

O Stauschotter in zirka 640—660 m Höhe, mit Bergsturzmassen von den Steilflanken des Tales vergesellschaftet.

S Kajndorf im Gurktal wurde das fragliche Kohlenvorkommen W Weitensfeld aufgesucht. Nach eingezogenen Auskünften ist in zahlreichen Seichtbohrungen 500—1000 m WSW K. 712 m auf einer größeren Fläche im Sand und Lehm der Niederterrasse Schieferkohle erbohrt worden. Diese Kohle (Lignit) stammt aus einem, durch einen Schotterwall abgestauten, ehemaligen Sumpf, vermutlich interstadialen Alters.

Der nördliche Draugletcher lagerte seine Moränen S Reitschitz, NW Göseberg bis 1140 m und O Göseberg bis zirka 1100 m ab. Vor allem der mächtige Wall gegen NO staute die Wässer des Dabro-Jakobimooses). Die ausstrahlenden Schwemmschotter sind in zirka 980 m bis S Ladein (vielleicht noch W Rasting) zu verfolgen. W und N Pflausach staute ein bis K. 955 m reichender Schotterwall die Wasser des Harterbaches auf. Von NW Pflugern über Sörg nach Reidenau und weiter nordwärts ist in zirka 900 m der Verlauf einer Eisrinne zu erkennen, die nach Schaumboden zum Mühlbach führt. W der Schaumburg sind Schotter bis zirka 870 m gegen NO zu treffen. Weiter ostwärts greift eine lückenhafte Schotterstreuung bei Giesselhof genau so hoch die Abhänge hinauf. Die ausgedehnten Schotterfluren reichen bis 760 m herauf. S des Gauerstalles kann man Schotterreste noch bis zirka 1000 m finden. Weiter gegen St. Veit zu zerteilen Schotterrinnen, Verebnungen und Umfließungsrinnen verschiedenen Alters die Landschaft in ein romantisches Hügelwerk, das die Bewohner zur Errichtung befestigter Anlagen herausforderte.

Aufnahmen (1955) im Eruptivgebiet von Eisenkappel (Blatt 215)

VON CHRISTOF EXNER

Die gute alte Darstellung von FRIEDRICH TELLER (1898) läßt sich wesentlich verfeinern, wenn man die einzelnen Gesteinsvarietäten des Granitzuges gesondert kartiert (Gabbro, Diorit, Porphyrganit, Kerngranit) und die interessanten Kontaktgesteine (Knotenschiefer, Hornfels) eigens ausscheidet. In dem schlecht aufgeschlossenen und walddreichen Gebiet stellt die neue topographische Kartenunterlage im Maßstabe 1:25.000 ein bedeutendes Hilfsmittel dar. In diesem Sinne bearbeitete ich den Bergrücken zwischen Leppen- und Remschenigtal und verwendete dafür und für einige Übersichtsbegehungen in der weiteren Umgebung drei Wochen Arbeitszeit.

Der N-Rand des Granitzuges

Der Granitzug grenzt nördlich an die sogenannte „Grünschiefererie“, welche aus Phyllit, Diabasschollen und daraus hervorgegangenen Grünschiefern zusammengesetzt ist. Bekanntlich finden sich an der N-Grenze des Granitzuges Intrusivkontakte (granitische Apophysen in den Phylliten; kontaktmetamorphe Umwandlung der Phyllite zu Cordierit-Knotenschiefern und zu Hornfels). Jedoch wurde — was ebenfalls bekannt ist — der Granitkomplex nach seiner Intrusion in einer späteren Phase der Gebirgsbildung in den allgemeinen N-vergenten Schuppenbau einbezogen, so daß wir reichlich tektonische Kontakte zwischen Grünschiefererie und Granitzug vorfinden. Es wechseln also längs des N-Randes des Eisenkappler Granitzuges rein tektonische Kontaktstellen mit solchen teilweise erhaltener kontaktmetamorpher Erhitzungshöfe ab.

Ausgezeichnet erhalten fand ich den *äußeren Kontakthof* am Fahrwege südwestlich Spitzberg aufgeschlossen, 500 m von der Bundesgrenze entfernt. Schwach metamorpher Phyllit geht in beinahe kontinuierlichen Aufschlüssen längs des Fahrweges in Cordierit-Knotenschiefer über. Diese Knotenschiefer sehen makroskopisch so aus wie die mitteldeutschen Fleck- und Knotenschiefer aus den diversen variszischen äußeren Eruptivkontakthöfen, so wie sie sich recht

allgemein in unseren petrographischen Schulsammlungen vorfinden. H. V. GRABER untersuchte die betreffenden Gesteine sorgfältig und bezeichnete sie in seiner Arbeit aus dem Jahre 1897 als „Cordierit-Glimmerhornfels“ und im Jahre 1933 als „Cordieritfleckenhornfels“. Die Bezeichnung Knotenschiefer (E. REYER, 1878) scheint mir am anschaulichsten, da es sich bloß um schwach kontaktmetamorph umgewandelte Phyllite ohne die bienenwabenförmige Hornfelsstruktur und ohne den kompakten Charakter der Hornfelse handelt. Unser Knotenschiefer südwestlich Spitzberg ist ein violettlich gefärbter Phyllit mit rundlichen Knötchen (xenomorphe Cordieritporphyroblasten) von max. 1,2 mm Durchmesser. Im Dünnschliff ist eine Transversalschieferung zu sehen. Sie erzeugt auf dem Haupts des Gesteines eine zarte Lineation. Das Gesteinsgrundgewebe ist fein wellig gefältelt und besteht aus Quarz, Biotit, Serizit und opaker Substanz. Die rundlichen Cordieritporphyroblasten (meist Einzelkristalle, mitunter Zwillinge) umschließen das Grundgewebe, ohne es zu desorientieren (unverlegtes si). In einem anderen Vorkommen dieses Knotenschiefers (Lokalität südwestlich Riegelrig) fanden sich kleine, nach dem Albitgesetz polysynthetisch verzwilligte Plagioklaskörnchen als Einschlüsse in den Cordieritporphyroblasten. Jedenfalls ist der äußere Kontakthof des Eisenkappler Granitzuges nicht tektonisch ungestört erhalten, denn die Aufschlüsse am Fahrweg südwestlich Spitzberg sind bloß etwa 100 bis 200 m von der Granitgrenze entfernt. Sie liegen heute viel näher am Eruptivkörper als zur Zeit der Kontaktmetamorphose.

Der *innere Kontakthof* scheint an der N-Grenze des Eisenkappler Granitzuges im Gebiete des Leppentales weitgehend tektonisch überschoben zu sein, so daß sich die typischen hochmetamorphen Hornfelse des inneren Kontakthofes nur selten und bloß als Leesteine längs der nördlichen Granitgrenze auffinden ließen. Hingegen sind sie an der S-Grenze des Granitzuges (siehe unten) großartig und mit Erhaltung des primären granitischen Intrusionsverbandes anstehend aufgeschlossen.

Tektonische Kontakte mit scharfem Hiatus der kristallinen Korngröße und ohne Erhaltung des primären Intrusivkontakthofes liegen z. B. eindentig im Gebiete südwestlich Keschar und beim Steinbruch Miklaumühle im Leppental vor. An beiden Lokalitäten fallen die sehr schwach metamorphen seidenglänzenden Phyllite (Typus der Wildschönauer- oder Eisenhutschiefer) — bloß einige Meter vom Granit entfernt — südlich unter den Granitzug ein. Die in den Phylliten enthaltenen Diabasschollen sind an beiden Orten intensiv tektonisiert. So sind die Plagioklasse mitsamt ihren polysynthetischen Zwillinglamellen im Diabas des Steinbruches P. 708 postkristallin gequält. Der ehemalige Diabas bei dem Steinbruch Miklaumühle (Felswand am linken Leppenufer neben der Straßenbrücke, die sich 200 m ost-südöstlich P. 590 befindet) ist in einen schwach metamorphen, stark differentiell durchbewegten Chloritschiefer umgewandelt, der noch Relikte von brauner Hornblende und Ilmenit (mit Leukoxen) enthält. Keinerlei umkristallisierende oder granitisierende Beeinflussung hat der bloß wenige Meter entfernt anstehende Granit auf diesen Chloritschiefer und die am Straßenrande aufgeschlossenen Phyllite ausgeübt. Es handelt sich also um typische tektonische Kontakte, wobei wohl anzunehmen ist, daß in der Tiefe ein bedeutend größerer Granitkörper liegt, von dem der im geologischen Kartenbild erscheinende Eisenkappler Granitzug bloß eine in den allgemein E—W-streichenden und N-vergenten Decken- und Schuppenbau der Karawanken eingeschichtete tektonische Lamelle darstellt.

Der interne Aufbau des Granitzuges

Überraschungen brachte die Begehung der dicht bewaldeten Hänge des Granitrückens.

Das Gebiet zwischen Leppental, Vellachtal, P. 780, P. 859, P. 836 und P. 637 besteht vorwiegend aus Diorit. In diesem Areal sind Kerngranit und Porphygranit nur als schmale ENE-streichende Linsen und Zungen vorhanden. Sehr deutlich ist dieses Mengenverhältnis zugunsten der Diorite z. B. am neuen Güterweg im Gebänge östlich der Kuppe P. 780 einzusehen. Verfolgt man ferner die Jagdwege im waldreichen N-Gebänge dieser Kuppe bis zu P. 637, so trifft man

ganz vorwiegend auf Dioritaufschlüsse und nur auf schmale Einlagerungen von Porphygranit und etwas Kerngranit. Südlich dieses Areals schließt ein ENE-streichender, 100 m breiter Kerngranitzug an, der östlich der Kuppe P. 859 das verhältnismäßig frischeste Kerngranit-Gesteinsmaterial dieses Gebietes liefert. Südlich folgen wiederum Diorite mit einzelnen Porphygranitlinsen und mit einem Kerngranitzug.

Das Verblüffendste ist nun die östlich folgende *Querstruktur* mit N—S-streichenden Intrusionszungen und Migmatitzonen. Es handelt sich um das Gebiet zwischen P. 836 und P. 1034, also um einen etwa 2 km langen Abschnitt im regional E—W-verlaufenden Eisenkappler Granitzug. Aus den kristallinen Schiefen südlich des Granitzuges (siehe unten) greifen saiger stehende N—S- und NNE-streichende Schieferlappen 500 m nördlich vor und lösen sich im Granit in ebenso streichende Schollenmigmatite auf. In diesem Gebiete treten Diorite räumlich zurück. Es herrschen feinkörnige hybride Granite.

Östlich dieser Querstruktur schwillt der eigentliche Kerngranit zu bedeutender Mächtigkeit an (seine Breite in N-S Richtung mißt max. 750 m). Hier ist auch die reinste Gesteinsausbildung des Kerngranits.

Östlich des Fahrweges Riegelnic—Strutz wird der Eisenkappler Granitzug ganz schmal. Er führt hier E—W-streichende Dioritschollen und Porphygranit. Südöstlich Javornik mißt die schmalste Stelle bloß 150 m in N-S-Richtung.

Die verschiedenen Gesteinstypen des Eisenkappler Granitzuges wurden sehr sorgfältig von H. V. GRABER (1897, 1929 und 1933) studiert. Dieser mustergültigen petrographischen Bearbeitung seien hier bloß meine zusätzlichen Beobachtungen hinzugefügt:

Derzeit bietet der in Betrieb befindliche Steinbruch Miklaumühle, am linken Ufer des Leppenbaches, 400 m südöstlich P. 590, den besten Aufschluß im Eisenkappler Granitzug. Ein *feinkörniges basisches Gestein* („Mikrogabbro“ H. V. GRABERS) erweckt Verdacht auf Lamprophyr. Dieses feinkörnige dunkle Gestein wird an einer Stelle von Porphygranit diskordant durchschlagen. An anderen Stellen dieses Steinbruches mischt sich das feinkörnige basische Gestein mit Granitporphyr, Aplit, Pegmatit und diffusen Feldspat-Quarz-Wolken. Als Mischprodukte stehen dioritische Grobmengungen mit 15 cm langen Hornblendesäulen und 1 cm großen Titanitkristallen an.

Daß die *dioritischen Körper* bedeutend größere Räume im Aufbau des Eisenkappler Granitzuges einnehmen, als die bisherigen Darstellungen entnehmen ließen, wurde bereits oben betont. Den grobkörnigen, Olivin-reichen *Gabbro* fand ich nur in Lesesteinen. Die von H. V. GRABER gekennzeichneten Mischstadien zwischen basischem und granitischem Material sind prachtvoll und regional verbreitet beobachtbar. Ähnlich wie z. B. beim Rastenberger Granit (Böhmische Masse) dürfte es sich auch hier um basische Tiefenkörper handeln, die in der Tiefe mit granitischen Stoffen durchdrungen wurden. Der aus den Mischprodukten bestehende Magmateig (Diorite) stieg dann im Zuge der granitischen Intrusion in die Höhe.

Ob die Diabase der nördlich an den Eisenkappler Granitzug angrenzenden Grünschieferserie denselben basischen Tiefenkörpern wie die Gabbros des Eisenkappler Granitzuges entstammen, läßt sich meines Erachtens vorläufig nicht entscheiden. Eine solche genetische Verknüpfung war einer der Leitgedanken H. V. GRABERS bei der Wiederaufnahme seiner Untersuchungen im Jahre 1929. Unmittelbare feldgeologische Beweise sind dafür nicht vorhanden. Zur Klärung dieser interessanten Frage wird eine größere Aufsammlung und Untersuchung der betreffenden Diabase bzw. Grünschiefer einerseits und der genannten feinkörnigen basischen Gesteine (? „Mikrogabbros“, eventuell auch ? Lamprophyre!) des Eisenkappler Granitzuges andererseits, zusammen mit feldgeologischer Beobachtung und Kartierung durchzuführen sein.

Das auffallendste und bekannteste Eisenkappler Gestein, der in unseren Schulsammlungen stets reichlich vorhandene und den wissensdurstigen Studenten (zumindest zu meiner Studienzeit) mit Vorliebe als „Ganggranit“ vorgeführte *Porphygranit*, ist wohl von H. V. GRABER sehr gut petrographiert und chemisch analysiert, bedarf aber doch einer feldgeologischen Neu-

bearbeitung. Geologisch auffallend ist in erster Linie die enge räumliche Verknüpfung des Porphygranits mit Diorit. Schon den alten Geologen war das bekannt (siehe F. TELLER). Daß die Feldspateinsprenglinge älter sind als das Grundgewebe des Porphygranits — so wie uns das seinerzeit als Studenten an diesem Parade-„Ganggranit“ demonstriert wurde —, ist zweifelhaft. Man sammelt im Steinbruch Miklaumühle Diorite, in denen einzelne mit Plagioklas umrindete K-Feldspateinsprenglinge sprossen, die denen des Porphygranits durchaus analog sind. Von solchen Dioriten gibt es Übergänge zu den Porphygraniten. Im Grundgewebe des Porphygranits überwiegt der Plagioklas weitaus gegenüber Mikroklin. Stets ist das Grundgewebe des Porphygranits biotitreich und hornblendeführend, daher weist das Grundgewebe des Gesteines auch immer eine mehr graue, ziemlich dunkle Farbe auf. Die Plagioklasrinde der K-Feldspateinsprenglinge des Porphygranits dürfte ähnlich wie im Rapakiwigranit mit dem mehr basischen Gesteinscharakter zusammenhängen (Umschwung des Alkaliverhältnisses und Konzentration von Ca in der Restlösung).

Der Eisenkappler Kerngranit wurde bisher als Hornblendegranit bezeichnet. Er führt aber stellenweise gar keine Hornblende (z. B. östlich P. 859). Aplite, Pegmatite und Porphyrite kommen vor.

Der S-Rand des Granitzuges

Südlich des Eisenkappler Granitzuges folgt bekanntlich die Serie der „kristallinen Hüllschiefer des Tonalits“ (F. TELLER). Es handelt sich um regional E—W-streichende, meist steil aufgerichtete, häufig S-fallende kristalline Schiefer, die bisher nicht näher petrographisch beschrieben waren.

Nach meinen Beobachtungen ist das verbreitetste Gestein ein feinkörniger quarzreicher Zweiglimmergneis mit straffem flächigem Parallelgefüge. Die Korngröße bleibt unter 1 mm. Die Feldspate sind xenomorph, und zwar handelt es sich um Albit bis Oligoklas mit seltenen polysynthetischen Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz und um scharf gegitterten Mikroklin (z. B. Steinbruch beim Gehöft Sabodim, Aufschlüsse beim Gehöft Kach und Felswand bei der Straßenbrücke an der Mündung der Rjewica P. 745). Untergeordnet gehen diese feinkörnigen Gneise in reine Quarzite über. Als Hauptgemengteile führen die Quarzite charakteristisch gelängte Quarze und beide Glimmer. Als Nebengemengteile finden sich Chlorit, Epidot und opake Substanz (z. B. westlich P. 843). Weit verbreitet sind wellig verbogene, postkristallin deformierte Quarzphyllite mit rostigen Verwitterungsflächen (Typus: Innsbrucker Quarzphyllit). Am mächtigsten sind die Phyllite nördlich und nordöstlich Jarjoutz entwickelt. Sie finden sich aber in der gesamten Serie sehr häufig. Mit ihnen zusammen kommen dünnblättrige schwarze Schiefer vor (z. B. südlich Poset und 450 m südöstlich Riegelrig). Verhältnismäßig selten finden sich abseits der Granitgrenze in diesen kristallinen Schiefen noch Injektionsadern (z. B. eine 10 cm breite pegmatitische Injektionsader am Wege 150 m südlich Kach in gefaltetem Quarzitschiefer).

Diese kristallinen Schiefer sind in der Nähe des Granitzuges häufig zu Cordierit-Andalusit-Sillimanit-Hornfelsen ungewandelt (H. V. GRABER). Schon E. SUSS (1868), E. REYER (1878), F. TELLER und H. V. GRABER beschrieben außerhalb des heutigen österreichischen Bundesgebietes gute Aufschlüsse des Injektionskontaktes zwischen dem Eisenkappler Granit und den Hornfelsen, wobei das allmähliche Verschwinden der Schieferstruktur in den Hornfelsen, das völlige Kompaktwerden der Hornfelse (regellos körniges Gefüge), die Auflösung der Hornfelse durch granitische Injektion und schließlich ihre Kippung und Verdriftung im granitischen Magmenteig beobachtet und zeichnerisch dargestellt wurden.

Ich fand nun auch innerhalb der heutigen österreichischen Bundesgrenze ein ganz vorzüglich aufgeschlossenes derartiges Kontakt- und Intrusionsgebiet, und zwar innerhalb der bereits oben genannten Querstruktur. Die Felswand nordöstlich P. 843 und ihre Umgebung bieten einen ausgezeichneten Einblick in diese Vorgänge bei der Intrusion (*typischer innerer Kontakthof* am

Rande des Intrusivkörpers gegen die südlich angrenzenden kristallinen Schiefer). Die kristallinen Schiefer und die aus ihnen hervorgegangenen Hornfelse streichen im weiteren Umkreis von P. 843 in der Richtung N—S bis NNE. Sie greifen von der gewöhnlichen S-Grenze des Granitzuges her zungenförmig etwa 500 m nach N in den Granitkörper hinein. Es handelt sich um einen Teil des Intrusionsdaches, welches N—S-streichend in den Granit eintaucht und — den späteren Scherbewegungen zum Trotz —, erhalten blieb. In der 6 m hohen Felswand nord-östlich P. 843 streichen mylonitische Klufflächen ENE und fallen 35° S. Sie entsprechen den tektonischen Scherbewegungen des Karawankenbaues und schneiden diskordant die in der Felswand gut aufgeschlossenen, saigeren, N—S streichenden Schieferstrukturen der Hornfelse durch. In dieser Felswand findet man auch die allmählichen Übergänge vom geschieferten zum regellos körnigen Hornfels. Die Injektionen im Hornfels und die Kippung der Hornfelseshollen im granitischen Material sind gut beobachtbar. Weitere Aufschlüsse und zahlreiche Lesesteine der Hornfels-Schollenmitgmatite bietet das östlich an die genannte Felswand anschließende Gebiet, sowie das Areal nordwestlich Makesch. Gute Hornfelsaufschlüsse finden sich im Graben zwischen Josel und Remscheniger Riegel. Übergänge zwischen quarzitischem Gneis und Hornfels scheinen mir am Fahrwege südlich Kach vorhanden zu sein und sind noch mikroskopisch zu untersuchen, da wir über diese Übergänge in unserem Gebiete bisher keine genauere Kenntnis besitzen. Es ist mitunter feldgeologisch nicht leicht, zwischen den feinkörnigen Zweiglimmergneisen und den Hornfelsen eine Grenze zu ziehen. Beide Gesteine können sich sehr ähnlich werden. Jedenfalls scheinen Knotenschiefer zu fehlen, da die Zweiglimmergneise selbst schon stark metamorph sind und sich daher dieses kontaktmetamorphe Zwischenstadium in ihnen nicht oder kaum auswirkte.

Die Cordierit-Andalusit-Sillimanit-Hornfelse wurden bereits von H. V. GRABER eingehend beschrieben. Makroskopisch handelt es sich um grau-violette (hoher Cordieritgehalt) feinkörnige, teils massige, teils noch mit reliktischem flächigem Parallelgefüge der ehemaligen Schiefer ausgezeichnete Gesteine. Im Mikroskop herrscht bienenwabeförmige Hornfelsstruktur. Wo noch Schiefertexturen gefügig erkennbar sind, ist der Biotitgehalt reichlicher. In solchen weniger granitisch veränderten Typen findet sich auch der Muskowit erhalten. Xenomorpher Quarz löscht spiegelglatt aus. Andalusit zeigt Porphyroblasten (Säulchen) mit unverlegten Einschlußzügen des Grundgewebes. Er wird vom jüngeren Cordierit angenagt, der xenomorphe Porphyroblasten mit unverlegtem si (Grundgewebseinschlüsse) bildet. Sillimanit findet sich in Form zahlreicher kleiner Nadelchen. Nebengemengteile sind Apatit, Zirkon, Erz, Turmalin und Chlorit. Den von H. V. GRABER genannten Korund habe ich in meinem Schliffmaterial bisher nicht gefunden. Wo die Injektion der granitischen Säfte zunimmt, geht die parallelflächige Schiefertextur verloren. Gleichzeitig steigt der Feldspatgehalt des Gesteines. Mikroklin ist dann reichlich vorhanden, und zwar xenomorph und scharf gegittert. Plagioklas (Oligoklas) zeigt schwachen Zonenbau, Tendenz zu Leistenform, selten Zwillingslamellen, die — soferne überhaupt vorhanden — stets nur schwach entwickelt sind.

Der Tonalitgneis und seine tektonischen Kontakte

An die kristallinen Hüllschiefer grenzt bekanntlich der Tonalitgneis südlich an. Seine Ausdehnung ist auf österreichischem Bundesgebiet sehr klein und beschränkt sich auf das Remschenigtal. Mit den zahlreichen basischen Fischen sieht der Tonalitgneis dem des Rieserfernergebietes so ähnlich, daß man sie verwechseln könnte. Auffallend ist im mikroskopischen Bild des Tonalitgneises und der basischen Fische aus dem Remschenigtal die intensive postkristalline Korndeformation, die schon H. V. GRABER in seiner überaus wertvollen Beschreibung vermerkt hat. Die in s gelangten Quarze sind gequält und straff geregelt, so daß sich viele selbständige Einzelkörper zu großen, gemeinsam auslöschenden Überindividuen gruppieren. Die Biotite erweisen sich ebenfalls als intensiv postkristallin gequält. Widerstandsfähiger waren die Plagioklasse, die von den übrigen Gemengteilen lidförmig umschlossen werden, wobei die hetero-

kinetischen Zwickelräume von Chlorit erfüllt sind (Neubildung des metamorphen Stoffumsatzes bei der Durchbewegung).

Die in der Literatur aufscheinende Behauptung, daß an der Grenze zwischen Tonalitgneis und Hüllschiefern kontaktmetamorphe Umwandlung der Hüllschiefer zu Hornfels aufgeschlossen sei, ist nicht richtig und beruht auf einer Kette von Mißverständnissen. TELLER hat während seiner gründlichen geologischen Gesamtaufnahme keine Hornfelskontakte an der Tonalitgrenze beobachtet. GRABER (1897) betont ausdrücklich den vollkommenen Mangel an Kontakterscheinungen längs der Tonalitgrenze. TELLER (1898) glaubt, daß GRABER einen Hornfels an der Tonalitgrenze gefunden hätte, was GRABER (1929, Seite 41) ausdrücklich als ein Mißverständnis TELLERS bezeichnet und richtigstellt. Schließlich meint GRABER (1929), endlich einen anstehenden Hornfels in nächster Nähe der Tonalitgneisgrenze entdeckt zu haben. Er meinte, er hätte den betreffenden Andalusit-Cordierit-Sillimanithornfels aus der anstehenden Felswand herausgeschlagen. Das war ein Irrtum. Die betreffenden Blöcke des Hornfelses liegen im Bachbett am Fuße der Felswand, welche durchaus nicht aus Hornfels, sondern aus ganz gewöhnlichem und mikroskopisch von mir nachgeprüftem quarzreichem Zweiglimmergneis besteht. Es handelt sich um die Lokalität P. 745 der österr. Karte 1 : 25.000, unmittelbar an der Straßenbrücke bei der Einmündung des Rjewicabaches in den Remschenigbach. Es dürften jedenfalls nachträglich GRABER selbst Zweifel an der anstehenden Natur des Hornfelses dieser Lokalität aufgestiegen sein, denn GRABER (1933) ist bereits viel vorsichtiger und spricht nur mehr davon, daß hier ein nachträglich in Phyllit umgewandelter „phyllonitisierter Hornfels“ anstehe. Auch das ist aber nicht der Fall, wie aus dem mikroskopischen Befund zu ersehen ist. Auf Grund meiner Beobachtungen ist eindeutig erwiesen, daß die Blöcke im Bach (Hornfels) nichts mit der Felswand (quarzreicher Zweiglimmergneis), unter der sie liegen, zu tun haben.

Wir wollen es durchaus für möglich halten, daß der Tonalit bei seiner Intrusion, — ebenso wie im Rieserfernergebiet —, Hornfelskontakte in den Eisenkappler Hüllschiefern erzeugt hat. Jedoch sind diese nicht aufgeschlossen. Die Kontakte sind vorwiegend rein tektonische. Ich untersuchte die N- und S-Grenze des Tonalitgneises im Remschenigtal und beobachtete folgendes:

N-Grenze: Bei der westlichsten Auskeilstelle des Tonalitgneises in der Kupitzschlucht sind die nördlich angrenzenden Hüllschiefer bis zur Unkenntlichkeit mylonitisiert. Im Rjewicatal grenzt an den steil S-fallenden Tonalitgneis ein ebenfalls S-fallender quarzitischer Phyllit an, der mit rein phyllitischen Zwischenlagen neben der neuen Güterstraße bis zur Mündung ins Remschenigtal gut aufgeschlossen ist. Am Wege von St. Margarethen zum Lippusch und Jurjontz befinden sich zwei abgetrennte Tonalitgneisvorkommen in den Hüllschiefern, die vielleicht Apophysen darstellen (die Aufschlüsse sind unzureichend). Die eine von den beiden war bereits von H. V. GRABER entdeckt worden. Knapp westlich der Bundesgrenze sind dann noch einmal gute Aufschlüsse an der N-Grenze des Tonalitgneises vorhanden. Es handelt sich um den Fahrweg südlich P. 1092 in der Schlucht nordöstlich von St. Margarethen. An den steil stehenden Tonalitgneis grenzt unmittelbar nördlich ein 10 m mächtiger reiner Quarzit an. Nördlich folgt feinkörniger, quarzreicher, dunkler, S-fallender Phyllit und weiter nördlich mächtiger Quarzphyllit.

S-Grenze: Südlich über dem Tonalit folgen bekanntlich die Sedimente (Jungpaläozoikum und Trias) mit rein tektonischem Kontakt, in sich wieder kompliziert geschuppt. Zwischen dem stark mylonitischen und phyllonitisierten Tonalitgneis südsüdöstlich St. Margarethen und dem Megalodonten-reichen Dachsteinkalk der Uschowa fand ich im unwegsamen N-Gehänge der Uschowa in etwa 1000 bis 1020 m Seehöhe, südöstlich St. Margarethen, Lesesteine von Werfener Flaserkalk und dunklem Muschelkalk. Diese stehen am neuen Güterweg über dem Tonalitgneis in der E-Flanke des Rjewicatales an und sind auch in den Aufschlüssen der Waldbahn in der W-Flanke dieses Tales erschlossen. Sehr kompliziert ist der Schuppenbau über dem Tonalitgneis im Profil der Kupitzschlucht.

Die Anregung zu diesen, vorläufig mehr als eine Erkundung gedachten Untersuchungen im Eisenkappler Eruptivgebiet erhielt ich vom Direktor der Geologischen Bundesanstalt, Herrn Doz. Dr. H. KÜPPER. In mündlichen Aussprachen teilten mir die Herren Dr. P. BECK-MANNAGETTA und Doz. Dr. F. KAHLER einige wertvolle Erfahrungen mit und gewährten mir Einblick in ihre Aufsammlungen. Die große Gesteinssammlung des Kärntner Landesmuseums konnte ich zu Rate ziehen. Den drei genannten Herren möchte ich auch an dieser Stelle für ihre wertvollen und interessanten Anregungen lebhaft danken.

Geologische Beobachtungen (1955) in der Kreuzeck-, Sadnig-, Rieserferner- und Reisseckgruppe (Kartenblätter 177, 180, 181, 182)

von CHRISTOP EXNER

Für diese Beobachtungen wurden vier Wochen Arbeitszeit verwendet. Sie dienen zur Klärung einiger Fragen, die für die in Ausarbeitung begriffene geologische Übersichtskarte des politischen Bezirkes Spittal an der Drau wichtig sind. Ich legte einen Profilstreifen vom S-Rand der Hohen Tauern über Sadnig, Stall, Lainach, Winklern ins Drautal. Ferner untersuchte ich das Vorkommen der südlichen Grauwackenzone im Altkristallin nördlich Greifenburg, besuchte abermals das Gangtonalivorkommen bei Wöllatritten, führte eine Vergleichsbegehung im Rieserfernergebiet aus und konnte unter dankenswerter Führung von Herrn Dr. C. HORNINGER die Aufschlüsse des Reisseck-Kraftwerkes im Gebiete der Mühldorfer Seen und des Biekenales kennenlernen.

Im Verrucano des Frühaugrabens (östlich Dölsach, Drautal) fand ich eine etwa 12 m mächtige und 100 m lange Hauptdolomitscholle (grauer brecciöser, nicht metamorpher typischer Hauptdolomit der Triasformation), welche ENE streichend zusammen mit Verrucano im altkristallinen Glimmerschiefer eingeklemt ist (*tektonische Grabenfurche des Sattels von Zwischenbergen*). Der Hauptdolomit bildet in dem weglosen und stark bewachsenen Mittelstück der Frühauschlucht einen 30 m langen Härtlingsrücken, der mehrere Meter hoch ist und dem westlichen Bachufer entlangzieht. Die Lokalität befindet sich in 900 m Seehöhe, zirka 450 m süd-südöstlich Kapelle Stronach. Der Hauptdolomit kommt etwa 100 m west-südwestlich dieser Stelle am rechten Ufer des Baches nochmals unter Gehängeschutt zum Vorschein.

Im Profilschnitt durch das Altkristallin südlich der Hohen Tauern liegt über dem Quarzphyllit der Matreier Zone ein S-fallender, quarzreicher, granatführender Paragneis am Mulleter Sadnig. Isoklinal S-fallend folgt von der Sadnigscharte über den Sadniggipfel zum Feldkopf dreimaliger Wechsel von Granatglimmerschiefer und quarzreichem Paragneis. Vom Feldkopf bis zum Knie des Schwarzseebaches (P. 1843) folgen mächtige Granatglimmerschiefer, die vielleicht eine Mulde über dem Paragneis darstellen. Darauf deutet der Wechsel von S- und N-fallenden s-Flächen und die Tatsache hin, daß diese Granatglimmerschiefer in der streichenden ESE-Fortsetzung in der Tiefe des Mölltales bei Göbnitz nicht vorhanden sind, sondern längs der Mölltalstrecke zwischen Wöllatritten und Matreier Zone durchwegs Paragneise anstehen. Nördlich vom Tor (P. 2143) sind die Granatglimmerschiefer aplitisch injiziert und zu Injektionsgneisen und Faltenmigmatiten umgewandelt. Südlich vom Tor folgt S-fallender Zweiglimmerparagneis, der weiter südlich (beim Obernig am Sonnberg nördlich Stall) von Granatglimmerschiefer abgelöst wird. Diese Grenze von Paragneis und Granatglimmerschiefer beim Obernig entspricht der regionalen Grenze zwischen der nördlichen Kreuzeckgruppe (Paragneiszone) und der südlichen Kreuzeckgruppe (Granatglimmerschieferzone) des vorjährig untersuchten Profilstreifens, den ich durch die Kreuzeckgruppe zwischen Greifenburg und Raggasehlucht hindurchlegte (siehe Aufnahmebericht EXNER, Verh. d. Geol. B.-A. 1955). Es hat also den Anschein, daß die nördliche Paragneiszone der Kreuzeckgruppe sich in der Sadniggruppe in dem Sinne verändert, daß muldenförmig von oben eingreifende und im Sadnig-