

**Zur Geologie und Petrographie des Altkristallins
im südwestlichen Klagenfurter Becken
(Kärnten)**

Bernd Schwaighofer

5 Abb. und 3 Tafeln 8, 9, 10 (1 Geol. Karte)

Anschrift:
Geologisches Institut der
Technischen Hochschule, Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	16. Bd.	1965	S.149-178	Wien, Feber 1966
-------------------------------	---------	------	-----------	------------------

Inhaltsverzeichnis

A) Zusammenfassung, Summary, Résumé	151
B) Einführung	152
1. Grenzen des Kartiergebietes und Aufnahmestechnik	152
2. Erforschungsgeschichte	152
C) Die Gesteine	154
1. Die Phyllitgruppe	154
Chlorit-Quarzphyllit	
Quarzphyllit	
Graphitphyllit	
Biotitführender Quarzphyllit	
Biotit-Chlorit-Quarzphyllit	
2. Phyllitische Glimmerschiefer	156
3. Glimmerschiefer	156
4. Paragneise	157
5. Quarzite	157
6. Grüngesteine	158
Tuffite	
Amphibolite	
7. Ganggesteine	160
Aplitgneis	
Dioritporphyrit	
D) Tektonik und Schichtfolge	162
1. Die tektonische Karte 1 : 50 000	162
2. Zur Schichtfolge	164
E) Zur Mineralfazies (Aufstellung einer petrographischen Stratigraphie)	166
F) Zur Mineralparagenese	167
1. Plagioklas	167
2. Hornblende	169
3. Biotit	170
4. Serizit-Muskowit	171
5. Granat	171
G) Zusammenfassender Vergleich mit neueren Arbeiten aus dem Kärntner Altkristallin	174
H) Literaturhinweise	176

Vorwort

Die vorliegende Arbeit bringt in gekürzter Fassung die Ergebnisse meiner Dissertation, die am Geologischen Institut der Universität Wien eingereicht wurde. In dieser Zusammenfassung soll ausschließlich das Altkristallin in seinem geologischen und petrographischen Aufbau dargestellt werden.

Mein Dank gilt hier vor allem meinen Lehrern, Prof. Dr. E. CLAR und Prof. Dr. Ch. EXNER, die mir immer mit Rat und Tat zur Seite standen und so wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beitrugen.

Weiter möchte ich Herrn Hofrat Prof. Dr. F. v. KÄHLER danken, der mir nicht nur stets seine reiche Erfahrung zuteil werden ließ, sondern mir außerdem eine Subvention der Kärntner Landesregierung vermittelte, durch die es mir möglich war, über 100 Dünnschliffe anfertigen zu lassen.

Herr Prof. DDr Dipl.Ing. H. WIESENEDER stellte mir die Instrumente des petrographischen Institutes zur Verfügung. Außerdem erhielt ich von ihm auch bei der Untersuchung meiner Dünnschliffe wichtige Anregungen.

Besonders danke ich aber noch Herrn Dr. W. FRITSCH von der Alpine Montan Ges., der mir auf zahlreichen Exkursionen im Saualpengebiet bzw. in Diskussionen an Hand meines Schliffmaterials wertvolle Hinweise gab, die mir häufig bei strittigen Fragen weiterhalfen.

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet südlich des Wörthersees galt bisher als Diaphthoreszone. Sie wurde als Bewegungsfläche für den Transport der oberostalpinen Gurktaler Decke nach N angesehen (TOLLMANN 1963, S. 38). Die Bedeutung der Gurktaler Decke kann und soll hier nicht angetastet werden, doch muß dennoch festgestellt werden, daß sich aus den Gesteinen der südlichen Umrahmung der Gurktaler Alpen keine Anhaltspunkte dafür ergeben, daß das Ostalpin (im Sinne von A. TOLLMANN) im Zuge seiner Nordverfrachtung Diaphthoritisierung des kristallinen Untergrundes bewirkte.

Vielmehr zeigt sich im Altkristallin S des Wörthersees eine stetige Zunahme der Metamorphose von der Epi- in die Mesozone ohne Hiatus und ohne bedeutende diaphthoritische Erscheinungen.

Der Einbau der Trias in einer schmalen, langgestreckten Zone spricht zwar dafür, daß spätere Verschuppungen und Verstellungen ohne weiteres angenommen werden können, innere Tektonik und Metamorphose des Altkristallins waren aber zu dieser Zeit auf jeden Fall bereits abgeschlossen.

Summary

This report is based on petrographic tests of the Altkristallin S of the Wörthersee (Carinthia, Austria).

One of the most interesting results of these tests is that an increasing metamorphism from the Epizone to the Mesozone was found in the region of W (Velden) as far as E (Reifnitz).

This conclusion contradicts the opinion of some geologists who thought it an area of extensive diaphthorism.

Résumé

La publication ci-dessus est le résultat de recherches pétrologiques exécutées dans la région du „Altkristallin“ (vieilles roches cristallines) au sud du Wörthersee (Carinthie, Autriche).

On y trouve une augmentation continue du métarmorphisme, partant de l'épizone en ouest (Velden) jusqu'à la mesozone à l'est (Reifnitz). Ce résultat est opposé à l'opinion d'autres géologues qui y supposaient une zone étendue de diaphthorèse.

EINFÜHRUNG

1. Grenzen des Kartiergebietes — Aufnahmestechnik

Das Gebiet hat seine natürliche Begrenzung im N durch den Wörthersee, im W und S durch die Drau. Es schließt sich somit im W direkt an das von H. SORDIAN 1962 bearbeitete Gebiet an. Im E bildet das Becken von Reifnitz und als Fortsetzung die Störungslinie, die durch die Sattnitz zieht und Tanzboden von Turiawald trennt, die Grenze.

Dieses Gebiet wurde nicht vollständig auskartiert, da das Hauptaugenmerk auf die petrographische Untersuchung des Altkristallins gelegt werden sollte. Die Konglomeratplatte der Sattnitz konnte daher nur mit ihren Grenzen gegen das Kristallin bzw. die Moränenbedeckung festgelegt werden.

Die Kartierung wurde in den Sommermonaten 1961 und 1962, sowie im Mai 1963 durchgeführt. Die Aufnahme erfolgte im Maßstab 1 : 10.000 (auf der photographisch vergrößerten Österreichischen Karte 1 : 25.000). Zur petrographischen Untersuchung standen etwa 170 Dünnschliffe zur Verfügung.

2. Erforschungsgeschichte

Bereits K. PETERS, der 1854 diesen Teil des Klagenfurter Beckens bereiste, gibt auch petrographische Erläuterungen. Diese beziehen sich allerdings hauptsächlich auf die Dioritporphyrite (siehe S. 160).

V. HARTMANN (1890) trennt schon ein kristallines Schiefergebirge in Glimmerschiefer und Tonschiefer mit Einlagerungen von körnigem Kalk und von Diorit; als weitere Zwischenschaltungen fand er auch Talk- und Hornblendeschiefer und Quarzit. Quarzreiche Hornblendeschiefer werden aus dem östlichen Keutschacher Tal (bei der Kirche St. Nikolai) beschrieben und ein Übergang zum Kreuzbergschiefer (NW Klagenfurt) angenommen.

Es ist verblüffend, daß bereits HARTMANN dieser Zusammenhang aufgefallen ist. Heute gilt ja das Gestein vom Kreuzberg als ein durch progressive Metamorphose entstandener Grünschiefer bis Prasinit. Die Richtung der Metamorphose, daß nämlich der Quarzamphibolit aus dem kleinerkörnigen, scheinbar quarzärmeren Gestein entstanden ist, konnte HARTMANN natürlich noch nicht angeben.

1926 berichtet H. MOHR über das Kristallengebiet S der östlichen Hälfte des Wörthersees. Die Kristallinanteile trennt er in hochmetamorphe Schiefer mit vorwaltender oder zurücktretender Diaphthorese und in Schiefer verschiedener Zusammensetzung mit primärer phyllitischer Metamorphose. In diesen Schiefen fand MOHR diabasähnliche Gesteine mit überwiegend Chlorit und reichlich Kalk. Die Gruppe der Phyllite stellt also in diesem Gebiet das Hauptkontingent. Ihr werden zugezählt: verschiedene graue und bräunliche Phyllite, Serizitquarzschiefer, graphitische Quarzschiefer, Graphitschiefer. MOHR bezeichnet den Charakter der Gesteine als einen primär phyllitischen und vergleicht sie mit normalen Grauwackenschiefern der Ostalpen, die die Merkmale sedimentogener Herkunft durch epizonale Metamorphose verloren haben. Bei den graphitführenden Gesteinen findet er Ähnlichkeiten mit graphitischen Kieselschiefern des Grazer Paläozoikums.

F. KAHLER (1931) kommt zu einer Dreiteilung des Altkristallins, indem er phyllit- und glimmerschieferähnliche Gesteine mit verschieden intensiver Diaphthorese unterscheidet. Jedoch ließ er die Möglichkeit offen, daß an einigen Stellen im Gebiet doch echte Phyllite (Gesteine mit primärer Metamorphose unter den Bedingungen der ersten Tiefenstufe) auftreten können.

J. STINI (1931) behandelt fast ausschließlich die Tektonik und erwähnt nur nebenbei (S. 208), daß in der Nachbarschaft der Kanouzzlinie die Glimmerschiefer stark ausgewalzt und streifenweise zu Phylliten verderbt sind.

1953 faßte F. KAHLER seine Ergebnisse nochmals in einem größeren Rahmen zusammen, wobei er auch in der Zwischenzeit erarbeitete Details mitverwerten konnte. Er stellt folgendes Bild vor (S. 11):

Ein beträchtlicher Kristallkörper erlitt in seinen randlichen Partien eine Diaphthorese, die recht tief — jedenfalls verschieden tief — in ihn eindrang. Sein Hochgebiet liegt heute im Raum N Velden (Ossiacher Tauern — Hoher Gallin). Die Diaphthorese ist unabhängig von den jungen Störungen; der Schuppenbau ist also jünger als die Diaphthorese. Ihre Ursache ist unbekannt. Den besten Vergleich gestatten die Diaphthorite der Koralpe, man wird also die Diaphthorese als alpidisch, wenn auch älteren Phasen zugeordnet, betrachten können.

Man sieht also, daß trotz dieser Arbeiten früherer Autoren eine detailierte Bearbeitung der Petrographie im Altkristallin S des Wörthersees fehlte.

Im Zuge der hier vorgelegten Untersuchungen wurden etwa 170 Dünnschliffe bearbeitet. Von 21 Schliffen wurden mittels Integrationsokular von ZEISS der Modalbestand bestimmt.

Darüber hinaus wurde der Versuch unternommen, eine petrographische Stratigraphie dieses Teiles des Klagenfurter Beckens aufzustellen. Zur Klassifikation der aufgefundenen kristallinen Schiefer und zu ihrer Einordnung in die verschiedenen Fazies diente dabei ein Symposion, das im Neuen Jahrbuch für Mineralogie 1962 erschienen ist.

Die Schichtfolge im Altkristallin wird durch die Wörthersee-Süduferstraße sehr gut aufgeschlossen. Die Serienabfolge von Velden im W bis Reifnitz im E ist relativ wenig gestört und kommt so einem Normalprofil sehr nahe.

Der östliche Teil dieser Abfolge wurde in einem Ansichtsprofil (siehe Tafel 9) skizziert. Aus dieser Ansichtsskizze sind die Fundpunkte der Handstücke sowie auch die Nummern der Handstücke und Dünnschliffe zu entnehmen. Diese liegen im Geologischen Institut der Universität Wien zur Einsicht auf.

DIE GESTEINE

1. Die Phyllitgruppe

Mit epimetamorphen Phylliten beginnt die Schichtfolge des Altkristallins. Einheitlich kann als Ausgangsmaterial für sämtliche Phyllite ein pelitisches, \pm quarzreiches Sediment angenommen werden, das in der obersten Tiefenstufe metamorph wurde.

a) Chlorit-Quarzphyllite

Im Durchschnitt zeigen sie etwa folgenden Mineralbestand: 55% Quarz, 25% Chlorit, 10% Serizit, 4% Albit, 4% Erz, Akzessorien (Zirkon, Rutil, Turmalin).

Obwohl die größten Einzelindividuen des Serizits eine Korngröße von 0,4 mm erreichen, bleibt die feinschuppige Grundmasse doch weit unter 0,1 mm, womit die Forderung, daß bei Phylliten die Glimmer eine Korngröße von 0,1 mm nicht überschreiten dürfen, erfüllt ist. Der Chlorit gehört zum primären Mineralbestand. Übergänge aus Biotit lassen sich nicht feststellen. Ebenso wenig Relikte von Mineralien, die einen ehemals höheren Metamorphosegrad des Gesteins kennzeichnen würden. Die Vermessung der Plagioklase ergab einen An-Gehalt von 0—4%. Somit ergeben sich keine Anhaltspunkte, die für eine Diaphthorese des Gesteins sprechen würden und es liegen unzweifelhaft echte Phyllite vor.

Charakteristisch für dieses Schichtglied sind die immer wieder zu beobachtenden, wechselnd mächtigen (oft nur cm) Lagen von feinkörnigen Graphitquarzit.

Daneben erscheinen auch (z. B. SW des Jugenderholungsheimes in ca. 480 m Höhe) Albitporphyroblastenschiefer. In den Albiten lassen feines Pigment, aber auch parallel orientierte Erzleisten oder Akzessorien ein reliktsches Wachstumsgefüge erkennen. Die meist unverzwilligten Porphyroblasten sind überwiegend in s gelängt. Auch helizi-

tische Einschlußwirbel mit noch rekonstruierbarem Drehsinn sind zu beobachten. s_i , kann gleich oder ungleich s_e sein.

Als dritte Abart finden sich Quarzgrauwackenphyllite: große, \pm stark gerundete, trübe und stark undulös auslöschende Quarzkörner. In der Grundmasse kam es zu Neusprossungen von Serizit, Karbonat und Albit.

b) Quarzphyllite

Von den Chlorit-Quarzphylliten unterscheiden sie sich dadurch, daß sie keinen oder nur sehr wenig Chlorit führen (etwa um 2%), teilweise die Korngröße deutlich zugenommen hat und stellenweise bereits die Biotit sprossung einsetzt.

c) Graphitphyllite

Quarzphyllite und Chlorit-Quarzphyllite mit charakteristisch hohem Graphitgehalt werden hier zusammengefaßt.

Der Graphitphyllit erweist sich als dunkles, grauglänzendes Gestein; verbogene Quarzlagen zeigen die starke Durchbewegung an. An ausgeprägten Schieferungsflächen glänzen Serizithäute.

Schliff 76 (Wörthersee-Süduferstraße, NE Kote 587): gewellte Graphit- und Serizitzüge ziehen durch die Quarzgrundmasse; Albitporphyroblasten sind \pm deutlich in s eingeregelt. Die Korngröße des Serizit liegt noch deutlich unter 0,1 mm. Obwohl keine Korngrößenschichtung feststellbar ist, ist doch anzunehmen, daß Graphitphyllit und Graphitquarzit bereits sedimentär angelegt wurden.

d) Biotitführende Quarzphyllite

Da Biotit als Indexmaterial angesehen wird (Tafel 10), erscheint es wichtig, bereits sein erstes Auftreten festzustellen und einen eigenen Gesteinstypus aufzustellen, der sich allerdings meistens nur im Dünnschliff charakterisieren läßt. Hierher gehört auch ein Gestein (Hdst. 718: im Abflußgraben des Moores W St. Kathrein, am linken Hang in ca. 520 m), bei dem rückschreitende Metamorphose anzunehmen ist:

Schliff 718: Biotit nur mehr schwach hellbraun gefärbt, daher auch nur schwacher Pleochroismus: hellbraun—farblos; charakteristisch sind die Interferenzfarben, bei denen meist schon Violettblau überwiegt — Übergang zu Fe-Prochlorit. Außerdem erscheint häufig das für entmischte Biotite typische Sagenitgitter: Rutilnadeln durchkreuzen sich unter 60° und bilden auch Zwillinge nach Knie- und Herzform. Die Biotitreste zeigen postkristalline Deformation. Es scheint also, daß der heute vorliegende Biotit nur mehr einen Rest des einst stärker vertretenen Minerals darstellt.

e) Biotit-Chlorit-Quarzphyllit

In diesem Schichtglied erscheint zum ersten Mal Biotit in größerer Menge, sodaß also ein schwacher Fazieswechsel wahrscheinlich ist. Der neugesproßte

Biotit tritt fast ausschließlich in geraden, glatt auslöschenden Scheitern auf. Er wurde nach der erstmaligen Sprossung keiner Beanspruchung mehr unterzogen, die etwa unter Diaphthoresebedingungen zu einer Umsetzung in Chlorit geführt hätte. Der Chlorit, der ungefähr in der gleichen Menge wie Biotit vorliegt (Schliff 78, Wörthersee-Süduferstraße, NE Kote 520: Biotit 12,6%, Chlorit 10,5%), gehört überwiegend zum primären Mineralbestand, was ja ohne weiteres damit zu erklären ist, daß im vorliegenden Grenzbereich die Möglichkeit eines Nebeneinandervorkommens von Biotit und Chlorit auf jeden Fall besteht. Obwohl die Korngröße sowohl bei Serizit als auch bei Biotit um 0,1 mm schwankt, ist das Gestein doch noch als Chlorit-Biotitphyllit zu bezeichnen, da die Mehrzahl der Glimmer unter 0,1 mm bleibt.

2. Phyllitische Glimmerschiefer

Bei diesem Gesteinstypus handelt es sich um den Übergang von Phylliten zu richtigen Glimmerschiefern: charakteristisch dafür ist die Korngröße der Glimmer. In den vorliegenden Gesteinen findet sich daher sowohl feinschuppiger Serizit, als auch Muskowit und Biotit mit einem Blättchendurchmesser über 0,1 mm. Zwei Arten sind zu unterscheiden:

a) Nur progressiv metamorphe: aus der Serizitgrundmasse sprießen große Muskowite auf, die meist keine postkristalline Deformation zeigen.

b) Mit einzelnen regressiv metamorphen Merkmalen: die Glimmer sind stets postkristallin deformiert, wobei die Biotite \pm intensiv zu Chlorit umgesetzt wurden. Charakteristisch ist die Granatausbildung: es finden sich sowohl zersprungene Mikrolithe mit verschiedenen weit fortgeschrittener Umwandlung in Chlorit, als auch idiomorphe Porphyroblasten, die keine Druckbeanspruchung zeigen und doch vollständig umgesetzt sind: Granatpseudomorphosen aus Serizit, Karbonat, Chlorit. Diese Gesteine, die topographisch \pm genau in einer Linie liegen, scheinen so das Aufdringen einer Vererzungsfront in Form hydrothermalen Lösungen zu markieren (siehe auch S. 172).

3. Glimmerschiefer

Die Glimmerschiefer zeigen durchschnittlich etwa folgenden Mineralbestand:

60% Quarz, 10% Biotit, 10% Muskowit, 5% Plagioklas, 5% Chlorit, Granat, Erz, Akzessorien (Turmalin, Zoisit, Apatit, Zirkon).

Ausgangsmaterial ist auch hier ein pelitisches bis psammitisches quarz- und tonerereiches Sediment, das mesozonal metamorph wurde und dabei das Gleichgewicht der oberen Amphibolit-Fazies erreichte. Typisch ist die Mineralkombination Granat-Biotit-Oligoklas. Die Vermessung der Plagioklasse ergab 26 bis 27% An, einen Anorthitgehalt also, der deutlich für die Mesozone, und zwar für die obere Amphibolit-Fazies spricht. Obwohl im allgemeinen Biotit weniger widerstandsfähig als Muskowit ist, zeigt sich hier der Muskowit in para- bis schwach postkristalliner Deformation, der Biotit dagegen frisch. Er ist also jüngerer Entstehung und es ist anzu-

nehmen, daß die Kalizufuhr, die zur Biotitisierung führte, erst beim Ausklingen der mesozonalen Metamorphose erfolgte. Beim Biotit macht sich lediglich schon makroskopisch die Erscheinung der Baueritisierung bemerkbar: die Biotite färben sich dabei goldgelb.

Zur Zeit der Biotitsprossung lag der Granat schon vor; er wurde bei einer Durchbewegung, die zur Metamorphose führte, nur mehr gewälzt und zerdrückt. Sein Stabilitätsbereich wurde dabei nicht verlassen, wie die nur geringfügige Chloritisierung beweist. Gleichzeitig kam es zur Neukristallisation von Quarz, der dann keiner Deformation mehr unterworfen wurde, wie die relativ großen und glatt bis schwach undulös auslöschenden Individuen zeigen. Die Vererzung ist zum Großteil auf später infiltrierte Lösungen zurückzuführen.

4. Paragneise

Sie stellen in der vorliegenden Schichtfolge das höchstmetamorphe Schichtglied dar, wie aus der Mineralkombination, besonders aber aus dem An-Gehalt ersichtlich ist.

Meist zeigen sie folgenden Mineralbestand: 45% Plagioklas, 30% Quarz, 15% Biotit, Chlorit, Erz, Granat, Akzessorien (Zirkon, Apatit, Zoisit).

Daneben treten auch Gneise mit geringerem Quarzgehalt und sowohl Biotit-, als auch Muskowitführung auf.

In diesen Gesteinen wurde das Gleichgewicht der Almadin-Stauroolith-Fazies erreicht, wofür die Mineralkombination Granat-Biotit-Oligoklas typisch ist.

Übergänge sind nur insofern zu beobachten, als Chlorit aus Biotit und Granat entsteht. Der Biotit zeigt aber keine postkristalline Deformation, kann also nicht durch epizonale Metamorphosebedingungen in Chlorit umgewandelt worden sein. Anders beim Granat: er läßt postkristalline Druckbeanspruchungen erkennen, muß also bereits so früh gesproßt sein, daß er bei der Biotitneubildung schon einer Deformation unterworfen werden konnte; dabei entstand der Chlorit. Die Biotit-Chlorit-Umwandlung läßt sich dagegen am ehesten mit nachträglich eingedrungenen (hydrothermalen) Lösungen erklären. Auf sie kann auch die Vererzung zurückgeführt werden.

5. Quarzite

Quarzite treten in allen Serien der Schichtfolge auf und lassen sich nach ihren Nebengemengteilen z. T. gut zur Einordnung des betreffenden Schichtpaketes verwenden.

Die Quarzite finden sich also sowohl in der Epi-, als auch in der Mesozone. Da sie meist nur \pm schmale Bänder in den selbst überwiegend quarzreichen Sedimenten bilden, war eine sichere Abtrennung nicht immer leicht. Einzelne Bänder, z. B. die rötlichen Fe-führenden Quarzite rund um den Pyramidenkogel, ließen sich dagegen leicht über weitere Strecken verfolgen. Aus ihrer Verfolgung im Streichen ergaben sich häufig wichtige Hinweise

für die Tektonik. Nur lokal tritt ein turmalinreicher Biotitquarzit auf (S-Abfall des Pyramidenkogels, NNE Kote 775, in ca. 780 m Höhe).

Ein Karbonatquarzit liegt in der Marmorlage, die über die Halbinsel Maria Wörth streicht. Bei diesem Gestein dürfte es sich nicht um eine primäre sandige Einlagerung der sedimentären Abfolge handeln, sondern eher um eine Verquarzungszone im Marmor. Dafür spricht einerseits, daß sich ja über die Halbinsel Maria Wörth überhaupt eine Lage weißen, mittelkörnigen Kalkmarmors zieht, andererseits die Granatausbildung (Grossular?) und die Auslese der Nebengemengteile (Zoisit, Titanit). Das Ausgangsgestein dürfte jedenfalls ein unreiner Kalkstein bis Mergel gewesen sein.

6. Grüngesteine

Tuffite, Prasinite und die verschiedenen Amphibolite unterscheiden sich unter anderem im Metamorphosegrad und werden wegen ihres einheitlichen Ausgangsmaterials zusammengefaßt.

a) Tuffite

Sie sind über das ganze Gebiet verbreitet. In der petrographischen Strati-graphie kommen sie sowohl in der Serizit-Chlorit-Subfazies, als auch in der Biotit-Chlorit-Subfazies vor. Als am besten erhalten erwies sich ein chloritischer Feldspatporphyr aus dem Aufschluß unterhalb der Aussichtswarte des Pyramidenkogels. Er tritt lagenweise in Biotit-Chlorit-Quarzphylliten auf; die Mächtigkeiten der einzelnen Lagen sind infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse schwer abzuschätzen, scheinen aber 10 cm nicht zu übersteigen. In der obersten Lage finden sich Feldspatindividuen bis 5 mm Durchmesser, die sich auch makroskopisch gut unterscheiden lassen; häufig sind die Feldspäte in s gelängt. Wo die Faltung einsetzt, wird die Korngröße deutlich kleiner bis die Individuen makroskopisch nicht mehr zu unterscheiden sind.

Die Zusammensetzung des Tuffits: 50% Albit, 25% Chlorit, 10% Quarz, 8% Erz, Epidot, Biotit, Akzessorien (Turmalin, Zoisit, Titanit, Zirkon).

Diese Gesteine stellen \pm dünne Lagen vulkanischer Einstreuungen in Phyllite und phyllitische Glimmerschiefer dar. Diese Lagen machten die epi- bis schwach mesozonale Metamorphose des umgebenden Gesteins mit, doch herrschten innerhalb verschiedene Erhaltungsbedingungen. In Linsen und geradegesteckten Leisten erreichen die Albite bis 5 mm Durchmesser. Wo aber im dm-Bereich die Faltung einsetzt, werden die Feldspäte schließlich so klein, daß sie makroskopisch nicht mehr zu erkennen sind. Der An-Gehalt steigt bis maximal 7%; es wurde also bei der Metamorphose in diesen Gesteinen zwar der Stabilitätsbereich des Biotits, aber noch nicht der des Oligoklases erreicht.

Die Zunahme der Metamorphose von W nach E läßt sich auch bei den Tuffiten gut verfolgen. So ist etwa der karbonat- und epidotreiche „Feldspatporphyr“ aus einem Aufschluß N der Straßengabelung Augsdorf, unterhalb Kote 492, der mitten im Phyllitgebiet liegt, deutlich feinkörniger als der

Tuffit vom Pyramidenkogel, der sich bereits in einem Bereich etwas höherer Metamorphose befindet.

Eine Beobachtung, die bereits W. FRITSCH (1957, S. 214) an den Tuffschiefen unmittelbar N St. Veit a. d. Glan machte, ließ sich auch hier feststellen: nämlich die Verbindung der Tuffschiefer mit Marmorbändern. Auch hier im Altkristallin S des Wörthersees finden sich die Tuffite häufig im Verband mit Marmoren. In einem Steinbruch N des Keutschachersees liegt unter Chlorit-Quarzphyllit weißer Kalkmarmor, in den drei wechselnd mächtige, \perp horizontal gelagerte Tufflagen eingeschaltet sind. Aber auch weiter im S, am Hang, der bereits zur Drauf abfällt, finden sich die vulkanischen Einstreuungen gemeinsam mit Kalkmarmoren.

Im allgemeinen ist die Mächtigkeit der Tuffeinschaltungen stark schwankend und reicht von dm-Bereich kleiner Linsen bis zu gut auskartierbaren Lagen.

b) Amphibolite

Zu den Amphiboliten werden hier Prasinite und die verschiedenen Hornblendegesteine gezählt, die offenbar eine Reihe mit zunehmender Metamorphose bilden.

Eine Prasiniteinschaltung findet sich z. B. an der Wörthersee-Süduferstraße, NW Kote 495 in ca. 445 m Höhe. Der Aufschluß zeigt ein graugrünes, mittelkörniges, dünngeschiefertes Gestein, das schon im Handstück bis zu 5 mm lange Hornblendenadeln erkennen läßt. Im Schliff (Schliff 74) erkennt man dann noch an weiteren Hauptgemengteilen Epidot, Albit und Chlorit, Minerale also, die für Prasinit charakteristisch sind. Der Plagioklas enthält bis 6% An. Solche Prasinite erscheinen immer wieder in den Phylliten und den phyllitischen Glimmerschiefern.

In den höhermetamorphen Sedimentgesteinen finden sich auch Einschaltungen höhermetamorpher Grüngesteine (Quarz-, Biotit- und Granat-amphibolite).

An der Wörthersee-Süduferstraße, 200 m E der Schiffstation Haus am See ist ein granatführender Quarz-Amphibolit eingeschaltet. Seine Zusammensetzung: 65% Hornblende, 20% Quarz, Plagioklas, Granat, Erz, Akzessorien (Biotit, Titanit, Apatit). Das sedimentäre Schichtgefüge, bei dem deutlich Hornblendelagen von Quarz-Feldspatlagen zu trennen sind, spricht für die Paranaur des Gesteins. Am ehesten ist die Entstehung vielleicht aus einem metamorph gewordenen Diabastuffit zu erklären. Die Mineralkombination Hornblende-Granat-Oligoklas charakterisiert den Stabilitätsbereich der Amphibolit-Fazies.

Ein außergewöhnliches Gestein findet sich am Weg W Kote 632 in ca. 600 m Höhe: ein Hornblendegarbenschiefer, in dem die Hornblendenadeln mehrere cm lang werden können. Die Nadeln sind vollkommen geradegestreckt und zeigen auch im Dünnschliff weder Deformation noch Umwandlungerscheinungen. Das bedeutet also, daß die Hornblende vollkommen ungestört sprossen konnte und auch nachträglich keinen Beanspruchungen

mehr unterzogen wurde. Es kann dies als Hinweis dafür gelten, daß die mesozonale Metamorphose, die das Gestein prägte, wenn nicht die einzige, so doch jedenfalls die letzte war. Eine spätere (alpidische?) Epimetamorphose hat das Gestein auf keinen Fall mitgemacht.

7. Ganggesteine

a) Aplitgneise

Sie finden sich einmal am N- und einmal am S-Hang des Bachgrabens, der den Penkenteich zum Hafnersee entwässert, doch sind die beiden Punkte etwa 150 m voneinander entfernt. Im Schlibbfund ergibt sich so gute Übereinstimmung, daß angenommen werden kann, daß es sich wohl um einen ursprünglich zusammengehörenden Gang handelt. Dazu kommt noch, daß sich jeweils am gegenüberliegenden Hang im Graben keine Fortsetzung des Ganges im Streichen feststellen läßt. Es scheint also, daß durch den Graben eine Störung zieht, die das nördliche und südliche Gesteinspaket nicht unwesentlich gegeneinander versetzte.

Sicher ist auch, daß der Aplit vor der letzten Durchbewegung in die Schiefer (oder damals noch Sedimente) eindrang, da heute vollkommene strukturelle Übereinstimmung zwischen Gang und Nebengestein herrscht.

Die Zusammensetzung des Aplitgneises: 40% Plagioklas, 30% Quarz, 10% Serizit, 10% Kalifeldspat, Erz, Chlorit, Biotit, Akzessorien (Zirkon, Klinozoisit).

Das Gestein muß einer mehrmaligen metamorphen Beanspruchung unterzogen worden sein, wofür die Feldspäte als Indikatoren dienen. Im Zuge des Aufdringens des Ganggesteins kam es zur Ausbildung der Kalifeldspäte und Plagioklasporphyroblasten, die heute in stark gefüllter Form vorliegen: beide zeigen deutliche Einregelung subparallel s.

Bei der Metamorphose wurde das vorliegende Gleichgewicht gestört, da die p-t-Bedingungen der Bildungsphase nicht mehr erreicht wurden. In den Kalinatronfeldspäten kam es zur Entmischung und Perthitbildung, aus den ursprünglich An-reicheren Plagioklasen wurden Albite mit echter Fülle. Als ziemlich sicher kann angenommen werden, daß etwa das Gleichgewicht der Biotit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies herrschte; neu sproßten Albite und Biotit. Damit dürfte es aber noch nicht zu Ende gewesen sein; vielmehr ist mit einer nochmaligen, leichten metamorphen Überprägung in einer Spätphase zu rechnen, wie die postkristallin deformierten Biotite und Serizite anzeigen. Aus dieser Epoche scheinen auch die jüngsten Albite zu stammen, die ungetrübt und mit harter Zwillingslamellierung in Schläuchen in die perthitischen Kalinatronfeldspäte hineinwachsen.

b) Porphyrite

Diese Ganggesteine haben ganz klar erst nach Abschluß der Metamorphose die Schiefer, aber auch die Marmore durchschlagen, da sie im Gegensatz zu den Aplitgneisen keine strukturellen Ähnlichkeiten mit dem Nebengestein aufweisen.

K. PETERS (1855, S. 522) gab schon eine sehr genaue Beschreibung dieser ins Kristallin eingedrungenen Gänge: er erwähnt die in der Talrichtung gestreckten Hügel S Schiefeling und Albersdorf, sowie den Gang E der Kapelle St. Margarethen. An Mineralien führt er an: weiße Feldspatkörnchen (Albit?), Quarzkörner, braunen Glimmer, schwarze Hornblende und rotbraunen Granat. Während PETERS das Gestein noch als einen Diorit bezeichnet, erkennt V. HARTMANN (1890) bereits, daß es sich um Porphyrit handelt. F. HERITSCH (1913, S. 62) nennt es — unter der Voraussetzung, daß es sich um ein Ganggestein handelt — Dioritporphyrit.

R. SCHWINNER (1929, S. 144) will mit der Bezeichnung Tonalitporphyrit ausdrücken, daß das Gestein nicht wenig Einsprenglinge von korrodierten Quarzen führt.

F. KAHLER (1931, S. 102) gelang es, im Zuge seiner Kartierung ein richtiges Netz von Porphyritgängen besonders im Raum SW von Reifnitz festzustellen. Sehr wichtig scheint die Erwähnung, daß sich in dem Aufschluß neben der Straße Reifnitz—Keutschacher See im Porphyrit eingeschlossen ein recht kantiges Stück eines Schiefers fand (S. 104).

H. HERITSCH (1964, S. 80) beschreibt ebenfalls diesen Porphyrit aus dem aufgelassenen Steinbruch E Reifnitz an der Straße zum Keutschacher See. Er bringt Schlibfbeschreibungen und chemische Analysen und bezeichnet das Gestein wieder als Tonalitporphyrit.

Bei der Neukartierung hat es sich nun gezeigt, daß das Aufdringen dieser Porphyritgänge mit Sicherheit einer Phase zugeordnet werden kann. Die Zusammensetzung: 70% Plagioklas, 15% Chlorit, Erz, Quarz, Epidot, Karbonat, Akzessorien (Klinozoisit, Zirkon, Rutil, Zoisit). Charakteristisch ist der oszillierende Zonarbau der Plagioklase. Ein eingemessener Plagioklas aus dem Porphyrit am NW-Ufer des Keutschacher Sees, E Kote 646 in ca. 520 m Höhe ließ von innen nach außen Zonen mit 45, 28, 40, 27, 30, 28% An erkennen. Den Kern und die An-reicheren Zonen kennzeichnet meist eine \pm intensive Zersetzung.

Das Gestein drang in einer Spätphase der Gebirgsbildung auf. Sicher benutzte es dabei Schwächezonen. Der heute vorliegende Porphyrit läßt zwar noch \pm sichere Schlüsse auf die ursprüngliche Mineralvergesellschaftung zu, doch herrschen starke Zersetzungserscheinungen vor. Charakteristisch dafür sind die Hornblendepseudomorphosen: idiomorphe Kristalle mit klaren Umrissen liegen als eindeutige Relikte vor, die Hornblendesubstanz wurde jedoch vollkommen in Chlorit, Epidot und Calcit umgewandelt. Starke Zersetzung zeigen auch die Plagioklase.

Da das Gestein selbst aber keine metamorphe Überprägung erlitten hat und stets mit massiger Struktur auftritt, sind die Umwandlungserscheinungen auch nicht auf eine regressive Metamorphose zurückzuführen.

Vielmehr kann angenommen werden, daß diese Umwandlungen mit Autometasomatose zu erklären sind.

Eine allgemeine Erscheinung, die bereits R. SCHWINNER (1929, S. 144) beschrieb, ist besonders auffallend: das häufige Auftreten der Granate als

Einsprenglinge in den Plagioklasporphyroblasten; besonders charakteristisch ist hier der Gang, der durch den Marmorsteinbruch direkt am N-Ufer des Keutschacher Sees zieht: schon makroskopisch erkennt man, daß die mm-großen, roten Granatkörnchen stets nur in den Porphyroblasten auftreten. Unter dem Mikroskop zeigt sich, daß die Plagioklase oft eine extreme Zersetzung aufweisen, während die Granate vollkommen frisch, meist mit typischen Kristallumrissen erhalten geblieben sind. Da nicht anzunehmen ist, daß die Granate etwa durch Sammelkristallisation neugesproßt sind, dürften wohl die Porphyroblasten um die schon früher auskristallisierten Granate gewachsen sein und sie in der Folge schützend umgeben haben. SCHWINNER rechnet die Granate einer ersten, noch intratellurischen Kristallgeneration zu.

Bei einem Vergleich der beiden im untersuchten Gebiet auftretenden Ganggesteine fällt auf, daß die Aplite eindeutig vor der Metamorphose intrudierten, während die Porphyrite erst spät, jedenfalls nach Abschluß der Metamorphose an störungsbedingten Schwächezonen aufgedrungen sind.

TEKTONIK UND SCHICHTFOLGE

Das Altkristallin im südwestlichen Klagenfurter Becken stellt großtektonisch eine Antiklinale dar, deren Scheitel ungefähr dem langgestreckten Rücken vom Pyramidenkogel im E nach Augsdorf im W entspricht. Die Achse dieser Antiklinale streicht WSW—ENE und fällt flach nach WSW ein. Diese Antiklinale scheint am Scheitel oder knapp N davon abgerissen, so daß also ihre N-Flanke tektonisch tiefer liegt als die S-Flanke.

Folgende Beobachtungen führten zu dieser Annahme: das Streichen in den gesamten Aufschlüssen entlang der Wörthersee-Süduferstraße und auch noch etwas den Hang hinauf gegen S ist ganz allgemein SW—NE mit mittelsteilem Einfallen nach NW. Gegen S biegt dann das Streichen wieder ganz allgemein in N—S und schließlich in NW—SE um, wobei die Linie dieses Umbiegens \perp parallel dem Höhenzug verläuft. Die gegen ENE aushebende Faltenachse erklärt auch das Auftreten der tiefsttemperierten Gesteine des Gebiets, der granatführenden Biotitgneise mit Plagioklasen mit mehr als 30% An, in der Umgebung von St. Anna und knapp W davon. Diese Gesteine bilden den Kern der Antiklinale, um den als Hüllen von innen nach außen Glimmerschiefer, phyllitische Glimmerschiefer und Quarzphyllite liegen. Für die Störung, an der die Antiklinale abgerissen wurde, spricht, daß mehrere Einschaltungen, nämlich die Amphibolite, Quarzite und Kalkmarmorbänder, die meist \perp genau dem Streichen folgen, von NE kommend ziemlich einheitlich an einer Linie absetzen und dann, natürlich etwas versetzt, ebenfalls mit NW—SE Streichen wieder auftreten. Charakteristisch ist außerdem, daß an eben dieser Linie sich eine Verebnung im Hang auch morphologisch bemerkbar macht. Diese Annahmen werden auch durch die tektonische Karte 1 : 50.000 (siehe Tafel 10) bestätigt.

1. Tektonische Karte 1 : 50.000

Die s-Flächen-Diagramme die \perp genau für den Bereich Gültigkeit haben, den der Kreis umschreibt, lassen folgende Aussagen zu: D_1 und D_2 , deren

Mittelpunkte etwa auf den Scheitel der Antiklinale zu liegen kommen, zeigen einen deutlichen N—S bis NNW—SSE Gürtel mit zusammenfallenden Maxima. Diese Gürtel markieren eindeutig das Umschwenken in der Streichrichtung von SW—NE nach NW—SE. Die Maxima veranschaulichen die s-Flächen im Scheitel der Antiklinale — mittelsteiles Einfallen nach W bis SW.

D₃ zeigt die Kompliziertheit der Verhältnisse in der S-Flanke der Antiklinale, am Abfall zum Keutschachertal hin. Durch die Einlagerungen der starren Blöcke der Marmore mit Internfaltung wurde auch die Tektonik des Kristallins stark in Mitleidenschaft gezogen. Das Maximum markiert zwar ein Überwiegen der s-Flächen mit mittelsteilem S-Fallen, ein Gürtel für NW—SE streichende Flächen kommt aber nur mehr sehr undeutlich zum Ausdruck. Im allgemeinen läßt die Verteilung der s-Flächen-Pole wirres Streichen, also mehrere, gegeneinander verstellte Blöcke annehmen.

D₄ veranschaulicht die tektonischen Verhältnisse des Kristallins am N-Rand der Sattnitz, in Penken und am N-Hang zum Hafnersee. Das Maximum zeigt wieder ein Vorherrschen der W-E streichenden s-Flächen mit S-Fallen.

Die Tektonik im Kristallin am S-Rand der Sattnitz, am Abhang zur Draulassen D₅ und D₆ erkennen. Die Maxima fallen wieder zusammen und zeigen ein Überwiegen W—E streichender s-Flächen mit S-Fallen. Daß hier wieder sehr uneinheitliche Verhältnisse herrschen, kommt auch in einem undeutlichen SW—NE Gürtel zum Ausdruck.

In D_I und D_{II} wurden β_{ss} -Pole aus einer durch schlechte Aufschlußverhältnisse bedingten nur geringen s-Flächen-Zahl konstruiert; mit den B-Achsen Diagrammen ergibt sich aber trotzdem ausgezeichnete Übereinstimmung. Die Maxima liegen im SW-Quadranten und markieren so das flache Abtauchen von B gegen SW.

In D_{III} wurden die B-Achsen aus den Gebieten zusammengefaßt, die die s-Flächen Diagramme D₁, D₂ und D₃ bedecken. Das Maximum markiert wieder eine gegen SW abtauchende Achse. Daneben ist aber die unverhältnismäßig große Streuung der Pole auffallend. Das findet seine Erklärung darin, daß im Diagramm auch die Achsen im cm- und dm-Bereich eingetragen wurden. Diese zeigen gemäß dem s-Flächen-Umbiegen eine fächerförmige Anordnung und flaches Abtauchen von NNW über W nach SSE.

D_{IV} bringt die Zusammenfassung der B-Achsen aus den Gebieten von D₄, D₅ und D₆. Das Maximum charakterisiert wieder ein flach nach WSW abtauchendes B.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß infolge der guten Übereinstimmung der Maxima doch von einem gemeinsamen Beanspruchungsplan gesprochen werden kann. Jedoch zeigen D₄, D₅ und D₆ eine geringfügige gemeinsame Abweichung gegenüber D₁, D₂ und D₃, so daß also auch in den Diagrammen ein durch die Störung des Keutschachertales bedingter Unterschied zwischen dem Kristallin N und S der Furche kenntlich wird.

2. Zur Schichtfolge

Wie schon näher erläutert wurde, bilden also die Quarzphyllite die hangendsten Partien der Kristallinserie. Sie finden sich in den Aufschlüssen entlang der Wörthersee-Süduferstraße in der Nordflanke der Antiklinale, biegen mit dieser um und bilden in der Südflanke ebenfalls die Hüllserie. Sie stellen auch den Hauptanteil der Gesteine dar, auf denen die Platte des Sattnitzkonglomerates liegt; sie streichen also im N in Penken und im S am Drauabhang aus.

Zahlreich sind die Einschaltungen in dieser Quarzphyllitserie. Am wichtigsten sind wohl die Kalkmarmore, die früher verschiedentlich aus dem Verband herausgenommen und als nachträgliche Einschuppungen erklärt wurden. Wie eng aber diese Kalkmarmore mit den Phylliten verbunden sein können, zeigen einige Aufschlüsse besonders am S-Hang zur Drau, wo cm- und dm-mächtige Marmorbänder mit den Chlorit-Quarzphylliten intensiv verfaltet sind. Interessant sind die Marmorlagen auch wegen der häufig in Verbindung mit ihnen auftretenden Vererzungen. Sicher besteht ein Zusammenhang zwischen diesen Vererzungen und den Porphyritgängen (siehe SCHROLL 1954). Ebenso wie diese werden auch die Erzlösungen nachträglich und an Schwächezonen in die kristallinen Schiefer eingedrungen sein. Die Grenzen Marmor/Phyllit sind schon wegen des Homogenitätsunterschiedes besonders für das Eindringen der Erzlösungen geeignet. Im Gebiet von Plescherken wurden im vorigen Jahrhundert einige Stollen zur Pb-Zn-Gewinnung aufgefahren. Heute sind die Anlagen verfallen, die Stollen kaum befahrbar und die Halden überwuchert. Trotzdem kann man noch erkennen, daß bereits die alten Stollen ziemlich genau den Grenzlinien Marmor/Phyllit folgen. An Klüften und feinen Rissen konnten noch Spuren von Bleiglanz festgestellt werden.

Die häufigsten Einschaltungen sowohl in den Phylliten als auch in den Glimmerschiefern bilden Quarzite. Ihr Aussehen ist verschieden; am häufigsten jedoch erscheinen sie rötlich (Fe-Gehalt!), dicht und gebankt mit maximal 5 m Mächtigkeit.

Als gute Leithorizonte erwiesen sich auch die Lagen von Graphitphylliten und Graphitquarziten im Gildwald S des Jugenderholungsheimes.

Als Grüngesteineinschaltungen in den Phylliten finden sich Tuffite und Prasinite. Die meist nur geringmächtigen Lagen kommen infolge ihrer größeren Widerstandsfähigkeit gegenüber der Verwitterung oft auch morphologisch gut zum Ausdruck.

Phyllitische Glimmerschiefer bilden das nächst tiefere Schichtglied gegen das Liegende zu. Sie treten vor allem im südlichen Teil des Gebietes am Abhang zur Drau auf. Während die sanft abfallenden Wiesen des Hanges Moränenbedeckung tragen, treten in den meist scharf eingeschnittenen Bachgräben häufig neben Chlorit-Quarzphylliten auch phyllitische Glimmerschiefer zutage.

Granatglimmerschiefer setzen die Schichtfolge weiter ins Liegende fort. Ihr Auftreten ist auf den NE-Abfall des Pyramidenkogels beschränkt. Als

Grüngesteinseinlagerungen finden sich ausschließlich Amphibolite, deren Plagioklase An-Gehalte bis über 30% aufweisen, sodaß also im An-Gehalt zwischen den Glimmerschiefern und ihren Einschaltungen Übereinstimmung herrscht. An geringmächtigen Kalkmarmorlagen konnte gut die Tektonik studiert werden. An der Wörthersee-Süduferstraße streicht NW Kote 509 eine Schicht mittelkörnigen, weißen Kalkmarmors aus. Sie ist etwa 70 m den Hang hinauf gegen SW zu verfolgen, reißt dann ab und erscheint wieder W davon um ca. 50 m versetzt; eine zweite parallele Störung versetzt schließlich die gleiche Lage nochmals um weitere 100 m nach W. Allein daran erkennt man, wie eng geschart in diesem Gebiet die Störungen angenommen werden müssen.

Das letzte und tiefste Glied der Schichtserie bilden die granatführenden Biotitgneise, die aus der Sicht meines Gebietes als der Kern der Antiklinale angesehen werden können. Ihr Auftreten ist sehr begrenzt: von St. Anna, wo sie zum abgesunkenen Teil der Südflanke der Antiklinale gehören dürften, ziehen sie nach NW entlang des N-Abfalles von Kote 628. Die Gneise der Kote 628 aber streichen NW—SE, gehören also zur N-Flanke. An einer W—E laufenden Störung stoßen sie gegen die Granatglimmerschiefer des tieferen Teiles ab. Die Störung setzt sich weiter gegen W fort und trennt auch in den folgenden hangenden Serien der Glimmerschiefer und Phyllite jeweils die SW—NE streichenden Partien von solchen mit NW—SE Richtung.

Angaben über die Mächtigkeiten in dieser Altkristallinserie zu machen, erscheint infolge der intensiven Zerstückelung durch zahlreiche Störungen vorläufig unmöglich. Als theoretischer Wert allein für die aufgeschlossene Gesteinsmächtigkeit des Schichtpaketes von Velden bis Reifnitz (ohne Berücksichtigung der Störungen) wären nach den ziemlich gleichbleibenden Werten für Streichen und Fallen ca. 5 km anzugeben.

ZUR MINERALFAZIES

(Aufstellung einer petrographischen Stratigraphie)

An Hand einer Tabelle soll gezeigt werden, wie sich die Gesteine mit jeweils gleichem Ausgangsmaterial im Zuge der Metamorphose, d. h. mit zunehmenden p-t-Bedingungen veränderten bzw. welche Mineralkombinationen für die jeweiligen Fazies als typisch angesehen werden können:

Fazies	Subfazies	Schiefergesteine	Grüngesteine
Grünschiefer	Serizit-Chlorit	Chlorit-Quarzphyllit Quarz Serizit Chlorit Plagioklas 0—10 % An	Tuffit Albit Chlorit Karbonat Epidot (Aktinolith)
	Biotit-Chlorit	Biotit-Chlorit-Quarzphyllit Quarz Serizit Biotit Chlorit Plagioklas 0—10 % An	
Epidot-Albit-Amphibolit	Prasinit	Biotit-Chlorit-Quarzphyllit Quarz Serizit Biotit Chlorit Plagioklas 0—10 % An	Prasinit Hornblende Plagioklas 0—10 % An Biotit Chlorit Karbonat Epidot
	Albit-Epidot-Almandin	Granatglimmerschiefer Quarz Biotit Muskowit Plagioklas 0—25 % An Granat	Quarzamphibolit Hornblende Quarz Plagioklas 0—27 % An Granat
Amphibolit	Almandin-Staurolith	Granatzweiglimmergneis Plagioklas 0—32 % An Biotit Muskowit Granat Quarz	Granat-Biotit-Amphibolit Hornblende Plagioklas 0—35 % An Biotit Granat

Diese Tabelle soll veranschaulichen, was durch Feldbeobachtungen und Dünnschliffuntersuchungen erarbeitet worden ist:

Das Altkristallin des südwestlichen Klagenfurter Beckens bildet eine Serie mit progressiver Metamorphose ohne Hiatus und ohne wesentliche diaphthoritische Erscheinungen.

Die geringfügigen Diaphthoresebildungen, die vereinzelt auftreten, sind sicher nicht einer weiträumigen regressiv metamorphen Überprägung zuzuschreiben, sondern auf lokale Beeinflussung in einer Spätphase zurückzuführen.

ZUR MINERALPARAGENESE

Im Zuge der petrographischen Untersuchungen ergab sich, daß die Plagioklasse in diesem, von zahlreichen Störungen und Brüchen durchzogenen Kristallingebiet als Indexminerale zur mineralfaziellen Einordnung einzelner Schichtkomplexe ausgezeichnet sind.

1. Plagioklas

Um das wichtigste Ergebnis der Untersuchungen der Plagioklasse gleich vorwegzunehmen: in dem sicher am wenigsten gestörten Profil entlang der Wörthersee-Süduferstraße von Velden im W nach Reifnitz im E wird auch durch die Zunahme des An-Gehaltes der Plagioklasse von 0 bis 35% der Übergang von der Grünschieferfazies zur oberen Amphibolitfazies (Almandin-Stauroolith-Subfazies) belegt. Das gilt sowohl für die Plagioklasse aus dem reinen Sedimentmaterial, als auch für die aus den Tuffiten, Prasiniten und Amphiboliten, also aus pyroklastischen Ausgangsprodukten. So wird auch durch die Plagioklasse die Paranatur der Grüngesteine belegt, die ja bereits durch sedimentäre Strukturen zum Ausdruck kommt (abwechselnd Lagen mit überwiegend Quarz bzw. überwiegend Hornblende oder Feldspat).

Das Auftreten der Plagioklasse mit 20—35% An ist an die mesozonalen Schichtkomplexe gebunden und es finden sich in den epimetamorphen Serien keine Relikte, die etwa Anhaltspunkte für einen ehemals höheren Metamorphosegrad dieser Gesteine liefern würden. Alte Albite dagegen treten als Durchläufer sowohl in der Epi-, als auch in der Mesozone auf.

Wie in den untersuchten Plagioklasen der Albit, so überwiegt unter den Zwillingengesetzen das Albitgesetz, das sowohl bei einfachen Zwillingen als auch bei intensiv lamellierten Individuen auftritt. Während das Albitgesetz bei niedrigen und hohen An-Gehalten erscheint, finden sich die übrigen, nämlich das Albit-Ala-B-, Manebach- und Karlsbader Gesetz ausschließlich bei den An-Gehalten über 20%. Durch das Vorherrschen der einfachen Albitzwillinge bzw. der überhaupt nicht verzwillingten Individuen kommt also auch zum Ausdruck, daß der Großteil der Plagioklasse und damit auch das Gestein, in dem sie entstanden sind, bei niedrigen Bildungstemperaturen zustande gekommen ist (KÖHLER 1948, S. 65).

Die Stabilitätsverhältnisse betreffend hat bereits BECKE (1903) darauf hingewiesen, daß der An-Gehalt der Plagioklasse mit zunehmender Metamorphose, vornehmlich aber mit steigender Temperatur höher wird.

Nach WENK (1962) ist eine Trennung der Plagioklase in zwei große Abteilungen möglich: a) Plagioklase der Epizone, die unabhängig von der Zusammensetzung des Gesteins nur als Albite auftreten; b) Plagioklase der Meso- und Katazone, deren An-Gehalt auch von der Paragenese abhängt.

In dem zu bearbeitenden Kristallinzug hat sich nun gezeigt, daß der An-Gehalt in beiden nach WENK kritischen Paragenesen stetig mit dem Metamorphosegrad zunimmt, sowohl in der Paragenese Plagioklas + Hornblende und Epidot, als auch in der Paragenese Plagioklas + Calcit, Glimmer und Kalksilikate.

Daß dies für die Einheitlichkeit der Metamorphosebedingungen in beiden Paragenesen spricht, wurde schon erwähnt. Es scheint daher auch zulässig, die An-Gehalt-Messungen aus beiden in ein Diagramm einzutragen, wie dies in Abb. 1 ausgeführt wurde. Dabei ergibt sich ein überwältigendes Maximum bei Albit, das sich durch das Vorherrschen der epimetamorphen Phyllite erklärt.

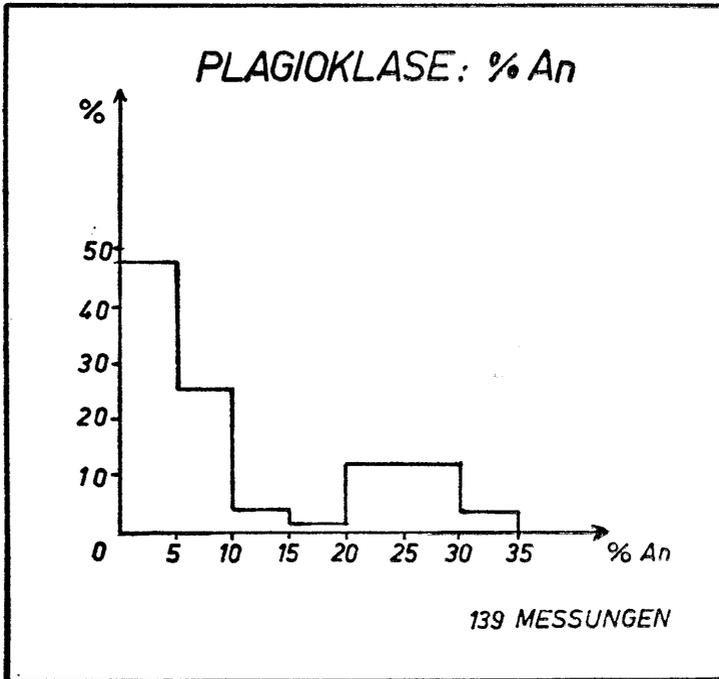


Abb. 1

Das schwache Maximum zwischen 20 und 30% An markiert die Plagioklase der mesozonalen Glimmerschiefer, Paragneise und Amphibolite. Charakteristisch ist die Diskontinuität, die sich durch das Absinken der Kurve zwischen 10 und 20, besonders aber zwischen 15 und 20% An ergibt. Eine ähnliche Erscheinung beschreibt auch WENK (1962), der bei seinen Messungen eine Lücke zwischen 8 und 17% An erhielt. Seiner Meinung nach sind die Plagioklase dieser Zusammensetzung instabil unter den Bedingungen einer normalen Metamorphose.

In bezug auf die Altersverhältnisse der Plagioklase wäre noch Folgendes zu sagen: Plagioklase mit mehr als 10% An treten niemals als Neuspaltungen auf, sie sind auf jeden Fall Produkte einer alten (wahrscheinlich variszischen) Metamorphose. Albite dagegen finden sich häufig als Porphyroblasten — in tektonisch stärker beanspruchten Zonen kam es in jüngerer Zeit zur Rekristallisation feinkörniger Albite; eine großräumige Albitisierung fand allerdings nicht statt.

2. Hornblende

Zu unterscheiden sind zwei Varianten:

a) Gemeine Hornblende: die Ausbildung ist sehr einheitlich, es finden sich überwiegend Nematoblasten mit deutlichem Pleochroismus, der nicht immer dem theoretisch zu erwartenden entspricht. Auslöschungsschiefen und Achsenwinkel durchlaufen alle bei Gemeiner Hornblende möglichen Werte: $Z \wedge c = 15\text{—}27^\circ$, $2V_x = 63\text{—}87^\circ$. Barroisitische Hornblende (nach W. E. TRÖGER), die in den Prasiniten auftritt, unterscheidet sich von der gewöhnlichen durch stärker blaugetönten Pleochroismus. Im Diagramm der Abb. 2 wurden die Werte für $2V_x$, die ja auf einer Geraden liegen, aufgetragen. Mineralfaziell läßt sich daraus keine Aussage machen, doch erkennt man, daß die Zusammensetzung der Hornblenden ungewöhnlich stark nach der Mg-Seite hin tendiert. Im allgemeinen liegt ja die maximale Häufigkeit bei 75% Mg. Interessante Einzelheiten ergaben sich durch die Achsenwinkelmessungen insofern, als in manchen Gesteinen zwei Hornblenden mit verschiedener Zusammensetzung erkannt werden konnten.

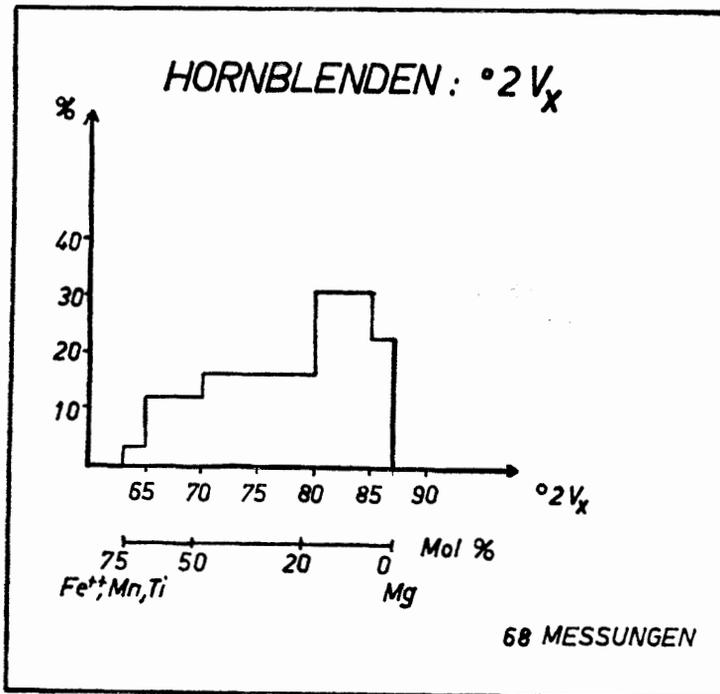


Abb. 2

b) Aktinolith: nur in einem einzigen Schriff (705-Tuffit) konnte Aktinolith beobachtet werden, wo er in Form hypidiomorpher Nematoblasten vorliegt. Die Auslöschungsschiefe $Z \wedge c$ schwankt um 17° , sodaß ein Mg-reicher Aktinolith angenommen werden kann. Charakteristisch ist der Zonarbau: dunkler, blaugrüner Kern mit heller, nur schwach grünlicher Hülle.

Weniger aussagekräftig als die Plagioklase, aber doch noch brauchbar lassen sich auch die Hornblenden als Indexminerale für die einzelnen Mineralfazies verwenden. Ihr Auftreten ist an Tuffite, Prasinite und Amphibolite gebunden.

In der Epizone findet sich der Aktinolith als einzige in der Grünschieferfazies stabile Hornblende. Er sproßt aus tuffitischen Lagen, die in die Quarzphyllite eingestreut sind. Der hohe Calcitgehalt des Tuffits wird wahrscheinlich wesentlich zur Aktinolithneubildung beigetragen haben, da sich in den übrigen Tuffiten, die ebenfalls in der Epizone liegen, aber keinen Calcit führen, auch kein Aktinolith findet.

In der unteren Epizone tritt dann in der Prasinit-Subfazies bereits Gemeine Hornblende auf, aber durchwegs in der barroisitischen Abart (nach W. E. TRÖGER). Kritisch für diese Fazies ist die Mineralkombination Hornblende-Epidot-Chlorit-Albit.

Die gewöhnliche Gemeine Hornblende erscheint in den mesozonalen Amphiboliten; das Gleichgewicht sowohl der Albit-Epidot-Almaldin-, als auch der Almaldin-Stauroolith-Subfazies wird erreicht. Die typische Mineralkombination ist dann Hornblende-Biotit-Granat-Oligoklas. Die in der Mesozone neugesproßten Hornblenden können eine Länge bis zu 4 cm erreichen. Diese ungewöhnlichen Dimensionen, die aber nur in geringmächtigen Lagen von Hornblendegarbenschiefern auftreten, sprechen dafür, daß diese Hornblenden nicht aus pyroklastischem Material stammen, sondern eher aus einer Fe- und Mg-reichen Mergellage.

Vereinzelt kommt es in den Hornblenden zu Biotitneuspaltungen. Dieser Umschlag in den Metamorphosebedingungen ist aber nicht als Diaphthorese zu bezeichnen, sondern kann sicher als einzeitig mit der primären Metamorphose angenommen werden. Nach ESKOLA (1960, S. 352) ist ja der Biotit in der ganzen Amphibolitfazies stabil und seine Bildung nur von den Mengenverhältnissen von K_2O , $(Mg, Fe)O$ und Al_2O_3 abhängig.

3. Biotit

Auch Biotit läßt sich als Indexmaterial zur mineralfaziellen Einstufung einzelner Schichtkomplexe gut verwenden. Stabil wird Biotit in der unteren Grünschieferfazies, also in der Biotit-Chlorit-Subfazies. Dem entsprechend erscheint er auch in der Faziesabfolge zuerst in einem Biotit-Chlorit-Quarzphyllit. In feinschuppiger Form, kleiner als 0,1 mm tritt er also zuerst in noch epimetamorphen phyllitischen Gesteinen auf. Mit zunehmendem Metamorphosegrad steigt auch die Korngröße des Biotits, sodaß in den mesozonalen Glimmerschiefern und Paragneisen die hypidiomorphen Lepidoblasten eine Länge von 0,35 mm erreichen. Deutlich kennzeichnet die zu-

nehmende Biotitsprossung sowohl aus dem ursprünglich reinen Sedimentmaterial, als auch aus den eingeschalteten vulkanischen Einstreuungen den Übergang von der epi- zur mesozonalen Metamorphose. So finden sich in einem Tuffit (Schliff 705), der eigentlich noch zur Chlorit-Serizit-Subfazies gehört, Ansätze zu einer Biotitsprossung aus schuppigem Chlorit. In einer Übergangszone liegen Biotit und Chlorit ungefähr im gleichen Mengenverhältnis vor (Schliff 78: Biotit 12,6%, Chlorit 10,5%), während sich dann in der Mesozone der Chlorit als kaum mehr stabil erweist.

Die Tatsache, daß sich trotzdem auch in den mesozonalen Glimmerschiefern noch etwas Chlorit feststellen läßt, ist nicht etwa auf eine weiträumige Diaphthorese zurückzuführen, sondern eher damit zu erklären, daß in einer Spätphase hydrothermale Lösungen eindringen, wodurch das Erscheinungsbild natürlich Anklänge an Diaphthorese zeigt. Darauf geht auch die \pm intensive Vererzung zurück; dabei wird es zu einer Konzentration des in den Biotiten enthaltenen Fe gekommen sein. Gerade in den Spaltrissen findet man nämlich besonders häufig opake Erzleisten (Magnetit), während das umgebende Mineral seine braune Farbe verloren hat.

Daß die geringfügige Biotit-Chlorit Umwandlung nicht auf tektonische Einflüsse zurückgeht, erhellt auch daraus, daß fast nirgends eine postkristalline Deformation des Biotits zu beobachten ist. Meist tritt er in geradegestreckten Leisten mit glatter Auslöschung auf. Natürlich gibt es einige Ausnahmen, im allgemeinen aber kann gesagt werden, daß der Biotit eine relativ späte Bildung darstellen muß, da er sonst infolge seiner Sensibilität nicht in so frischer Form vorliegen könnte.

Eine Veränderung allerdings, die auch schon makroskopisch beobachtet werden kann, tritt häufig auf: die Baueritisierung.

4. Serizit-Muskowit

Die Bestimmung der Hellglimmerdimensionen war vor allem wichtig für die Unterscheidung Phyllit/Glimmerschiefer. Aus dem SYMPOSION (1962, S. 167) ergibt sich folgende Definition:

Phyllite sind feinkörnige, dünn-schieferige Metamorphite, deren blättrige Gemengteile megaskopisch als zusammenhängende Überzüge erscheinen. Serizit wird bewußt im Sinne eines feinschuppigen Muskowits aufgefaßt, dessen Blättchendurchmesser (größenordnungsmäßig) kleiner als 0,1 mm ist.

Die Größenzunahme der Hellglimmer ist also auch charakteristisch für das Stärkerwerden der Metamorphose.

5. Granat

Bei den meisten der auftretenden Granaten spricht die Paragenese und die blaßrosa Färbung dafür, daß es sich um einen almandinbetonten handelt. Vor allem, wenn man bedenkt, daß das Auftreten des Granats zusammen mit Biotit, Hornblende und Oligoklas meist einen Stabilitätsbereich markiert, der der Epidot-Albit-Amphibolit- oder überhaupt schon der Amphibolitfazies entspricht.

Nicht unwesentlich ist die von Granat abhängige Chloritneubildung. Vornehmlich am Rand und in den die xx durchziehenden Risse, aber auch in den

heterokinetischen Höfen kommt es zu Neuspaltungen von Chlorit. Richtige Pseudomorphosen, die sich im Handstück auch durch auffallende Chloritknoten äußern würden, liegen allerdings nicht vor. Trotz diesen Umsetzungen wurde also der Stabilitätsbereich des Granats in den betreffenden Gesteinen nicht verlassen.

Pseudomorphosen finden sich jedoch schon, nur bilden diese Mineralien, die man im allgemeinen nicht nach Granat erwartet. Knapp S des Keutschachersees streicht eine Zone phyllitischer Granat-Glimmerschiefer. In den Schliften erkennt man Porphyroblasten mit den charakteristischen Granatumrissen (Rhombendodekaeder): mitunter findet man in diesen noch Reste der hochlichtbrechenden Granatsubstanz, meist aber ist bereits das ganze Korn ausgefüllt mit einer mikro- bis kryptokristallinen Masse, die vorwiegend aus Serizit mit Chlorit- und Karbonatdetritus besteht. Daneben finden sich auch noch normale Einschlüsse wie etwa Quarz. Zum Teil wird in der Grundmasse sogar noch das stark verzweigte Rißsystem, das den ehemaligen Granat durchzog, abgebildet. Oft ist das Granatkorn von Erz-zügen umgeben, wie auch die Schlifflöcher überhaupt eine + starke Vererzung zeigen (siehe Abb. 3).

Die gleiche Erscheinung beschrieben CLAR und MEIXNER (1953, S. 89) aus dem Hüttenberger Erzberg: Granat xx aus den Glimmerschiefern übertragen die Sideritisierung des Marmors nicht und gehen in hellgrüne Pseudomorphosen über, die im wesentlichen aus serizitfeinem, hellem Glimmer bestehen.

Durch die Granatpseudomorphosen wird also auch in den Glimmerschiefern am Keutschachersee ein Horizont markiert, in den vererzende Fe-reiche Lösungen eindringen.

Wörthersee N (O. Homann)	Wörthersee S (B. Schwaighofer)	Sausalpe (F. Thiedlig)	W Predistörung (H. Hajek)	W St. Veit E Predistörung (W. Frlitsch)	
				Diabase bis Grünschiefer und phyll. Tonschf. bis Quarzite	Magdalensbergserie
	Phyllitgruppe	Phyllitgruppe		Graue Phyllite und Serizitschiefer	Serie der grauen Phyllite „Erzführende Serie“
	Chlorit-Quarzphyllite und Quarzite	Graue und karbonatreiche Phyllite	IVb Porphyrschiefer und Abkömmlinge	Rostige Serizitschf. mit Karbonat, Porphyrmaterialschf., Magnesitquarzite	
	Graphit-Quarzphyllite und Graphitquarzite		IVa Graphitquarzite bis phyll. (Granat-) Glschf.		
III Phyllonitische Glimmerschiefer			III Kalkmarmore, Chloritkalkph. bis Kalkglschf. Plagioklasschf., Grünschiefer	Kalkmarmore, Rostige Serizitschf. mit Karbonat	Serie der quarzitischen Phyllite
	Biotit-Chlorit-Quarzphyllit	Quarzitische Phyllite	II Quarzitische Phyllite mit Biotit und Chlorit Kalkmarmore	Quarzitische Serizit- und Biotitschiefer	
II Glimmerschiefer i. a.	Phyllitische Glimmerschiefer	Phyllitische Glimmerschiefer			
I Granatglimmerschiefer	Glimmerschiefer Granat-Zweiglimmerschiefer, Granat-amphibolit, Marmor Paragneis	Glimmersch. Gruppe Amphibolite Granat-Glschf. Marmor	I Granatglschf. bis Glschf., Marmor, Amphibolite	Amphibolite, Granatglschf., Marmor	Serie der Granatglimmerschiefer

Schwaighofer: Altkristallin, SW Klagenfurter Becken

ZUSAMMENFASSENDE VERGLEICH MIT NEUEREN ARBEITEN AUS DEM KÄRNTNER ALTKRISTALLIN

In bezug auf den präkristallinen Zustand der Schichtglieder kann angenommen werden, daß bei den Phylliten und Glimmerschiefern sandige bis sandig-tonige Gesteine vorherrschen, Arkosen die Entstehung der Gneise bedingen. Diese Gesteine werden von kalkigen und kalkig-mergeligen Einlagerungen begleitet. In diese Geosynklinalfüllung wurde vulkanisches Material in Form von Tuffen und Tuffiten gefördert. Ebenfalls in das Sedimentmaterial, jedenfalls aber noch vor Abschluß der Metamorphose intrudierte ein aplitisches Ganggestein.

Alle diese Serienglieder und ihre verschiedenen faziellen Varietäten sind also bereits dem vormetamorphen Ablagerungsraum zuzuordnen. Mit dieser Beckenfüllung scheint der Geosynklinalraum bei der variszischen Orogenese gefaltet und einer Metamorphose unterzogen worden zu sein.

Die Richtung steigender Temperatur und zunehmenden Drucks weisen die heute vorliegenden Schichtglieder mit von W nach E fortschreitender Metamorphose aus. Die Karte mit den Indexmineralien zeigt an, wo in dem betreffenden Schichtglied die p-t-Bedingungen erreicht wurden, die zur Ausbildung der charakteristischen Minerale führten (siehe Tafel 10).

Wenn man nun Vergleiche zwischen diesem Teil des Kärntner Altkristallins und den in jüngster Zeit bearbeiteten Gebieten zieht, so lassen sich einige Parallelen finden. Die hier herangezogenen Gebiete liegen zwar nicht in unmittelbarer Nähe des Kristallinzuges S vom Wörthersee, daß sich aber trotzdem Ähnlichkeiten feststellen lassen, ist umso auffallender.

Vergleichen wir nun diesen Altkristallinzug mit dem von F. THIEDIG kartierten Teil der Saualpe (1962) einerseits, mit dem von H. HAJEK bearbeiteten Gebiet W von St. Veit a. d. Glan W der Predlstörung (1962) bzw. dem von W. FRITSCH E der Predlstörung (1957) andererseits:

Man erkennt, daß sich nicht nur im Groben in der Abfolge Glimmerschiefer — phyllitische Glimmerschiefer — Quarzphyllite Vergleiche ziehen lassen. Das Auftreten der Graphit-Quarzphyllite und Graphitquarzite, sowie der biotitführenden Phyllite in einander entsprechenden Serien ergibt schöne Parallelen.

Bei der Gegenüberstellung mit dem unmittelbar im N am jenseitigen Wörtherseeufer angrenzenden, von O. HOMANN kartierten Gebiet ergeben sich dagegen Schwierigkeiten; O. HOMANN (1962, S. 246) gliedert in drei Serien, die durch verschieden ausgebildete Glimmerschiefer charakterisiert werden:

- Serie I mit Granatglimmerschiefer
- Serie II mit Glimmerschiefer im allgemeinen (ohne Granat)
- Serie III mit phyllonitischen Glimmerschiefer

Zur Seriengliederung werden zwar etwa die gleichen Charakteristika herangezogen wie im Altkristallin S des Wörthersees nur mit umgekehrten Vorzeichen: hier wird dadurch eine progressive Metamorphose belegt, O.

HOMANN führt sie als Beweis für eine von N nach S zunehmende Diaphthorese an. Von Serie III erwähnt er zwar, daß infolge starker tektonischer Beanspruchung eine Angleichung an normale Phyllite erfolgte, weiters daß innerhalb der Glimmerschiefer zahlreiche für Quarzphyllite typische Quarzaggregate auftreten, scheidet aber trotzdem nirgends Phyllite aus. Eine \pm intensive Diaphthorese war es, die HOMANN zur Abtrennung der phyllonitischen Glimmerschiefer der Serie III führte (1962, S. 269). Leider werden keine markanten Beweise angeführt, die zwingend die Diaphthoritnatur der phyllonitischen Glimmerschiefer belegen würden. Der Satz (1962, S. 250):

Daß man hier ehemals stärker metamorphe Gesteine vor sich hat, läßt sich an Hand einiger Dünnschliffe relativ leicht erkennen.

bleibt der einzige Hinweis.

Da mir aus Vergleichsbegehungen die Gesteine einigermaßen bekannt sind, möchte ich doch annehmen, daß hier zwischen den Gesteinen N und S vom Wörthersee kein Metamorphosehiatus besteht, welcher Eindruck vielleicht beim Vergleich der Beschreibungen der Schichtserien entstehen könnte. Noch dazu, wo sich ja an sich die Schieferserien mit ihren Grünschiefereinlagerungen gut parallelisieren lassen und auch HOMANN selbst davon schreibt, daß die Diaphthorese zur Angleichung der kristallinen Schiefer an Phyllite in Form von Phylloniten führte (1962, S. 270).

Diskrepanzen ergeben sich auch zu der Arbeit von H. SORDIAN, soweit sie das Altkristallin W der Drau behandelt. Er spricht ausschließlich von phyllit- bis glimmerschieferähnlichen Diaphthoriten, die den Transport oberostalpiner Decken nach N markieren. Seiner Ansicht nach handelt es sich um mittelostalpinen, diaphthoritischen Altkristallin, das aus dem S in seine heutige Lage kam und nicht autochthon sein kann (1962, S. 20). Als Beweis für die Diaphthoritnatur eines Gesteins kommen seiner Meinung nach nur Oligoklas bis Andesin als verlässliche Minerarelikte für die Meso- bis Katazone in Betracht. Bekanntlich erweisen sich aber gerade die basischeren Plagioklase weniger widerstandsfähig als die sauren. Charakteristische Diaphthoritbeweise wie Biotit-Chlorit-, Granat-Chlorit-, Hornblende-Biotit-Umsetzungen oder reliktsch erhaltene Linsen mit der Struktur des primären Gesteins fehlen bei SORDIAN.

Im Zuge von Vergleichsexkursionen in das Altkristallin W der Drau wurden einige Proben aufgesammelt und aus den davon angefertigten Schliffen die Plagioklase bestimmt: sowohl die makroskopischen als auch die mikroskopischen Beobachtungen (Plagioklase mit maximal 3% An!) führten zu dem Schluß, daß die kristallinen Schiefer W der Drau nur die Fortsetzung der weiter östlich besser aufgeschlossenen Gesteine darstellen und somit unzweifelhaft echte Phyllite vorliegen.

Literaturhinweise

- ALKER, A. (und weitere 11 Autoren): Symposium — Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. N. Jb. f. Min., Mh. 1962.
- ANGEL, F.: Wege der Amphibolitkristallisation. Zbl. Min. A, 1927.
- ANGEL, F.: Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung. — Mitt. Nat. Ver. Stmk. 67, 1930.
- ANGEL, F.: Diabase und deren Abkömmlinge in den Ostalpen. — Mitt. Nat. Ver. Stmk. 69, 1932.
- ANGEL, F.: Mineralfazien und Mineralzonen der Ostalpen. — Wiss. Jb. Univ. Graz, 1940.
- BARTH, T.: Feldspate als Indizes für Mineralfazien. — N. Jb. f. Min., 1962.
- BARTH, T., CORRENS, C. W., ESKOLA, P.: Die Entstehung der Gesteine, Berlin 1939.
- BEARTH, P.: Wechsel der Mineralfazies. — Schw. Min. Petr. Mitt. 1958.
- BECKE, F.: Über Diaphthorite. — Tsch. Min. Petr. Mitt. 28, 1909.
- BECKE, F.: Die Stoffwanderungen bei der Metamorphose. — Tsch. Min. Petr. Mitt. 36, 1923.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Die Stellung der Gurktaler Alpen. — Report Int. Geol. Congr. Proceed 13, 1960.
- BRUNLECHNER, A.: Die Minerale des Herzogtums Kärnten. — Klagenfurt 1884.
- CLAR, E.: Zur Frage der Entstehung von Bänderung in Kalken. — Geol. Arch. 4, 1926.
- CLAR, E.: Über die geologische Auswertung von Falten des Gesteins. — Radex Rdsch. H. 2, 1951.
- CLAR, E.: Metamorphes Paläozoikum im Raume Hüttenberg. — Karinthin 22, 1953.
- CLAR E. und KAHLER, F.: Begleitworte zur geologischen Übersichtskarte von Kärnten 1 : 500.000. — Car. II. 143, 1953.
- CLAR E. und MEIXNER H.: Die Eisenspatlagerstätte von Hüttenberg und ihre Umgebung. — Car. II. 143, 1953.
- EXNER, CH.: Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. — Tsch. Min. Petr. Mitt. 1949.
- FORMANEK, H. P.: Zur Geologie und Petrographie der nordwestlichen Schladminger Tauern. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 14, 1963.
- FRITSCH, W.: Aufnahmsbericht über die geologische Neukartierung des Gebietes des Sonntags- und Kraigerberges bei St. Veit a. d. Glan. — Karinthin 34/35, 1957.

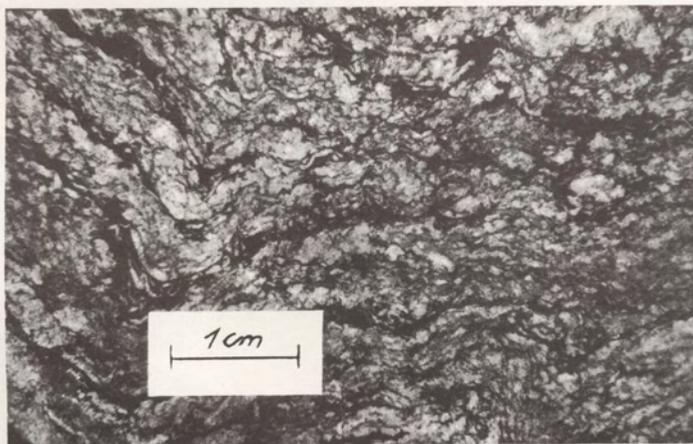
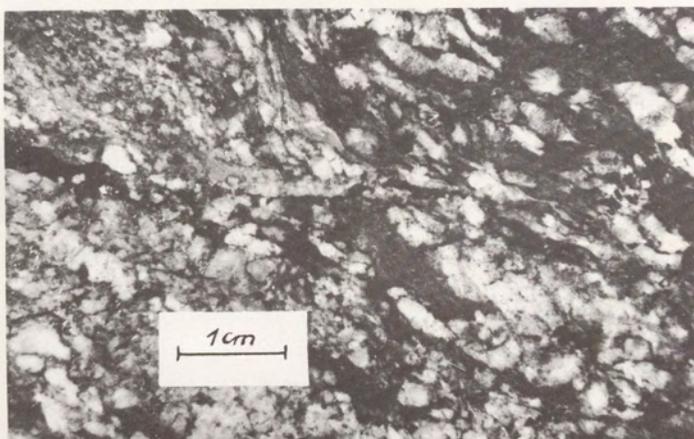
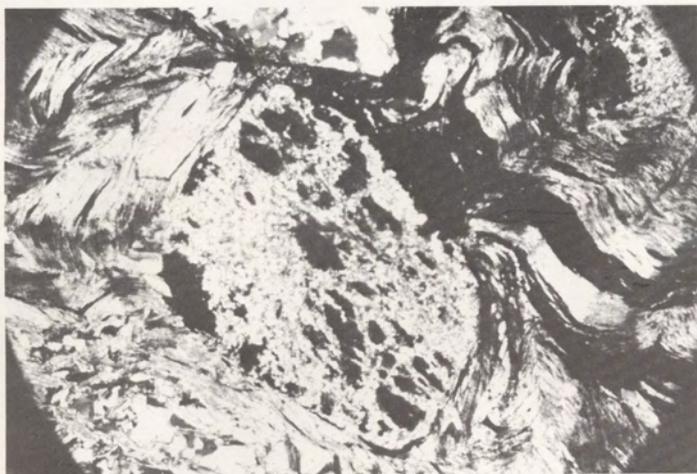
- FRITSCH, W.: Von der „Anchi“- zur Katazone im kristallinen Grundgebirge Ostkärntens. — Geol. Rdsch. 52, 1962.
- FRITSCH, W.: Erläuterungen zu einer neuen geologischen Übersichtskarte von Kärnten (1 : 500.000). — Car. II. 153, 1962.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A., SCHÖNENBERG, R.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten) I. — Car. II. 150, 1960.
- GRUBER, J.: Die Entstehung des Rosentales und des Klagenfurter Beckens. Car. 102, 1912.
- HAJEK, H.: Die geologischen Verhältnisse des Gebietes N Feistritz-Pulst im Glantal, Kärnten. — Mitt. d. Geol. Ges. 55, 1963.
- HARTMANN, V.: Das seenreiche Keutschachtal in Kärnten. — 33. Jahresber., Staatsoberrealschule Klagenfurt, 1890.
- HERITSCH, F.: Beiträge zur geologischen Kenntnis der Steiermark IV. — Mitt. Nat. Ver. Stmk. 1914.
- HERITSCH, H.: Die Tonalitporphyrite von Reifnitz (Keutschach) südlich des Wörthersees. — Mitt. Nat. Ver. Stmk. 94, 1964.
- HOMANN, O.: Die geologisch-petrographischen Verhältnisse im Raume Ossiachersee—Wörthersee (südlich Feldkirchen zwischen Klagenfurt und Villach) — Jb. d. G.B.A. 105, 1962.
- KAHLER, F.: Zwischen Wörthersee und Karawanken. — Mitt. Nat. Ver. Stmk. 68, 1931.
- KAHLER, F.: Verlauf der periadriatischen Naht E von Villach. — Anz. d. Akad. d. Wiss. 73, 1936.
- KAHLER, F.: Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. — Car. II. 16. Sh., 1953.
- KIESLINGER, A.: Geologie und Petrographie der Koralpe. — Sitzber. d. Akad. d. Wiss. 135, 1926.
- KIESLINGER, A.: Die nutzbaren Gesteine Kärntens. — Car. II. 17. Sh., 1956.
- KÖHLER, A.: Erscheinungen an Feldspäten und ihre Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenesis. — Tsch. Min. Petr. Mitt. 1948.
- MEIXNER, H.: Laumontit aus dem Dioritporphyrit von Keutschach. — Karinthin 79—81, 1949.
- MEIXNER, H.: Die Minerale Kärntens. — Car. II. 21. Sh., 1957.
- METZ, K.: Zur Frage voralpidischer Bauelemente in den Alpen. — Geol. Rdsch. 40, 1952.
- MOHR, H.: Über tauriskische Gebirgsreste in der Klagenfurter Beckenumrahmung. — Vh. d. G.B.A. 1926.
- NIGGLI, P.: Gesteine und Minerallagerstätten I. — Basel 1948.
- PASCHINGER, H.: Hauptkluftrichtungen im westlichen Klagenfurter Becken. — Vh. d. G.B.A. 1937.
- PENCK, A., BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter III. — Leipzig 1909.
- PETERS, K.: Bericht über geologische Aufnahmen in Kärnten. — Jb. d. kk. G.R.A. 1855.

- PETRASCHECK, W.: Zur Tektonik der alpinen Zentralzone in Kärnten. — Vh. d. G.B.A. 1927.
- SANDER, B.: Zur petrographisch-tektonischen Analyse. Jb. d. G.B.A. 1923.
- SCHMIDT, W.: Bewegungsspuren in Porphyroblasten kristalliner Schiefer. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. 1918.
- SCHROLL, E.: Ein Beitrag zur geochemischen Analyse ostalpiner Pb-Zn-Erze. — Mitt. d. Österr. Min. Ges. 3. Sh., 1954.
- SCHROLL, E.: Über das Vorkommen einiger Spurenmetalle in Pb-Zn-Erzen. Tsch. Min. Petr. Mitt. 3. Folge, Bd. IV, 1956.
- SCHÜLLER, A.: Die Druck-, Temperatur- und Energiefelder der Metamorphose. — N. Jb. f. Min. Abh. 96, 1961.
- SCHWINNER, R.: Ein exotischer Block in Karbon(?) - Schieferen bei Feistritz a. d. Gail. — Vh. d. G.B.A. 1929.
- SORDIAN, H.: Zur Geologie des Gebietes um Rosegg (Kärnten). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 12, 1961.
- STINI, J.: Zur Kenntnis der Hollenburger Senke und des Keutschacher Seentales. — Vh. d. G.B.A. 1931.
- THIEDIG, F.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins III. — Car. II. 152, 1962.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des zentralalpiner Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 10, 1959.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — Wien 1963.
- TRÖGER, W. E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil I, Bestimmungstabellen. — Stuttgart 1959.
- FYFE, F. S., TURNER, F. J., VERHOOGEN, J.: Metamorphic Reactions and Metamorphic Facies. — Geol. Soc. Am., mem. 73, 1958.
- WEISS, E. H.: Geologische Merkmale an neu erkundeten Kärntner Höhlen. Car. II. 153, 1963.
- WENK, E.: Über Diskontinuitäten in Plagioklasserien. — Schw. Min. Petr. Mitt. 1958.
- WENK, E.: Plagioklas als Indexmineral. — Schw. Min. Petr. Mitt. 1962.
- WOLSEGGER, H.: Vorläufiger Bericht über die Kartierung N des Wörthersees. — Car. II., 1937.

Abb. 3: Phyllitischer Glimmerschiefer (Zone S des Keutschacher Sees, Schliff 812). Granatpseudomorphose aus Serizit, Karbonat, Chlorit; von der ursprünglichen Granatsubstanz sind nur mehr Reste vorhanden. Vergr.: 10fach, Nicols gekreuzt.

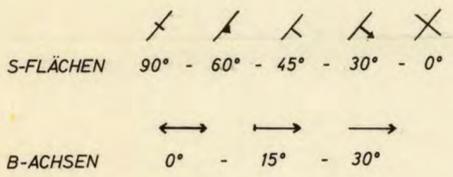
Abb. 4: „Chloritischer Feldspatporphyr“ (unterhalb - S - der Aussichtswarte des Pyramidenkogels; Hdst. 524). Deutlich sind in diesem Tuffit noch die einzelnen Albitkörner zu erkennen. Wo im dm- und cm-Bereich die Faltung einsetzt, wird die Korngröße deutlich kleiner und das Gestein erscheint als

Abb. 5: Tuffschiefer (SW Rupertiberg in ca. 580 m Höhe, Hdst. 321). Abwechselnde Lagen mit überwiegend Chlorit (+Erz) bzw. Feldspat kennzeichnen die Feinfältelung.

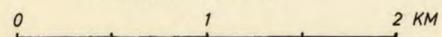


BERND SCHWAIGHOFER 1961 - 1963

- ALLUVIUM**
- MOORE, GRUNDWASSERBÖDEN
- SEESANDE UND TONE
- FLUSSCHOTTER
- RUTSCHMASSEN
- DILUVIUM**
- MORÄNEN
- AUGSDORFER NAGELFLUH
- KONGLOMERAT S FRANZENDORF
- TERTIÄR**
- SATTNITZKONGLOMERAT
- TRIAS**
- RAUHWACKE + BÄNDERKALK (ANIS?)
- DIPLOPoreNDOLOMIT (ANIS, LADIN)
- HELLER DOLOMIT OHNE DIPLOPoren (ANIS, LADIN?)
- ALTKRISTALLIN**
- DIORITPORPHYRIT
- APLITGNEIS
- CHLORIT-QUARZPHYLLIT
- GRAPHITPHYLLIT
- BIOTITFÜHRENDER QUARZPHYLLIT
- BIOTIT-CHLORIT-QUARZPHYLLIT
- PHYLLITISCHER GLIMMERSCHIEFER
- GLIMMERSCHIEFER
- PARAGNEIS
- QUARZIT
- TUFFIT
- AMPHIBOLIT
- KALKMARMOR
- DOLOMIT BIS DOLOMITMARMOR



MASSTAB 1:25 000



Vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen Landesaufnahme in Wien Zl. L. 62 901/64.



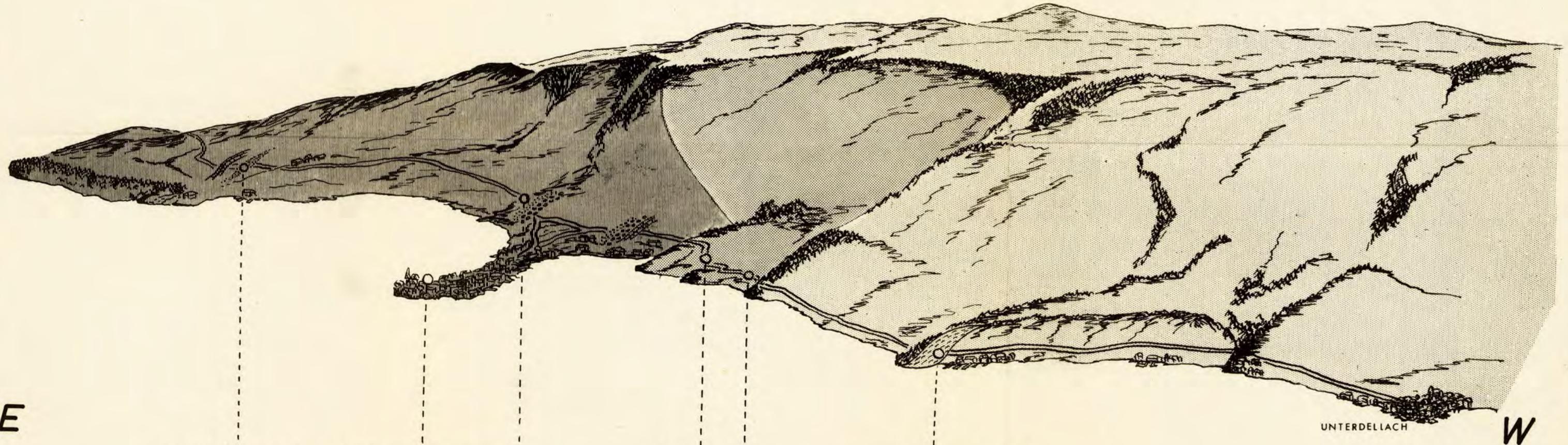
DAS SÜDLICHE WÖRTHERSEEUFER BEI MARIA WÖRTH

METAMORPHOSEZONEN

-  EPIZONE
-  ÜBERGANGSBEREICH
-  MESOZONE

EINSCHALTUNGEN IM KRISTALLIN AN DER WÖRTHERSEE - UFERSTRASSE

-  GRAPHIT-QUARZPHYLLIT
-  QUARZIT
-  KALKMARMOR
-  AMPHIBOLIT



E

W

GRANATFÜHRENDER
QUARZ-AMPHIBOLIT
Handstück- und
Schliffnummer 80

CHLORIT-BIOTIT-KARBONAT-
QUARZIT 304

GRANATFÜHRENDER
QUARZ-ZWEIGLIMMERSCHIEFER 79

BIOTIT-CHLORIT-
QUARZPHYLLIT 77, 78

GRAPHIT-QUARZPHYLLIT
76

UNTERDEELLACH

