

## Neue Beiträge zur Petrographie und Tektonik des Kristallins von Eisenkappel in Südkärnten\*).

Von Hermann Veit Graber, Wien

(Mit einer Uebersichtskarte, Taf. I)

### I. Landschaftliches.

Westlich vom Loiblpaß spaltet sich die Karawanken-Kette in zwei Äste, einen nördlichen, der über den Gerlouc, den Obir und Petzen bis zum Ursulaberg zieht und einen südlichen, der mit den turmgekrönten Kalkmauern der Koschuta und Uschowa den heutigen Grenzwall zwischen Österreich und Jugoslawien baut. Zwischen beiden eingebettet liegt ein langgestrecktes, niedriges Bergland, dessen sanft geschwungenen Waldrücken einen anmutigen Gegensatz bilden zu den kahlen Abstürzen der noch um tausend Meter höher aufragenden Kalkzinnen. Mit seinen flacheren Formen gleicht es einem Riesenstrome, der seine grünen Wellen durch ein breites Felsental trägt.

Quer durch zwei Blätter der Spezialkarte, Blatt Eisenkappel—Kanker und Blatt Praßberg a. d. Sann, erstrecken sich so diese Höhen als eine auffällige landschaftliche Depression, die vorwiegend aus älteren Schiefer- und Massengesteinen zusammengesetzt, den Geologen unter dem Namen der kristallinen Aufbruchzone von Eisenkappel schon seit bald hundert Jahren bekannt ist.

Kristallklare Bäche durchziehen dieses südkärtnerische Bergland, um nach längerem Laufe ihre Wässer mit gesteigertem

---

\*) Nach einem in der Wiener Mineralogischen Gesellschaft gehaltenen Vortrag vom 4. November 1929.

Endgefälle und durch klammartige Quertäler der nahen Drau zuzusenden. Niedrige Pässe vermitteln den Verkehr zwischen ihren Längstalabschnitten: Der Zellerpaß (950 m) bildet eine Talwasserscheide zwischen dem Waidisch- und Terkl- bzw. Freibach, der westlich von der Schaida nach Norden umbiegend zwischen Obir und Matzen die malerische Freibachklamm ausgesägt hat; an der Schaida (1069) entspringt die Ebriach, die sich mit östlichem, fast 15 Kilometer langem Laufe bei Eisenkappel in die Vellach ergießt, nachdem sie sich nur noch knapp drei Kilometer vor ihrer Mündung durch eine kurze, düstere Durchbruchschlucht den Austritt erkämpfen mußte. Die Vellach, die etwa 15 km weiter südlich dem Seeberg (1218 m) entquillt, nimmt bei Eisenkappel gleich drei starke Bäche auf, die von Osten kommend die engbenachbarten Längentäler des Loibnig- Leppen- und Remschenigbaches durchfließen. Dieser letztere wieder bildet mit dem Miesbach, von dem er durch den Uschowapaß (1366 m) getrennt ist, einen über 25 km langen Talzug, der östlich von Schwarzenbach über den Paß von St. Veit (1065 m) ins Vellunatal hinüberleitet.

Auf eine Entfernung von neun geographischen Meilen bilden die Märkte Eisenkappel und Schwarzenbach die einzigen größeren und vorwiegend von Deutschen bewohnten Handels- und Kulturzentren in dieser dünnbevölkerten Landschaft. Sonst aber ist hier vom Durchbruch des Waidisbaches bei Zell-Pfarr bis zum Bachergebirge die Einzelsiedlung das charakteristische Wohnbild, das auch durch die spärlich eingestreuten Kirchweiler nicht wesentlich geändert wird.

Südlich vom Seeberg, durch eine bald breitere, bald schmalere Zone paläozoischer Schichten vom Koschutazug getrennt, schwingen sich die abenteuerlich geformten Kalkmassen der Steinalpen hoch über ihre grüne Umgebung; ihnen gehören die höchsten Erhebungen des Kartenblattes Eisenkappel an, sie überräumen den Seeberg noch um 1400 m. Aus der Mündung des Suhadolnikgrabens (576 m) bei Kanker aber steigt der nur 4 km entfernte Grintouc gar um 2 km empor, ein Bild von überwältigender Wirkung, das an Großartigkeit und Wucht nur noch vom Höhen- und Tiefenblick des Seebergs übertroffen wird.

Nicht minder gewaltig ist der Talschluß der Vellacher Kočna bei Bad Vellach, ein Zirkustal, nicht unähnlich dem Hintergrund des Königsees von Berchtesgaden und von gleicher Talgeschichte.

## II. Literatur.

Die große Mannigfaltigkeit der Gesteinsarten, die reiche Abwechslung von Schichtgliedern aller Formationen vom Silur bis zum jüngeren Tertiär, die sonderbare Tektonik und nicht zuletzt der reiche Bergsegen, der noch vor Jahrzehnten auf den Karawanken lag, hat hier seit jeher anregend auf geologische Spezialstudien eingewirkt. Nach vieljähriger, unermüdlicher Forscherarbeit setzte hier F. Teller den Schlußstein seines Lebenswerkes. Ihm verdanken wir die geologische Aufnahme der beiden schon genannten Kartenblätter mit den südlichen Streifen der Blätter Völkermarkt und Unter-Drauburg und der Karte des Karawankentunnels,<sup>4)</sup> sowie zahlreiche Einzelbeschreibungen über dieses Gebiet; in den Erläuterungen<sup>3)</sup> zu den Karten bot er eine knappe, aber meisterhafte Darstellung der bezüglichen geologischen Verhältnisse. Dort findet sich auch die gesamte ältere Literatur niedergelegt. Seither, in den letzten dreißig Jahren, wurde wenig Positives, um so mehr Synthetisch-Spekulatives über die Karawanken geschrieben, trotzdem zuvor noch viele Kleinarbeit zu leisten gewesen wäre. Schon sind indessen die Anfänge dazu gemacht, wie die Veröffentlichungen von Stiny, Heritsch, Schwinner, Kieslinger, Winkler und Kahler zeigen. Heritsch, Kieslinger, Kossmat und Winkler haben mit ihren letzten Arbeiten über die Karawanken und deren Umgebung auch die Tektonik auf eine solidere Basis gestellt als es gelegentliche flüchtige Besucher bisher vermochten. Ein Arbeitsprogramm für sich bildet die petrographische Analyse der mannigfaltigen Schiefer- und Massengesteine, da sich der Verfasser<sup>5)</sup> seinerzeit auf eine möglichst detaillierte Darstellung des Tonalites und seiner Hüllschiefer sowie der Granite mit ihren Kontaktbildungen beschränken mußte. Hier fanden in die Methoden von Sander und Schmidt eingearbeitete Petrographen reiche Betätigung, die sich mit Aussicht auf Erfolg in tektonischer Hinsicht auch auf die älteren und jüngeren Sedimente erstrecken könnte. Ausständig ist noch eine Monographie des über 60 km langen Grünschieferzuges am Südrand der Obir-Petzenkette, der älteren und jüngeren Gang- und Ergußgesteine und der Mischgesteine bei Eisenkappel, eine Studie für sich bildeten schließlich die kristallinen Schiefer des Seeberges, des Černaaufruches und Rogac am Südrande der Blätter Eisenkappel und Praßberg.

### III. Spezieller Teil.

Die in den folgenden Zeilen niedergelegten Beobachtungen und Anschauungen sind das Ergebnis mehrwöchiger Ausflüge in der näheren und weiteren Umgebung von Eisenkappel im Sommer dieses Jahres, an die sich einige Exkursionen in der Umgebung von Mauthen im Gailtal anschlossen. Zu dieser Wiederaufnahme alter Studien wurde der Verfasser durch verschiedene Umstände angeregt, vor allem durch Staubs großes Alpenwerk, in dem die dinarische Narbe von Eisenkappel eine so bedeutende Stellung einnimmt, durch Köbers<sup>8)</sup> Buch über den Bau und die Entstehung der Ostalpen, durch einige von Teller mißverständene frühere Beobachtungen des Verfassers; endlich weckte die Auffindung von Amphibolit-Granitmischgesteinen im oberösterreichischen Donautal die Erinnerung an ähnliche Gesteine, die der Verfasser vor vielen Jahren bei Eisenkappel gesammelt hatte und die einen Vergleich an Ort und Stelle notwendig erscheinen ließen. Auch waren granittektonische Studien beabsichtigt.

Herrn Prof. Dr. F. E. Sueß danke ich freundschaftlichst für die Erlaubnis zur Benützung der Bibliothek, der Kartensammlung und der Instrumente des Geologischen Universitätsinstitutes. An dieser Stelle sei auch Herrn Hofrat Dr. W. Hammer, Direktor der Geologischen Bundesanstalt, und Herrn Professor Dr. A. Himelbauer, Vorstand des mineralogisch-petrographischen Universitätsinstitutes, der beste Dank für die gleiche Liebesswürdigkeit ausgesprochen; dem ersteren außerdem für die bereitwillige Genehmigung, das Gesteinsmaterial und die Dünnschliffe F. Tellers sichten und untersuchen zu dürfen; dem letzteren für die Erlaubnis, die Sammlung von Originaldünnschliffen zu G. Tschermaks Porphyrstudien mit eigenen Präparaten zu vergleichen. Meinen Freunden, den Herren Bergräten Dr. H. Beck und Dr. H. Vettters, Dr. F. Bräutigam, Privatdozenten Dr. Alexander Köhler, Dr. Artur Marchet und Dr. Leo Waldmann danke ich herzlichst für die freundliche Anteilnahme und stete Hilfsbereitschaft, mit der sie meine Studien förderten.

**1. Karten:** Die Ausgabe der Spezialkarte vom Jahre 1914 mit neuer (1920) Staatsgrenze unterscheidet sich wesentlich von der Grundlage zu Tellers Karte durch genauere Terrainzeichnung und meist niedrigere Höhenzahlen; leider fehlen zahlreiche Zeichnungen Tellers in dieser neuen Ausgabe.

**2. Stratigraphie:** Diesbezüglich sei auf Tellers Erläuterungen zu den Kartenblättern Eisenkappel und Praßberg, sowie auf die Arbeiten von F. Heritsch<sup>11, 12)</sup> und F. Kosmat<sup>9)</sup> verwiesen. Von ersterem wird aus stratigraphischen Gründen für die Uggowitzer Breccie die Bezeichnung Tarviser Breccie vorgeschlagen, ebenso auch empfohlen, die Bezeichnung Verrucano durch „Grödner Konglomerat“ zu ersetzen.

Über das Alter der kristallinen Schiefer- und Massengesteine wird im nächsten Abschnitt das Wenige, das wir darüber wissen, gesagt werden.

**3. Gesteinsbeschreibung:** Zur Vermeidung von Weitläufigkeiten sollen hier ausschließlich neue Beobachtungen Platz finden, schon veröffentlichte<sup>5)</sup> übergangen werden.

**a) Hornblendegabbro und Gabbro-Granitmischgesteine („Redwitzite“).**

Gabbro wurde im Verband mit Grossularkalksilikatsfels<sup>5)</sup> gefunden im Loibniggraben, ferner in grobkörniger Ausbildung an der Grünschiefer-Granitgrenze am Ausgang des Leppengrabens nächst Eisenkappel. Mit dem Granit ist er hier durch helle, dioritartige Formen verknüpft, die sich durch bedeutende Vergrößerung und zuweilen radialstrahlige Anordnung der Hornblenden auszeichnen, wobei sie eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Tonalit annehmen. Der vom Verfasser vor 30 Jahren gefundene Aufschluß am rechten Ausgangseck des Leppengrabens ist gegenwärtig ganz verwachsen, dort querte ein Granitgang die Grünschiefer mit den Gabbroeinlagerungen, von dem das in Blöcken umherliegende Material zu der nachfolgenden Beschreibung stammt.

Das zähe, grob- bis grobkörnige Gestein hat eine dunkel-schwärzlichgrüne Färbung und ähnelt im Aussehen manchen nordischen Hornblenditen. Es besitzt typische Gabbrostruktur mit vorherrschenden dunklen Gemengteilen, unter denen die bis 2 und 3 cm große Hornblende überwiegt. Der Plagioklas tritt zurück. Teils erscheint er in ansehnlichen, von den übrigen Gemengteilen durchwachsenen Durchschnitten, teils in kleineren, zwickelfüllenden unregelmäßigen Formen. Außer dem Albitgesetz beherrscht den Gabbroplagioklas das Albit-Periklingsgesetz durch gleichmäßige dünnlamellare Ausbildung, die hier jedoch ganz unabhängig vom Gebirgsdruck auftritt. Karlbader Zwillinge sind selten. Stets ist der Plagioklas homogen, frei von Zonenstruktur,

arm an Mikrolithen. Gelegentlich führt er schlanke Säulen, aber auch bizarre Wachstumsformen von Apatit. Sein Gehalt an Anorthitsubstanz ist gering, 27 bis 30%; nur in manchen kleineren Zwickelfüllungen 40 bis 45%.

Die primäre Hornblende wird mit leuchtend-lichtrot-braunen Tönen durchsichtig; zuweilen zeigt sie Schalenbau mit (001) und (101), nach außen grenzt sie fast ausnahmslos unregelmäßig zerlappt an die übrigen Gemengteile. Häufig umkleidet sie ein teils farbloser, teils lichtgrüner bis lichtblaugrüner, strahlsteinartiger Mantel. Für die braunen Partien wurde bestimmt:  $c\gamma 17^{\circ}$ ,  $\gamma$  braunrot,  $\beta$  braun,  $\alpha$  lichtgelbgrau; die grünlichen Mäntel zeigen  $c\gamma 18-19^{\circ}$ .

Bald umschließt die Hornblende einen zerlappten, von ihr auch myrmekitarig durchwachsenen Kern (Parallelimplikation“ nach Zirkel und F. Martin) eines farblosen, mit ihr parallel orientierten Pyroxens, bald tritt sie selbst in diesem auf. Dieser Pyroxen ist auch bei seinem isolierten Auftreten farblos, selten zeigen einzelne fleckige Partien schwachen Pleochroismus ( $\alpha$  fast farblos,  $\beta$  lichtschnitzviolett). Recht oft ist er idiomorph, mit ganz schmalen Prismenflächen, von gedrungenem Bau, hie und da erscheint er in auffällig langen, schmalen Säulen mit Säumen und Einschlüssen von Biotit. Bisweilen neigt er zu polysynthetischer Verzwilligung nach (100) mit relativ breiten Lamellen. Eine Absonderung nach (100) fehlt, die Spaltrisse nach (110) jedoch sind scharf und zahlreich, gelegentlich zeigen sich Risse nach (010). Eine geringere Auslöschungsschiefe  $c\gamma = 33^{\circ}$  weist auf Enstatit-Diopsid, wird aber selten beobachtet, gewöhnlich liegt sie zwischen  $43^{\circ}$  und  $45^{\circ}$ . Ein Schnitt // (010) ergab  $44^{\circ}$  für den Kern,  $40^{\circ}$  für die Hülle. Die Achsenwinkel sind klein und positiv. Die Doppelbrechung ist niedrig.

Zerlappter einachsiger Biotit von lichtbräunlicher Färbung (ähnlich der Hornblende, aber etwas rötlicher), mit fast farblosem  $\alpha$ , ist in größeren und kleineren, häufig verbogenen Fetzen und Lappen sehr verbreitet. Im Plagioklas besitzt er Eigen-gestalt.

Der stark korrodierte, farblose Olivin schließt zahllose nach den Hauptschnitten orientierte Stäbchen und zierliche „Krähenfüße“ von Titaneisen ein. Gegen den Plagioklas ist er durch grüne Reaktionssäume von Strahlstein abgegrenzt.

Zwischen diesem und dem Olivin zieht sich eine schmale Körnerzone von negativem Bronzit, dessen farblose Durchschnitte stets xenomorphe Ränder zeigen. Häufig ist er in Bastit umgewandelt. Bei der Zersetzung des Olivins zu Serpentin verschwinden auch die orientierten Interpositionen und scharen sich zu unregelmäßigen Körnergruppen von Ilmenit.

Quarz, Kalifeldspat und Titanit fehlen vollständig; primäres Erz tritt wenig hervor. Die Zersetzung des Gesteins führte zur Bildung von Kalkspat, Klinozoisit, Epidot und Muskowitschüppchen; der Biotit wandelt sich unter Ausbleichung in Muskowit.

Eine gewisse Regelung der Gemengteile ist unverkennbar, die besonders beim Vergleich der Plagioklas- und Hornblendedurchschnitte auffällig wird. Sie wurde mangels orientierter Handstücke nicht weiter verfolgt.

Die Hornblende des hellen dioritartigen Anteiles aus demselben Gabbroblocke zeigt nur noch in wenigen Schnitten und in fleckigen Inseln einer mehr grünlichgelben bis blaugrünen, kompakten Umwandlungsform die lichtbräunlichrote Färbung des Gabbroamphibols mit  $\gamma = 17^\circ$  (braun),  $19^\circ$  (grün);  $\alpha$  braun- bzw. lichtgelb,  $\beta$  bräunlichgrün,  $\gamma$  gelbgrün bzw. blaugrün. Querschnitte mit oft ausgezeichneten idiomorphen Umrissen lassen neben (110) noch (010) erkennen. Bei der Umwandlung wird viel Titaneisen in Form von Scheinskeletten frei. Die Gabbrohornblenden dürfen nach unseren Beobachtungen als primär aufgefaßt werden, die Augitinseln, die den Hornblenden der dioritartigen Formen fehlen, als korrodierte ältere Bildungen. Der etwas unfrische Plagioklas (zirka 35% An, Köhlertabellen) unterscheidet sich vom Gabbroplagioklas auch durch seine bedeutendere Größe und eine gewisse Neigung zu verschwommener Zonenstruktur (von 30% An bis zirka 50%). Albit-Karlsbader Doppelzwillinge mit erheblich ungleicher Breite der Albitlamellen sind häufig. Kein Titanit, Spuren von Kalkspat, kein epidotähnliches Mineral, viel Apatit, besonders in den Feldspaten; weder Kalifeldspat noch Quarz.

Eine benachbarte Stelle des dioritähnlichen Anteiles aus dem gleichen Block unterscheidet sich von der übrigen dioritischen Partie makroskopisch noch durch gelegentliche schwachgrünliche Verfärbung der Plagioklase, einige wenige gelbliche Kalifeldspate (u. d. M. Mikroklin), Titanitkörnchen und Kupfer-

kies mit grünen Malachit-(?) Säumen in kariös zerfressenem Feldspat; auch treten da und dort kleine Gruppen von zierlichen, nur millimetergroßen Epidotkriställchen hervor, sonst ist auf den ersten Blick kein Unterschied gegenüber der übrigen grobkörnigen dioritischen Partie zu beobachten. Wesentlich verschieden ist jedoch das Schliffbild: Die großen Hornblenden entfärbt unter lebhafter Neubildung von ansehnlichen Titanitkörnern; blaßgrüner und grasgrüner Strahlstein, zum Teil chloritisiert und randlich in Uralit zerschilfert, ist an ihre Stelle getreten, nur in geringen Spuren blieben sie unversehrt erhalten. Der Augit ist bis auf dürftige Reste fast ganz verschwunden. Der Plagioklas (zirka 35% An, ein Schnitt // M ergab 45% An) besitzt keine Zonenstruktur. Teilweise ist er vollkommen frisch, andere Schnitte jedoch werden erfüllt von Klinozoisit, Epidot und Muskowitschüppchen neben Kalkspat. Der Mikroklin erscheint auch in Gestalt vereinzelter Äderchen im Plagioklas.

Unverkennbar ist die Ähnlichkeit des mikroskopischen Bildes mit dem mancher metamorphen Mikrogabbro des benachbarten Grünschieferzuges.

Mit diesen dioritartigen Formen in diffusem Grenzverband steht eine porphyrische Abänderung von *Monzonithabitus* mit 0.2 bis 1 cm großen schlanken Hornblendensäulen in einer hellen, weißlichgrünen Umgebung von Plagioklas und viel eingestreutem Titanit. U. d. M. zeigen die nicht selten nach (100) verzwilligten Hornblenden eine intensivere grüne Färbung und ausgebreitetere blaugrüne Flecken als die vorigen mit sonst gleichem Pleochrosmus. Zahlreich führen sie stark pleochroitische, idiomorphe Biotiteinschlüsse ohne Parallelverwachsung neben fleckigen, stark verblaßten Resten der rötlichbraunen Gabbrohornblende, aber selten Augit.

Braune Hornblendereste:  $\alpha$   $15^{\circ}$  bis  $16^{\circ}$ ;  $\alpha$  schwach lichtbräunlichgelb,  $\beta$  bräunlicholivengrün,  $\gamma$  lichtlederbraun.

Grüne Hornblende:  $\alpha$   $17$  bis  $18^{\circ}$  (auch in dem blaugrünen Anteil);  $\alpha$  lichtgelb, schwach grünstichig,  $\alpha$  olivengrün,  $\gamma$  grün, etwas gelb- (bzw. blau-) stichig. Zahlreiche Quarzeinschlüsse.

Der farblose Augit ist teils diallagartig mit Riefen und zarter polysynthetischer Zwillingsstreifung nach (100),  $\alpha$   $41^{\circ}$  bis  $45^{\circ}$  und kleinem positiven Achsenwinkel; teils ist er diopsid-

ähnlich mit mangelhaften Spaltrissen nach (110),  $c\gamma 32^\circ$  (1), was eine starke Beimischung des Enstatitsilikats verrät. Er besitzt Neigung zu Idiomorphismus in der Prismenzone.

Nicht selten tritt ein rhombischer Pyroxen auf, farblos, mit negativem Achsenwinkel, stets ohne Eigengestalt.

Olivin stellt sich nur sehr gelegentlich ein in Gestalt stark korrodierter Körnerreste.

Der Plagioklas (bis 3 mm groß) ist scharf zonar gebaut, mit schmalen Rekurrenzen. AbK-Doppelzwillinge, AbP-Gitterzwillinge, AbBav.-Zwillinge. Ein Schnitt // M mit feinen muskowiterfüllten Spaltrissen zeigt einen großen basischen Kern (68% An); es folgen schmale, unscharfe Zonen und ein Fleck von 34% An bis 27% An, der an einer Rekurrenz von 36% An scharf absetzt gegen einen Mantel von 27% An.

Spärliche Oligoklasmyrmekitzapfen in Mikroclin. In diesem auch Albitinfiltrate.

Viele, relativ große und schlanke Säulchen von Apatit, Zirkone (bis  $\frac{1}{8}$  mm groß) mit dunklen, pleochroitischen Höfen. In zersetzten Plagioklasen Epidot und Klinozoisit, auch Muskowit. Viel Erz, zum Teil sekundär. Die beginnende Umwandlung der Hornblende, des Olivins und Augits in Biotit ist eine allgemeine Erscheinung. Die ansehnlichen, zum Teil gut kristallisierten Titanite entstanden vornehmlich auf Kosten der roten Hornblende.

Ein anderes, weit feinkörnigeres Gestein ist der gangförmige, schwarzgrüne und olivinreiche Gabbro aus dem Grünschiefer südlich der Mündung des Obboiniggrabens in die Ebriach. Die zahlreichen angenagten Olivine besitzen noch zum Teile deutliche Reste der Eigengestalt, die zahllosen bazillenähnlichen Erzinterpositionen sind nach der kristallographischen b-Achse orientiert. Die bekannten Reaktionsmäntel gegenüber dem Plagioklas bestehen meistens zunächst aus einer Hülle von Bronzit-Körnchen, um diese schmiegt sich eine zweite von Biotit und Muskowitschüppchen mit peripher den Korngrenzen folgenden Spaltrissen. Die Mittelzone ist weit stärker lichtbrechend als der Olivin und Glimmer und bildet daher beim Hochstellen des Tubus einen helleuchtenden Ring. Gelegentlich besteht die erste Zone aus Strahlstein. An der Grenze gegen die anderen Gemengteile fehlen diese Säume vollständig.

Die im Schliff bräunliche, zuweilen grünlich gesäumte Hornblende ( $c\gamma 16^\circ$  Hülle,  $12^\circ$  Kern), die aber weniger rotstichig

ist, als die des Leppengabbros, neigt merklich zu Idiomorphismus in Form kurzer gedrungener Prismen mit terminaler Endigung und enthält stark korrodierte Reste eines ursprünglich ebenfalls idiomorphen Augits, viel Olivin und einachsigen Biotit, der auch außerhalb in größeren, stark eingebuchteten Lappen und Fetzen auftritt. Die Spaltrisse sind gelegentlich schwach verbogen. In der Hornblende treten stellenweise feine, dichtgescharte Riefen nach (001) auf. Titaneisen bildet abenteuerliche Gestalten, Titanit fehlt, viel Apatit. Der Plagioklas häufig in AbK.-Doppelzwillingen mit oft deutlicher Zonenstruktur. In manchen Durchschnitten wird diese ersetzt durch den sprunghaften Wechsel zwischen einem homogenen, kristallographisch scharf umrissenen Kern von 65 bis 70% An und einem zackigen Mantel. Ein Schnitt // M ergab: Kern groß, homogen, 69% An; schmale, scharf gegen den Kern absetzende Zone von 28% An; Mantel mit abnehmendem An-Gehalt bis 0% An (reiner Albit). Hier und da zeigt ein Schnitt auch schwache rekurrente Zonarstruktur. Die mittlere Zusammensetzung der Plagioklase dürfte einem Labrador von  $Ab_1An_1$  nahekommen, sie sind demnach weit basischer als die des Leppengabbros. Einzelne Plagioklase enthalten massenhaft Mikrolithen (Erz, Rutil), die in drei Richtungen orientiert sind. Das eine System schneidet die Albitlamellen in einem spitzen Winkel.

Neubildung von Biotit. In den Netzklüften des Olivins siedelte sich ein kryptokristallines, stark doppel- und lichtbrechendes Mineral an (Titanit?). Geringfügige postkristalline Gefügestörung.

Die beschriebenen dioritischen Abänderungen, die außerordentlich häufig in Gestalt großer Blöcke verbreitet sind, bei der Seltenheit guter Aufschlüsse aber nur gelegentlich anstehend gefunden werden, dürften kaum als Differentationserscheinungen, weit eher als Mischformen mit dem Granit zu deuten sein. Niemals trifft man sie an der Nordseite des Grünschieferzuges, immer nur an der Südseite, wo der Granit mit ihm in lebendigem Kontakt steht, also weder einen tektonischen Kontakt bildet, wie beim Možarnik (im ersten Graben am rechten Ufer der Ebriach aufwärts Eisenkappels), noch durch fremde Zwischenlagerungen (zwischen dem Jurjauc in Remschenig und dem Riegelnic in Leppen) vor ihm geschützt lag. Der Gehalt an Quarz und Mikroklin, die Albitänderung, die Umwandlung der

roten Hornblende in ein grünes Produkt unter Titanitbildung sind auch hier dieselben Erscheinungen, wie wir sie in weit großartigerer Entwicklung an den Orthoamphibolit-Granit-Mischlingen an der Donau zwischen Landshag-Aschach bis über Obermühl hinaus, auch aus Neufelden und von Oberzell bei Passau kennen. Der Mischungsmechanismus dürfte auch in Kärnten ähnlich gewesen sein, aber in Verbindung einer magmatischen Ein- und Umschmelzung des Gabbros durch den Granit mit einer imprägnativen Metamorphose durch alkali- und dampffreie fluide Vorläufer des Granits von hoher chemischer Energie. (S. den Aufsatz über Redwitzite in diesem Heft.)

Der Ersatz des Na-reicheren Gabbrofeldspats durch einen Ca-reicheren mit der abrupten Zonarstruktur erfolgte vornehmlich auf Kosten des fast verschwundenen Augits und der Hornblende, deren übrige Bestandteile im Verein mit dem Olivin den Biotit schufen; das dazu nötige Kali lieferte der Granit in einer auch zur Mikroklinbildung hinreichenden Menge.

Unverkennbar tragen viele basische Gesteine den Charakter von Mischgesteinen, besonders die Syenite, manche Diorite, aber auch der Monzonit von Predazzo; es ist kein Zufall, wenn manche Gabbro-Granitmischlinge einem Monzonit ähneln. Bei der aufmerksamen Lektüre von G. Tschermaks berühmtem Buch über die Porphyrgesteine Österreichs (S. 97 bis 98 und 110 ff.) gewinnt der heutige Leser schon aus der unübertrefflich klaren Beschreibung die Überzeugung, daß der Monzonit eine Mischform zwischen einem femischen und einem salischen Gestein sein müsse und keine Differentiation darstelle. Deshalb auch die sonderbare Linksverschiebung seines Analysenortes in der Becke-Niggli-Projektion. Der Verfasser will mit dieser Bemerkung dahin zielende Studien angeregt haben.

#### **b) Diabasähnlicher Mikrogabbro.**

Unter diesen Begriff fassen wir alle diabasähnlichen Gesteine des Grünschieferzuges zusammen. Die wichtigsten, das heißt größten Vorkommen hat Teller ausgeschieden, die kleineren absichtlich unberücksichtigt gelassen. Manche von diesen letzteren besitzen jedoch eine bedeutendere Ausdehnung als es zunächst den Anschein hat. So setzt sich das beim Režovnik im obersten Ebriachtal anstehende Gestein in breitem Zuge über

den Schaidakamm nach Westen fort; ein mehrere Meter mächtiger Lagergang wieder erscheint nahe der Granitgrenze im südwestlichen Talast der Ebriach, aufwärts der Höhenangabe 781 m (alt, 757 m neu), einem ganz ähnlichen Gestein wie beim Režovnik begegnen wir in Gestalt eines nahezu 100 m mächtigen Lagerganges oberhalb Riegelnik nördlich vom Sattel zwischen dem Ježar in Leppen und St. Margareten in Remschenig usw. Das Fehlen so vieler ähnlicher Vorkommen in Teller's Originalaufnahmekarte 1:25.000 ist nicht anders zu erklären, als durch den Mangel an verfügbarer Zeit und durch die damalige, von Teller selbst [l. c.,<sup>3</sup>) Seite 133, 2. Absatz] hervorgehobene Schwierigkeit, diese Gesteine einer petrographischen Untersuchung zuzuführen. Auch im Rahmen dieses Berichtes ist es unmöglich, die einzelnen, dem Verfasser teils selbst bekannten, teils nach Teller's Schriffen studierten Vorkommen zu beschreiben. Dies muß einer ferneren Zeit vorbehalten bleiben, zumal ja nur eine verschwindende Zahl aller anstehenden, hierher gehörigen Gesteine durch Handstücke und Schriffe belegt ist. Der häufige Wechsel dieser Gesteine in Struktur, Mineralbestand, Metamorphismus usw. gestattet nicht, wie am Granit, Tonalit und Hällschieferzug, die durch eine überraschende petrographische Gleichförmigkeit ausgezeichnet sind, ein paar Typen für die Beschreibung herauszugreifen, denn sogar die sedimentären Gesteine des Grünschieferkomplexes weisen oft erhebliche Unterschiede auf; manche sind tonige Sedimente, andere besitzen nach Teller Tuffcharakter, wieder andere zeigen die Eigenschaften von Admoliten und Spilositen. Starke spätkarbonische Durchbewegungen und tertiäre Verschuppungen haben die eine Örtlichkeit mehr, die andere weniger getroffen, niemals aber diese nach Teller's<sup>3</sup>) Auffassung kulkmischen Gesteine in solchem Ausmaße verändert, wie sie uns in den Ophiolithen der penninischen Decken begegnen. Der verschieden starke innere Reibungswiderstand der Gesteine des Grünschieferzuges wirkte sich dabei vornehmlich in der Weise aus, daß die Sedimente am stärksten verschiefert wurden, während die Massengesteine mangels gleitfähiger Komponenten, wie Glimmer und Quarz, teils fast gar keine (Olivin-gabbro), teils höchstens kakiritische Mylonitisierung unter Ausbildung von mikroskopischen Quetschzonen um die strukturell unversehrten Anteile erlitten haben. Diese Pressungen führten eben nur bis zur Bildung von Bruchbreccien. An den Schuppen-

grenzen finden sich gern Marmor- oder Epidotadern, wie z. B. an der nach S einfallenden flachen Aufschuppung des Granits über die Grünschiefer gleich oberhalb der Mündung des Možarnikgrabens in die Ebriach (2½ km westlich Eisenkappel, Tellerkarte; auf der Ed. 1914 der erste unbezeichnete Graben am rechten Ebriachufer aufwärts Eisenkappel), wo eine metermächtige Marmorader ansteht, oder im Ebriachtal selbst oberhalb des Gasthauses „Zur Ebriachklamm“ („Baracke“ in Tellers Karte) mit prachtvollen Epidotfelsbildungen.

Nur schlagwortartig soll das Wichtigste mitgeteilt werden, genauere Angaben und Beschreibungen müssen späteren Detailuntersuchungen vorbehalten bleiben. Ein „T“ bezeichnet Dünnschliffe von Teller, die vorgestellten Buchstaben ihre Signatur.

#### Ebriachtal:

E<sub>1</sub>, T, „gleich oberhalb Eisenkappel“: Makroskopisch körnig, große, frische Augite, die von derben Leisten und Spießen eines Oligoklas (35% An) durchzogen werden. Augit > Plagioklas (Mengenverhältnis). In den verwitterten Plagioklaspartien Epidot. Keine Pressungserscheinungen.

E-E, T (ohne näheren Fundort). Große, zersprungene, ganz frische Augite, durchzogen von langen, fast ganz zersetzten Plagioklasspießen, die an frischeren Stellen sich als fast reiner Albit erweisen. Viel Titaneisen mit breiten Leukoxensäumen. Kataklastefrei.

E<sub>2</sub>, T (Ebriach, ohne näheren Fundort), Augitreste, Uralit, Olivin, Epidot; Oligoklas (30% An) in einfachen Albitzwillingen.

E<sub>10</sub>, T (Ebriach, ohne näheren Fundort), dunkel, dicht; zahllose, dicht gedrängte skelettähnliche Spieße von Titaneisen, die nach den ausgesparten Lamellen korrodierter Ilmenitkristalle orientiert sind; Oligoklas mit  $\gamma' = n$ ,  $\alpha' > n$  Balsam. Viel Kalkspat.

E<sub>9</sub>, Ebriach, (ohne näheren Fundort), undeutlich ophitisch struiert, makroskopisch dicht, Uralit mit Augitresten, viel Epidot, Chlorit; Albit.

E<sub>11</sub>, T (Ebriach, ohne näheren Fundort). Bei schwacher Vergrößerung selbst im Schliff schwarz, mit eingestreuten Körnern und scharfen Kriställchen von Epidot, nebst kleinen Kalkspatmandeln; Chlorit. Bei starker Vergrößerung Auflösung in

dicht gedrängte und ophitisch gruppierte, zuweilen radial-strahlig orientierte, skelettähnliche Spieße von Titaneisen, wobei häufig einige dieser bald längeren, bald kürzeren Leisten untereinander dicht parallel lagern: Korrosionsreste von Ilmenitaggregaten. Dazwischen eingeklemmte Leisten von Albit. Kataklasefrei.

RE, T, Režovnik. „Uralitdiabas“ (Teller) mit ophitischen Uralitfetzen. Massenhaft Strahlsteinkriställchen in den Plagioklasflecken (35% An). Zerbrochene und dislozierte Apatitnadeln.

Lagergang  $\frac{1}{2}$  km aufwärts von c. 780 m in der Ebriach. Klastobrecciös, körnig; in einem granulierten Gewebe von Plagioklas (9—12% An.) und Strahlstein größere Plagioklase gleicher Zusammensetzung, erfüllt von Strahlsteinnadelchen; Uralitfetzen mit spärlichen Augitresten ( $c\gamma = 47^\circ$ ); leistenförmige Reste nach den Umrissen und Blätterdurchgängen von Ilmeniten. Viel Klinozoisitkörner. In situ metamorph mit postmetamorpher Mörtelstruktur.

Schaida, Kuppe zwischen dem Sattel und dem Schaidakreuz. Makroskopisch ophitisch, klastobrecciös. Die Augite zerfallen zu einem Haufwerk von Biotitschüppchen mit dazwischenliegenden, nach ehemaligen Ilmenitumrissen orientierten Sparren von Titaneisen und Uralitfransen (blaugrün-gelb pleochroitisch). Reichlich Epidot. Der gut ausgebildete Plagioklas ist fast reiner Albit. Nicht selten Zwillinge nach dem Periklin- und Albitgesetz mit randlicher Ausbildung von parkettierter Druckverwilligung nach dem Albitgesetz. Meist sind die Periklinlamellen breit und einfach entwickelt, so daß sie Manebacherzwillingen ähneln, selten mehrfach. Das Gestein ist vortektonisch metamorph mit postmetamorpher Mörtelstruktur. In situ Bildung von Albit aus Ca-reicheren Plagioklasen unter Erhaltung der ophitischen Struktur war schon F. E. Sueß aus Mähren bekannt, A. Spitz beschrieb sie aus den Diabasen der Kitzbühler Alpen. Da das Molekularvolumen des Albits 100.3 bis 100.6, das des Anorthits 101.1 ist, so konnte eine solche Umwandlung ohne Volumsstörungen verlaufen; sie erfolgte aber, nach der wohl erhaltenen Struktur zu schließen, jedenfalls auch ohne Durchbewegung. (Vergl. ähnliche Beobachtungen von H. P. Cornelius, Centralbl. f. Mineralogie 1921 und Eskola, Fennia, Ramsay-Festschrift.)

### Gebiet des Freibachs.

Z<sub>1</sub>, T, Talgrund am Wege zum Kalisnikbauer (1½ km südlich von Zell am Freibach). Makroskopisch körnig; grobe Ophitstruktur. Größere Durchschnitte von fast regelmäßig sechseckiger Gestalt, durchzogen von schmalen Erzleisten nach den Seiten und Diagonalen als Reste von Ilmenitkristallen. In den Zwickeln der Sparren und rings um diese Schnitte ein neugebildeter Biotit in feinschuppigen Aggregaten. Uralit, auch in den Winkeln zwischen den riesigen Plagioklasen (5% An). Frei von Durchbewegung.

Z<sub>2</sub>, T, Abstieg vom Kalisnikbauer nach Zell. Makroskopisch körnig; Ophitstruktur, Plagioklas (Albit!) > Augit.

Oberer Leppengraben, nördlich vom Sattel am Uebergang vom Ježar nach St Margareten in Remschenig. An den Klüften helles, am Bruch graugrünes, körniges Gestein, klastobrecciös. Idiomorphe, im Innern grob-sparrige Durchschnitte als Reste einstiger kompakter Ilmenite. Auch unregelmäßig schilfig-faserige Durchschnitte von Uralit ( $\gamma$  blaugrün,  $\beta$  gelblichgrün,  $\alpha$  lichtgelb;  $\gamma$  15°), z. T. mit fleckigen Resten eines farblosen Augits, Ilmenit- und Epidotadern mit Strahlsteinadeln. Mörtelsträhne in den Plagioklasen (27—35% An). In situ Metamorphose mit schwacher postmetamorpher Mylonitisierung, aber sonst gut konservierter Ophitstruktur.

Talweg im oberen Leppengraben nächst dem Ježar, mächtiger, stockförmiger Lagergang eines massigen, grüngrauen Mikrogabbros.

Zu Idiomorphismus neigender, fast farbloser, etwas rötlichstichiger Augit ( $c\gamma$  42°) von deutlichem Sanduhrbau, zum Teil uralitisiert. Hornblende, randlich uralitisiert,  $c\gamma'$  (110) = 12°;  $\alpha$  lichtgelb,  $\beta$  lichtbraun,  $\gamma$  braun, als Rest einer älteren, rötlich-braunen Hornblende.

Braune Titanite bilden als ein Haufwerk winzigster, stark doppelbrechender Körnchen Pseudomorphosen nach Ilmenitkristallen.

Dieselbe Substanz erfüllt auch die Maschen zwischen den schlanken Sparren noch erhaltener Ilmenitreste.

Plagioklas, von Strahlsteinnädelchen durchwachsender reiner Albit in größeren Individuen, mit breiten Albit- und schmalen Periklinlamellen (Unterschied gegenüber manchem anderen Mikrogabbro). Viel Klinozoisit, Kalkspat. Die Struktur ist trotz der Metamorphose noch deutlich ophitisch. Eine postmetamorphe Mylonitisierung führte zu Verbiegungen und Drehungen der Uralitfasern und Asbesttrichiten, die sich mit den Mörtelschnüren und Fragmenten der zerbrochenen und teilweise verbogenen Plagioklase und der Augite, ohne Ausbildung einer Paralleltexur, um diese herumschmiegen; ein „in situ-Mikromylonit“.

Talweg, N der Ebriach, Aufschluß 2.5 km westlich von Eisenkappel vor dem Gasthaus zur Ebriach. Lagergang von massigem Mikrogabbro in „Schalsteinen“.

Ein dem obigen ähnliches Gestein, aber stärker mylonitisiert. Geringere Uralitisierung unter Ausscheidung von Titanit und bis 3 mm großen Erzbalken. Der Plagioklas (23% An) granulitisiert bis auf wenige unregelmäßige, von zierlichen Strahlsteinkriställchen erfüllte Rudimente. Auffällig wenig Epidot und Klinozoisit. Noch gut erhaltene Fragmente von Augit und grünelber Hornblende. Zahlreiche größere, zersprungene und schwach dislozierte Apatite.

### c) Granit.

Die in Tellers Karte eingezeichnete porphyrtartige Randzone um den Kerngranit mit den schönen Feldspäten (Oligoklas-mäntel um große Mikrokline) will die Verhältnisse nur schematisch darstellen. In Wirklichkeit verläuft diese Zone weder so lückenlos noch in der ausgeschiedenen Mächtigkeit und tritt überdies auch auf der dem Leppengraben zugekehrten Seite auf. Auf dem Wege vom Ježar in Leppen zum Kach und Paul ist sie sehr schön aufgeschlossen. Hier auch dunklere Partien, ähnlich „basischen Konkretionen“, die jedoch metamorphe, stark imprägnierte Einschlüsse von Schiefermaterial sind. Auch Porphyritgänge (s. w. u.)

Die nach der Karte quer durch den Možarnikgraben laufenden „Randporphyre“ konnten trotz vielen Suchens nicht gefunden werden, das Material im Bachbett und die guten Aufschlüsse

bestehen hier wie im ganzen Ebriachabschnitt überall nur aus dem gleichkörnigen groben Kerngranit ohne gesäumte Mikroklina. An der Grenze gegen die „Hüllschiefer“ (px der Karte) schöne Zertrümerungen der zahllosen Granitadern im Schiefer unter Bildung von perlneisähnlichen Mischprodukten. Dieser Granit ist feinkörniger als das Hauptgestein. In den Schiefen viel Cordierit neben Andalusit (S. u.). Keine Spur irgendwelcher Kataklase trotz unverkennbarer überstandener Pressungen (S-fallende Harnische an der Grenze gegen die Grünschiefer!) Da der Granit, wie schon eingangs erwähnt, Gänge in die Grünschiefer sendet (Ausgang des Leppengrabens), so ist er zweifellos jünger als diese und wäre nach Tellers Auffassung über das Alter der Grünschiefer mindestens oberkarbonisch. Nun treten aber mit dem Granit durchbewegungsfreie Cordierit-Hornfelse in Kontakt, die mit dem Tonalit nichts zu tun haben. Hier liegt ein Mißverständnis Tellers vor (Erläuterungen S. 12, 4. und 5. Zeile), indem er die Schaidahornfelse dem Tonalit zuordnet, der aber erst 15 km weiter östlich ansteht. Das sind die vom Verf. seinerzeit<sup>5)</sup> ausführlich beschriebenen und analysierten Kontaktgesteine von der Schaida und vom Keapp bei Schwarzenbach, deren Verbreitung nach den diesjährigen Begehungen eine weit größere ist, als bisher bekannt war. So findet sich der Schaidahornfels anstehend zwischen dem Schaidakamm und dem westlichsten Quellast der Ebriach an einer Stelle, die in Tellers Karte als Perm bezeichnet wird; sehr gut aufgeschlossen ist er auch im Leppengraben an der Granitgrenze nördlich vom Übergang Ježar—St. Margarethen in Remschenig. Dort liegt er zwischen dem Granit und den Grünschiefern. Das dichte Gefüge, der Fettglanz, die rötlichviolette Färbung und kleine, dunkle Flecken von biotitdurchspicktem Cordierit, besonders an abgeschliffenen Stellen gut sichtbar, machen dieses Gestein auf den ersten Blick kenntlich. U. d. M. ist sofort feststellbar, daß er aus einem ursprünglichen, d. h. noch nicht metamorphen, feingeschichtetem; zugleich tonigen und eisenreichen Sediment (Werfenerschiefer?) hervorgegangen ist. Die alte Feinschichtung wird durch zarte Magnetitschnüre abgebildet. Die überraschende petrographisch-chemische Übereinstimmung dieses Hornfelses mit dem von Ed. Sueß entdeckten, von Pelikan beschriebenen Kontaktgestein des M. Doja, in dem Ed. Sueß und C. Diener auch eine Versteinerung der Grödner, bzw. Werfener-

stufe (*Natria costata*, s. C. Diener, Bau und Bild der Ostalpen, S. 419), fanden, seine stratigraphische, durch Übergänge zu den Grödnerschichten des Schaidakreuzes gesicherte Position in unserem Gebiete, seine tektonische Unversehrtheit in Verbindung mit der sicher nur vom Granit allein (Einschlüsse beim Keapp) herrührenden Kontaktmetamorphose lassen nicht nur eine Bestimmung seines eigenen Alters zu, sondern gestatten auch einen Schluß auf das Alter der Granitintrusionen. Unser Granit ist zweifellos postpermisch, ob auch posttriadisch, das entzieht sich derzeit noch der Beurteilung. Andererseits ist der Granit jedoch, wie wir noch sehen werden, ebenso zweifellos jünger als der südkärntnerische Tonalit; von seinen Beziehungen zu dessen Hüllschiefern wird noch zu sprechen sein. Leider ist es dem Verfasser auch heuer nicht gelungen, die fremdartigen quarzführenden „Konkretionen“<sup>5)</sup> anstehend zu finden, die an der Grünschiefergrenze des unteren Leppengrabens einschlußartig in Granitblöcken vorkommen. Im Sommer 1930 wurde ein instruktiver Aufschluß unter dem Wehr der dritten Sägemühle im Leppengraben gefunden. Hier liegen größere und kleinere eckige Schollen im dunklen, gemischten Randporphyr, die aus Redwitziten, zum Teil mit zahlreichen rundlichen, hornblendegesäumten Quarzen bestehen. Diese Quarze stammen aus dem Granit, ihre Säume sind Reaktionsmäntel.

#### d) Tonalit und Hüllschiefer.

Diese beiden schönen Gesteine erstrecken sich in einem geschlossenen und petrographisch auffällig gleichförmigen Zug von 38 Kilometern aus dem Remscheniggraben bei Eisenkappel bis nahe an die Ostgrenze des Bachergebirges, wobei die Hüllschiefer allein noch ein gutes Stück nach Westen weiterziehen. Im Osten aber, 8 km vom Ende des Tonalitzuges, unter oligocäne Sedimente hinabtauchen. Der Tonalit wurde wegen seiner Paralleltexur von Ed. Sueß s. Z.<sup>1)</sup> als Tonalitgneis bezeichnet, eine nicht mehr ganz zulässige Benennung; er müßte vielmehr als Gneistonalit oder Flasertonalit angesprochen werden. Auf Tellers Karte bekam er die zutreffende Bezeichnung „Tonalit mit Parallelstruktur“. Die parallele Anordnung der Gemengteile ist keineswegs überall mit gleicher Intensität ausgebildet, fast massige Vorkommen wechseln mit stärker geflaserten und diese

durch Pressung am starren Gesteinskörper erfolgte Umprägung mit mikroskopischer Mörtelstruktur wirkte sich stellenweise bis zur Entstehung von epidotgeäderten Mylonitgneisen aus. Es ist kein Zufall, daß die stärksten Quetschprodukte dort sichtbar werden, wo der Flaser-tonalit sich nach Westen zu einer feinen Zunge ausspitzt, bei St. Margarethen. Ob auch eine paraintrusive Gefügeregelung stattgefunden hat, müßte noch untersucht werden. Abgeschnürt vom geschlossenen Zuge erscheint der Tonalit erst wieder an einer deutlichen N-Überschiebung 2 km unterhalb von St. Margarethen tunnelartig im Riffkalk der Kupitzklamm. Damit erreicht er einstweilen sein westliches Ende, aber seine Hüllschiefer ziehen noch 6 km weiter ins Ebriachtal, wo sie beim Schlegoutz, beim Možarnikbauer und Cimpaser in Intrusionsverband mit dem Granit treten. Erst jenseits der Blätter Eisenkappel und Klagenfurt taucht er bei Goritschach und Susalitsch (Blatt Tarvis), 2½ km südlich vom Bahnhof Finkenstein bei Warmbad Villach, also am Nordfuß der Karawanken mitsamt seinen Hüllschiefern wieder auf. (S. Seite 61.) Andererseits verrät ein kleiner Aufschluß des gleichen Tonalits im Muschelkalk 2 km nordwestlich Weitenstein am Fuß des Baches (Blatt Praßberg a. d. Sann) seine Zugehörigkeit zum Hauptzug, von dem er in einer Länge von 15 km durch eine flache Überschiebung getrennt ist.

Die Korngröße des Tonalits ist nicht so konstant wie die des Kerntonalits der Rieserferner, auch führt er weniger Biotit und niemals Granat, besitzt demnach bis auf seine Paralleltextur eine größere Ähnlichkeit mit dem Adamellotonalit, dem er sich in den grobkörnigeren und mehr massigen Abänderungen außerordentlich nähert. Um so sonderbarer erscheint deshalb die gegenteilige Bemerkung Staub's (l. c.<sup>9</sup>, S. 216), die jedoch sofort verständlich wird, wenn man in Erfahrung gebracht hat, daß Staub den Eisenkappertonalit gar nicht zu Gesicht bekommen haben konnte, weil er in dem von ihm begangenen Profil des Vellach- und Ebriachtales nirgends ansteht. Deshalb auch Staub's Ablehnung einer Schieferhülle des Kärntner Tonalits und die Behauptung, daß er ein „altes Gestein“ sei. In der großen tektonischen Alpenkarte Staub's hat das Eisenkapplerkristallin teils die Signatur der alten alpinen Innenhorste, teils die des „hercynischen Dinaridensockels“. Dies wohl alles deshalb, weil die geographische Position unseres Tona-

lits auf der Süd- bzw. Nordseite der Karawanken nicht in das Schema paßt. Darum bleibt der Villach-Finkensteiner Tonalit samt seiner Schieferhülle und sogar F. Teller selbst im ganzen Werke unerwähnt, die einfachste Arbeitsmethode! Kann man den „Ostgeologen“ (1), worunter Staub bestimmte österreichische Geologen versteht, nicht anders beikommen, so nimmt man von ihnen am besten überhaupt keine Notiz. Wir werden im tektonischen Abschnitt Gelegenheit finden, nochmals auf Staub's Auffassungen zurückzukommen.

Für den Tonalit von Südkärnten sind die überaus zahlreichen basischen Einschlüsse ebenso bezeichnende Erscheinungen, wie für den Adamellotonalit; sie erreichen aber niemals die Größe wie etwa in den Tonalitwänden des Val di Genova, sondern halten sich in bescheidenen Grenzen, 30 cm bis herab zu 2 cm. Je stärker ausgeprägt die Paralleltexur des Tonalits ist, um so mehr sind auch die „Konkretionen“ spitzelliptisch deformiert. Niemals finden sich aber primär-eckige Formen, die ohneweiters auf fremde Einschlüsse deuten ließen, nirgends findet man Schieferbrocken im Tonalit. Auffällig ist auch die überaus große Seltenheit von Nebenintrusionen in die Schieferhülle, um so wertvoller erscheint deshalb die Entdeckung eines nur wenige Dezimeter mächtigen, stark verdrückten Lagerganges von etwas feinkörnigerem Tonalit in den Andalusitschiefern oberhalb St. Margareten in Remschenig am Wege zum Jurjauc. Damit ist die Existenz einer Schieferhülle des Tonalits, die Teller auf Blatt Praßberg als Nord- und Südmantel und als Dach nachgewiesen hat (beim Najaunik an der Westgrenze des Blattes eine Dachschole und beim Plešivec am Ostende des Tonalitzuges, vgl. „Erläuterungen“, S. 10, ein kleiner Schieferrest), auch im westlichen Abschnitt als zweifelloser Intrusionskontakt sichergestellt; damit erübrigt sich auch jede weitere Diskussion über diesen Gegenstand gegenüber Staub.

Das Gestein der Schieferhülle ist ein dunkler Andalusit-Cordieritschieferhornfels, der so frei von jeder stärkeren postkristallinen Durchbewegung ist, daß die Cordierite geschnitten frisch blieben und die Quarze keine Spur einer undulösen Auslöschung zeigen.

Ab und zu bringen hellere Schiefergesteine einige Abwechslung in das gleichmäßige, habituelle Bild der Andalusitschiefer:

so eine quarzitähnliche Einlagerung gleich oberhalb des Tonalitganges beim Jurjauc, dann ein stark gefalteter, dünnblättriger Phyllit am Abstieg vom Paul nach Remschenig, der ganz unvermittelt an der oberen Grenze der Andalusitschiefer auftritt. Auf der Nordseite, am Wege, der vom Paul in nordwestlicher Richtung in den Leppengraben führt, stehen Gneise, die ganz widersinnig NO streichen und  $80^\circ$  nach NW fallen, in einer Ausdehnung von etwa 10 m im Intrusionsverband mit dem Granit, der demnach nach Süden nicht bis zum Paul hinunterreicht. Die schlechten Aufschlüsse lassen hier leider keine sichere Deutung der gegenseitigen Beziehungen zu. Aber zweifellos liegt eine Störung vor, die auch den hier stark gequetschten und eingeschnürten Tonalit betroffen hat. Die trotz der unmittelbaren Granitnachbarschaft ganz unversehrten Phyllite müssen als eine bei der nachgranitischen Dislokation von Süden her herangeschobene und vielleicht durch Reliefüberschiebung verkeilte Scholle der normalen Seebergschiefer gedeutet werden, denen sie äußerlich vollkommen gleichen. (S. w. u.)

Das mikroskopische Bild des Andalusitcordieritschiefers von der Mündung des Rjewicagrabens, 2 km unterhalb Margareten in Remschenig, ähnelt dem seinerzeit<sup>5)</sup> beschriebenen Schieferhornfels. Bemerkenswert sind die bis 3 cm langen, 1 bis 3 mm dicken Andalusitstengel und mikroskopische grüne Turmalinkriställchen. Auch ist Graphit und eine matte anthrazitähnliche Kohlensubstanz teils in derben, erzmischten Aggregaten, teils in Form winziger Schüppchen in den Erzflittern, aber auch in blättrigen Lagen anzutreffen. Nun hebt Teller den Graphitgehalt der Seebergschiefer besonders hervor (Erläuterungen, S. 22) und es wäre deshalb leicht möglich, daß die Andalusitschiefer die kontaktmetamorphen Äquivalente dieser paläozoischen, nach Teller oberjurischen, nach Heritsch [l. c.<sup>11)</sup> S. 178] oberkarbonischen Schiefer darstellen. Dann wären die Quarzite unter dem Jurjauc Äquivalente der hellen, oberkarbonischen Sandsteine (S. Heritsch, l. c., S. 178). Teller selbst hielt die Hüllschiefer des Tonalits für archaisch und betonte ihre auffällige Übereinstimmung mit der Umhüllung der Rieserferner (Erläuterungen, S. 11). Nach L. Waldmann (vergl. dessen Arbeit in diesem Hefte) führen aber die gleichfalls absolut frischen Cordierite dieser posttektonisch-kristallinen Gesteine massenhaft Sillimanit, der dem Schieferhornfels unseres

Gebietes fehlt, sonst ist eine gewisse makroskopische Ähnlichkeit nicht zu verkennen, es fehlen auch nicht die langen dunklen Andalusitstengel, aber das mikroskopische Bild zeigt größere Unterschiede. Der Tonalit der Rieserferner traf bei seiner Intrusion auf bereits hochmetamorphe Schiefer mit Granat, Sillimanit, Staurolith und Korund (L. Waldmann), während dem Kärntner Tonalit die nur wenig metamorphen, phyllitischen Seebergschiefer vorlagen.

Der unregelmäßig geformte Cordierit und die Andalusitstengel treten teils nebeneinander auf, meistens aber umschließt der Cordierit den in diesem Falle oft kräftig, bis zum Zerfall in größere und kleinere Körner resorbierten Andalusit. Beide Minerale werden von massenhaften Biotitschüppchen poikilitisch durchwachsen. Oft ist der Cordierit in schmale granulierten Streifen aufgelöst, ohne dadurch seine geregelte Einstellung mit  $\alpha$  in die Richtung der Paralleltexur zu verlieren. Auch am Andalusit ist eine gewisse Bevorzugung der Schieferung durch  $\alpha'$  zu erkennen, wenn auch nicht so konstant wie beim Cordierit. Während diese Regelung vielleicht schon während der Intrusion des Tonalits eintrat, ist der Streifen- und Körnerzerfall des Cordierits eine postkristallin aufgezwungene Texturverengung, mit der auch die Bildung von langen, schmalen Quarzknaurn und von Muskowit einherging.

Die Durchwärmung während der Tonalitintrusion veranlaßte die Entstehung mikro- und kryptodiablastischer Verwachsungen zwischen Cordierit und Andalusit (Cordierit-Andalusit-Myrmekit), sie führte auch zu ähnlichen randlichen Verwachsungen zwischen Biotit und Andalusit, während die Auflösung des Biotits durch den Cordierit an breiteren Fraßkanälen verlief. Der Feldspat wird durch einen häufigen Mikroklin-Mikro- und Kryptoperthit vertreten; es ist in unserem Falle nicht ganz sicher, ob die Tonalit- oder Granitintrusion Veranlassung zur Bildung des Feldspats gab. Jedenfalls ist er zugeführt. Das untersuchte, auffällig frische Handstück wurde nächst dem Tonalitkontakt, aber schon 1 km vom nächsten Granit entfernt, aus den Felsen an der Mündung der Rjewicaschlucht (Malschnig der Karte von Teller, 1,5 km westlich von St. Margarethen in Remschenig) geschlagen. Plagioklas, ein einfach verzwilligter Albitoligoklas, schiebt sich in sehr spärlichen Körnern zwischen die übrigen Gemengteile. Überaus zahlreich sind

Kriställchen und längliche bis runde Tröpfchen von Zirkon, die im Biotit schwarze und auffällig breite pleochroitische Höfe verursachen.

Beim Možarnikbauer (Ebriachtal), durchtrümpert eine feinkörnigere Abänderung des groben Granits die westliche Zone der Andalusitschieferhornfelse, von denen er Brocken und Splitter unter Ausbildung von Perlgneiszonon umschließt.

In einem Schliff durch einen solchen Einschluß mit einer Granitader geben massenhafte kleine und kleinste, gerundete Erzflitter und Stäubchen im Verein mit den Biotitschüppchen ein Abbild der alten Fältelungstextur. Die Resorption des Andalusits zugunsten des Cordierits ist weiter fortgeschritten, die stark reduzierten, zusammenhängenden Körner des Andalusits erscheinen unter geringer Störung der Orientierung granuliert; häufig liegt er in Reihen kleiner und kleinster Tropfen aufgelöst im Cordierit eingebettet, dessen Nester weniger gestreckt und einheitlicher erscheinen, indem sie nicht den weitgehenden Zerfall zu schmalen Streifen und parkettierten Reihen aufweisen wie das vorhin beschriebene Gestein. Die diablastisch-myrmetischen Verwachsungen fanden in der kräftigen Durchwärmung eine stärkere Förderung, besonders an der Grenze der Granitadern, wo auch eine Kornvergrößerung der Biotite erfolgte. Ebenso hat in diesen Randpartien eine Vermehrung der Mikroklinmikroperthite (3% An in den Spindeln) stattgefunden. Hier reichert sich auch der Plagioklas an (Kern 20% An, Hülle reiner Albit). In den Cordieriten sind die Biotite in zierlichen Kriställchen entwickelt. Im Schieferanteil fand sich als Seltenheit ein in Biotitumwandlung begriffenes Granatkorn.

Die Einstellung der Cordierite mit  $\alpha'$  in die Schieferung ist nicht so regelmäßig wie an der Tonalitgrenze; gar nicht selten erscheinen die Nester nach  $\gamma'$  gestreckt. Auch hier dürfte, wie bei der Ausplättung der älteren Streifentextur, die Granitwärme mitgewirkt haben. Sekundäre Mörtelstruktur unter Muskowitbildung ist recht selten. Starke pleochroitische Höfe wie vorhin beschrieben.

In den granitischen Adern keine Hornblende, aber nicht wenig Biotit. Stattliche grobgegitterte Mikrokline neben kleineren mit zierlichen Albitspindeln (3% An). Der Plagioklas deutlich zonar, große Kerne von 20% An, schmale Säume von zirka

5% An. An der Schiefergrenze granoblastische Perlneisstruktur ohne deutliche Ausscheidungsfolge.

Eine wesentliche Veränderung haben die Tonalithüllschiefer durch den Granit demnach nicht erfahren.

Der feingefaltete, seidenschimmernde Phyllit am Abstieg vom Paul in den Remscheniggraben ist nicht, wie man nach seinem Auftreten nahe dem Granitkontakt vermuten dürfte, ein phyllonitisierter Andalusitschiefer, sondern ein nur durch jüngere Pressungen verwalzter Seebergschiefer. Außer feinstschuppigen Biotit- und Muskowitsträhnen führt er in den Quarzkörnerreihen etwas Albit und gelegentlich ein paar Turmalinkriställchen.

Für die Hauptvertreter der kristallinen Zone von Eisenkappel läßt sich das nachstehende Altersschema aufstellen:

Grünschiefer und Gabbro: Nachkulkmisch,

Tonalithüllschiefer: Oberkarbonisch,

Tonalit: Permokarbonisch,

Granit: Postpermisch, nach oben unbestimmt, jedoch sicher vorandesitisch-vormiocän.

Der Mangel an Geröllen dieser Gesteine in den karbonischen Quarz-Lyditbreccien und in der Tarviserbreccie ließe sich so leicht erklären, wobei für das Fehlen von Grünschieferbestandteilen in diesen Breccien die auch heute noch beträchtliche beiderseitige Entfernung bestimmend war.

#### e) Ganggesteine.

Porphyre und Porphyrite. Nach Tellers Karte und Beschreibungen nehmen die als Quarzporphyre ausgeschiedenen Gesteine auf dem Blatt Eisenkappel einen zwar nicht bedeutenden, aber für gang- und stockförmige Massen immerhin beträchtlichen Raum ein, während sie auf Blatt Praßberg fehlen. Noch sind Untersuchungen ausständig, wieweit und ob überhaupt diese von Teller zum Teil als Ergüsse angesehenen Gesteine echte Tuffe ausgebildet haben. Mehrere von Teller als solche bezeichneten Formen sind nur verwitterte Porphyrite. Die bedeutendsten, teils in Form von Stöcken, teils als Lagergänge auftretenden Vorkommen sind: Die Stulleralpe bei Seeland (zirka 4 km<sup>2</sup>); das Vorkommen am Storžichbach (zirka 1 km<sup>2</sup> einschließlich der Gänge); der Porphyrtug am Grebenc vrh westlich vom Krainer Storžic (1 km<sup>2</sup>); die große Porphyrmasse von Kanker (zirka 12 km<sup>2</sup>); die Porphyrmassen von Oberstreine (zirka 4 km<sup>2</sup> und 1 km<sup>2</sup>).

neben einer Anzahl kleinerer und endlich das Vorkommen am Südrand der Karte (zirka 1 km<sup>2</sup>). Beiderseits der Koschuta sind Porphyre und Porphyrite selten. Die Karte verzeichnet einen kleinen Lagergang von Quarzporphyr am Tousti vrh südwestlich von Zell bei der Pfarre und auf der Südseite de Koschuta im Koschutnikgraben.

Diese Porphyrgesteine durchbrechen stets die jüngsten triadischen Ablagerungen ihrer nächsten Umgebung; bis hinauf in den Dachsteinkalk reicht der Porphyr von Tupalitsch, im Perm steckt der des Koschutnikgrabens, aber dem Alter nach sind sie wohl alle, wie ihre Verwandten südlich von Prävali postjurassisch, also wenigstens kretazaeisch, wenn nicht noch jünger.

Die Dünnschliffe aus Teller's Nachlaß enthalten nur einen einzigen Quarzporphyr, alle übrigen stammen von typischen Porphyriten, es besteht kein wesentlicher Unterschied gegenüber den postjurassischen Porphyriten von Prävali bei Bleiburg und dem Labradorporphyr von der Alpe Mrsli Vouk bei Zell-Pfarre. Leider kennt der Verfasser aus persönlicher Anschauung nur das Vorkommen bei der Alpe Mrsli Vouk und vom Ježar, die übrigen ausschließlich nach Musealstücken und Dünnschliffen. Schon jetzt ein abschließendes Urteil über die systematische Stellung der einzelnen porphyrischen Massen abzugeben, erscheint deshalb verfrüht, weil auch trotz der eindeutigen und genauen Fundortangaben Teller's immerhin die Möglichkeit besteht, daß doch noch Quarzporphyre in größerer Ausdehnung vorkommen könnten, die Teller wegen ihrer makroskopischen Bestimmbarkeit vielleicht absichtlich gar nicht gesammelt hat. In den Belegstücken fand sich kein anderes Material mehr vor, als das hier beschriebene.

Eine Detailaufnahme und moderne petrographische Untersuchung sämtlicher Ganggesteine südlich der Draulinie einschließlich der Raiblerporphyre, unter denen sich gleichfalls quarzfreie Porphyrite neben den vorherrschenden echten Quarzporphyren befinden, wäre deshalb ebenso wertvoll, wie eine Neuuntersuchung der zuletzt von Lechleitner und Cathrein beschriebenen Ganggesteine des Pustertals. Bis auf die kleinen Vorkommen bei Zell-Pfarre, beim Ježar, im Gailtal und bei Lienz liegen alle genannten Porphyre auf ausländischem Boden, teils in Jugoslawien, teils in Italien, die letzteren überdies in einem

für Touristen gesperrten Gebiet. Eine Untersuchung der jugoslawischen Porphyre im Bereiche des Kartenblattes Eisenkappel-Kanker würde bei dem großen Entgegenkommen der jugoslawischen Behörden keinerlei Schwierigkeiten begegnen.

Der Erhaltungszustand des vom Verfasser eingesehenen Materials ist kein guter, die meisten Stücke sind zersetzt. Auch war die Untersuchung eine mehr informative, soweit sie für die Bestimmung der Museumstücke notwendig schien, und wollen die Ergebnisse deshalb dementsprechend gewertet werden.

**a) Seeländer Porphyrmasse.**

**Stulleralpe bei Seeland:**

Po<sub>1</sub>, T: Quarzfreier Augitporphyr. Bis  $\frac{3}{4}$  cm große, fast gänzlich zersetzte Plagioklase mit als „basisch“ deutbaren Kernen neben Augitpseudomorphosen (Erz) in einer durch Ocker imprägnierten Grundmasse, in der sich zahllose Plagioklasleisten (zirka 25% An) scharen.

Po<sub>2</sub>, T: Quarzfreier Augitporphyr, stark zersetzt, aber mit gut erhaltenen großen, idiomorphen Plagioklaseinsprenglingen von 60 bis 70% An.

Po<sub>3</sub>, T: Abstieg nach Seeland, quarzfreier Porphyr, Plagioklas (Maximum der Auslöschung), 45% An, in einem AbK-Doppelzwilling 35% An.

Unterseeländer Kotschna (S Stulleralpe):  
Po<sub>4</sub>T: Augitporphyr.

Dunkel, mit zahlreichen bis  $\frac{1}{2}$  cm großen Feldspaten neben  $\frac{1}{2}$  mm großen, dunklen Einsprenglingen in dichter Grundmasse. Perimorphosen von Ilmenit nach Augit mit Titanit und Kalkspat in den Sparrenzwickeln. Plagioklas häufig in großen breitlamelligen Periklin-Albit-Zwillingen von wechselnder Zusammensetzung, 42—52—62 $\frac{1}{2}$ % An; Zonarstruktur teils vorhanden, teils fehlend. Gelegentlich ein Quarzeinsprengling. Grundmasse: Zahllose Leisten von fast gerader Auslöschung mit  $\alpha' < n$ ,  $\gamma > n$  Canadabalsam ( $n = 1.542$ ), d. i. zirka 20 bis 25% An.

**Stulleralpe:**

Po<sub>5</sub>, T: Augitporphyr.

Unfrisch, feinkörnig, im Handstück felsitisch, mit spärlichen bis  $\frac{1}{2}$  mm großen Einsprenglingen von fein zonar struiertem Plagioklas, bis 55% An. Augitpseudomorphosen mit Erzrändern und Titanitfüllung. Quarzfrei.

Po<sub>6</sub>, T, Abstieg zum P....gpotok (unleserlich): Felsitischer Augitporphyrat.

Dunkel, rot, mit frischeren grauen Partien, feldspatreich ( $\frac{1}{3}$  cm große Einsprenglinge) in dichter Grundmasse; spärliche, aber große Ilmenite mit idiomorphen, augitähnlichen Umrissen als breite Säume um zersetzte Kerne. Durchwegs Plagioklas, zersetzt, zirka 32 bis 35% An. Viel Kalkspat. Grundmasse nicht auflösbar, stärker lichtbrechend als Canadabalsam, kein Quarz.

Hütte am Kamme des Skuber vrh (bei Seeland); Po<sub>7</sub>, T: Hornblendeporphyrat.

Streng idiomorphe, chloritisierte Hornblenden, größere, meist zersetzte Plagioklas, an einem einzigen brauchbaren Schnitt 40% An, Grundmasse völlig zersetzt.

### β) Podstorzic

Po<sub>8</sub> T: Felsitischer, saurer Hornblendeporphyrat.

Dicht, grau, mit winzigen, kaum 1 mm großen Einsprenglingen von chloritisierter Hornblende (nadelähnliche Säulchen) und spärlichen, wenig streifigen Albitzwillingen eines Oligoklas von zirka 30% An. Grundmasse-Plagioklas in dicht gescharten, ziemlich schmalen Leisten mit einfacher Albitverzwillingung, Maximalauslöschung weist auf 20 bis 25% An, mit Quarz ein wirres Gemenge bildend. Unter den Einsprenglingen kein Quarz.

### γ) Kanker-Porphyrmasse.

Po<sub>9</sub>, T, Povšnar: Quarzfreier Biotitporphyrat.

Grün, makroporphyrisch mit felsitischer, mikroskopisch nicht gut auflösbarer Grundmasse. Große ( $\frac{1}{3}$  cm) Albit-Karlsbader Zwillinge, 35% An bis 40 und 55% An. Größere, sehr dunkle und stark pleochroitische Biotite. Erzarm, quarzfrei.

Po<sub>10</sub>, T, Povšnar: Felsitischer Quarzbiotitporphyrat.

Ähnlich Po<sub>9</sub>, T, aber biotitreicher; Plagioklas mit zirka 62% An, Quarzsplitter.

Po<sub>11</sub>, T, Povšnar: Quarzfreier Hornblendeporphyrat.

Körniger als Po<sub>10</sub>, aber noch deutlich porphyrisch. Sehr stark zersetzt, idiomorphe Hornblenden, ganz und gar in ein Haufwerk von Chlorit und Kalkspat umgewandelt, mit Ilmenit-

säumen. Große, stark zersetzte Plagioklase, basischer als Andesin. Kein Quarz.

Po<sub>12</sub>, T, Vertačnik im Kankertal: Porphyrit.

Nach Teller ein Tuff. Stark zersetzt, keine Spur deutbarer dunkler Gemengteile, Plagioklas in zahlreichen, zersetzten, bis 1 mm großen Kristallen mit ehemaliger Zonarstruktur; an einem einzigen Schnitt  $\alpha' < n, \gamma' = n$  Canadabalsam (hart), also ein Oligoklas mit zirka 30% An. Auffällig frische Grundmasse mit schöner Fluktuationsstruktur der massenhaften, winzigst kleinen, aber relativ langen Oligoklasleistchen (20% An). Kalkspat. Runde Quarzaggregate (Einschlüsse?), aber keine Einzelkörner.

Po<sub>13</sub>, T, Povšnar: Quarzbiotitporphyrit.

Relativ große idiomorphe Biotite, stark pleochroitisch; Plagioklas mit deutlicher, aber fluktuierender Zonarstruktur; an einem Einsprengling mit breiten, nicht zonaren Albitlamellen wurde 30% festgestellt, an einem anderen 45% An; kein Kalifeldspat; zahlreiche, wie zerbrochen aussehende, stark korrodierte Quarzkörner. Grundmasse fast kryptokristallin, sehr zersetzt.

Po<sub>14</sub>, T, Povšnar: Biotitporphyrit.

Kleine, idiomorphe Biotitschüppchen, bis  $\frac{1}{2}$  cm große Plagioklase, ziemlich frisch, 37% bis 45% An, schöne Zonarstruktur. Grundmasse stark zersetzt, viel Kalkspat.

Po<sub>15</sub>, T, ohne näheren Fundort. Rötlich zersetzter Quarzporphyr mit gelegentlichen Plagioklasen, 30 bis 40% An. Größere Quarze und Orthoklase. Stark zersprungenes und etwas gequetschtes Gestein mit kataklastischen Gemengteilen.

#### g) Porphyrmasse des Felstritztales.

Po<sub>16</sub>, T: Oberhalb der Ausmündung des Konjiskidol: Hornblende führender Quarzporphyr.

Mäßig korrodierte Quarze und Orthoklase, schwach kantengerundet; Plagioklas in spärlichen Einsprenglingen, 30% An, zersetzte Hornblenden. Grundmasse zersetzt, aber mit gut erhaltener schöner Fluidalstruktur.

#### h) Gebiet des Gerlouc.

Po<sub>17</sub>, T: Labradorporphyrituff, mit winzig kleinen Porphyrit-Aschenkügelchen. Typische Tuffstruktur, Plagioklase bis 75% An. Quarzsplitter.

5) **Alpe Mrsli vouk.**

Po<sub>18</sub>, T: Tuffartiger Labradorporphyrit. Stark zersetzt, nur die Plagioklasmäntel (40% An) erhalten.

Po<sub>19</sub>, T: Augitporphyrit.

Zersetzte Augite mit Ilmenitsäumen; große, gut erhaltene Plagioklase, mit schöner Zonarstruktur, 60 bis 70% An. Kern, 38% Hülle; an zwei großen Doppelzwillingen ohne Zonarstruktur 60% An. Kein Quarz.

Po<sub>20</sub>, T, Sattel oberhalb der Alpe: Quarzporphyrit.

Sehr stark zersetzt; viel Chlorit; Oligoklas-Andesin. Ausführliche Beschreibung der Gesteine von der Alpe Mrsli vouk durch C. v. John in den Erläuterungen zu Tellers Karte unter „Diabasporphyrit“ (S. 133).

7) **Mostnigraben bei St. Kassian.**

Po<sub>21</sub>, T: Quorzhornblendeporphyrit.

Schöne idiomorphe Hornblenden mit (110) und (010), in Chlorit umgewandelt; große idiomorphe Plagioklase mit 27 bis 31% An-Hülle, Kerne stark zersetzt. Grundmasse felsitisch, unauflösbar. Sehr spärliche, korrodierte Quarze.

Po<sub>22</sub>, T: Quarzbiotitporphyrit.

Große Biotite, bräunlich, von innen heraus zersetzt, mit Titanitkriställchen und Rutilnadeln; große Apatite; Plagioklas wie oben, zum Teil schöne Periklin- und Kreuzzwillinge, große runde, korrodierte Quarze, häufiger wie in Po<sub>21</sub>. Grundmasse ebenso. Kalkspat.

8) **Porphyre von Teschowa bei Franz, zwischen Cilli und Stein.**

Po<sub>23</sub>, T und Po<sub>24</sub>, T: Quarzbiotitporphyrit.

Große (2 cm) rötliche Mikrokline und erbsengroße Quarzkörner, beide mit tiefen, grundmasseerfüllten Einbuchtungen und durchlaufenden Kanälen; sicher gesteinsfremd. Die übrigen Einsprenglinge weit kleiner. Einsprenglingplagioklas völlig zersetzt, chloritisierter Biotit. Grundmasseplagioklase mit 20 bis 30% An. An den Quarzen keine Spur einer undulösen Auslöschung.

Po<sub>25</sub>, T: Quorzhornblendeporphyrit.

Zahlreiche, völlig chloritisierte Hornblendesäulchen, wenig Biotit (chloritisiert); zahlreiche Plagioklase (zirka 40% An), stark zersetzt; viele kleine Quarzkörner und viel Erz.

o) Feistritztal bei Stein.

Po<sub>26</sub> T: Quarzporphyr von Konjiski dol.

Orthoklaseinsprenglinge; die großen Quarze mäßig korrodiert und kantengerundet. Plagioklas nicht allzu häufig. Felsitische Grundmasse mit mylonitischer Pseudofluktuationsstruktur.

Aus den vorstehenden Beschreibungen der Dünnschliffe erhellt das Vorherrschen der Porphyrite, aber auch ihr starker Zersetzungszustand, der eine chemische Untersuchung der Handstücke Tellers ausschließt. Zu diesem Zwecke müßten neue Begehungen erfolgen. Dem Vernehmen nach werden die Kankerporphyrite jetzt steinbruchmäßig abgebaut, so daß Aussicht auf Gewinnung von analysenfrischem Material wenigstens für einige Typen vorhanden wäre.

x) Quarzhorablendeporphyr vom Ježar.

Dieses Gestein steht im unmittelbaren Verband mit dem Granit. Es ähnelt habituell manchen lichtgrauen Porphyriten des böhmischen Grundgebirges. Gelegentlich ein farbloser, monokliner Pyroxen. Viel Titanit und in den Plagioklasen sehr zahlreiche schlanke Apatitnadeln. Eine grün-gelbfarbenvandelnde Hornblende als Einsprengling in bis zentimetergroßen idiomorphen Individuen mit  $c\gamma$  15° (in einem Zwilling nach 100), kehrt in kleinen unregelmäßigen Gebilden in der Grundmasse wieder.  $\alpha$  lichtgelb,  $\gamma$  gelblichgrün,  $\beta$  olivengrün. Die als Einsprenglinge und in der Grundmasse auftretenden Plagioklase zeigen scharfe, aber nicht rekurrente Zonarstruktur, die innersten Kerne sind zersetzt, die Hüllen gehen von 29% An bis 18% An am äußersten Saum. Ein großer Kern enthielt 40% An, seine Hülle 15% An. Die Grundmasseplagioklase gehen nicht oft über 25%, erreichen aber in den Kernen ebenfalls 40% An. Quarz und Mikroklin nur in der für Porphyrite ungewöhnlich groben Grundmasse. Der Mikroklin ohne Eigengestalt, mikroperthitisch, übertrifft an Menge den Grundmasseplagioklas. Der Unterschied gegenüber den vorhin beschriebenen Porphyriten mit ihrer felsitischen Grundmasse und ihrer Armut an Quarz und Kalifeldspat ist demnach ein recht bedeutender. Ob dennoch vielleicht ein Zusammenhang zwischen ihnen besteht, könnte erst durch genauere Untersuchungen und an frischem Material entschieden werden. Dieser Porphyrit ist der erste ähnliche Fund im Eisenkappler Granit, Lamprophyre fehlen auch in den Bachgeröllen vollständig, ebenso Tonalitporphyrite.

### 2) Neovulkanische Ergußgesteine.

Vorwiegend Andesite und Dacite. Sie nehmen mit ihren Tuffen mehr als ein Achtel des Blattes Eisenkappel und über ein Drittel (!) des Blattes Praßberg ein. Unter den von Teller gesammelten zahlreichen Handstücken findet sich, nach dem Zustand der Dünnschliffe zu schließen, viel analysenfrisches Material, darunter ein prachtvoller glasreicher Andesit und ein basaltähnlicher grobkörniger Olivinandesit, beide aus dem Gebiete des Smerkouc, SO von Schwarzenbach; trotz ihres exponierten Vorkommens am Gipfel des Roma vrh (1569 m) absolut frisch. A. Marchet beabsichtigt, dieses Andesitgebiet im Anschluß an seine Studien um Gleichenberg und am Bacher zum Gegenstand besonderer Untersuchungen zu machen.

Nach der Ansicht des Verfassers dürfte ein Zusammenhang zwischen den südkärntnerischen Porphyriten und den benachbarten Andesiten, bzw. Daciten sehr wahrscheinlich sein; dafür spricht der Mineralbestand, besonders der Chemismus und die Kristalltracht der Plagioklase, die räumliche Nähe und der geringe Altersunterschied. Vielleicht können sie als eine Herddifferentiation des granitischen Magmas gedeutet werden; zum Tonalit stehen sie wohl kaum in einer genetischen Beziehung. Die Andesite und Dacite speziell könnte man gewissermaßen als die neolamprophyrischen Nachläufer der im allgemeinen kieselsäurereicheren postjurassischen Porphyrite deuten, womit auch der auffällige Mangel von Porphyriten und Lamprophyren im unmittelbaren Verband mit dem ansehnlichen postpermischen Granitzug von Südkärnten seine Erklärung fände.

Naheliegend ist der Gedanke, sämtliche Eruptiva von Südkärnten in eine gemeinsame Provinz einzuordnen. Zunächst in der Tiefe differenziert begann die Förderung der Gabbro, ihr folgten die salisch-simatischen Tonalite, schließlich die Hornblendegranitite. Mit der Intrusion der Porphyrite und der Effusion der tertiären Ergußgesteine erlosch die eruptive Tätigkeit. Die heutige enge Nachbarschaft der Eruptivmassen zueinander war wohl vor den tektonischen Ereignissen etwas entfernter, aber kaum so erheblich, wie sie die Deckentheorie in ihrer extremsten Konsequenz fordern müßte, wenn die Intrusion der Porphyrite vor dem letzten Deckenschub der Steiner Alpen erfolgt wäre; sie ist jedoch allem Anschein nach jünger als die letzte bedeutendere Orogenese südlich vom Koschutazug.

#### IV. Tektonik.

Die Geschichte der tektonischen Forschungen in Südkärnten ist durch einige wichtige Zeitmarken gekennzeichnet:

1868: Ed. Sueß<sup>1)</sup> entdeckt die Überkipfung auf der Südseite des Obirzuges.

1872: Im Werke über die „Entstehung der Alpen“ scheidet Ed. Sueß<sup>2)</sup> die Alpiden und Dinariden.

1898: Feststellung von nordgerichteten Überschiebungen bis in die Steinalpen durch F. Teller (Erläuterungen, S. 4), Südüberschiebungstendenz erst in der Breite von Ulrichsberg. Ähnliche Beobachtungen schon vorher durch G. Geyer in den westlichen Karnischen Alpen.

Die vom Verfasser beim Wenetek im oberen Loibnigraben schon im Jahre 1895 gesehene Nordüberschiebung von Trias auf miocänes Konglomerat wurde (1896) von F. Teller, damals Redakteur des Jahrbuches der Geologischen Reichsanstalt, mit der brieflichen Begründung gestrichen, daß es sich wohl nur um Terrainrutschungen handeln dürfte.

Im Jahre 1908 sieht H. Höfer<sup>3)</sup> solche Überschiebungen bei Waidisch.

1903: P. Termier: Die Dinariden als „Traineau ecraseur“. Die Deckentheorie in den Ostalpen. (Literatur bei Sander, l. c., 15.)

1910: Nachweis von heute noch andauernden Nordbewegungen in den Karawanken durch F. Teller. (Lit. 4, S. 104.)

Mit dieser wichtigen Feststellung stimmt die erst mehrere Jahre später vom Münchener Geodäten M. Schmidt gemachte Entdeckung von Stauchungssenkungen südöstlich von München überein, die durch Reisner und Kayser (vergl. A. Sieberg, Erdbebenkunde, 2. Aufl., 1922, Fischer, Jena) dahin gedeutet wurden, daß die Alpen nach Nivellementmessungen etwa um einen viertel Meter (!) innerhalb hundert Jahren vorrücken, das ist um 2.5 mm pro Jahr.

1912: L. Kober's<sup>8)</sup> Profil Obir—Rinka (Steinalpen). Das Fenster des Seebergs. Die Narbe von Eisenkappel trennt die alpin-dinarische Wurzelregion. Hier berühren sich mit ihren Rücken die südbewegten dinarischen Decken (Koschuta—Steinalpen) und die nordbewegten Alpendecken (Drauzug) als zwei einander fremde Orogene.

1913: F. Kossmat<sup>9)</sup> beschreibt SO gerichtete Bewegungen von den Tauern bis in die Saveniederung, Verstellungen des Obirzuges und des Seeberggebirges an dinarischen Ablenkern. Druckverschieferung der teils paläozoischen, (teils ladinischen und jurassischen Sedimente des Černaaufruchs und von Eisern im Gefolge dieser Bewegungen. Ablehnung einer Nordschiebung der Steiner Alpen, Ersatz durch südgerichtete schuppenartige Unterfahrungen vom Obir bis in den Karst. Die verschiedenartigen, auf engem Raume immer aufs neue auflebenden Intrusionen und Eruptionen fordern die Ablehnung der Termierschen Deckenwanderungen (l. c., 9, S. 67).

1919: Canaval sieht im Loibniggraben von Trias überschobenes Jungtertiär. (Lit. 6; s. auch Lit. 16, S. 205.)

1924: R. Staub<sup>10)</sup> hält an der Einheit des alpin-dinarischen Orogens fest. Alle Bewegungen gehen nach Norden, die — auch schon von Teller (kein Zitat bei Staub) und anderen als geringfügig erkannten — Südbewegungen werden als Stauungsrückfaltung gedeutet. Auch Sander kommt zu gleichen Ergebnissen am Brixner Granit (Lit. 15, S. 14). Obir- und Drauzug sind die überkippten Wurzeln der nordalpinen Kalkalpen, Koschuta-Uschowa gehören bereits zu den Dinariden, die wohl stratigraphisch, aber nicht tektonisch alpenfremde Züge aufweisen.

1925: J. Stiny<sup>11)</sup> erkennt die Nordüberschiebung des Jungtertiärs durch die Karawanken im Vellachtal unterhalb Eisenkappel (l. c., 11, S. 120).

1927: F. Heritsch<sup>12)</sup> entdeckt weitgehende Verschuppungen mit Querstörungen (bei Bad Vellach. Überschiebung der oberkarbonischen (nach Teller silurischen) Seebergschiefer durch Devonkalk. Die ältere Tektonik behandelt gleichzeitig auch R. Schwinner.<sup>13)</sup>

1928: A. Winkler<sup>16)</sup> begründet den dinaridenfremden alpinen Charakter der Südalpen in genetischer und tektonischer Hinsicht. Unter Anpassung an die Ideen von Kossmat, Ampferer und Sander lehnt er die Theorien von Argand und Staub ab.

1929: A. Kieslinger<sup>17)</sup> stellt den polytektonischen Bau der Karawanken fest: Vorgosaudecken — vor- und nachhelvetischer Schuppenbau — pontische Nachläufer. Die Bewegungen

gehen nach Norden. Weittragende Verschuppung des Jungtertiärs durch die triadischen Petzenkalke.

Die Diskordanz der „variszischen“ und der „alpinen“ Faltungen erkannte in unserem engeren Gebiete zuerst Ed. Sueß; sie konnte von allen späteren Beobachtern bestätigt werden. „Das karnische Gebirge rechnen wir zur normalen Unterlage der Dinariden. Es ist der hercynische Sockel der Dinariden mit der klassischen oberkarbonischen Diskordanz der Altaiden“ (R. Staub, S. 216). Die Mylonitisierung unseres Tonalits dürfte mit der salischen, vielleicht schon mit der Faltung im Permokarbon zusammenfallen.

Die spärlichen positiven Beiträge, die der Verfasser selbst zur verworrenen Tektonik des stark verschuppten Gebirges um Eisenkappel geben kann, wurden vorwiegend an Beobachtungen im Kristallin gewonnen, das im Gegensatz zu den stratigraphisch besser charakterisierten Nachzonen so außerordentlich dürftige Aufschlüsse und unklare Grenzen bietet. Einiges wurde bei gelegentlichen Exkursionen in die nördliche und südliche Umrahmung des schmalen Streifens kristallinischer Gesteine gesehen.

So dürfte der Fund von unverkennbarer Tarviser Breccie als harte, metermächtige Bank zwischen Seebergschiefern und devonischem „Hangendkalk“ auf dem Seebergsattel, gleich neben der Abzweigung des Kanzelweges, als stratigraphisch-tektonische Stütze der Auffassungen von Heritsch-Schwinner verwendbar sein, denn sie erscheint nicht mehr als rätselhafter Fremdling im Altpaläozoikum (im Silur Tellers), sondern als normale Auflagerung über den oberkarbonischen Seebergschiefern und wird selbst noch vom Devonkalk überfahren. Eine andere, noch mächtigere Bank dieser Breccie fand sich an der Grenze zwischen Dachsteinkalk und lichtem Sandstein (Carbon nach Tellers Karte) südlich von der Uschowahöhle.

Merkwürdig erscheint auch der Fund einer S-fallenden Einklemmung von dunklen Kalken (ähnlich den Gutensteiner Kalken der nahen Trögernschlucht) zwischen Granit und Grünschiefern talaufwärts vom Gasthaus Sauerbrunn (Spezialkarte 1914) an der Ebriach; eine nur tektonisch deutbare Vergesellschaftung, wie die Lage der permotriadischen Cordierithornfelse zwischen Granit und Grünschiefern oberhalb Riegelng im oberen Lappengraben. Verworfen sind derzeit noch die tektonischen Verhältnisse an

der westlichen Ausspitzung des Granits südlich der Schaida (vergl. Tellers Karte), wo  $\frac{1}{2}$  km südwestlich der Cote 780 m auch im Süden des Granits ein stark metamorpher und etwas gequetschter Gabbro erscheint. Übrigens reicht der Granit hier nicht so weit in den südlichen und südwestlichen Quellast der Ebriach, sondern (von N her) nur bis zum westlichen Quellbach und bildet hier mit dem permischen Hornfels einen Intrusionskontakt. Der Verf. beabsichtigt, diesen Abschnitt im kommenden Sommer neu zu kartieren.

Ebenso revisionsbedürftig ist die Karte (auch topographisch) beim Paul und Kach im Remscheniggraben. Die Granitgrenze liegt erst nördlich vom Kach und stößt an jenen merkwürdigen, schon beschriebenen albitführenden Quarzphyllit vom Aussehen mancher Seebergschiefer (kein Andalusitschieferphyllonit), der sich ohne Spur einer Kontaktmetamorphose zwischen sie und die Hülschiefer des Tonalits einschiebt; eine der merkwürdigsten Stellen des ganzen Gebietes: Der Granit bis auf gelegentliche Harnische tektonisch unversehrt, die Hülschiefer posttonalitisches mäßig durchbewegt, jedoch nicht frei von Kataklase, dazwischen der feingefaltete Phyllit und im Süden des Cordieritandalusitschiefers der mit nordgerichteter Verschuppung von Oberkarbon und triadischem Uschowakalk, weiter östlich nur noch von Dachsteinkalk überfahrene Tonalitmylonitgneis; als ob der Tonalit der Prellbock des ganzen Systems gewesen wäre. Die Kluftrichtungen ergaben übereinstimmende Resultate. Riffkalk der Kupitzklamm: S:h 8, F steil SW; Q:h 2, F fast senkrecht; L: sehr flach, fast horizontal. Ebenso der dort aufgeschlossene Tonalit. Phyllitische Schiefer im Remscheniggraben (nahe der Kupitzbachmündung): S:h  $7\frac{1}{2}$ , F  $85^{\circ}$  SW; Q:h 2, F  $75^{\circ}$  W; L: ganz flach, Tonalit bei St. Margareten: S:h 7, F  $70^{\circ}$  SW; Q:h 2, saiger; L: flach. Am Granit im Ebriachtal, der etwa  $1\frac{1}{2}$  km talaufwärts von der Trögernbachmündung ansteht, wurde gemessen: S:h 8, F  $50^{\circ}$  SW; Q:h 3, F  $50^{\circ}$  SO und h 1, saiger; L: fast schwebend. Hundert Schritte aufwärts: S:h 8, F  $60^{\circ}$  SW; Q:h  $1\frac{1}{2}$ , fast saiger. Dagegen zeigen die „Grünschiefer“ am Promenadenweg des linken Vellachufers bei Eisenkappel: S:h 5, F  $60-70^{\circ}$  S; Q:h 10-12, F  $50-80^{\circ}$  0; L:h 12, F flach 0. Vielleicht könnten die Ausmessungen eines möglichst engmaschigen Klufnetzes neben Gefügestudien hier zur Klärung der Tektonik beitragen.

Lehrreiche Aufschlüsse von der zerrütteten Struktur des Obirzuges gewann J. Stiny (l. c., 11, S. 120) in der Vellachschlucht talabwärts von Eisenkappel. Ganz dasselbe zeigen die Profile der beiden neuen, vor Jahresfrist in den Trobefelsen vorgetriebenen Hoffnungsstollen, wo die angefahrenen tonigen Raiblerschichten bei beständigem Wechsel von Streichen und Fallen des Riffkalkes in grotesker Weise zerknetet und zwischen die klastobrecciösen Kalke eingewickelt wurden. Das Bild der vom Tal aus so schön zu sehenden Überkippung ist nur die äußerliche Maske eines überaus zersplitterten Innenbaues. Schon F. Teller betont (Erläuterungen, S. 77), daß am rechten Vellachufer unterhalb Eisenkappel die inverse Lagerung der normalen weicht. Nach diesen Feststellungen erscheint die „überkippte kalkalpine Wurzel“ doch etwas zu stark schematisiert.

Stratigraphische Beobachtungen führten Teller zur Vorstellung, daß die Entstehungsräume des Obirzuges und der Koschuta, die heute östlich von der Schaida bis auf 1½ km genähert erscheinen, einst viel weiter auseinander gelegen sein mußten. Der Obir kennt keine Wengener Schichten, aber ihre bei der Alpe Mrsli Vouk (S von Zell-Pfarrre) anstehenden Vertreter scheinen nach Teller nicht eben typisch entwickelt zu sein (Erläuterungen, S. 66). Auch sonst sind die stratigraphischen Unterschiede noch geringfügig, besonders in den Raiblerschichten, sie werden erst in den Steiner Alpen und namentlich an ihrer Südseite erheblicher (Teller und Kossmat). Die Koschuta ist stratigraphisch noch kein typisch südalpines Element, aber wir sehen in ihr die Brücke zwischen nord- und südalpiner Schichtenentwicklung, zwischen dem Obirzug und den Steiner Alpen.

Diese sind stratigraphisch schon südalpin, tektonisch größtenteils noch reinalpin, wenn auch im Süden dinarisch beeinflusst. Um so leichter wäre da die Beantwortung der Entscheidungsfrage nach der sogen. „alpin-dinarischen Grenze“, die geographisch so einfach läuft, in der Savelinie, aber tektonisch nach den Profilen Tellers nur wenig von ihr entfernt an der von der Birnbaumeralpe gegen Ulrichsberg gezogenen Linie. Das wäre die Scheide zwischen nord- und südgerichteten Verschüppungen innerhalb eines und desselben Orogens.

Jedoch auch diese Grenzführung wäre nicht korrekt, da sie stratigraphisch Zusammengehöriges entzweirisse. Eine befriedigende Lösung dieses Problems fand erst A. Winkler durch genaue Studien der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse im Süden der Steiner Alpen. Er zeigte die Entstehung der Südalpen aus einer selbständigen Synklinale mit eigenem Flysch, ihre Faltung in der Kreidezeit, ihre Deformation im Tertiär durch das Eingreifen dinarischer Faltung unter Ausbildung von Knickungsüberschiebungen, die noch in den Zentralalpen fühlbar sind. (Vergl. auch den Schluß dieses Artikels.)

Betrachten wir aber nochmals den Aufbau des Gebirges im Norden. Die geringe Breite des Eisenkappler Kristallins und das Ausmaß der durch Kieslinger auf etwa 3 km bestimmten Nordschiebung des Petzen-Obirzuges über Jungtertiär lassen den Gedanken als berechtigt erscheinen, daß der Gebirgstreifen von der nördlichen Grünschiefergrenze bis zum alten Südsaum des Tonalits, bzw. seines südlichen Hüllschiefermantels, im Miocän bereits frei lag und dann erst, nach Ablagerung der jungtertiären Konglomerate von den Triaskalken überschoben wurde, also eine alte Landoberfläche darstellt, die heute als tektonisches Fenster teilweise bloßgelegt ist. Daß der Tonalit und demnach auch der Südflügel seiner Schieferhülle einst viel weiter nach Süden reichte und heute unter der Trias der Uschowa und den Andesiten des Travník liegt, verrät sein scharfer, nach S vorspringender Sporn am Wistrabru ch. Dementsprechend müßte daher das „Schieferfenster von Eisenkappel“ nach der Ablagerung des Tertiärs genau so im Norden des Karawankenkalkes gelegen haben, wie die Tonalitinsel von Finkenstein (südlich Warmbad Villach, s. Karte in Lit. 4) heute noch liegt, als ein Stück alpinen Landes. Damit fällt die Vorstellung einer „dinarischen Narbe von Eisenkappel“, so sehr auch insbesondere die morphologischen Verhältnisse dazu verlocken. Die zunehmende Divergenz Obir-Koschuta östlich vom Loibl ist vielleicht im Vorseilen des Obirzuges gegenüber der Koschuta begründet.

Die bereits skizzierte tiefgehende Zerrüttung des Obirzuges gegenüber der tektonischen Konkordanz der Koschuta findet eine einfache Erklärung, wenn wir versuchen, die von O. Ampferer begründete „Reliefüberschiebung“ (Jahrb. der Geol. B.-A., Wien, 78. Bd., 1928) auf unser Gebiet zu über-

tragen. Bei der Querung des Kammes zwischen dem Leppen- und Loibniggraben überzeugt man sich, daß der nördliche Hang unter die ihn überschiebenden Kalke hinabtaucht, im oberen Loibniggraben erkennt man noch deutlich die alte Landoberfläche. Von Süden her waren die Triasmassen über die Grünschiefer hinweg nordwärts geglitten, ihr durch das natürliche Gefälle hier beschleunigteres Vordringen führte zunächst zu einem Abreißen vom Koschutazug, ihre Bewegungsenergie wurde verstärkt, aber in der tiefen Senke des heutigen Drautals abgebremst und in zerstörende Arbeit übergeführt. Die gewaltige Prellung führte dann zu jenen komplizierten, oft beschriebenen Zerrüttungen des Innenbaues, wie sie Ampferer als Beispiel gleicher Vorgänge aus dem Karwendelgebirge vorführt.

Noch fehlen Detailarbeiten über die jungen (nach Teller archaischen), metamorphen Gesteine von Eisern und vom Kranski Reber. Haben Kossmat und Heritsch-Schwinner recht, dann sind nicht sie, sondern die Devonkalke und der geringe silurische (?) Anteil des Seebergschiefer nächst Vellach (Kossmat, l. c., 9, S. 78, Heritsch, l. c., 12, S. 179, Schwinner, l. c., 14) die ältesten Gesteine zwischen dem Obir und der Menina. Ihnen folgen die Grünschiefer im Alter der Nötscherstufe mit ihren dünnblättrigen Sedimenten, Tuffen (?) und Eruptivmassen; die Hülschiefer des Tonalits wären dann oberkarbonisch und nicht silurisch oder älter.

Naheliegender erscheint ein Vergleich zwischen unserem Tonalit mit den Rieserferner- und Brixnergesteinen. Die große, allerdings nur äußerliche Ähnlichkeit ihrer Hülle und die Tonalite selbst fordern diesen ebenso heraus, wie ihre Position am Rande eines intensiven Bewegungshorizontes mit gesteigerter Intrusionstendenz. Aber diese Intrusionen beschränken sich nicht auf eine durch tektonische Einflüsse stark verschmälerte Verschuppungszone, sondern greifen noch weit nach Süden zurück bis über die Savelinie. Sie sind geknüpft an ältere Gefügestörungen als Leitlinien eruptiver Tätigkeit und kein Privilegium einer heute nicht mehr so ganz zweifellosen „Wurzelzone“.

Staub stellt in seiner Karte den Eisenkappler Tonalit als ein Stück dinarischen Kristallins den tirolidischen Rieserfernern gegenüber, eine Inkonsequenz des Einheitsgedankens, der sonst sein Alpenwerk auszeichnet.

Es wäre verfrüht, heute schon weitläufig über alle diese Fragen zu sprechen; es fehlen dafür noch manche stratigraphischen und petrographischen Grundlagen. Sander<sup>15)</sup> hat erst kürzlich wieder die Wege gezeigt, die künftige Arbeit wird gehen müssen.

„Gegensätze, wie alpin-dinarisch, sind von Wert, wenn sie als Anregung zu kritischer Weiterarbeit, nicht aber als letztes Ende genommen werden“. (B. Sander: Verh. d. Geol. Reichsanstalt, 1916.)

Dem ist seither A. Winkler gerecht geworden, indem er einen scharfen Trennungsstrich zieht zwischen den Dinariden und den Südalpen. Müsigg wird deshalb jede Diskussion, ob die Steinalpen oder gar die Koschuta zu den Dinariden gehören; sie sind zweifellos alpin mit scharfer Horizontaldiskordanz ihrer Züge gegenüber dem südöstlichen dinarischen Streichen.

Wien, am 20. November 1929.

#### Literatur:

- 1) Ed. Sueß: Äquivalente des Rothliegenden usw. Sitzungsbericht der Kais. Akademie d. Wiss., Wien, 1868, LVII., 1. Abt.
- 2) Ed. Sueß: Die Entstehung der Alpen. Wien, 1872.
- 3) F. Teller: Erläuterungen zur Spezialkarte Eisenkappel und Kanker. Wien, 1898. Lechner.
- 3a) F. Teller: Erläuterungen zu Blatt Prassberg a. d. Sann. Wien, 1898. Lechner.
- 4) F. Teller: Geologie des Karawankentunnels. Denkschriften der Kais. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., LXXXII. Bd., 1910.
- 5) H. V. Graber: Die Aufbruchzone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Südkärnten. Jahrb. d. Geol. Reichsanst., Wien, Bd. 47, 1897.
- 6) R. Canaval: Bemerkungen über einige Braunkohlenablagerungen in Kärnten. Carinthia, II., 92, 1902. — Das Kohlenvorkommen von Lobnig usw. Berg- u. Hüttenm. Jahrb., 1919, H. 2, Wien.
- 7) H. Höfer: Das Alter der Karawanken. Verh. d. Geol. Reichsanst., Wien, 1908.
- 8) L. Kober: Bau und Entstehung der Alpen. Gebr. Borntraeger, Berlin, 1923.
- 9) F. Kossmat: Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Diese Mitteilungen, VI., 1913.
- 10) R. Staub: Der Bau der Alpen; Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz. Geol. Komm. d. Schweizer Naturf.-Ges., N. F. 52, 1924.
- 11) J. Stiny: Gesteinsklüfte und alpine Aufnahmegeologie. Jahrb. d. Geol. B.-Anst., Wien, 1925.
- 12) F. Heritsch: Aus dem Paläozoikum des Vellachtales in Kärnten. Jahrb. d. Geol. B.-Anst., Wien, 1927.
- 13) F. Heritsch: Führer zur geol. Exkursion in die Karnischen Alpen. Erläut. zu den Exkursionen der Tagung der Deutschen Geol. Ges. Mitt. d. Geol. in Wien, 1928.

<sup>14)</sup> R. Schwinner: Die Schichtfolge des Seeberggebietes. Jahrb. d. Geol. B.-Anst., Wien 1927.

<sup>15)</sup> B. Sander: Erläuterungen zur Geol. Karte Meran-Brixen. Schlernschriften, 16., 1929, Wagner-Innsbruck, und Berichte des naturw.-med. Vereines zu Innsbruck, 41., 1929 (mit reicher Literatur).

<sup>16)</sup> A. Winkler: Die Bedeutung des Alpen-Dinaridenproblems für den Alpenbau. Jahrb. d. Geol. B.-A., Wien, 78. Bd., 1928.

<sup>17)</sup> A. Kieslinger: Karawankenstudien I. Zentralbl. f. Min., usw.,

<sup>18)</sup> A. Winkler: Über das Alter der Dazite im Gebiete des Draudurchbruches. Verh. d. Geol. B.-A., Wien, 1929, Nr. 8.

Dazu die zahlreichen Einzelpublikationen, Karten und Erläuterungen über die Karnischen Alpen (im engeren Sinne) von G. Geyer, die Schriften von F. Frech, F. Heritsch u. a. m. Unentbehrlich sind die tektonischen Abhandlungen, die O. Ampferer u. a. in den Jahrbüchern des Geologischen Bundesanstalt in Wien, in den Schriften der Akademie der Wissenschaften und in der Zeitschrift für Geomorphologie veröffentlicht hat.

Übersichtskarte der  
Karawanken und Steiner Alpen  
(nach Heritsch, Kosmat, Teller)



- Eisenkappel
- Feinstrutz
- Gallica
- Kommetingraben
- Kranjski Reber
- Leppengraben
- Lößniggr.
- Lößlpass.
- Remischenniggr.
- Sch. Schaid. (1049m)
- Seeberg (116m)
- Stulleralpe.
- Se.
- Stein.
- Ulrichsberg.
- 1/4k.
- Vellacher Kocna.
- Zell-Pfarr.
- Permo-karborn.
- Hülschiefer (O. Karb.)
- Devon-Karborn.
- Tonschiefer d. Südalp.
- wg-Wengener Sch.
- Trias (M.T)
- melam.
- nicht met. Trias.
- Perm u. Werf. Schief.
- Quartär.
- Ob. Tertiär.
- Jura.
- R.S. Raibler Sch.
- Andesite.
- Porphyre u. Porphyrite.
- Granit.
- Tonalit.