivinfels-Serpentinkörper als Glied der metam. Einheit der Gleinalpe. Fortsch. M. G. P. 23. 1939.
- Mineralfazies u. Mineralzonen in den Ostalpen, Jahrb. Univ. Graz, 1. 1940.
- Unser Erzberg, Mitt. Nat. Ver. Steiermark, Graz, 75. 1939.
- Angel, F., Awerzger, A. und Kuschinsky, A.: Die Magnesitlagerstätte Millstätter Alpe b. Radenthein, Carinthia II, 63, 1953.
- Beck, H.: Aufnahmebericht über Blatt Hüttenberg-Eberstein, Verh. Geol. B. A. Wien, 1927.
- Beck, H. und Managetta, P.: Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten, Jahrb. Geol. B. A. Wien, Festband, 94, 1951.
- Zur Geologie und Paläontologie d. Tertiärs, d. unteren Lavanttales, Jahrb. Geol. B. A. Wien, 95, 1952.
- Geolog. Aufnahmen in den Bezirken Wolfsberg, Völkermarkt und St. Veit/Glan, Verh. Geol. B. A. Wien 1954.
- Berichte über Aufnahmen im Bez. St. Veit/Glan, in Verh. Geol. B. A. Wien 1955, 1956, 1957.
- Planungsatlas Lavanttal, Verw. Bez. Wolfsberg, Der geologische Aufbau, Klagenfurt 1958.
- Clar, E. und Friedrich, O. M.: Über einige Zusammenhänge zw. Vererzung und Metamorphose in den Ostalpen, Z. f. prakt. Geol. 41, 1933.
- Clar, E.: Über die Görttschitztaler Störungszone (Norejalinie) bei Hüttenberg, Der Karinthin, 15, Knappenberg 1951.
- Die Magnesitlagerstätte im Sunk bei Trieben (Ob. Stmk.), Mineralog. Mitt. Blatt, Joanneum Graz 1, 1953.
- Metamorphes Paläozoikum im Raume von Hüttenberg, Karinthin, 22, Knappenberg 1953.
- Cornelius, H. P.: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone vom Alpenostraud bis zum Aflenzner Becken, Mitt. Geol. Ges. Wien, 42/43, 1952.
- Geologie des Mürztalgebietes, Erl. z. Geol. Karte: Blatt Mürzzuschlag, Geol. B. A. Wien, 1952.
- Czermak, F. und Heritsch, F.: Geologie des Stubalpengebirges, Verlag von U. Moser, Graz, 1923.
- Flügel, E.: Der Hochschlagstock östl. v. St. Erhard, Breitenau, Anz. Ak. Wiss. Wien m. n. Kl. v. 25. 4. 1957.
- Flügel, H. und Metz, K.: Querstrukturen in der nordöstl. Steiermark, Anz. Ak. Wiss. Wien, m. n. Kl. vom 25. 1. 1951.
- Vom variscisch-alpidischen Bau des Grazer Paläozoikums, Anz. Ak. Wiss. Wien, 16. 10. 1952.
- Die stratigraphischen Verhältnisse des Paläozoikums von Graz, N. Jb. Geol. Pal., Mh. 1953.
- Die Querstruktur von Semriach bei Graz, Verh. Geol. B. A. Wien, 1953.
- Neuaufnahmen im Grazer Paläozoikum, Anz. Ak. Wiss. Wien, 3. 5. 1956 (Frage von mesozonal-metamorphem Paläozoikum).
- Die Sandsteinfazies des Mitteldevons von Graz, Anz. Ak. Wiss. Wien, 22. 5. 1956.
- Flügel, H. und Maurin, V.: Triasverdächtige Gesteine am Südrand des Grazer Paläozoikums, Der Karinthin, 34/35, Knappenberg 1957.
- Flügel, H. und Ziegler, W. (Marburg/Lahn): Die Gliederung des Oberdevons und Unterkarbons am Steinberg westlich von Graz mit Conodonten, Mitt. nat. Ver. f. Stmk., 87, Graz 1957.
- Friedrich, O. M.: Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen, Berg- und Hüttenm. Mh. 90, 1942.

- Fritsch, W.:** Die Gumpeneckmarmore, Mitt. d. Mus. f. Bergbau, Geologie, Technik am Landesmuseum „Joanneum“ Graz, 10, 1953.
Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerschiefern, ebenda 1953.
- Aufnahmsbericht über die geologische Neukartierung des Gebietes des Sonntags- und Kraigerberges bei St. Veit/Glan, Kärnten, Der Karinthin, 34/35, 1957.
- Hauser, L. und Brandl, W.:** Das Alter des Sölker Marmors, Mitt. Nat. Ver. f. Leobens, Verh. Geol. B. A. Wien 1937 und 1938.
- Der Zug der Grungesteine in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens, Zbl. Min. Geol. Pal., A, 1938.
- Diaphthoritische Karinthin-Granatamphibolite aus der Grauwackenzone der Umgebung von Leoben, Min. petr. Mitt. 50, Wien 1938.
- Hauser, L. und Brandl, W.:** Das Alter des Sölker Marmors, Mitt. Nat. Ver. f. Stmk., 86, Graz 1956.
- Hammer, W.:** Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone, Jahrb. Geol. B. A. Wien 1932.
- Kahler, F.:** Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens, Carinthia II, 16. Sonderheft, Klagenfurt 1953.
- Kieslinger, A.:** Geologie und Petrographie der Koralpe, I—IX, Sitzber. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. I, 1926—1928.
- Die Lavantaler Störungszone, Jahrb. Geol. B. A. 1928.
- Kraus, E.:** Die Baugeschichte der Alpen, I. Teil, Akademie-Verlag Berlin, 1951.
- Metz, K.:** Die stratigraphische Stellung der Veitsch auf Grund neuer Fossilfunde, Berg- und Hüttenm. Jahrb., 85, 1937.
- Ein Beitrag zur Frage der Fortsetzung des Semmering-Mesozoikums nach Westen, Verh. Geol. B. A. Wien, 1947.
- Die regionaltektonische Bedeutung der Querstruktur von Treglwang—Gaishorn, Berg- und Hüttenm. Mh., 1951.
- Die Frage der Vergleichbarkeit von nordeuropäischem und alpinem Grundgebirge, N. Jahrb. Mh., 1951.
- Zur Frage voralpidischer Bauelemente in den Alpen, Geol. Rdsch. 40, 1952.
- Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone, Mitt. Geol. Ges. Wien, 44, 1953.
- Metz, K. und Helferich, H.:** Beiträge zur Kenntnis der Seckauer Tauern I, Kerngesteine, Mitt. nat. Ver. f. Stmk., 83, Graz 1953.
- Zur Kenntnis der Granatglimmerschiefer der Niederen Tauern, Tsch. min. petr. Mitt., Sander-Festband, 1954.
- Fragen zur Tiefengliederung und tektonischen Entwicklung in alpinotypen Faltengebirgen, Mitt. nat. Ver. f. Stmk., Angel-Festband, 1957.
- Mohr, H.:** Über einige Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen, Z. d. Deutsch. Geol. Ges. 75, 1923, Monatsberichte.
- Pleißmann, W.:** Die geologischen Verhältnisse am Westrand der Grazer Bucht, N. Jahrb. Mh. 1954.
- Ploteny, P.:** Zentralalpines Mesozoikum bei Neumarkt in Steiermark? Der Karinthin, 34/35, Knappenberg 1957.
- Schmidt, W.:** Zur Oberflächengestaltung der Umgebung Leobens, Sitzber. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. I, 129, 1920.
- Schwinner, R.:** Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser, Sitzber. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. I, 136, 1927.
- Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen, Geol. Rdsch. XX, 1929.
- Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen, Verh. Geol. B. A. Wien, 1936.
- Die Zentralzone der Ostalpen, in Schaffer, „Geologie von Österreich“, Deuticke, Wien, 1951.
- Stowasser, H.:** Zur Schichtfolge und Tektonik des Stangalpen-Mesozoikums, Jahrb. Geol. B. A. Wien, 99, 1956.

- Thurner, A.: Tektonik und Talbildung im Gebiet des oberen Murtales, Sitzber. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. I, 160, 1951.
- Das Murauer Paläozoikum, Verh. Geol. B. A. Wien, 1952, Sonderheft C.
- Die Geologie des Erzfeldes westlich Pusterwald ob Judenburg, Jahrb., Geol. B. A. Wien, 98, 1955.
- Die tektonische Gliederung im Gebiet des oberen Murtales, Mitt. Geol. Ges. Wien, 1958.
- Zirkl, J.: Bericht über geologisch-petrographische Aufnahmen in den Gurktaler Alpen, Verh. Geol. B. A. Wien, 1955.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 9. Mai 1958.

