

allen Aufschlüssen eine weit über dem üblichen Durchschnitt stehende postkristalline Beanspruchung der Phyllite wie auch der Gneise.

Die Überschiebungsvorgänge sind jünger als der normale, i. a. einer WNW-Achse entsprechende Innenbau der Grauwackenzone, sie haben auch die Gneise und ihren Innenbau rein postkristallin betroffen. Wir bringen diese Überschiebungen als jungalpidischen (tertiären) Bauakt in Zusammenhang mit der Ausgestaltung des Systems der Pölslinie.

Die Tektonik der Umgebung des Bösenstein und ihr Erkenntniswert für das Kristallin der nördlichen Steiermark

Dazu Tafel 4, 5, und Abb. 2 und 3

Von K. METZ, Graz

(Beitrag 7 zu: Beiträge zur Geologie der Rottenmanner und östlichen Wölzer Tauern)

Die in petrographischer Hinsicht zum Kristallin der Seckauer Masse gehörige Bösensteingruppe bildet geographisch das Kernstück der Rottenmanner Tauern.

Tektonisch zeigt sie sich nahezu überall klar von den benachbarten Einheiten scharf getrennt. Dies ist der Fall im NE und N gegenüber der Grauwackenzone, wo ein überaus komplizierter Störungsverband vorliegt. Die Südgrenze ist im Pölsental bis über den Perwurzpolder durch eine junge, vom Hauptstrang der „Pölslinie“ gegen NW abzweigende Fiederstörung gegeben. Wie die Untersuchungen zeigten, überprägt diese junge Störungsbahn hier aber einen schon älteren tektonischen Grenzverband zwischen den Bösensteingneisen und den verschiedenen südlich anschließenden tektonischen Baukörpern.

Gänzlich unklar waren bisher die Grenzverhältnisse im Westen (Strechental und anschließende Gebiete). Sie konnten durch die Arbeiten im Oppenberger Raum von H. BACHMANN und H. GAMERITH in jüngster Zeit, sowie durch E. SHINNAWI bei Strechau und durch verschiedene Kartierungen des Verfassers nun näher geklärt werden.

Es ist die Aufgabe der vorliegenden Studie, diese Neuergebnisse zusammenzufassen und ein tektonisches Gesamtbild zu entwerfen.

A. Die Grenze des Bösensteinkristallins zur Grauwackenzone

Es empfiehlt sich, die Besprechung des Nordrahmens vom Triebener Raum her aufzurollen, da von hier aus der Anschluß gegen Ost und West am besten verständlich zu machen ist.

Als Basis der Grauwackenzone kommt vom Osten her, aus dem inneren Triebental über den Geyerkogel und Thierkogel, die mächtige Folge der Rannachserie nach Hohentauern, bildet hier die Basis des Triebenstein und sinkt gegen NW entschieden in die Tiefe ab. Sie bildet noch die Basis des engen zum Sunk hinabführenden Tales, sowie den nördlichen Sockel der Schoberkegel. Ihr Hangendes bildet im Bau des Triebenstein neben verschliffenem diaphthoritischem Kristallin die in sich stark verfaltete Platte des karbonischen Triebensteinkalkes mit schwarzen Ton- und Kalkschiefern. Die gleiche Folge liegt im Schoberkamm vor. Über der in Stollen erschlossenen Rannachserie (Serizitquarzite und

Serizit-Schiefer) liegen hier örtlich stark chloritisierte und phyllonitisierte Gneise, darüber folgen schwarze Schiefer und in der Kammregion bänderige Karbonkalke, mit einer der Sunker Lagerstätte entsprechenden, aber schwachen Magnetitführung.

Gegen den Sunk-Eingang bzw. den Ochsengraben zu erweist sich der Bau des Triebenstein jedoch von dem des Schoberkammes durch eine Bruchzone getrennt: Während nämlich die Kalkzone des Triebenstein mit einem sehr bedeutenden achsialen Gefälle ($B = 45^\circ$ nach NW) gegen den Sunk zu abstürzt, bleibt die äquivalente Schollenreihe der Schobergipfel gegen NW auf der Höhe von 1500 bis 1700 m SH und streicht über die Hölleralm bis in den hintersten Lorenzer Graben, um hier als eine am annähernd senkrechten Störungsrand der Bösensteingneise verschliffene Bänderkalklinse mit schwarzen Schiefen aufzuhören (K. METZ, 1940, Karte). (Siehe Abb. 2.)

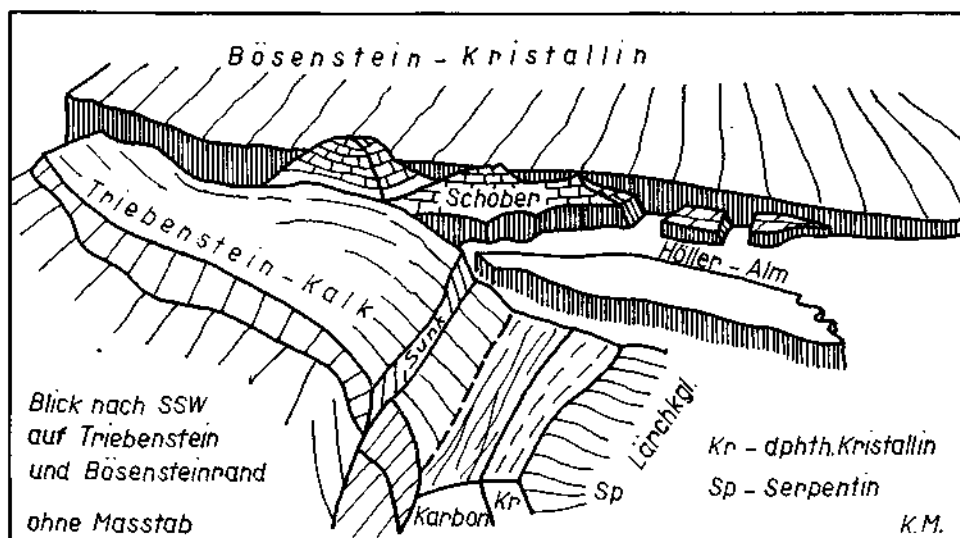


Abb. 2: Unmaßstäbliches Raumbild des Triebenstein: Achsiales Abtauchen der Kalke des Triebenstein gegen NW im Gegensatz zur bleibenden Hochlage des Zuges Schober—Hölleralm.

Im Bereich von Ochsengraben und Hölleralm ist nördlich der Hölleralmstörung das Sunker Magnesitkarbon längst in der Tiefe verschwunden. Schon im Sunk selbst reichen die nach B ausgerichteten Magnesitlager, umhüllt von dichtenden schwarzen Karbonschiefern weit unter die Schluchtsohle hinab (E. CLAR, 1952, 4) und die stark tektonisch verformten Kalke der Sunkmauer als letzte Reste des Karbon werden gegen den Lärchkogel von einer NE-streichenden Störung abgeschnitten. An dieser sind gegen den Serpentin-Keil des Lärchkogel zu noch Reste von diaphthoritischem Kristallin eingeklemmt (E. CLAR, 1952, Karte).

Die Rannachserie macht das tektonische Absinken der Triebensteinmasse gegen NW mit, auch sie verschwindet in der Tiefe.

In der Schober-Hölleralm-Schuppe ist sie infolge der starken Moränenbedeckung dieses Raumes meist nicht nachweisbar. Sie war jedoch seinerzeit im Lorenzer

Graben in Form stark verschieferter weißer Serizitquarzite und tektonisch stark reduziert sichtbar (K. METZ, 1953, 45). Der mehrfach auf Hbl-Asbest beschürfte Keil von Serpentin des Lorenzer Grabens entspricht dabei dem Lärchkogel-Serpentin. Im einzelnen freilich ist das Profil dieses Grabens schwer auflösbar, da die Aufschlüsse sehr sporadisch sind und starke Rutsche und Verstürze die Lagerung des Anstehenden verschleiern. Der Grund hierfür liegt in der Existenz zahlreicher Querstörungen, die die Grauwackenzone durchsetzen und die zum System der Pölslinie gehören.

Der Bau des Triebenstein mit seinen beiden karbonischen Baustockwerken wird im N und NE durch eine tektonische Bewegungsbahn gegen eine mächtige Phyllitmasse abgegrenzt, die ihrerseits die Gehänge des Wolfsgrabens südlich Trieben und den Stock des Reineck bis zum Fötteleck aufbaut. Diese Phyllite zeigen neben einer sehr starken Durchbewegung auch eine bis zu gelegentlicher schwacher Granat- und Biotitführung gediehene Metamorphose.

Wie ich 1940, Karte, und im Zusammenhang mit der Treglwanger Querstruktur (1951 und 1953, 65) zeigen konnte, entspricht dieser hier sehr mächtige Phyllitkomplex der Serie der Grauwackenschiefer. Er liegt südlich Treglwang—Trieben, mit tektonisch steiler Begrenzung über einer im Fötteleck—Himmeleck sehr mächtigen und stark verfalteten Serie von vornehmlich Quarziten und meist präsinittischen Grüngesteinen. Wegen ihrer Sonderstellung hinsichtlich der Gesteinskombination und Metamorphose wurde diese Serie 1953, 36 als Fötteleck—Mölbeggserie gesondert herausgehoben.

Die durch die neuen Kartierungen ergänzten Erfahrungen ergaben nun hinsichtlich dieser Serie folgendes Bild:

a) Die charakteristischen Quarzite, Hornblendegesteine, sowie die im Liegend-Anteil auftretenden Marmore (z. B. Beisteiner Marmor, 1940 und Karte) treten in geringer Mächtigkeit, meist in Form tektonischer Schuppen weit verbreitet in der Grauwackenzone gegen Ost bis in das Murtal auf, wo sie als höher metamorphe Anteile ausgeschieden wurden.

Sie erscheinen nur im Bergzug Fötteleck—Himmeleck—Walder Schober zu großer Mächtigkeit angeschwollen und bilden so hier eine eigene auffallende Gesteinsserie in tektonisch selbständiger Position.

b) Im Bergzug des Mölbegg (westlich Oppenberg) erfordern nach der neuen Bearbeitung von H. GAMERITH ähnliche, gelegentlich auftretende Gesteine eine andere Zuordnung. Die auf dem Fötteleck auftretende Serie ist also hier nicht entwickelt.

Es ergibt sich sonach, daß die Gesteinsgesellschaft des Fötteleckzuges in der Grauwackenzone keine fazielle Sonderstellung beanspruchen kann. Sie wird hier nur durch ihre tektonisch bedingte große Mächtigkeit und die beobachtbare Vielfalt ihrer Gesteinsglieder besonders auffallend.

Wir müssen daher den Terminus „Fötteleck—Mölbegg—Serie“ streichen und setzen dafür in Würdigung der tektonischen Sonderstellung dieser Gesteinsgruppe den Ausdruck „Fötteleck-Schuppe“.

Zu den Gesteinen selbst ist im Zusammenhang mit dem hier zu besprechenden Problemkreis nur ein Hinweis von Wichtigkeit. Die im Osten zusammen mit Marmor-Grüngesteinszügen in schwachen Lagen und Linsen bekannten splittrigen, oft feinstlagigen hellen Quarzite bauen hier in bedeutender Vielfalt ihrer Fazies mächtige Profile auf. Im Gipfelgebiet des Fötteleck sind hier auch Konglomerat-Lagen mit Quarz- und Aplit-Geröllen entwickelt.

Gegenüber ähnlichen Quarziten der Rannachserie unterscheiden sich diese Quarzite jedoch faziell. Dazu kommt, daß sie im Fötteleck-Zug stets eng sedimentär mit den Grüngesteinszügen verknüpft sind, was der Rannachserie fremd ist. Bei der allgemeinen Unsicherheit der Zuweisung metamorpher Gesteine zu zentralalpiner Mesozoikum muß hier besonders auf diese Unterschiede gegenüber der Rannachserie verwiesen werden, um irrtümlichen Deutungen vorzubeugen, (siehe dazu K. METZ 1940, 186/187 gegenüber A. TOLLMANN 1959, 27).

In ihrer heutigen Position nehmen Marmore in der Fötteleck-Schuppe bei weitem vorwiegend nur eine liegende Position ein, wie dies aus den Karten im Ostgehänge des Walder Schober (K. METZ 1940, 182) hervorgeht. Hier zeigt sich auch der mehrfach nachgeprüfte Befund, daß die ganze mächtige Serie nicht primär über der liegenden Rannachserie liegt, sondern daß im Grenzbereich beider Einheiten auch typische schwarze Schiefer des Karbon eingeklemmt sind. Dies erweist die tektonische Überlagerung der „Fötteleck-Schuppe“ über der Rannachserie der Grauwackenbasis. Die Karbonschiefer nehmen dabei die gleiche Position ein, wie der mächtige Karbonzug nördlich Kalwang-Wald.

Das Karbon des Triebenstein mit seinem Äquivalent bei Vorwald liegt dagegen tektonisch höher, nämlich über der „Fötteleck-Schuppe“ und deren letzten Resten im südlichen Baukörper des Triebenstein.

In einem N—S-Schnitt durch die Grauwackenzone von Kalwang oder Wald liegen Rannachserie, mächtiges Karbon und stark verschürfte höher metamorphe Schiefer (= Äquivalente der Fötteleck-Schuppe) als Repräsentanten der unteren Grauwackendecke unter der „norischen Überschiebung“.

In einem westlicher liegenden Querschnitt bei Treglwang aber unterliegen alle genannten Einheiten bis auf die liegende Rannachserie der S-förmigen Verbiegung von Treglwang (Querstruktur von Treglwang, K. METZ 1951). Das Karbon von Wald taucht bei Vorwald gegen W kräftig unter sein Hangendes, welches sich in scharfer Umbiegung nach SW und S (Hollerkogel) nun südlich des Paläntales mächtig entfaltet und die Fötteleckmasse aufbaut.

Im Triebenstein und seiner nordwestlichen Fortsetzung verschwindet nun auch die Rannachserie, die Fötteleck-Schuppe, sowie ihr Hangendes, das Triebensteinkarbon mit steilem Achsengefälle gegen NW in die Tiefe.

Die letzten tektonisch verschürften und mechanisch heftigst in Anspruch genommenen Reste der Bestandteile der tieferen Grauwackenzone des Ostens sind noch im Lorenzer Graben westlich von Trieben erkennbar (Schober-Hölleralmschuppe) (siehe Tafel 4). An ihre Stelle treten nun, teilweise sehr mächtig werdend, die phyllitischen Grauwackenschiefer, die wir im Raum von Trieben schon erwähnt haben. Sie setzen sich von hier westwärts am Nordfuß der Steilabfälle der Bösensteinmasse fort und sind in den neuen Güterwegaufschlüssen gut enthüllt. Im einzelnen wurde die Tektonik der Nordvorlage des Bösenstein zwischen Trieben und Rottenmann in K. METZ, dieses Heft, beschrieben, so daß hier nur kurz darauf zu verweisen ist.

Neben den Grauwackenschiefern tritt in diesem Strang der Grauwackenzone gelegentlich etwas Karbon, ein Zug von erzführendem Kalk (Hochspitzzug) und ein neuer Zug von Rannachserie auf. (Im Kartenblatt 1 : 75.000, Admont—Hieflau und in W. HAMMER 1932, finden sich noch alle diese Züge als „Karbon“ zusammengefaßt.)

Dieser in überwiegender Menge aus phyllitischen Grauwackenschiefern aufgebaute Zug zwischen Trieben—Rottenmann—Strechau ist zumeist steil aufgerichtet und überwiegend nach S einfallend. Dies geht auf die jungalpidische

Anpressung der Bösensteinneise vom Süden her zurück. Trotz der durch diese jugendliche Tektonik hervorgerufenen Komplikation der Profile läßt sich die Verbindung dieses Zuges gegen Ost über Trieben—Gaishorn auf die Nordseite des Palntales eindeutig festlegen. Hier aber liegen die Grauwackenschiefer im Hangenden über der norischen Überschiebung.

Westlich von Trieben ist zwischen den Bösensteinneisen im Süden und dem hier besprochenen Zug der Grauwackenzone also kein Platz mehr für die noch bis zum Triebenstein sichtbare untere Abteilung der Grauwackenzone. Sie ist in die Tiefe gegen West abgesunken.

Im Zusammenhang mit dieser Tektonik wird nun eine Überprüfung der tektonischen Position der zur Rannachserie gehörigen Quarzit-Antiklinale der Flietzenschlucht nördlich von Gaishorn interessant.

Die Antiklinale (K. MERZ, 1948) streicht E—W und ist von Karbon mit seinen typischen Quarzkonglomeraten ummantelt. Im Ostgehänge der Schlucht endet dieser Bau unvermittelt am Westrand des N—S-Baues der Querstruktur. Der vom Zeyritzkampel bis zum Spielkogel ober der Mödlinger Hütte heranstreichende Zug der erzführenden Kalke biegt hier unvermittelt nach S ab und senkt sich scharf und wild in Schollen zerbrochen bis unmittelbar zum Ort Gaishorn im Palntal herab. Mit ihm wird die Porphyroidplatte ebenfalls gegen W abgeschnitten.

Hier im Ostgehänge der Flietzenschlucht stoßen dadurch unvermittelt in gleicher Höhenlage tiefste Bauglieder der Grauwackenzone mit höchsten an einer tektonischen Bewegungsbahn hart aneinander, was einer Niveaudifferenz von einigen tausend Metern entspricht.

Erneute und durch einen die Ostflanke der Flietzenschlucht aufschließenden Güterweg erweiterte Vergleiche mit den Typuslokalitäten der Rannachserie haben die Zugehörigkeit der Antiklinal-Serie zur Rannachserie eindeutig erwiesen. Sie entspricht sonach der Rannachserie an der Basis der Grauwackenzone, die im Triebenstein in die Tiefe sinkt. In grober Annäherung dürfen wir die Flietzenschlucht-Antiklinale als hoch herausgehobenes Stück der Grauwackebasis im Norden des Palntales betrachten. Das heutige Bild dieser Hochlage ist durch die zweifellos jungalpidische schon erwähnte Störung in der Ostflanke der Schlucht gegeben. Diese Störung stellt gleichzeitig die Westbegrenzung der Querbau-Elemente von Treglwang—Gaishorn dar, in welchen ein vollkommen anderer axialer Bau herrscht, wie er sonst in der Grauwackenzone üblich ist (K. MERZ 1951; 1953, 64). Die Antiklinale zeigt dagegen reine E—W-Achsen.

Ich möchte daher folgender Meinung über die tektonische Stellung der Rannachserie der Flietzenschlucht Ausdruck geben:

Ein ursprünglich einmal vorhandener direkter Zusammenhang mit dem Hauptvorkommen am Südrand der Grauwackenzone dürfte schon frühzeitig verloren gegangen sein, wobei das nördliche Vorkommen schon während der altalpidischen Hauptfaltung in eine tektonisch höhere Schuppe eingeordnet wurde. Diese höhere Schuppe zieht nun ihrerseits gegen West, ist zuerst von Karbon und im Norden von der Masse der Grauwackenschiefer des Dürrenschöberl-zuges überschoben, die bis zum Salberg b. Liezen das allerhöchste Bauelement der Grauwackenzone darstellt.

Diese höhere Schuppe von Gaishorn entspricht hinsichtlich der Rannachserie und des Karbon weitgehend der unteren Grauwackendecke des Ostens, ist von dieser jedoch vollkommen durch die Querstruktur von Treglwang—Gaishorn getrennt.

Man kann so auch die Rannachserie südlich von Rottenmann (dieses Heft, pag. 146) als Fortsetzung der Fließenschlucht-Serie betrachten und sie demnach auch hier als höheres Bauelement auffassen als die Rannachserie, die südlich Trieben untertaucht. Dieser Auffassung entsprechend kommen an die tektonische Grenze der Bösensteinmasse vom Raum südlich Trieben bis nach Strechau sehr unterschiedliche Glieder der Grauwackenzone heran und erweisen deren diskordante Natur.

Die Lagerungsverhältnisse der Züge südlich des Paltentales etwa von der Westflanke des Lorenzer Grabens bei Trieben bis zum NW-Ende des Bösenstein bei Strechau zeigen nun Besonderheiten der Lagerung, deren Einzelheiten gesondert geschildert wurden (dieses Heft, pag. 104).

Es sollen hier nur folgende Punkte hervorgehoben werden. Gegenüber dem generellen Nordfallen der übrigen Grauwackenzone kann hier überwiegend SSW-Fallen festgestellt werden. Die Zerbrechung und postkristalline Verfallung und Verschuppung der Gesteine ist besonders intensiv und muß in Zusammenhang gebracht werden mit den von Singsdorf bis Strechau festgestellten Überschiebungen der Bösensteingneise über Grauwackenzone mit Rannachserie. Die Profile dieser Überschiebungszonen zeigen nun einerseits eine eminente Verschuppung der einzelnen Glieder miteinander und andererseits z. B. südlich Rottenmann ein Karbon unter und nicht wie üblich über der Rannachserie. Es wird dadurch der Eindruck einer überkippten Lagerung als Einfluß der Überschiebung hervorgerufen, dazu Abb. 1, Profil 4.

B. Die Tektonik des NW-Sporns der Bösensteinmasse im Raum Strechau—Oppenberg

Der NW-Sporn der Bösensteingruppe wird vom Körper des Steiner Mandl (2043) gebildet. Dessen Gipfelkörper ist von feinkörnigen Gneisen in meist recht flacher Lagerung aufgebaut. Diese, der übrigen Gebirgsgruppe fremde Gesteinsgesellschaft zeigt nördlich und westlich des eigentlichen Gipfelgebietes deutlich noch serizitisch-quarzitische Natur und Lagen, die nur den Gesteinen der Rannachserie entsprechen können. Die Hauptmasse der Gneise ist feinkörnig, zeigt oft reichen Gehalt gefüllter saurer Plagioklase (an 10—20%), feine im s verteilte Epidotkörner, und fein schuppigen Chlorit neben Biotit (H. BACHMANN, dieses Heft, pag. 71).

Diese Chlorit-Epidot-Feinkorngneise zeigen auffallende Ähnlichkeit mit Gneislagen innerhalb der Grauwackenzone, aber auch mit Gneisen, wie sie im Verband mit Rannachserie in Randzonen der östlichen Seckauer Masse (Hochreichart—Griessteingruppe) auftreten. Auch im Bereich des Steiner Mandl spricht nichts gegen ihre Zuordnung zur Gneisfamilie der Seckauer Tauern.

Tektonisch liegen diese Gneise hangend über den grob- bis mittelkörnigen Graniten und Gneisgraniten der Hochhaide (2363 m), die östlich des Steiner Mandl kräftig gegen NW absinken. Im Kamm der Diewaldspitze (2129 m) ist die flache Überlagerung der Steiner Mandl-Feinkorngneise über den kompakten mächtigen Felsfeilern der granitischen Gesteine sehr deutlich. Auf der gegen Rottenmann abfallenden Nordseite ist die gleiche Grenze in neuen Aufschlüssen des Gemeinde-Güterweges Rottenmann auf etwa 1400 m SH enthüllt. Unter Vermittlung schwarzer Feinmylonitzonen liegen flach die Feinkorngneise über mittelkörnigen aplitisch durchaderten Granitgneisen. Damit ist diese Grenze als postkristalline tektonische Bewegungsbahn gekennzeichnet.

In der Westflanke des Steiner Mandl bringt ein parallel zum Strechental verlaufender Güterweg sehr wertvolle Einblicke *): Sein S-Ende liegt am Eingang des Seitenstall-Grabens und zeigt hier Gneisgranite und Biotit-Flasergneise, die sich gegen die Hochhaide hinaufziehen. Gegen Nord folgen dann saure aplitische Gneise, die dann von einer Serie phyllitisch erscheinender Gesteine mit örtlich deutlicher Granatführung überlagert werden. In ihrem Zusammenhang müssen auch Lagen von Hornblende-Garbenschiefern stehen, wie Rollstücke zeigen. Erst im NW-Teil des Güterweges kommen, anscheinend steil über den Schiefern liegend, die schon bekannten Feinkorngneise. Am überraschendsten ist hier das Auftreten von phyllitischen Granatschiefern und Garbenschiefern, die wir vom nördlichen Anteil der Wölzer Glimmerschiefer kennen, oder auch aus eingeschuppten Zügen kristalliner Gesteine in der Grauwackenzone.

Leider lassen die gegebenen Aufschlüsse nur eine Vermutung zur Deutung dieser Vorkommen, aber keine Sicherheit zu.

Die Westseite des Strechgrabens (Gschedereck, 1897 m, Schüttkogel, 2047 m) besteht großteils aus Feinkorngneisen, die nach mit mir übereinstimmender Auffassung H. BACHMANNS genau denen des Steiner Mandl entsprechen. Sie verschwinden erst westlich des Gullingtales bei Oppenberg unter dem Bau des Hochgrößen (2116 m).

Am Ostfuß des Schüttkogels taucht aus dem Strechgraben ein Granit von Bösensteintypus heraus, den wir mit den granitischen Massen des Firstkammes und der Hochhaide gleichsetzen. Im Gschedereck—Schüttkogel liegen nach H. BACHMANN in vierfacher tektonischer Wiederholung Gesteine der Rannachserie zwischen Feinkorngneisen über dem genannten Granit (Schuppen I—IV der Tafel 4).

Wir betrachten diese Feinkorngneise als ursprünglich hangendes Bauglied, über den größeren Graniten und Gneisen der Bösensteinmasse liegend. Ihre schon starke epizonale Züge aufweisende und örtlich recht verschieden starke Metamorphose entstand wohl im Zuge der Seckauer Kristallisation in alt-alpidischer Zeit. Heute erscheinen diese Feinkorngneise örtlich tektonisch von den liegenden größeren Graniten und Gneisen abgelöst, sind aber gerade noch im Gebirgsstock des Steiner Mandl erhalten geblieben.

Auch die Feinkorngneise westlich der Strechau mit ihrer schon alt-alpidisch entstandenen Verschuppung mit Rannachserie gehören zum Bösensteinkristallin. So entsprechen auch die zuvor erwähnten Züge von Rannachserie westlich unter dem Gipfel des Steiner Mandl der Rannachserie im Schüttkogel.

Die Westgrenze der Seckauer Masse muß also nach BACHMANN bis in den West- und Nordhang des Hochgrößen hineingezogen werden.

Für diese Deutung sprechen nun noch zwei weitere Gründe. Westlich von Oppenberg liegt im Brantsberg (1424 m), noch im Verband mit Feinkorngneise und Rannachserie, ein granitischer Gneis, dessen Position jüngst von H. GAMERITH genau studiert wurde. Wir müssen dieses, 1939 von H. WIESENER als Orthitgneis beschriebene Gestein aus petrographischen Gründen den Gneisen des Bösenstein zuordnen, ebenso wie auch einen ähnlichen Gneiszug nördlich von Oppenberg. Die örtlich enge Verknüpfung dieser Gneise mit Phylliten als Angehörige wesentlich höherer Baukörper spricht für die Gewalt der hier vorliegenden Tektonik.

*) Der Verlauf des Güterweges ist in Tafel 4 eingetragen.

Als zweiten Hinweis müssen wir die fast lückenlose Ummantelung der Feinkorngneise durch Rannachserie von Oppenberg bis SW von Rottenmann anführen. Wie H. BACHMANN zeigen konnte, setzt sich die Rannachserie, die zwischen Schüttkogel und Oppenberg liegt, nur mit einer kleinen Unterbrechung gegen NE im Rohrachgraben bis zu dessen Ausmündung im Strechengraben und von hier um die NW-Flanke des Steiner Mandl noch einige hundert Meter gegen E fort.

Die Lagerungsverhältnisse sind auf diesem Wegstück von höchstem tektonischem Interesse. Bei Oppenberg liegen die Serizitquarzite zunächst flach über den Feinkorngneisen des Gschederereck. Gegen NE werden sie immer steiler, bis sie in der Schlucht der Ausmündung des Rohrachgrabens fast saiger stehen.

Dieses steilachsige Abtauchen und die Lagerungsverhältnisse im Gebiet von Strechau wurden von EL SHINNAWI (dieses Heft, pag. 104) behandelt. Er zeigt eine steilachsige Abbeugung der Rannachserie des NW-Rahmens gegen NW bis W, während das Steiner Mandl die normale flache, gegen NW einsinkende Achsenlage mit örtlich stärkeren Streuungen aufweist. Nur der unmittelbar an die Rannachserie angrenzende Streifen der Feinkorngneise ist in schwächerem Maße miteinbezogen. An der Nordseite (südlich Rottenmann) zeigen die gleichen Gesteine die normalen Achsenlagen.

Steilere Achsenlagen finden sich aber auch noch weiter gegen SW. So konnte H. BACHMANN zeigen, daß die der Grauwackenzone zugehörigen Grünschiefer östlich Oppenberg mit $35-45^\circ$ NW-fallenden Achsen tektonisch über Rannachserie liegen und damit im Gegensatz zum nördlichen Hauptkörper der Grauwackenzone stehen.

Die westlich des Hochgrößen gegen WNW absinkenden Gneise und Amphibolite (H. BACHMANN) zeigen ebenfalls steileres Achsengefälle gegen West, als dies weiter SE-wärts der Fall ist. Dies scheint auch der Grund zu sein, daß sie westlich des Mittereggbachs nicht mehr in Erscheinung treten, da im Mittereggthal keine Querstörung vorliegt.

Somit reihen sich vom Paltental bei Strechau gegen SW die schmalen Zonen verstärkten Achsengefalles aneinander. Sie stoßen im Rohrachbach unvermittelt gegen ihre nordwestliche Vorlage, die Grauwackenzone mit normaler Achsenlage (Grauwackenzone von Blosen und Hohe Trett). Diese streicht normal gegen Westen bis Aigen im Ennstal weiter. Hier jedoch beginnen auch die erzführenden Kalke der Hohen Trett mit bis 50° Achsialgefälle gegen W abzusinken.

Die steilachsige, nach NW abtauchende Randzone des Kristallins steht als schmaler Streifen auch mit steilgestellten Flächen in sehr scharfem Gegensatz zum inneren Bau des Kristallins im Steiner Mandl und zu der freien Entfaltung der flachliegenden Oppenberger Schuppen I—IV. Wie die Kartierung erwies, findet diese flachliegende Zone im Süden ihr jähes Ende an dem Gneiszug, der von der Reiter Alm zum Hochgrößen zieht (H. BACHMANN und H. GAMERITH). Im N und NW schließt daran die Phyllitmasse der Grauwackenzone mit ihrem gesonderten tektonischen Baustil (EL SHINNAWI, dieses Heft, pag. 106).

Die im Brantsberg und nördlich Oppenberg von der Hauptmasse des Bösensteinkristallins abgetrennten Gneiskörper spitzen gegen W aus und liegen, allseitig von Bewegungsbahnen begrenzt, in einer Grenznarbenzone zwischen Süd und Nord.

Tektonische Profile aus dem Raum von Oppenberg - Steiermark

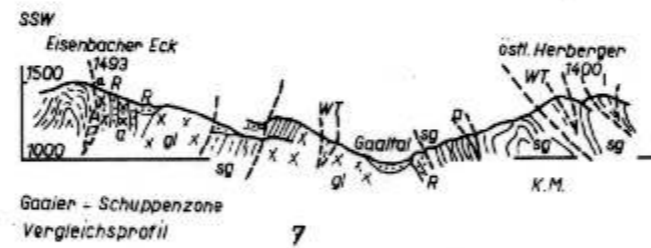
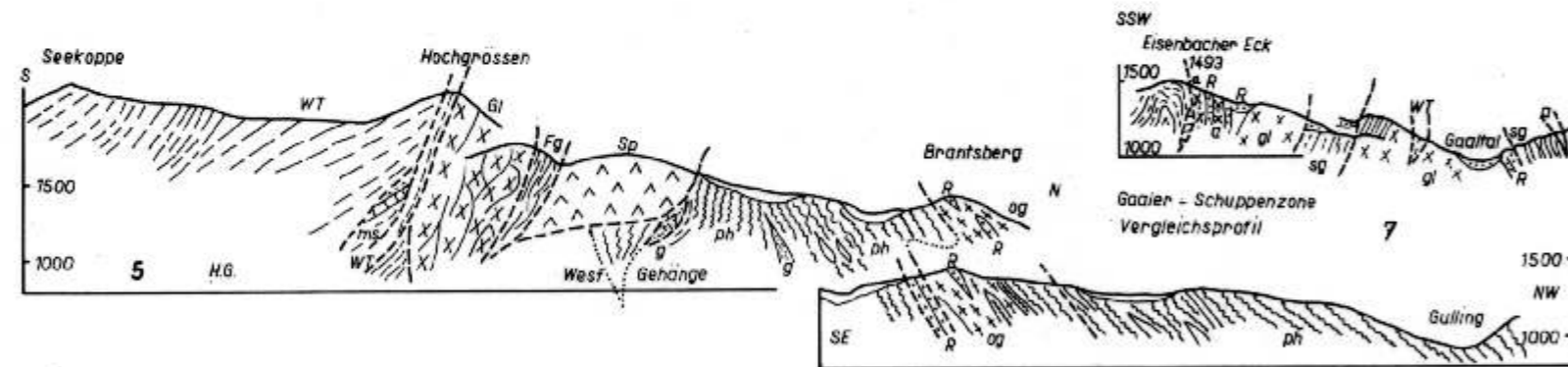
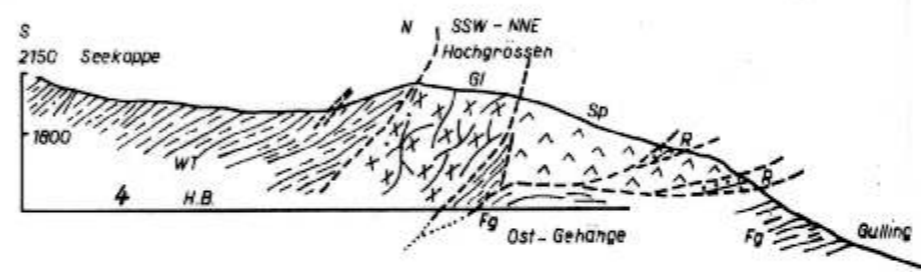
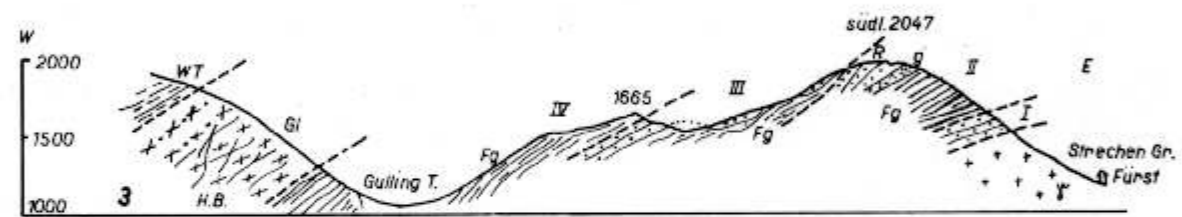
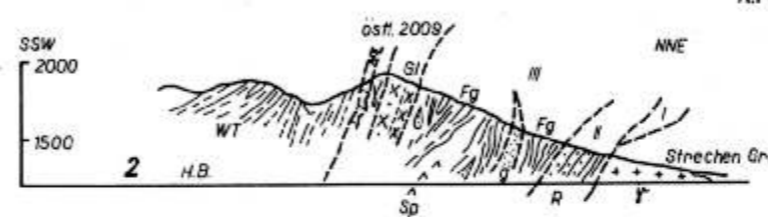
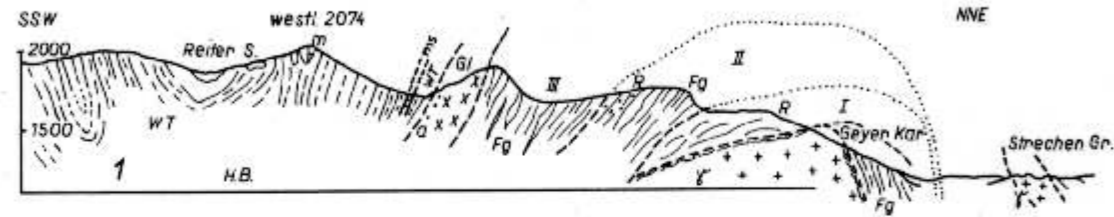
(Arbeitsgemeinschaft „Niedere Tauern“, Graz).

Autoren: H.B. - H.Bachmann

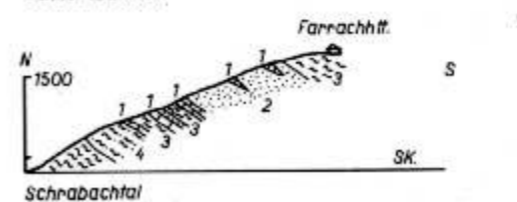
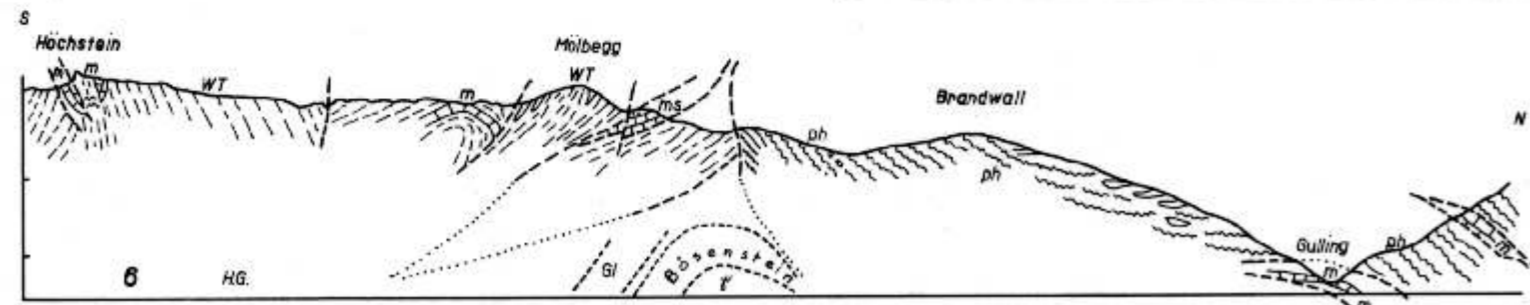
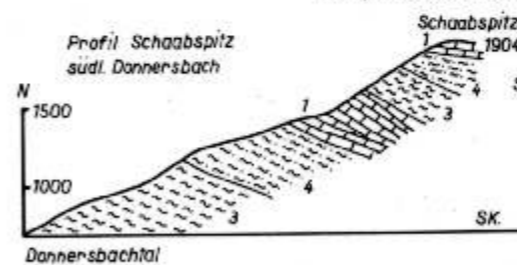
H.G. - H.Gamerith

SK - D.Skala

K.M. - K.Metz



- 1 Grobkörnige Marmore
- 2 Feinkörnige Kalzit- u. Dolomitmarmore
- 3 Glimmerschiefer (phyllitisch)
- 4 Glimmerschiefer mit quarzreichen Lagen



Bösenstein- (Seckauer-) Kristallin:

- γ = Granit
- Fg = Feinkorngneis, g = Gneislamellen
- og = Orthitgneis des Brantsberges
- sg = (in Nr. 7) Seckauer Gneise und Biotitschiefer

Kristallin der Gleinalm:

(Hochgrößenzug und Flatschachergneise [in 7])

- Gl = Gneise, Hornblendengneise mit
- a = Amphibolit
- sp = Serpentin

Rannachserie: R

Karbonatisches ? Mesozoikum ?

(Mölbeggsschuppen) ms

Grauwackenzone:

- ph = Phyllite ohne Differenzierung
- m = Gulling-Marmore

Wölzer Tauern:

- WT = Glimmerschiefer und Begleiter
- (m = Marmore)

C. Die Tektonik südlich und westlich von Oppenberg

Die von Ost nach West aneinanderschließenden Kartierungen von H. BACHMANN und H. GAMERITH (dieses Heft) haben folgende entscheidend wichtige Ergebnisse gebracht (siehe Tafel 4).

Die flachliegende Zone der Oppenberger Schuppen I—IV wird im Süden von einer generell steil süd-fallenden Zone mit Gneisen und Amphiboliten tektonisch abgeschnitten. Gegen SE läßt sich dieser Zug bis zum Perwurzpolster verfolgen, wo zwischen ihm und den Bösensteingneisen noch ein bis zu 50 m mächtig werdender Span von Rannachserie steil eingeklemmt ist. Gegen WNW findet der Zug unter Erscheinungen steilerer Achsenabbeugung sein Ende am Mittereggbach.

Im Süden wird der Gneis-Amphibolitzug von einer aneinanderschließenden Schuppenreihe von Kalken und Dolomiten begleitet. Fazies und geringe Metamorphose dieser Gesteine erlauben keinen unmittelbaren Anschluß an ihre Umgebung. Es finden sich dagegen genügend Vergleichsmomente mit anderwärts als Mesozoikum betrachteten Gesteinsfolgen, um sie so wie diese als wahrscheinliches Mesozoikum auszuscheiden. Im Westen macht dieser Zug die Achsenabbeugung der Gneise nicht mit, sondern setzt sich in den Nordhang des Mölbegg fort (Mölbegg-Schuppen, H. GAMERITH, pag. 95/96). Die Fremdheit dieser Karbonatschollen in ihrer Umgebung erweist sie in jedem Falle als tektonische Einschüblinge, welche den Gneis-Amphibolitzug auch im Süden von der großen Masse der Glimmerschiefer abtrennen.

Die Großeinheit der Seckauer Tauern, hier repräsentiert durch die Oppenberger Schuppen, ist somit von dem im Süden folgenden Riesenkörper der Wölzer Glimmerschiefer durch eine erstrangige Bewegungsbahn getrennt. Die Einschaltung des Gneis-Amphibolitzuges und der mesozoikumverdächtigen Schollen gibt einen Hinweis auf ihre regionale Bedeutung, wenn wir bedenken, daß wir diese Gneise als Angehörige des Gleinalmkristallins betrachten müssen.

Die im Süden folgenden Wölzer Glimmerschiefer liegen mit verhältnismäßig flachem Südfallen tektonisch diskordant über den nördlichen Baukörpern.

In überzeugender Weise enthüllt sich uns nun die Bedeutung der hier beschriebenen Zone beim Studium zweier N—S-Profile. Das östlichere führt über den Hochgrößen, das westliche über das Mölbegg (Tafel 5). In beiden Profilen kommt der Gegensatz zwischen dem Südfallen der Wölzer Glimmerschiefer und dem generellen Nordfallen der nördlichen Einheiten zum Ausdruck. Im Hochgrößen-Profil ist das tektonisch Liegende unter dem Gneis-Amphibolitzug, nämlich die oberste der Oppenberger Schuppen, noch sichtbar. Zu ihr zählt der Gneiskeil des Brantsberg (1424 m) mit teilweise vergneistem Rannachkonglomerat (H. GAMERITH, pag. 87). Diese ganze Gesteinsgesellschaft taucht gegen West immer mehr eingezwängt zwischen Phylliten, in die Tiefe unter und ist im Profil des Mölbegg nur mehr angedeutet durch einige schmale Fetzen heller Quarzite von Rannachserie.

Der gegen West geneigte Serpentin-Körper des Hochgrößen, durch eine Schuppe von Rannach-Serizitschiefer unterteilt, liegt als ausgesprungene Scholle über der Oppenberger Schuppe IV. Der Serpentin gehört zum Gneis-Amphibolitzug und hat ein kleines Gegenstück in einem stark tektonisch zerschürften Serpentin des oberen Strechengrabens, nördlich der Reiter Alm.

Schon im Profil des Mölbegg ist der Gneis-Amphibolitzug als Vertreter des Gleinalmkristallins und alles, was zur Seckauer Masse zu zählen ist, verschwunden. Anscheinend beziehungslos stoßen die nordfallenden Phyllitmassen an die

südfallenden Glimmerschiefer, nur die Mölbeegg-Schuppen geben den Hinweis auf die Bedeutung dieser Grenzzone.

Auch die Phyllitmassen im Bereich des hier Ost—West-orientierten Gullingtales sind nicht einheitlich. Ihre tektonische Selbständigkeit gegenüber den abtauchenden Massen der Gneise bei Strechau hat schon EL SHINNAWI (pag. 106) betont. Diese Eigenstellung ist auch im Bereich des Mölbeegg-Profiles gegeben. Hier aber sind in ihnen in zwei Staffeln Marmore mit etwas diaphthoritischen Grüngesteinen eingeschuppt. Die tektonischen Bewegungsbahnen sind in Tafel 4 wiedergegeben. Die Fazies dieser in Steinbrüchen erschlossenen Marmore entspricht genau den Sölker Marmoren, einige Schuppen gelblich grauer Kalkschiefer erwecken weiterhin den Verdacht auf Mesozoikum. Ein unmittelbarer Anschluß der Marmore des Gullingtales an die eigentlichen Sölker Marmore ist aber nicht möglich, da die Gullingmarmore anscheinend einem nördlicher liegenden Zug angehören.

Deutlich zeigt sich aber nunmehr, daß die Grenze der Glimmerschiefer gegen die Ennstaler Phyllite einer tiefgreifenden Narbenzone entspricht, an welcher sich die beiden Einheiten über den abgetauchten Gneismassen zusammengeschlossen haben. Diese Feststellung ermöglicht nun auch eine bessere Vorstellung über die Position der Marmore und Kalke des Gumpeneck und über die von W. FRITSCHE genau beschriebene Diaphthoritzone zwischen Phylliten und Glimmerschiefern südlich Oblarn (W. FRITSCHE, 1953, 17). Nach E. H. WEISS (1958, 70) setzt sich diese auch westwärts fort.

Wir erhalten auf diesem Wege aber auch ein klares Bild über die tektonische Position der Seckauer Tauern, deren nordwestlicher Pfeiler die Bösensteinmasse ist. Im Hochgrößen sinkt die oberste Schuppe unter dem Gneis-Amphibolitzug der Gleinalm und unter den Wölzer Glimmerschiefern unter. Unter diesen Schuppen liegen die über 1000 m mächtigen Massen der Feinkorngneise, die ihrerseits das Hangende der groben Granite und Gneise bilden. Letztere sind noch auf der Hochhaide fast 2400 m hoch gelegen, so daß auf einer Strecke von rund 12 km von Ost nach West ein Absenkungsbetrag von ca. 3000 m festzustellen ist. Der tektonisch höher gelegene Gneis-Amphibolitzug sinkt westlich des Hochgrößen auf 2,5 km um 1000 m in die Tiefe, um nicht wieder zu erscheinen.

Die Angehörigen der Wölzer Glimmerschiefer treten mit dem Gneiskörper des Bösenstein nirgends in eine sichtbare Verbindung. Auf dem Perwurzpolder sind Rannachserie und diaphthoritische Amphibolite zwischen beide Einheiten geklemmt und auf dem Güterweg östlich ober dem Strechengraben scheint eine durch jungalpidische Bruchtektonik bewirkte Einklemmung einer Linse von Glimmerschiefern in den Gneisen vorzuliegen, ohne daß die Aufschlüsse eine genauere Aussage über die Lagerung zuließen.

Das Großbild der Karte zeigt jedoch, daß die Wölzer Glimmerschiefer im betrachteten Raum die tektonisch höchste Kristallineinheit darstellen, während der Bösenstein als tiefste Einheit eine extreme Hochlage einnimmt. Dank dieser Hochlage konnte auch südlich Rottenmann im jungalpidischen Bewegungszyklus seine örtliche Überschiebung über die überkippte Vorlage von Rannachserie und Grauwackenzone erfolgen.

D. Zur Tektonik der Wölzer Glimmerschiefer

Alle Profile im Raum südlich von Oppenberg zeigen uns die Glimmerschiefer tektonisch hangend über den nördlichen tektonischen Einheiten. Im Mölbeegg-Profil wird die Grenze senkrecht, um weiter westwärts anscheinend in steiles

Nordfallen überzugehen. Hier aber liegt ein Verband mit den Ennstaler Phylliten vor und die Grenzzone zwischen stark verschieferten Gesteinen ist nur schwer sichtbar. Jedenfalls handelt es sich bei dieser Grenzzone um die westliche Fortsetzung der beschriebenen Narbenzone des Gullingtales mit Einschluß der Bewegungsbahn, die noch im Mölbegg durch die Existenz der Mölbegg-Schuppen deutlich gegeben ist.

Südlich von Oppenberg kommen verschiedene Schichtglieder der Wölzer Glimmerschiefer an die tektonische Nordgrenze heran, immer aber sind es Typen, welche ein phyllitisch anmutendes Grundgewebe zeigen und die sich deutlich von den grobschuppigen Glimmerschiefern der weiter südlich liegenden Berge unterscheiden.

Wie die Beschreibungen H. GAMERITHS zeigen, haben diese nördlichen Glimmerschiefer in ihrer Metamorphose auch noch epizonale Züge, während weiter im Süden mesozonale Glimmerschiefer, örtlich mit Staurolith und Disthen, vorliegen. Gleiche Unterschiede konnten auch bei der Gruppe der sie begleitenden grünen Gesteine (Grünschiefer-Granatamphibolite) festgestellt werden (R. VOGELTANZ, dieses Heft, pag. 135).

So liegen nach R. VOGELTANZ typische Garbenschiefer nur in den hangenden Anteilen der Glimmerschiefer im Norden, während die bekannten schweren Amphibolite \pm Granat auf die südlichen, liegenden Anteile beschränkt sind. Viele Amphibolite der hangenden Anteile zeigen deutlich rückschreitende Metamorphose.

Auf Grund der nun fertiggestellten Kartierungen der Glimmerschiefer-Areale westlich der Pölsfurche vom Murtal bei Judenburg bis in den Oppenberger Raum ergab sich die interessante Tatsache, daß die grobschuppigen, rein mesozonalen Glimmerschiefer auf den südlichen Bezirk (Oberzeiring—Oberwölz) beschränkt sind und nordwärts in die Tiefe sinken. Erst über ihnen folgen in den Hangenteilen der Antiklinale des Bruderkogel (H. PETAK, noch unveröffentlicht), im Hochschwung (H. BACHMANN) und im obersten Einzugsgebiet des Gullingtales jene feinschuppigen Anteile, welche dann in breiter Front an die Nordgrenze herankommen (K. METZ 1963, 20—29).

In diesem Zusammenhang sind nun drei Feststellungen von besonders aktuellem Interesse. So hat W. SKALA in seiner zusammenfassenden Darstellung über die Marmore der Wölzer Glimmerschiefer (dieses Heft, pag. 122) zeigen können, daß auch die Karbonatgesteine der südlichen Gebiete (Oberzeiring—Bretstein—Pusterwald) einen anderen Faziestypus aufweisen als die weiter nördlich liegenden Vorkommen, welche an die höheren Glimmerschieferzonen gebunden sind. Unterbrochen wird die Regelmäßigkeit dieses Sachverhaltes nur im Hirnkogel (bei Pusterwald), dessen Marmor-Typus eindeutig auf die Gumpeneckmarmore des Nordens hinweist. Jedoch hat der Hirnkogel-Marmor eine extrem hohe tektonische Position, was schon von A. THURNER 1955 festgestellt worden war. Wir dürfen aus dieser Feststellung auf die stratigraphische Verschiedenheit der Marmore in den tiefen und hohen Glimmerschiefer-niveaus schließen.

Eine zweite Feststellung ergab sich aus der Übersicht nach der Kartierung. Sie betrifft die Einschaltungen meist schwarzer, kohlenstoffreicher Glimmerschiefer in den normal grauen Typen. Sie sind zumeist mit schwarzen feinkörnigen Kieselgesteinen, karbonatführenden Grüngesteinen (Karbonat-Amphiboliten) und meist glimmerreichen braunen oder schwärzlichen Kalkmarmoren verbunden. Die Kartierung zeigte nun die Einschaltung solcher Gemeinschaften in allen Niveaus; R. VOGELTANZ konnte die Existenz karbonatführender Amphibolite bzw.

karbonatreicher Garbenschiefer ebenso weit verbreitet feststellen wie W. SKALA das verbreitete Auftreten entsprechender gering mächtiger Karbonatlagen.

Da diese stofflich von den übrigen Glimmerschiefern stark abweichende Serie schon die Metamorphose mit diesen gemeinsam mitgemacht hat, muß sie vor oder während dieser in den Verband einbezogen worden sein. Aus faziellen Gründen halten wir die Vermutung offen, daß es sich hier um ein der Grauwackenzone vergleichbares Silur handelt, welches variszisch mit den schon älteren Glimmerschiefern verfaltet wurde.

Nach W. SKALAS Feststellungen dürften wir nun als Bretstein-Marmore nur mehr die spezifisch hier vorkommenden Marmor-Anhäufungen bezeichnen und müssen davon die Hirnkogel-Marmore ausnehmen.

In alpidischer Zeit haben die Wölzer Glimmerschiefer keine regionale metamorphe Umwandlung mehr erfahren. Strichweise sind jedoch mehr oder minder scharf umgrenzbare Zonen der Diaphthorese vorhanden und gelegentlich findet sich Sprossung von etwas Hornblende, Biotit und Muskowit. Nach R. VOGELTANZ lassen sich einige Zonen von Floititisierung eventuell auf die Seckauer Kristallisation beziehen.

Tektonisch unterlag nach unserer Auffassung der Gesamtkörper der Wölzer Glimmerschiefer einer Zergleitung nach einem um die E—W-Richtung liegenden s und B, wobei die jeweils hangenden Parteien stärker nordwärts bewegt wurden, während die liegenden Anteile relativ zurückblieben. Nur örtlich kam es dabei zu Stauchungen, deren wilde Verfaltung und steilflächige Lagerung das Bild flachwelliger Tektonik unterbrechen.

Die Wölzer Glimmerschiefer wurden dabei nach einer streng E—W-orientierten Achse überschoben, die in dem von uns betrachteten Raum in gut erkennbarem Gegensatz zu den WNW—NW-verlaufenden Achsen der Grauwackenzone und des Bösenstein stehen. Dies kommt auch in der von EL SHINNAWI und H. GAMERITH beigeestellten Auswahl von Gefügediagrammen zum Ausdruck (Tafel 1—3).

E. Regionaler Überblick

Wenn sich aus den geschilderten Verhältnissen des Oppenberger Raumes die Masse des Bösensteinkristallins als tiefste tektonische Einheit erweist, so muß das gleiche auch für die Hauptmasse der Seckauer Tauern gelten, deren Glied die Bösensteinmasse ja ist. In der Tat läßt sich dies, wie aus Abb. 3 ersichtlich ist, auch aus dem Bereich der Gaaler Schuppenzone ableiten.

Diese in langem Streifen entlang des Gaaltales nördlich von Fohnsdorf—Zeltweg sich hinziehende Zone enthält südlich der geschlossenen Seckauer Masse neben Streifen von Rannachserie mit Rannachkonglomerat auch die der Gleinalm zugehörigen Gneise und Amphibolite, teils auch eingeschuppte Glimmerschiefer. Die Lagerung pendelt um die Senkrechte, doch stellt sich südwärts zumeist steiles Südfallen ein (dazu Tafel 5, Profil 7).

Wir sehen hier das genaue Abbild der südlich Oppenberg beschriebenen Überschiebungszone, von dieser jedoch durch das jugendliche Bruchsystem der Pölslinie getrennt. Entscheidend für die relative Position der Glimmerschiefer zu den Seckauer Gneisen ist jedoch nördlich des Ortes Gaal ein von oben her in Gneisen eingeklemmter Keil von Glimmerschiefern und Amphibolit des Wölzer Typus. Er muß als letzter Rest einer einst ausgedehnteren Überlagerung von Wölzer Glimmerschiefern über den Seckauer Gneisen gedeutet werden (dazu Profil 7).

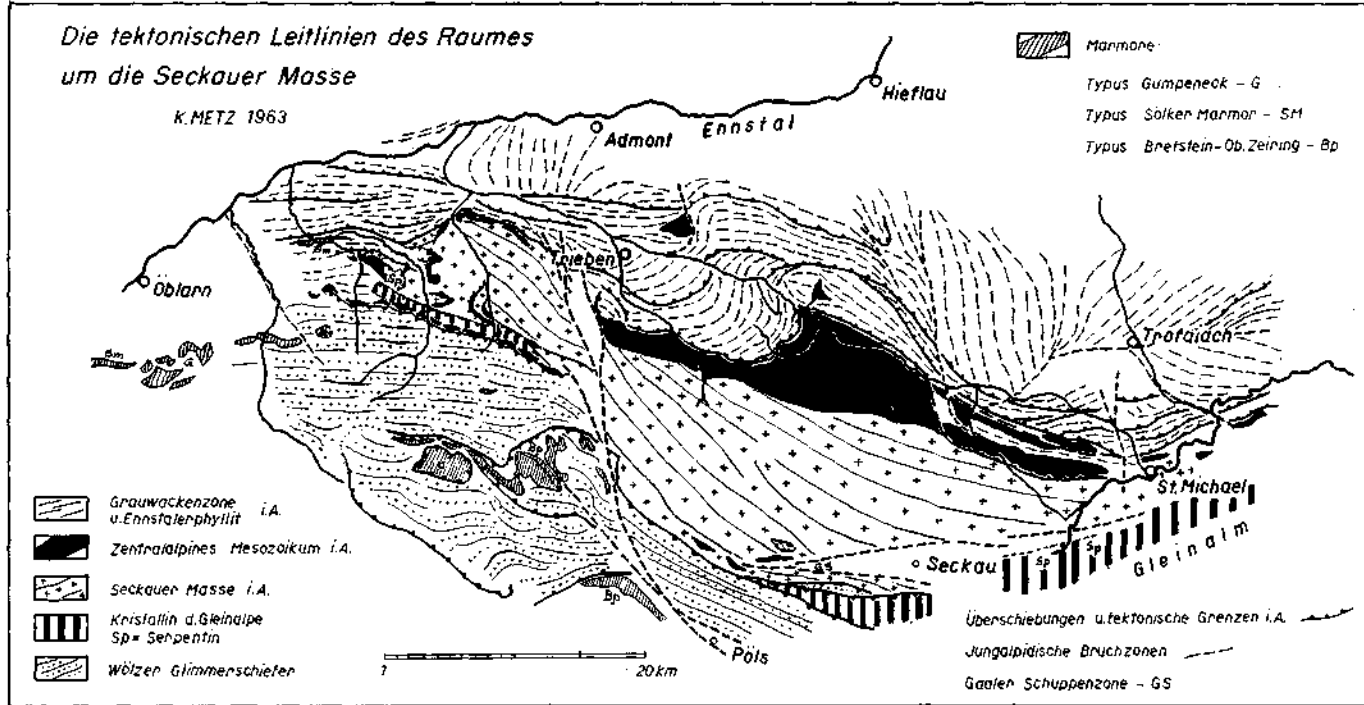


Abb. 3.

Im Osten verschwindet die Schuppenzone unter dem Tertiär und Quartär der Senke von Seckau, die Südgrenze der Seckauer erweist sich gegen St. Michael/Murtal als System steiler Bruchlinien mit Zerbrechungen der angrenzenden Gesteine.

Vom Murtal her bis südlich Mautern ist die Grenze der Seckauer Gneise ebenfalls eine meist senkrechte Bewegungsbahn, mit Zerbrechung und Mylonitbildung. Die nördlich angrenzende Rannachserie ist nur ein schmaler, stark verschieferter Streifen. In diesem östlichsten Bereich, etwa bis zum Feistritztal östlich Seckau, ist die Seckauer Gneismasse stark reduziert, sie stellt einen zwischen der Grauwackenzone im Norden und dem Gleinalm-System im Süden steil begrenzten Streifen dar, der in sich stark zerbrochen ist.

Erst von Mautern westwärts zeigt sich im gleichmäßigen Nordfallen die Überlagerung der Gneise durch Rannachserie und Grauwackenzone, was in prinzipiell gleicher Weise bis zum Triebenstein südlich Trieben bleibt.

Über die relative Position der Seckauer Masse gibt uns somit nur die Gaaler Schuppenzone nähere Auskunft. Auch sie zeigt uns die tiefe tektonische Position gegenüber den höheren Glimmerschiefern von Wölzertypus an. Die klare Festlegung der gegenseitigen, in alpidischer Zeit entstandenen Position beider Kristallin-Einheiten ist deswegen so wichtig, weil auch das alpidische Schicksal beider Einheiten durchaus verschieden ist. Der alt-alpidischen Seckauer Kristallisation steht keine bemerkenswerte metamorphe Umprägung in den Wölzer Gesteinen gegenüber. Unterschiede scheinen aber auch schon im vor-alpidischen Bestand gegeben: In den innerhalb der Seckauer Masse vorhandenen Sediment-Abkömmlingen ist das Vorhandensein eines Paläozoikums weder durch fazielle Vergleiche noch durch sonstige Indikationen vermutbar. Die Fazies des zentral-alpinen Mesozoikums ist die Rannachserie, die nicht nur im Norden, sondern auch in Resten im Süden an der Gaaler Schuppenzone erwiesen ist.

Für die Wölzer Glimmerschiefer erscheint das Paläozoikum in Form der angeführten Serie mit den kohlenstoffreichen Glimmerschiefern zumindest sehr wahrscheinlich. Ihre mesozoische Fazies scheint überwiegend karbonatisch zu sein, wie die Mölbegg-Schuppen, ein Vorkommen auf dem Steinwandkogel (K. METZ 1963, 23), die Hirnkogel- und Gumpeneck-Marmore andeuten.

Der ursprüngliche Wesensunterschied beider Einheiten liegt auf der Hand. Heute liegen beide an der Pölslinie hart aneinander, bei Oppenberg und bei Gaal deutlich übereinander. Nachdem einmal ihre heutige Position zueinander als Ergebnis alpidischer Tektonik erwiesen ist, kommen wir auch vom rein tektonischen Standpunkt zum gleichen Schluß, wie er schon mehrfach dargelegt wurde: Den Seckauer Tauern mit Bösenstein fällt in dem hier betrachteten Raum die gleiche tiefentektonische Funktion zu, wie den Hohen Tauern weiter im Westen. Sie sind besonders hoch herausgehoben und bilden gegenüber ihrem Rahmen ein tektonisches Fenster, das sich westlich Oppenberg als Scherenfenster schließt.

Die von der Hauptmasse der Seckauer Tauern abgetrennte Bösenstein-Gruppe zeigt in mehrfacher Hinsicht Besonderheiten ihrer Position. Zunächst ist darauf zu verweisen, daß die Bösensteingneise erst in Fühlung mit der Grauwackenzone kommen, wo deren Umbau gegenüber dem östlichen Teil in der Querstruktur von Treglwang—Gaishorn und das Abtauchen ihrer tieferen Einheit vollzogen ist.

Rings um den S- und NE-Rand des Bösenstein schmiegen sich die Fiederstörungen des Pöls-Hauptbruches und ordnen sich im Einschwenken gegen NW einigermaßen in den hier herrschenden Gebirgsbau ein, ehe sie erlöschen. Es ist

wohl kein Zufall, daß auch dieses alpenquerende Bruchsystem in den gleichen Umbaustreifen der Grauwackenzone hineinstößt.

Das staffelförmige Niedersinken der vom Osten her streichenden tiefsten Baukörper, das Neu-Einsetzen und die Entfaltung höherer und höchster Baukörper der Grauwackenzone ist das Ergebnis dieser Bauveränderung von Ost nach West. Die Ursache dieser tiefgreifenden Umgruppierung kann bei dem altalpidischen Alter der Bauanlage der Grauwackenzone nur in noch älteren Strukturen gelegen haben.

Wir müssen in den Gang dieser Überlegungen aber auch die Pölslinie einbeziehen und die Meinung vertreten, daß ihre heutige Form nur die jung-alpidische Äußerung älterer Strukturen im Untergrund ist. Nicht umsonst scheidet sie im Pölstal zwei in ihrer Uranlage wie auch jüngerer Bauform so verschiedenartige Kristallinkörper voneinander (dazu K. METZ, 1962).

Wir überblicken nun zusammenfassend den referierten Bereich, der außer Grauwackenzone noch drei in Stoff und Prägung verschiedene Kristallin-Körper umfaßt. In Abb. 3 sind für die Grauwackenzone die wichtigsten, im Gelände auf wenigstens 2 km verfolgbaren Bewegungsbahnen eingetragen. Sie geben wenigstens für die aus der heutigen Oberfläche gegebenen Aufschlüsse die Formung der gegeneinander bewegten Baukörper an. Im Verein mit geologischer Karte und Profil ergibt sich nun in vereinfachtem Großbild ein Durchstreichen auf Distanzen, die niemals länger als 10 km sind. Wenn man berücksichtigt, daß jede Karte aus tektonischen Gründen vereinfacht gezeichnet werden muß, so zeigt sich aus dem Studium der Grauwackenzone, daß kaum ein zusammengehöriger, im Schnitt meist linsenförmiger Körper, länger als einige km wird und daß er selbst nur eine Schuppe ist, die mit anderen zusammen eine Einheit höherer Ordnung bildet.

Das Kartenbild zeigt aber auch, daß auf die kurze Distanz, oft von kaum 1 km Mächtigkeiten von einigen 100 Metern eine Reduktion auf nur wenige Meter erfahren und daß oft nur kaum erfassbare tektonische Bewegungsflächen zur stofflichen Fortsetzung in ähnlicher Form geleiten (z. B. Karbon nördlich Kalwang—Wald, Fötteleck-Schuppe, Grauwackenschiefer südlich Treglwang—Trieben usw.).

Aus dieser durch linsige Zerschering im Großformat gegebenen Bauform erklärt sich auch die Mächtigkeit des Wiederauftauchens von Rannachserie in der Flietzenschlucht-Antiklinale, stofflich der tiefsten, selbst linsig geformten Einheit entsprechend, aber durch die symmetriegemäß zum B des Gesamtbaues liegenden Zerscheringungen abgelöst und als höhere Großschuppe erscheinend.

Auf Grund dieser Bau-Eigentümlichkeiten dürfen wir aber auch nicht vermuten, daß etwa die im Triebenstein abtauchende tiefste Grauwacken-Einheit in gleicher Form und Mächtigkeit nach Westen weiterstreicht. Sie wird, dem allgemeinen Bau entsprechend, entweder tektonisch vollkommen aufhören, oder aber in alternierter Ordnung des Linsenbausystems eine Fortsetzung finden, durchaus nicht in gleicher Einordnung im Gesamtsystem. Auch in diesem Sinne muß der geschilderte Umbau der Grauwackenzone verstanden werden: Als staffelförmiges Abscheren der tieferen Körper zugunsten stofflich gleicher aber höher geordneter, neu sich entfaltender Baukörper.

In vergrößerter Form, aber prinzipiell gleich, finden wir die Gneis- bzw. Granitkörper in der Seckauer Masse. Sie zeigen sich in den Kartenbildern, stets streng in B und s eingeordnet. Als Komplikation tritt hier der Umstand hinzu, daß wir Bewegungskörper linsiger Ausstrichform zu unterscheiden haben, die

mehr oder minder parakristallin sind und solche rein postkristalliner Prägung.

Im Großen präsentiert sich die Seckauer Masse im Kartenbild als gewaltige Doppellinse. Das Ostende scheint unter zerbrechender Tektonik rein mechanisch auszuweichen, das Westende bei Oppenberg macht aber den Eindruck eines primären Mächtigkeitsschwundes mit mechanischer Überwältigung durch die sich über ihm vom N und S her schließenden tektonischen Nachbarn. Eine direkte lückenlose Fortsetzung in der Tiefe in Form und Ausmaß der sichtbaren Bösensteinmasse ist kaum zu vermuten. Eine in Stoff, Prägung und Form analoge Masse dürfte erst in Teilen der Schladminger Tauern wieder in Erscheinung treten.

In den Wölzer Tauern täuscht eine ruhige wellige Lagerung nur allzuleicht eine primitive Tektonik vor. Erst das Studium der Marmorkörper im größeren Bereich, Gefüge-Untersuchungen im Handstück und Aufschluß in den Glimmerschiefern belehren und eines besseren. Die alten Kalkkörper sind boudiniert und zerfetzt, keilen völlig aus, um in anderen Positionen, zu großlinsigen Massen anschwellend, wieder zu erscheinen. Bezeichnenderweise ist deren Innenbau vielfach diskordant durch jüngere, heute vorliegende Umgrenzungsflächen abgeschnitten. Es darf nicht vergessen werden, daß eine alte, vielfach parakristalline Tektonik, die heute kaum mehr klar erkennbar ist, durch jüngere, sehr intensive, vorwiegend rein postkristalline Tektonik umgeprägt wurde.

So enthüllt sich uns in den kristallinen Einheiten dieses Raumes ein alpidischer Bau von imponierender Prägungskraft, ein Bau, dessen Bestandsaufnahme eine kaum überblickbare Vielfalt aufzeigt und dessen Entwirrung nur langsam fortschreitet.