

16. EXKURSION GIGLACHSEE-PREUNEGG-PICHL

Route: Pichl - Preunegg - Ursprungalm; Fußmarsch Ursprungalm (1604 m)-Preuneggsattel (1953 m) - Znachsattel (2059 m) - Freying (2131 m) - Ignaz-Mattis-Hütte (1986 m) - Ursprungalm; - Preunegg - Steg SE Bankwirt; - Pichl - Grubbachgraben; - Straßenabzweigung NE Gleiming; - Pichl.

① Ursprungalm

Die Ursprungalm ist Ausgangspunkt der Fußmarsch-Exkursion mit den Themen: Invers lagernde Permotrias des Hangendschenkels der Kalkspitzenmulde, (?sedimentäre) Grenze zwischen jungpaläozoischem Radstädter Quarzphyllit und Schladminger Kristallin, rück-schreitend metamorph überprägtes Schladminger Altkristallin um den unteren Giglachsee, glaziale Ablagerungen, Cu-Ag-Co-Ni-Vererzung der Oberen Giglerbaue.

Geologisches Panorama (P. SLAPANSKY)

Das Mesozoikum der Kalkspitzen taucht hier gegen N steil unter die Serizitquarzite und Quarzphyllite des Alpinen Verrucano ab. Diese bilden den flachen, glazial überformten und z. T. mit Moränen bedeckten Schwellenbereich am N-Rand des Almbodens über den der Kamm der Jauchspitze mit dem markanten Gipfel der Kampspitze im E verbunden ist. Über die südlich anschließende, etwas stärker ausgeräumte Zone verlaufen steile, W-E-streichende Störungen, die in der östlichen Fortsetzung der nordvergenten Aufschiebung an der Sinnhubscharte liegen. Südlich anschließend folgt das Mesozoikum der Kalkspitzenmulde in den unmittelbar vom Talboden steil aufsteigenden Wänden der Steirischen Kalkspitze.

Im W beginnt die Abfolge des Mesozoikums mit etwa 200 m mächtigem grünlichen Lantschfeldquarzit, der mit einem tektonisch leicht überprägten, aber im Prinzip stratigraphischem Kontakt an den Verrucano grenzt. Der Quarzit fällt steil gegen N ein. Bereits unter dem Talboden der Ursprungalm ist er tektonisch völlig abgeschert ausgequetscht, auch gegen W verschwindet er schon nach einigen 100 m. Zwischen den Lantschfeldquarzit und den massigen hellen Dolomit, der den Hauptteil der Wände aufbaut, schalten sich einige 10er-Meter Bänderkalke, die aber bereits tektonisch stark reduziert sind. Sie erreichen knapp den Talboden. Die starke tektonische Überformung der lithologischen Grenzen zeigt sich besonders deutlich auch an den Rauhwacken in der Rinne am E-Ende der Lantschfeldquarzitaufschlüsse. Hier findet sich eine intensive Verknetung von ockergelber Rauhwacke mit rosa Bänderkalk und grünem Lantschfeldquarzit. Die hier ebenfalls nur in dieser Rinne aufgeschlossenen zwei m stahlgrauer Serizitschiefer im Hangenden des Quarzits könnten ev. dem Alpinen Röt zuzurechnen sein. Die mächtigen hellen Dolomite sind überwiegend massig, nur selten undeutlich gebankt ausgebildet. Sie stellen wohl Wettersteindolomit i.w.S. dar.

Die Anlage der markanten Geländestufe der Ursprungalm ist wohl auf das Zusammen-treffen von mehreren Bruchsystemen, von denen die W-E-streichenden Störungen wohl die bedeutendsten sind, mit der lithologischen Grenze von karbonatischem Mesozoikum und Quarzphylliten zurückzuführen. Durch den Zusammenfluß zweier Gletscher, vom Preuneggsattel und aus dem Kranzelkar, wurde dieser Bereich glazial besonders stark überformt.

Weg von der Ursprungalm zum Preuneggsattel (P. SLAPANSKY)

Der Weg verläuft etwa an der Grenze zwischen den Bänderkalken des Alpinen Muschelkalks, die vielfach hangparallel mittelsteil gegen E abtauchen, und den Quarzphylliten des Alpinen Verrucano. Erst kurz vor dem Preuneggsattel schaltet sich wieder Lantschfeldquarzit dazwischen ein. Es stellt dies eine zusammenhängende Schichtfolge des verkehrten Hangendschenkels der Kalkspitzenmulde dar.

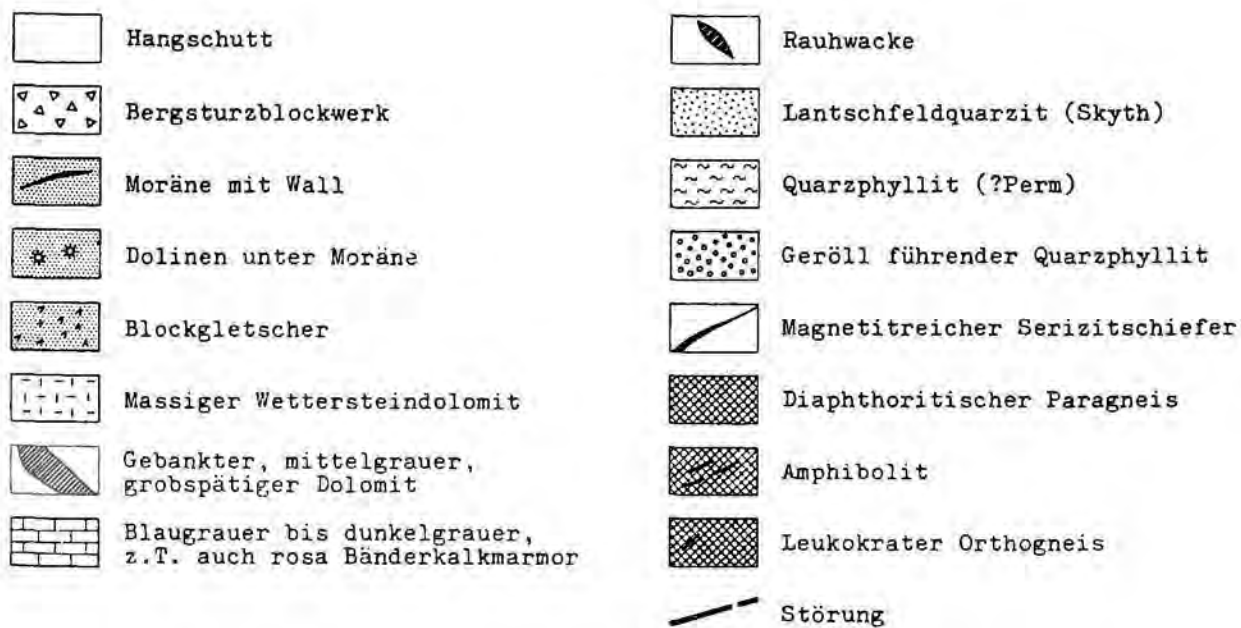
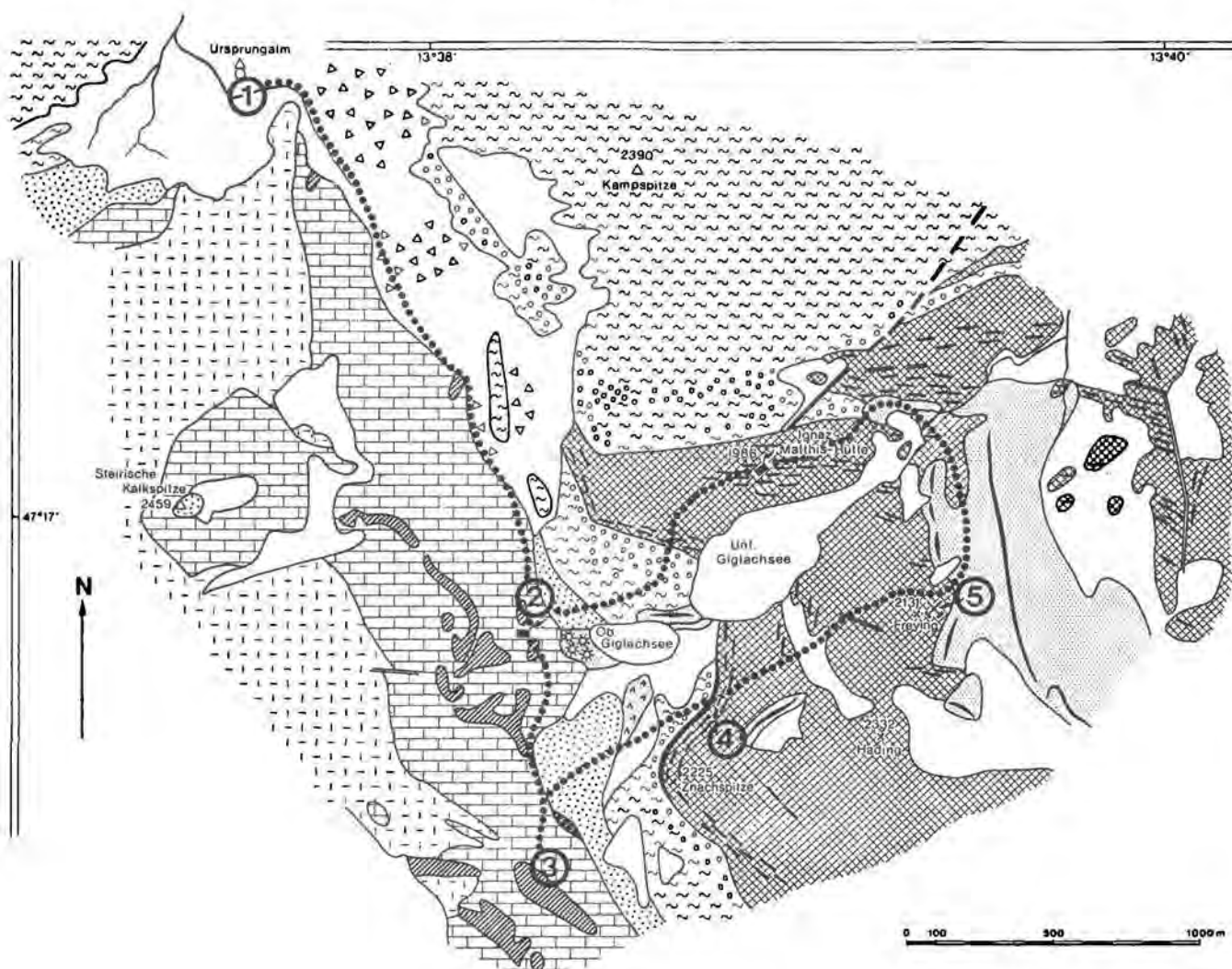


Abb. 16/1: Geologische Skizze des Gebietes um die Giglachseen (nach Aufnahmen von J. ALBER, E. HEJL, D. van HUSEN, A. MATURA und P. SLAPANSKY).

Die Bänderkalke sind zunächst in ihrem stratigraphisch höheren Anteil als vielfach plattige, dunkelgraue Kalke ausgebildet, die öfters hell anwittern, z. T. auch leicht dolomitisch sein können. Stellenweise führen sie Crinoiden. Weiter gegen S folgen blaugraue Bänderkalke, vielfach mit dolomitischen Schlieren, die intensiv verfault sein können. Es treten darin auch einzelne größere Körper von dunkelgrauem Dolomit auf, immer wieder auch unregelmäßige Dolomitknollen bis zu mehreren m³ Größe. In den darauf folgenden blaugrauen bis hellen Bänderkalken findet sich immer wieder eine NW-SE verlaufende straffe Striemung auf den s-Flächen (gut erkennbar z.B. am alten Weg in etwa 1810 m Höhe, westlich des Tälchens). Aus Analogieschlüssen mit Untersuchungen im Seekarspitzgebiet wird vermutet, daß dieses Linear die Richtung der alpidischen Hauptbewegung angeben könnte.

② Preuneggsattel (1952)

Die Bänderkalke reichen, überrollt von Lantschfeldquarzitschutt, etwas östlich des Sattels den Hang hinauf. Die Verbreitung der Karbonatgesteine unter der Bedeckung ist hier und westlich des Oberen Giglachsees durch + augenfällige Karstgruben angedeutet.

(D. van HUSEN:) In südwestlicher Richtung ist am Hangfuß zwischen Oberen Giglachsee und Znachspitze eine Anhäufung groben Schuttes erkennbar, die einen inaktiven **Blockgletscher** darstellt. Diese Form periglazialen Massenabtrages entsteht vornehmlich in grobkörnigem Schutt durch die Füllung der Hohlräume im Schutt durch Seggregationseis, wodurch der Schutt zu kriechen beginnt. Erst wenn sich die Klimaverhältnisse bessern, so daß das Eis wieder schmilzt, kommt die Masse zum Stillstand. Dabei sinkt dann der zentrale Teil durch den Verlust des Eises mehr ein als der Rand (der auch schon in der aktiven Phase eisfrei war), wodurch die schleppenartige Verdickung des Randes entsteht. Als Alter des aktiven Blockgletschers kann wahrscheinlich die jüngere Dryas von 11.000-10.200 BP angenommen werden.

Das letzte Stück des Weges zum Znachtsattel führt wieder an der Grenze zwischen Bänderkalk und Lantschfeldquarzit entlang. Dieser zeigt neben dem Weg südvergente Knickfältelung.

③ Znachtsattel, etwa 200 m südwestlich (P. SLAPANSKY)

Die Schichtfolge des Mesozoikums setzt sich hier aus Lantschfeldquarzit, wenigen m Rauhwacke, Bänderkalken und Dolomitschlierenkalken, wenigen m grobspätigem Dolomit und massigem bis dickbankigem hellen Dolomit (Wettersteindolomit i.w.S.) zusammen.

Die tektonische Situation ist recht komplex. Die hellen Dolomite bilden den Kern der isoklinalen Liegendfalte des Kalkspitzenmesozoikums. Dieser wird durch spätere Falten mit NW-SE-Achsen überprägt.

Vom Znachtsattel gegen SW befindet man sich zunächst in den gegen E einfallenden Bänderkalken des verkehrten Hangendschenkels (Abb. 16/2). Dann folgen die Dolomite des Muldenkerns, zunächst ein geringmächtiger grobspätiger graubrauner Dolomit. Aufgrund des schleifenden Schnitts mit dem Gelände tritt er aber hier in einer mehrere Zehnermeter breiten Zone in Blöcken sehr häufig auf. Gegen NW wird er von massigem hellen Dolomit abgelöst. Darunter folgt ein Bänderkalkaufbruch, dem das markante Tälchen SE Kt. 2238 folgt. Diese Bänderkalke gehören bereits dem aufrechten Liegendschenkel des Mesozoikums an. Sie bilden hier eine oft sehr steile Auffaltung. Eine Schieferung im Falten Scheitel fällt gegen SW, weist somit auf NE-Vergenz dieser Sekundärfaltung hin. Gegen E folgt wieder grobspätiger, dann massiger heller Dolomit, schließlich die Bänderkalke des Hangendschenkels, die in den Gipfelaufbau der Lungauer Kalkspitze überleiten. In den hellen Dolomiten steckt ein weiterer dünner Bänderkalkzug, der bei etwa 2150 m den Wanderweg zur Ahkarscharte quert. Dieser scheint darauf hinzuweisen, daß der Muldenkern mehrfach isoklinal verfault ist. Die tektonische Situation wird weiter dadurch kompliziert, daß der Muldenkern hier eine Art Beutelmuldenstruktur zeigt und der Dolomit des Kerns bereichsweise unter die Bänderkalke des Liegendschenkels einfällt (etwa im Vordergrund von Abb. 16/2).

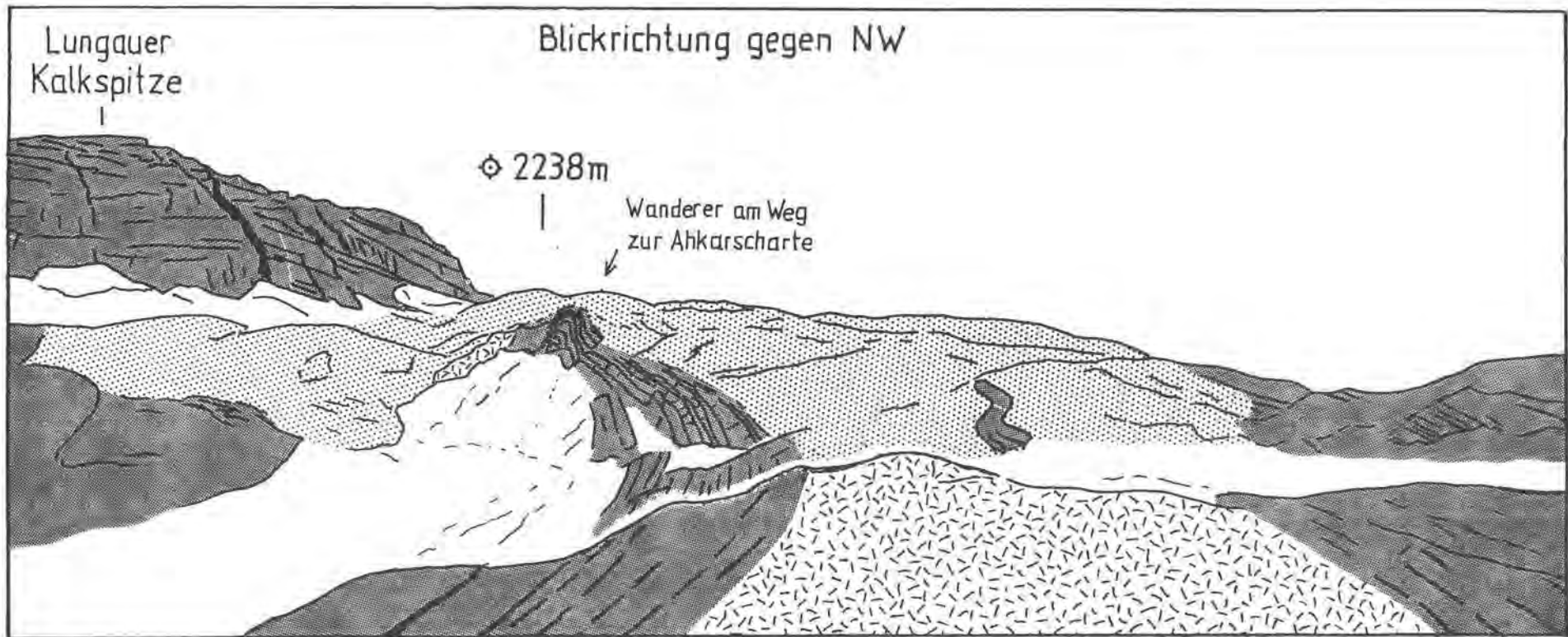


Abb. 16/2: Ansichtskizze der Ostflanke der Lungauer Kalkspitze von einem Standpunkt etwa 200 m SE des Znachsattels. Dunkler, feiner Punktraster: Bänderkalke; Strichelsignatur: grobspätiger, bräunlicher Dolomit; lichter, grober Punktraster: massiger bis undeutlich gebankter heller Dolomit (Wettersteindolomit i.w.S.)

(E. HEJL:) Vom Znachsattel gegen E quert man zunächst **Lantschfeldquarzit**. Diese weißen bis blaßgrünen, dünn-schichtig bis plattig brechenden Quarzite fallen vor allem durch ihre Feinkörnigkeit auf. Auf s-parallelen Spaltflächen ist oft ein dünner, seidig glänzender Serizitbelag zu erkennen. Unter dem Mikroskop kann man aber auch feinschuppigen, ziemlich gleichmäßig verteilten Serizit zwischen den Quarzkörnern sehen.

Nach Untersuchungen von H. P. FORMANEK (1964, S. 32 f.) kann für den Lantschfeldquarzit folgender Modalbestand angegeben werden: Quarz 65-75%, Serizit bis ca. 20%, Kalifeldspat 5-15%, Albit (o-4% An) 3-5%, Karbonat, Turmalin, Zirkon, Apatit, Epidot, Titanit und Opakes kommen akzessorisch vor. Spurenweise treten auch gebleichter Biotit und Chlorit auf. Die Korngröße aller Gemengteile ist sehr einheitlich; sie liegt meistens zwischen 0,02 und 0,2 mm.

Der Lantschfeldquarzit, der als ein nahezu unverwechselbares Schichtglied des zentral-alpinen Mesozoikums gilt, wird üblicherweise in die skythische Stufe gestellt. Östlich des Znachsattels beträgt seine Mächtigkeit rund 120 m.

Gemäß der inversen Lagerung der hier mittelsteil E-fallenden Schichtfolge folgen gegen E über dem Lantschfeldquarzit die Gesteine der **jungpaläozoischen Quarzphyllitserie** mit Serizitphylliten, quarzreichen Serizitphylliten und deutlich geschieferten Serizitquarziten. Untergeordnet treten dünne braune Karbonatlagen auf. Die sonst vorwiegend hellen Gesteinsfarben (Weiß, Blaßgrün, Blaßgelb, Hellgrau) unterscheiden die Quarzphyllitserie von den meist viel chloritreicheren und folglich dunkleren Diaphthoriten des Altkristallins. Serizitreiche Blastomylonite, die durch starke tektonische Beanspruchung heller Orthogneise des Altkristallins entstanden sind, können den Gesteinen der Quarzphyllitserie aber sehr ähnlich sehen. Eine sichere genetische Zuordnung einzelner Handstücke von Serizitschiefer ist daher selten möglich. Die Einordnung serizitreicher Schiefer in die postvariszische Quarzphyllitserie muß daher vor allem nach dem Serienverband erfolgen.

④ Znachspitze-N-Hang, in etwa 2000 m Sh S Kote 1921 (E. HEJL)

Eine Felsrippe aus **geröllführendem Serizitquarzit** zeigt lagenweise angereicherte, stark deformierte Quarzgerölle mit Durchmesser bis über 5 cm (vereinzelt bis zu 8 cm). Geröllführende Lagen wechsellagern mit vergleichsweise feinkörnigen Serizitquarziten im dm- bis m-Bereich. Anscheinend sind die Geröllquarzite aus einem eher schlecht sortierten Sediment entstanden; der Matrixanteil überwiegt deutlich gegenüber den Geröllen. Die Gesamtmächtigkeit des geröllführenden Bereiches beträgt hier ungefähr 10 m.

Da derartige Geröllquarzite ziemlich beständig an der Grenze zwischen dem Schladminger Altkristallin und der Quarzphyllitserie auftreten, wurden sie von einigen Kartierungsgeologen als Basiskonglomerate der postvariszischen Transgression interpretiert (A. SCHEDL, 1981, S. 1 u. 132 ff.; E. HEJL & P. SLAPANSKY, 1983, S. 27 f.; E. HEJL, 1986, S. 428). Zuvor hatte bereits A. MATURA (1976, S. A135) darauf hingewiesen, "daß die so kompliziert gestaltete Grenzzone der Radstädter Quarzphyllite zum Schladminger Kristallin in der Regel durch + geröllführende Serizitquarzitschiefer bis (z. T. bunte) Quarzgeröllschiefer markiert wird". Im Rahmen seiner kurz vor dem Abschluß stehenden Dissertation konnte P. SLAPANSKY die Existenz eines rund um das Altkristallin des Seekarspitzes (nördlich von Obertauern, Blatt 126 Radstadt) verfolgbaren, bis zu 150 m mächtigen, geröllführenden Horizontes nachweisen. Das Kristallin des Seekarspitzes ist ein westlicher Ausläufer des Schladminger Kristallins. Der geröllführende Horizont, der dieses Kristallin mehr oder weniger flach unterlagert, leitet die Schichtfolge einer verkehrt liegenden Permotrias ein.

Die Vorstellung eines primären (d.h. transgressiven) Kontaktes zwischen dem Schladminger Kristallin und dem Radstädter Paläo- und Mesozoikum geht auf L. KOBER (1923, S. 114 f.; 1938, S. 30 f., S. 198, Taf. 1), der das Schladminger Kristallin konsequenterweise zum Unterostalpin zählte, zurück, A. TOLLMANN, der sich (1958, S. 344

f.) dieser Deutung zunächst angeschlossen hatte, nahm später (1963, S. 102 f.) eine großräumige Überschiebung zwischen der inversen Radstädter Quarzphyllitdecke und dem hangenden Altkristallin an, da er eine tektonische Abtrennung des Schladminger Kristallins vom übrigen ostalpinen Altkristallin offenbar für unwahrscheinlich hielt. E. CLAR (1965, S. 27) hingegen deutete die inverse Trias unter dem Schladminger Kristallin durch die Annahme einer regionalen Überfaltung im Stirnbereich des ostalpinen Kristallins.

Unmittelbar über dem geröllführenden Horizont ist an der Grenze zum Schladminger Kristallin ein **magnetitreicher Serizitschiefer** eingeschaltet, reichlich begleitet oder durchdrungen von bräunlich verwitternden (?ankeritischen) Karbonatanreicherungen. Die Magnetitoktaeder sind bis zu 3 mm groß. Ähnliche magnetitreiche Schiefer kommen auch am Rande des Kristallins des Seekarspitzes, unmittelbar an der Grenze zur Quarzphyllitserie vor, können aber nicht so lückenlos verfolgt werden wie der zuvor genannte Geröllhorizont. P. SLAPANSKY hat für diese magnetitreichen Gesteine, die immer wieder in dieser charakteristischen Position auftreten, eine Deutung als alpidisch metamorphe Abkömmlinge eines postvariszischen Verwitterungshorizontes des Altkristallins zur Diskussion gestellt (siehe E. HEJL & P. SLAPANSKY, 1983, S. 27 f.).

(A. MATURA:) Das angrenzende Schladminger Kristallin ist im gesamten Exkursionsgebiet um die Giglachseen durch den Gollingkomplex vertreten, der durch gebänderte Paragneise mit Einschaltungen von Metavulkaniten (+ deutlich gebänderte Amphibolite, Chloritschiefer, leukokrate Orthogneise) charakterisiert ist. Im Bereich des Haltepunktes 4 folgt über den magnetitreichen Serizitschiefern ein lichter, lagiger **Plagioklas-Orthogneis**. U.d.M. zeigt eine Probe von hier ein relativ homogenes, gleichkörnig-kleinkörniges, granoblastisches Gefüge mit straffer Glimmerregelung. Hauptgemengteile sind undulöser Quarz und gefüllter Albit mit füllungsfreiem Randsaum. Nebengemengteile: Hellglimmer, blaßgrüner Chlorit, Karbonat in Form intergranularer Flocken oder als stark durchbewegte, dünne Fülle in schieferungsparallelen Spalten, + stark zerdrückte und von Chlorit begleitete Magnetit-Oktaeder. Varietäten dieses sauren Metavulkanites können an anderen Stellen mit höheren Mikroklin-Anteilen leukogranitische Zusammensetzung erreichen. Es gibt aber auch Feldspat arme, quarzitishe Varietäten und diese gerade im Grenzbereich zum Radstädter Permomesozoikum, wo sie mit Lantschfeldquarzit oder Quarziten der Quarzphyllitgruppe verwechselt werden können. Die magmatische Abkunft dieser lichten Plagioklasgneise ist nach den Untersuchungen von A. SCHEDL (1981) von den Verbandsverhältnissen (Wechselagerung mit Amphiboliten) und dem Spurenelementchemismus abzuleiten.

Schieferungsparallele, + deutlich ausgewalzte oder boundinierte, pegmatoide Lagen, wie sie den vorliegenden Plagioklasgneisen von Haltepunkt 4 eingelagert sind, sind besonders im Hangendbereich des Gollingkomplexes nicht selten.

Im Haltepunktsbereich sind auch subhorizontale Störungsflächen mit W-wärts verschobener Hangendscholle zu erkennen. Dies erklärt auch den Unterschied zwischen dem hier generell flacheren Einfallen der Grenze Quarzphyllit/Schladminger Kristallin und dem steileren, im Aufschlußbereich meßbaren E-Fallen der Schichtung.

Um den nächsten Exkursionspunkt zu erreichen, kann man etwa entlang der 2000 m-Isohypse den weglosen Wiesenhang mit wenigen Felsrippen aus Bändergneis gegen NE queren. Auf dieser Strecke ist das Anstehende weitgehend von Hangschutt überrollt. Erst ab den untersten Bergbaustollen im W-Fuß des Freying sind die Aufschlußverhältnisse besser.

⑤ Freying, Obere Giglerbaue

(A. MATURA:) Diaphthoritische Biotit-Plagioklasgneise mit deutlichem Lagenbau und mittelsteilem bis steilem N-Fallen bilden den Felsuntergrund dieses Berges. Vereinzelt finden sich Einschaltungen von oft recht Granat reichen, gebänderten oder homogenen Amphiboliten. Von besonderer Bedeutung und Gegenstand des ehemaligen Bergbaues hier sind spätige, vererzte, mit reichlich Chlorit und Hellglimmer versetzte und bräunlich anwitternde Karbonatanreicherungen, die an steilstehende oder flacher einfallende Störungsflächen gebunden sind. Das Nebengestein ist dabei zumeist brekziös aufgelöst.

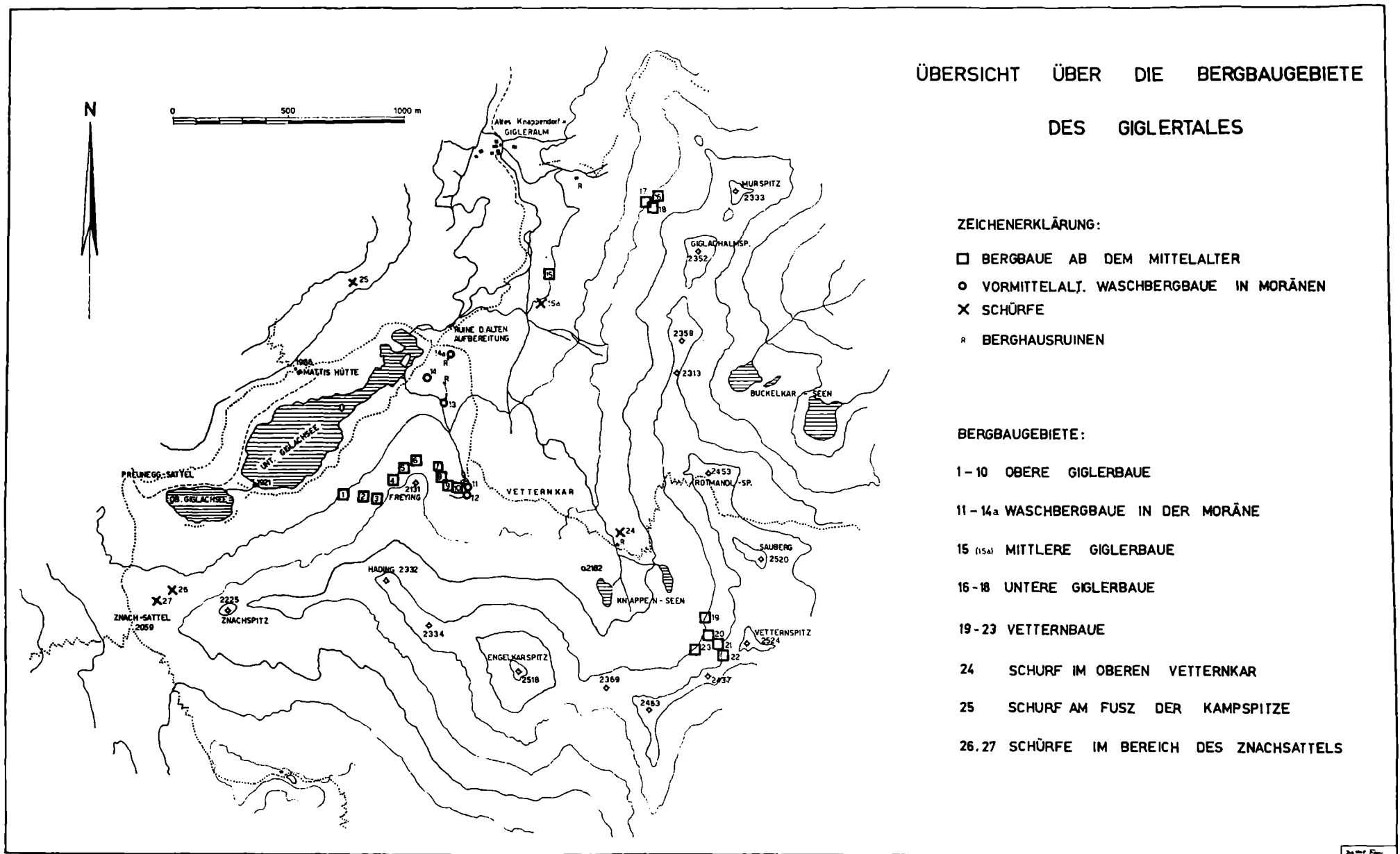


Abb. 16/3 (aus O. M. FRIEDRICH, 1969)

(D. van HUSEN:) Das **Vetterkar** wird von einer mächtigen **Mittelmoräne** geprägt, die zwischen den Gletschern aus den Karen westlich und östlich der Engelkarspitze abgelagert wurde. Beide Eiszungen erreichten noch den Talboden ohne deutliche Endmoränen zu hinterlassen. Die kräftigere aus dem östlichen Kar erfüllte sicher noch die versumpfte Wanne bei der Kote 1880. Als Alter dieser Ablagerungen ist wahrscheinlich die Ältere Dryas um 12.000 BP (Daun) anzunehmen, als die Gletscher wahrscheinlich noch die höchsten Karräume der Niederen Tauern erfüllten. Die kleinen Wälle um den ehemaligen Bergbau beim Freying sind Reste von kurzen Halten während der Abschmelzphasen dieser Stände. Ebenso nach dem Eisfreiwerden der Kare wird die schichtparallele Auflösung des Gipfelbereiches der Engelkarspitze erfolgt sein.

Die Oberen Giglerbaue (O. M. FRIEDRICH)

(Aus: Archiv f. Lgstf. i. d. Ostalpen, 9, Leoben 1969)

Gegenüber der Ignaz-Mattis-Hütte befindet sich östlich des großen Giglachsees das sehr umfangreiche Gebiet der Oberen Giglerbaue. Diese ziehen sich, wie die Abb. 16/4 zeigt, vom Osthang des Giglachsees, etwa 1980 m hoch beginnend (Unterbau-stollen), nach NO flach ansteigend um den Kopf der Freying (2131 m) nördlich herum und steigen östlich in den Talboden des unteren Vetternkares hinab, wobei die ältesten Baue noch östlich des dortigen Karbaches in einen Moränenwall (!) angesetzt sind. Nirgends überschreiten die Baue die 2100 m Schichtlinie. Konstruiert man aus der Karte ein mittleres Streichen und Fallen, so sieht man, daß die Lagerstätten einer WNW/OSO-streichenden und ziemlich flach nach SSW einfallenden (Bewegungs-)Fläche zuordenbar sind.

Die Lage der einzelnen Baue ist hinreichend der Karte Abb. 16/4 zu entnehmen, ebenso die Verwerfungen, Brüche und Ruscheln, auch der Faltenachsen, und, soweit sichtbar, das Streichen und Fallen der anstehenden Lagerstättenteile.

Am Ostufer des unteren Giglachsees stehen Felsen an: Sie bestehen aus Chlorit-Ankeritschiefer mit einem Einfallen $75^{\circ}/49^{\circ}$ (Messung, wie die weiteren in diesem Gebiet erfolgten mit CLAR-Kompaß, geben also das Einfallen, nicht das Streichen an!). Gegenüber dem auffallenden Köpfel wurden in einem quarzitischem Phyllit $142^{\circ}/52^{\circ}$, am Ufer selbst $70^{\circ}/37^{\circ}$ gemessen. Im Köpfel selbst stehen Chlorit-Ankeritfelse (Eisendolomite) an mit $25^{\circ}/24^{\circ}$ bis $33^{\circ}/68^{\circ}$, rechts oben auch $38^{\circ}/43^{\circ}$. Der Eisendolomit bildet drei dünne Lagen, die vermutlich durch Verdrängung ehemaliger Kalk-Dolomitlagen entstanden sind, doch stehen nähere Untersuchungen noch aus.

Gerade aufwärts ansteigend, zeigt die Wand darüber tonig-sandige Chloritschiefer, $90^{\circ}/29^{\circ}$ bis $119^{\circ}/26^{\circ}$, auch $110^{\circ}/26^{\circ}$ und ist rhythmisch von Quarzlagen durchzogen. Das Felswand aber gerade über dem Köpfel besteht aus injiziertem Schiefer; er ist sehr feinkörnig und enthält dicke Chloritlagen. $74^{\circ}/60^{\circ}$; b-Achsen: $63^{\circ}/28^{\circ}$ nach SO. Das Gestein ist stark bänderig und zieht zu den Bauen hinauf.

Bei der Wasserwand, einem vom darüber ausfließenden Stollenwasser überronnenen Wandel, Chloritschiefer mit Quarzschwielen und Ankeritnester, $35^{\circ}/53^{\circ}$.

Die untere Halde führt Amphibolit, $67^{\circ}/65^{\circ}$, feinkörnig, mit Ankeritnestern, er ist feldspatreich.

Eine Hausruine auf 1970 m mißt 8 x 7 m; 4 m daneben lag ein etwa 5 m langer Schurf mit verwachsener Halde in Moräne; hier steht lichter, feinkörniger Gneis an mit Spuren von Kies, $70^{\circ}/65^{\circ}$.

Der Stollen darüber, auf 1980 m, war der westliche Erbstollen. Er ist verbrochen, bringt aber aus den oberen Bauen sehr viel Wasser. Seine Halde hat fast kein Erz; daher dürfte die Lagerstätte wahrscheinlich noch nicht erreicht worden sein oder nicht auf diese Sohle hinabreichen.

DIE OBEREN GIGLERBAUE

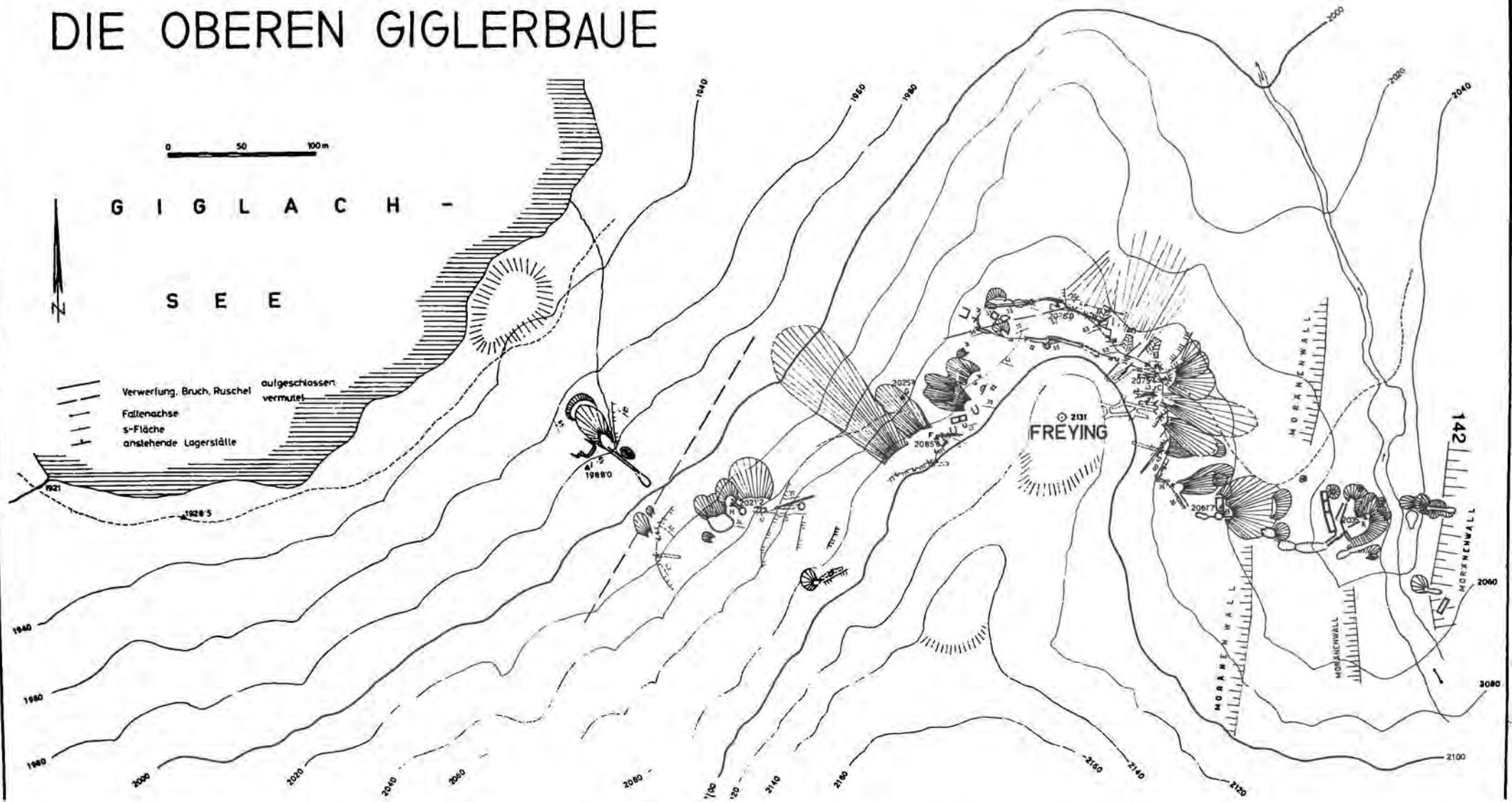


Abb. 16/4 (aus O. M. FRIEDRICH, 1969)

Auf den Halden zu den oberen Bauen viel Co- und Ni-Blüte. Das Erz ist hauptsächlich Fahlerz, wenig Kupferkies. Eine Störung geht fast durch bis ins Tälchen vor dem See.

Beim Tagebau eingewickelter Ankerit. Im feinkörnigen Gneis Zerrklüfte h01 mit Chlorit und Quarz; die zweite Klüftung, die sie aufreißen, führt 1 cm Albit an Quarzgang-Mugel.

Ein Stollen am Fuße einer kleinen Wand etwas östlich des Aufstellungspunktes H ist unmittelbar an einem Quarzgang mit Albit angesetzt - "Gangstollen". Man hat den Gang in der Firste abgebaut und dabei mit dem Tag gelöchert. Der Gang steht fast saiger. Etwa 30 m darüber folgt ein weiterer Stollen einem ähnlich nach NO ziehenden Gangtrum.

Von der nächsten Baugruppe folgt ein Stollen einem fast OW streichenden Gangtrum, darüber der höchste, etwa 2090 m hoch gelegene, aber einem solchen nach NO streichenden.

Auf 2075 m verfolgt ein noch offener Stollen einen Gang; ein Quergang ($144^\circ/79^\circ$) mit Ankerit übersetzt ihn; 10 m westlich dazu liegt ein Parallelgang.

Bei der großen Spalte sieht man, daß der Ausbiß das ss unter einem leichten Winkel von etwa 25° überschneidet: Das ss ($165^\circ/77^\circ$) ist teilweise deutlich erkennbar; es wurde von einer ersten Verfallung, der auch die Vererzung folgte, schief überprägt, das Ganze dann noch einmal überarbeitet. Dabei sind Sättel der Falten aufgebrochen, Quarz und Ankerit wurden darin abgesetzt. Dies spricht dafür, daß die Vererzung während tektonischer Bewegungen ablief, diese teilweise noch überdauerte.

Von den oberen Bauen westlich der Freying sind wohl die Orte der alten Mundlöcher kenntlich, die Baue aber nicht mehr fahrbar. Durch das steile Gelände sind die Halden sehr tief hinab verstreut.

Nördlich der Freying sind zwei nahezu OW streichende Lagergangzüge durch zahlreiche Einbaue erschlossen und auf etwa 160 m verfolgt. Teilweise sind die Halden weit nach N hinab verstreut.

Beim Aufstellungspunkt E der Vermessung (siehe Abb. 16/4), also nördlich der Freying, folgt der Gang deutlich einer tektonischen Störung zwischen dem steil stehenden südlichen Bereich und daran angeschleppten, flacher nach Norden einfallenden Gneisen nördlich davon. Die Störung zieht, in einer steilen Rachel nach unten und ist von Ankerit und Gangquarz als Gangfülle begleitet.

Jenseits der Störung folgen, etwa ab Punkt C nach Süden weitere Baue, etwa auf der Schichtlinie 2080 m angeordnet. Sie sind vom Touristensteig Giglachseehütte-Keinbrechthütte vom breiten Moränenrücken aus über dem alten Erzsträßlein leicht erreichbar.

Dieses Erzsträßlein, auch "alter Knappenweg" genannt, führt, wie Abb. 16/3 zeigt, vom Abfluß des unteren Giglachsees mit einem Ast nach Norden zur Ruine der alten Aufbereitung und weiter zur Gigleralm und den Unteren Giglerbauen; ein nach SW leitender Ast ist am Ostufer des unteren Giglersees noch sehr gut erhalten und diente dazu, die Erze über den Preuneggsattel-Ursprungalm zur Hütte in der Weitgaßau am Ausgang des Preuneggtales zu fördern. Der dritte nach Süden führende Erzweg führt bergan zu den Ruinen der alten Knappenhäuser im Vetternkar, die den Vetternbauen zugehören. Von diesem zweigt am breiten Moränenrücken in einer Höhe von etwa 2115 m das Erzsträßlein zu den östlichen der oberen Giglerbaue ab, und zwar genau östlich des "g" im Worte "Freying" des staatlichen Kartenwerkes 1:50 000, Blatt 127. Die östlichen "Oberen Giglerbaue" sind in dieser Karte mit dem Bergbauzeichen eingetragen, dem "verf" (= verfallen) beigefügt ist.

Der von der Abzweigung mäßig abfallende Erzweg führt in ein Tälchen, in dem der Karbach eine "Lacke", eine natürliche oder wahrscheinlich künstlich etwas verbreitete Stelle bildet, die ebenfalls im Kartenblatt 127 eingetragen ist. Hier liegen östlich des Karbaches Halden und Mauerreste, die trotz der Höhe von 2040 m bis 2050 m weitgehend begrünt sind und daher wesentlich älter sein müssen als die dem Mittelalter angehörenden Baue westlich des Karbaches. Sie gehören sehr wahrscheinlich einer vorgeschichtlichen Bergbauzeit an. Es scheint, daß man hier aus der Moräne, also aus dem Lockergestein, Erze ausgewaschen hat. Dabei kann dieses Erz möglicherweise aus einer von der Moräne überwältigten und in sie aufgenommenen streichenden Gangauslängung der westlich davon liegenden Erzgänge stammen.

Ähnliche Waschbergbaue (?) finden sich auch nördlich davon bei P 13, 14, 14a der Übersichtskarte Abb. 16/3. Davon fällt der Bau 13 durch seinen großen Schneekragen und seine ebenfalls voll begrünte Halde sehr auf. Aus dem noch deutlich kenntlichen Mundloch tritt sehr viel Wasser, fast ein ganzer Bach aus. Wenig vor (N) diesem Bau liegen Mauern eines Berghauses.

Ein weiterer Schurf (15 und 15a) liegt etwas tiefer unten, etwa auf der 1900 m Schichtlinie; seine ebenfalls ganz begrünte Halde ist vom Anstieg von der Gigleralm zur Giglachseehütte auffallend sichtbar.

Alle diese vorstehend genannten Baue in der Moräne halte ich für vorgeschichtlich.

Wie die Karte, Abb. 16/4 zeigt, liegen westlich des Karbaches ganz im Talboden große Halden, Hausruinen, Schneekragen eines östlichen Unterbaustollens des Lagerstättenzuges der Oberen Giglerbaue. Auch das ehemalige Mundloch ist noch gut zu erkennen, überlagert von zwei Verbruchpingen.

Der nächst höhere Bau bei B (2061,7 m) liegt 26,7 m über dem unteren; sein Haldenkopf trägt Mauerreste eines Berghauses, die Halde ist mäßig begrünt; Verbruchpingen; auch am anschließenden Felswandel ist ein Tagverbruch nicht mehr fahrbar.

Von hier ziehen die Baue nach Norden am Fuße von Wandeln und Schrofen etwa in einer Höhe von 2080 m. Einige sind noch offen und zur Not fahrbar; deren Erstreckung ist in der Abb. 16/4 angedeutet. Ein kleiner Tagbau zeigt die anstehende, aber verarmte Lagerstätte. Der nächste Bau zeigt einen Abbau vom Tag aus, ist aber nicht mehr fahrbar.

Der größte offene Bau auf der Ostseite liegt ober dem Buchstaben "g" des Wortes Freying der Karte Abb. 16/4. Die Feldesteile zwischen den eingezeichneten Strecken sind ausgebaut und versetzt. B-Achsen zeigen $112^\circ/13^\circ$, $97^\circ/13^\circ$. Der Ankerit ist begleitet von Quarz und Chlorit, ist syntektonisch eingedrungen und darnach kristallisiert.

Einer der folgenden Stollen ("f") zeigt einen schlanken Pfeiler, ist darnach noch 15 m offen, der letzte Schuß wurde nicht mehr ausgeräumt. Der weitere Bau, "g", hat vorne Wasser, ist hinten aber trocken. Ankerit steht vom Mundloch bis zum Vorort an. Der Stollen "h" ist rechts mit dem nächsten verbunden. Er ist 20 m lang fahrbar, geht nach $R = 110^\circ$ in den Berg. Der Ankerit ist hier, wie auch zwischen "g" und "h" teilweise über 1 m mächtig und zieht fast sählig durch die Hangstufe. Er ist schwierig-nierig in den Schiefer eingeschaltet und wird durch Querruscheln etwas verstellt. Deren Klüfte ziehen wandbildend steil nach unten. Der Ankerit folgt, wie man hier deutlich erkennen kann, einer flachen Überschiebungsbahn. Im Gestein vorhandene ältere (d. h. vor der Ankeritbildung entstandene) Klüfte werden durch den Ankerit verheilt, dabei das Gestein vielfach aufgeblättert, wobei der Ankerit tief ins Gestein eindringen kann.

Im Lagerstättenbereich findet man in den chloritreichen Schiefer auch eingeknetete grobkörnige Gneis-, auch Pegmatitschollen.

Im **K n a p p e n k a r** liegt nördlich der großen Ruinen der Berghäuser der Vetternbaue ein Schurfstollen auf Kupfererze mit ankeritischer Gangart, etwa 2145 m hoch. Er geht in Richtung auf das Rotmandl in den Berg, ist etwa 15 m lang. Er verfolgt eine gleiche Lagerstätte, wie sie in den oberen Gigler- oder in den Vetternbauen vorliegt: Ankerit mit Quarz und Chlorit, etwa gleich gefügig wie bei den anderen Bauen, mit Spuren von Kupferkies, Fahlerz, Eisenkies.

Am Ufer des oberen Giglachsees liegen immer wieder grobe Blöcke aus rostig anwitterndem Karbonat mit Pyrit, Quarz und Chlorit. Das zugehörige Anstehende findet sich in den Wandeln der Hänge gegen die Znachspitze hinauf. Es handelt sich zum Teil um lagerhafte, aber auch nesterartig anschwellende Ankeritmassen, die tektonisch sehr stark fließend verformt, nachher aber teilweise recht grobspätig kristallisiert sind. Viele dieser Ankeritknödel sind mehr oder weniger reichlich mit bis 1 cm groben Pyriten durchsetzt. Ganz vereinzelt findet man daneben feine Äderchen von Kupferkies, sodaß diese Karbonatmassen an mehreren Punkten etwas beschürft worden sind. Meines Erachtens handelt es sich dabei um Bildungen einer ähnlichen Ankerit-Pyrit-Kupferkies-Phase wie bei den Oberen Giglerbauen und nicht um eine nur etwas rekristallisierte, ursprünglich sedimentäre Bildung. Es ist aber nicht ausgeschlossen, daß zwar eine ursprünglich sedimentäre Kalk- oder Dolomitabscheidung, allenfalls in einer Art von Kalktonschieferlagen vorlag, die ähnlich, wie ich dies für das Nockgebiet zeigen konnte, von einer Mineralisationsabfolge in Eisendolomit + Chlorit + Pyrit + Kupfererze umgesetzt worden ist, die der Vererzung der Oberen Giglerbaue zuzuordnen ist.

Auch die tektonische Lage, nahe der Überschiebung des Schladminger Kristallins und der Quarzphyllitserie über Trias der Radstädter Tauern, die am nahen Znach-sattel so klar aufgeschlossen ist, paßt gut in diese Vorstellung und weist auf Ähnlichkeiten mit dem Seekahrgang (J. G. HADITSCH 1964).

Im großen folgen die Oberen Giglerbaue einer sehr flach liegenden Bewegungsfläche, die unter dem Freying (2131 m) durchzieht und über eine Fläche von 600 m in OW-Richtung und 200 m senkrecht dazu erzführend nachgewiesen ist. Von dieser Bewegungsfläche zweigen immer wieder gangförmige Trümer ab, die "Erzgänge" bilden. Sie gehen auf Spalten zurück, die in der verhältnismäßig gering belasteten Hangendscholle bei deren Bewegung über das Liegende aufrissen.

Im Südwesten hört die Erzführung an einer, den ganzen Hang zwischen Hading und der Znachspitze durchziehenden Schuttrampe auf (geolog. Grenze?). Erst wesentlich weiter im W setzen die angegebenen Ankeritausbisse ober dem Znach-sattel wieder ein. Sie haben aber keine direkte Verbindung zu den Oberen Giglerbauen.

Literatur (siehe Kapitel 13a)

Bodengeophysikalische Messungen im Giglachsee-Gebiet (M.J. MAURITSCH)

Eines der im Detail studierten Meßgebiete der südlichen Schladminger Tauern war der Abschnitt Giglachsee - Freying - Vetternkar - Rotmandlkamm. Magnetik- und VLF-Messungen konnten hier in allen Bereichen ausgeführt werden, für die SP-Vermessungen konnten nur die Steige zur Rotmandlscharte sowie der Weg von Giglachsee zum Duisitzkar ausgenützt werden. Während die Magnetik nur am Rotmandlkamm und im Bereich der Murspitze einzelne kleinräumige Anomalien ergab, konnten mit der VLF mehrere Anomaliebereiche auskartiert werden (Abb. 16/5 und 16/6). Der auffälligste Anomalienbereich beginnt beim Ausfluß des Giglachsees und streicht ziemlich genau W-E bis in jene

Bereiche, die mit den Instrumenten nicht mehr begehbar waren. Der geologischen Karte von Surenian und Zimmer kann keine geologische Ursache entnommen werden. Der breite Anomalienbereich NNE vom Giglachsee ist vermutlich durch die stark durchfeuchtete Verebnung zu den Mittleren Giglerbauen verursacht. Ein Zusammenhang der Anomalienbereiche mit dem ehemaligen Revier Freying kann in keiner Weise hergestellt werden. Die Profildarstellung in Abb. 16/7 zeigt ein charakteristisches Profil aus diesem Bereich, wo Anomalien in Verruschelungs-zonen von Biotit-Granatglimmerschiefer bzw. Quarzphyllit (Branden) auftreten. Die magnetischen Anomalien sind immer an Kammlagen gebunden und kleinräumig. Dies führt in Verbindung mit den gemessenen Suszeptibilitätswerten zu der Interpretation, daß es sich um Blitzschlagmagnetisierungen (Abb. 16/8) handelt. Trotz der sich häufig ändernden Intensitäten der Magnetisierung kann deutlich ein Dipol-Charakter erkannt werden, der induzierten Magnetisierungen im heutigen Erdfeld entspricht.

(A. MATURA:) Der Rückweg zur Ursprungalm um das Unterende des Unteren Giglachsees führt zunächst über teils Moränen bedeckte Metavulkanitserie; um das NE-Ende und NW des Unteren Giglachsees trifft man auf zwei Amphibolit reiche E-W-streichende Zonen mit einzelnen "brandigen" Streifen (kies-impregnierte und bräunlich verwitternde Paragneise, Serizit-Chloritschiefer und Amphibolite). Der auffallende, E-W-streichende Anomalienbereich in Abb. 16/5 (VLF-Elektromagnetik) am Unterende des Unteren Giglachsees deckt sich mit dem Verlauf einer Amphibolit reichen Zone. Die Ignaz-Mattis-Hütte sitzt auf Amphiboliten. Vor dem Preuneggsattel erreicht man wieder die verkehrt das Schladminger Kristallin unterlagernde Quarzphyllitserie und Lantschfeld-quarzit.

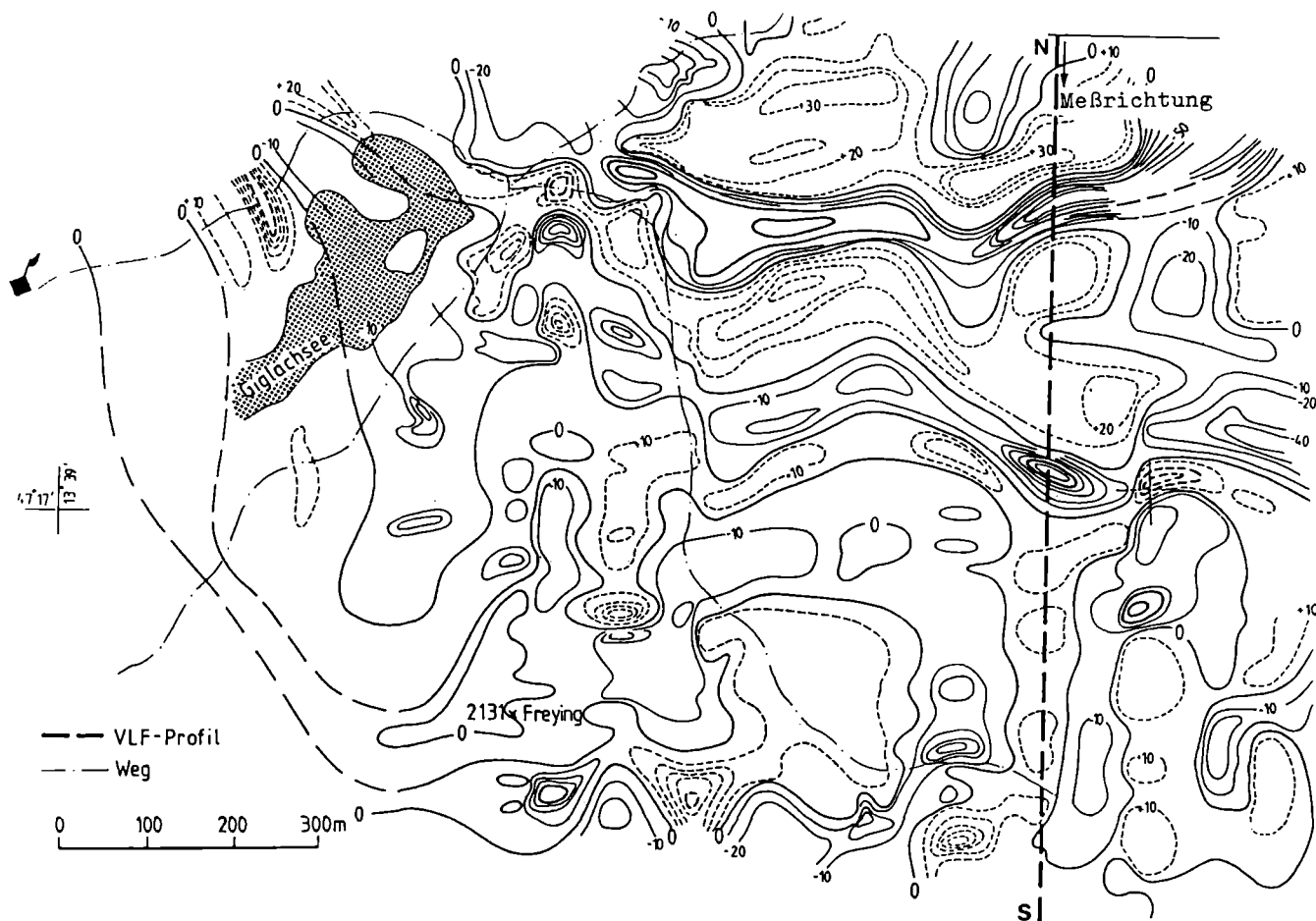


Abb. 16/5: Frasergefilterte Realkomponente der VLF-Elektromagnetik im Gebiet Giglachsee-Vetterkar.

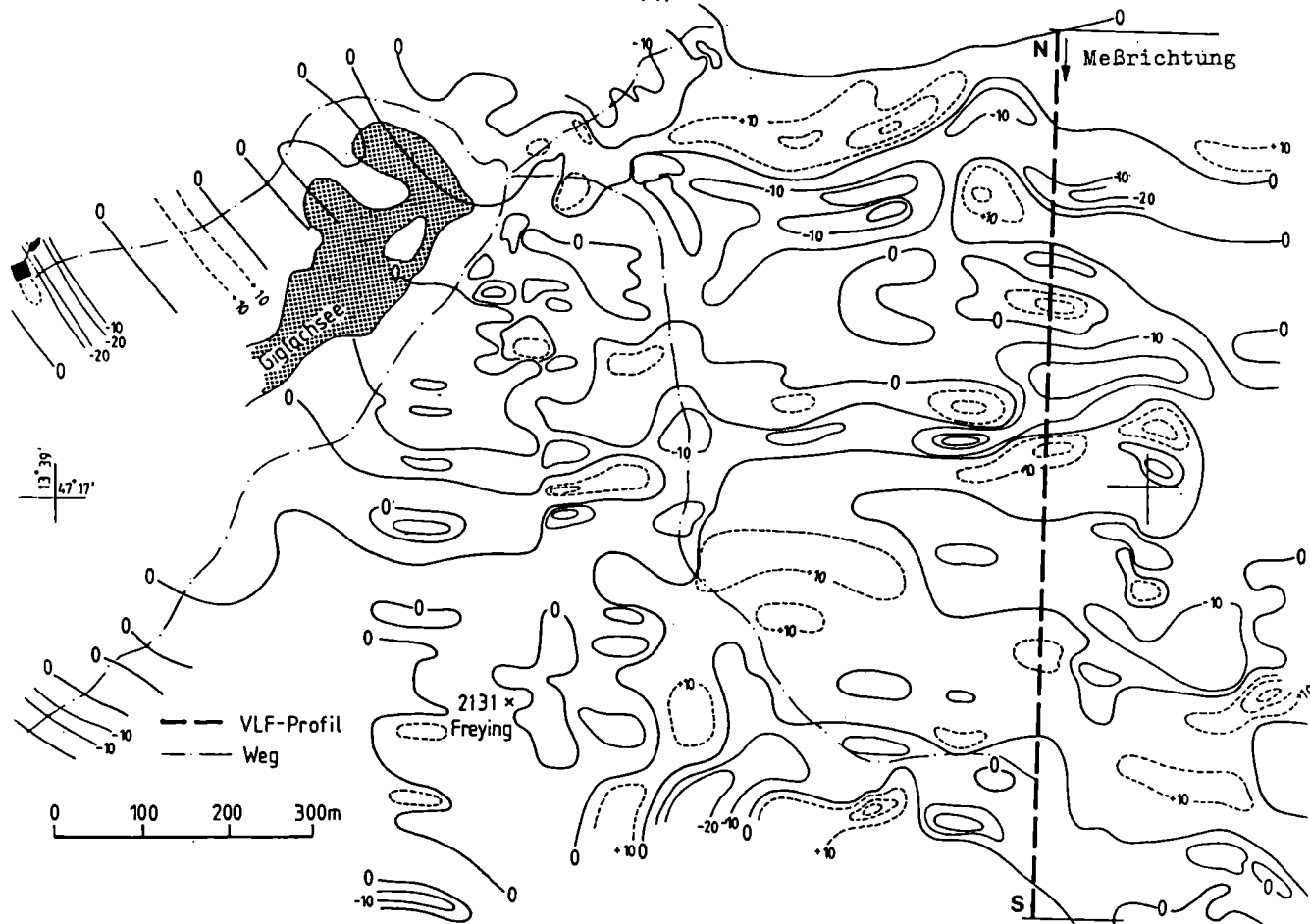
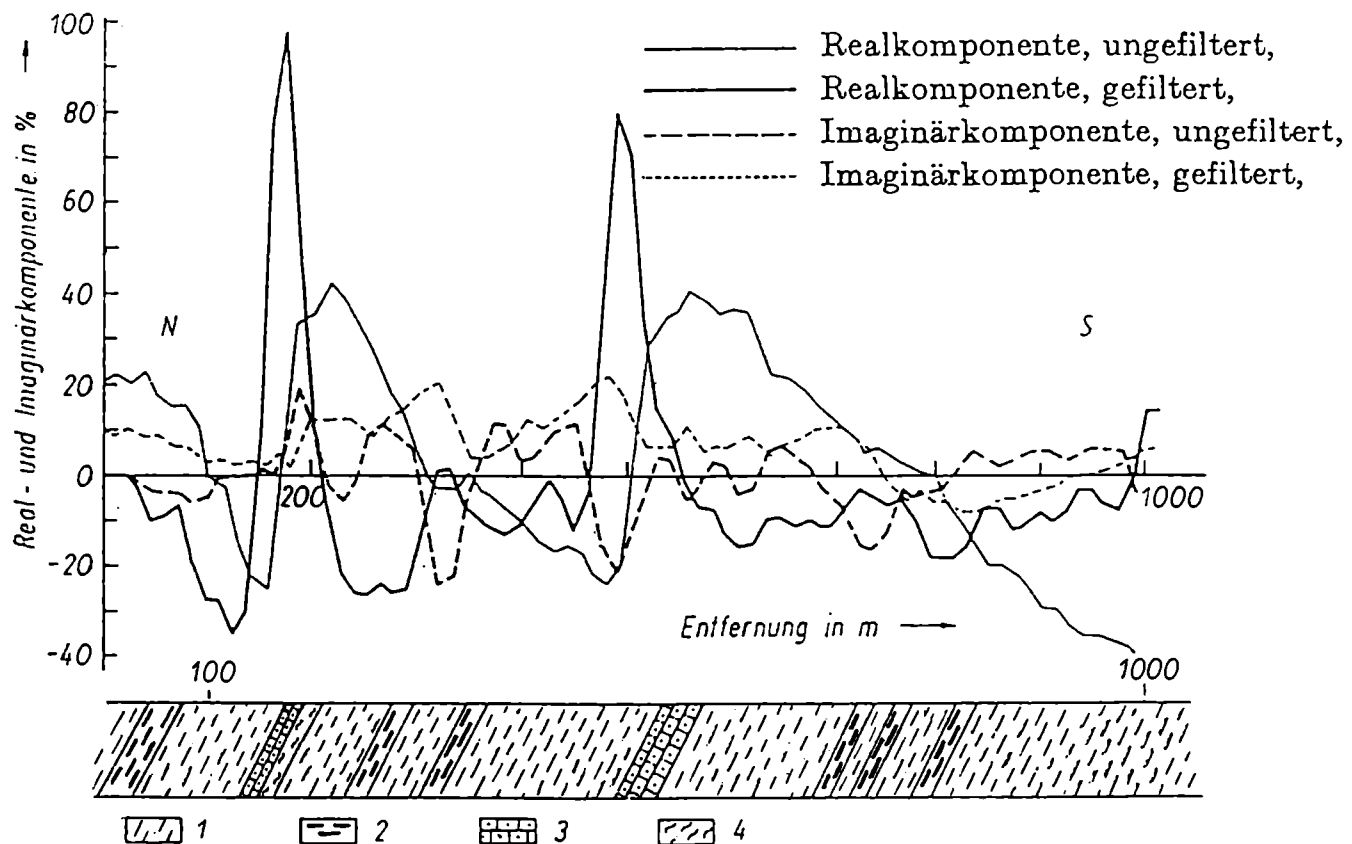


Abb. 16/6: Frasergefilterte Imaginärkomponente der VLF-Elektromagnetik im Gebiet Giglachsee-Vetterkar.



1 Bändergneis; 2 Amphibolit; 3 Biotit-Granat-Glimmerschiefer; 4 Quarzphyllit

Abb. 16/7: VLF-Anomalien im oberen Vetterkar.

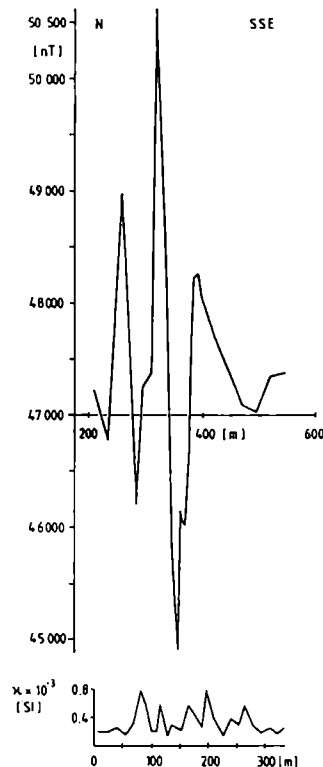


Abb. 16/8: Verteilung der Totalintensität (Blitzschlagmagnetisierung) im Vergleich mit insitut-Suszeptibilitätswerten am Rotmandlspeitzkamm.

⑥ Steg S Bankwirt, Preuneggatal (A. MATURA)

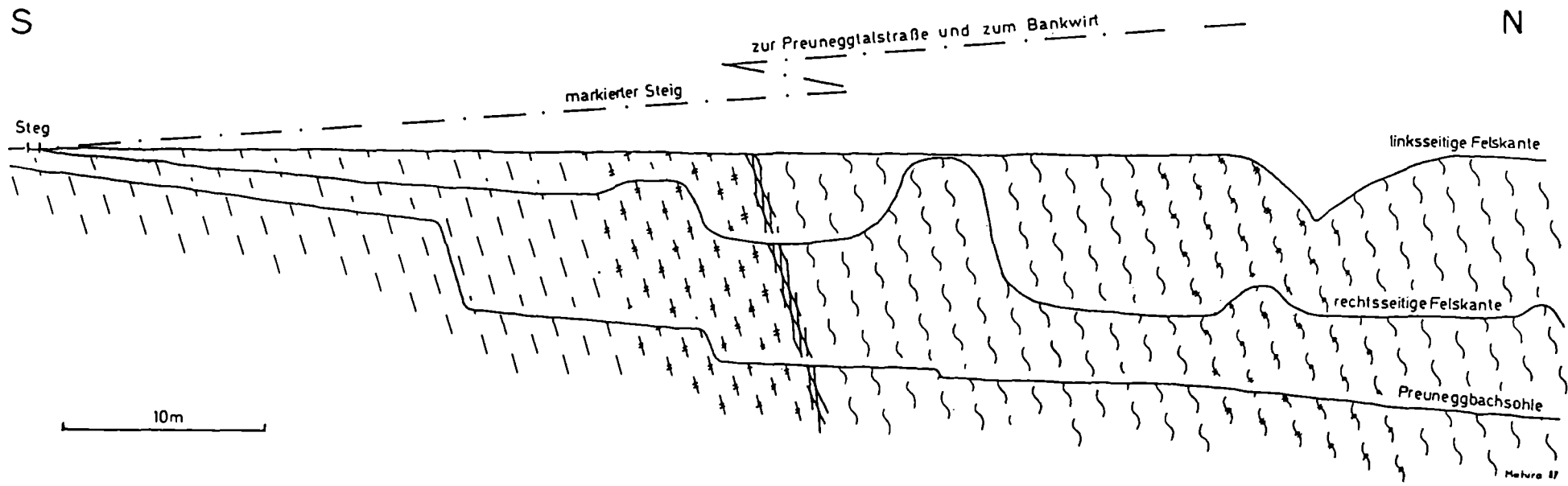
Ein markierter Steig führt von der Preuneggatalstraße bei der Abzweigung zur Reiteralm über Moränenschutt zum Steg über den Preuneggbach. Hier ist der **Grenzbereich Schladminger Kristallin/Wölzer Glimmerschieferkomplex** (bzw. Ennstaler Phyllitzone i.w.S.) aufgeschlossen und vom östlichen Ufer zugänglich (Abb. 16/9). Dieser nordwestlichste Ausläufer des Schladminger Kristallins ist hier nur ungefähr 200 m mächtig. Der gesamte Bereich ist intensiv durchbewegt. U.d.M erweist sich die letzte bedeutende Deformation als postkristallin; nur Quarz ist teilweise rekristallisiert.

Eine Paragneisprobe, die wenige Meter oberhalb des Steges entnommen wurde, zeigt ungleichkörniges Gefüge. Mehrere mm große, dicht gefüllte, zerbrochene Plagioklase werden umschmiegelt von feinkörnig-schuppigen Zügen aus zerriebenen Plagioklasen, Hellglimmer, Chlorit und Titanit. Dazwischen sind ausgewalzte Granat-Chlorit-Aggregate eingeschaltet. Quarz ist z. T. rekristallisiert, nur mäßig undulös, und bildet schieferungsparallele Linsen und Zeilen. Der Mineralbestand wird durch geringe Mengen von Karbonat und Epidot sowie von akzessorischen Apatiten, Orthiten, Zirkonen und Opaken ergänzt.

Nahe der Nordgrenze des Kristallins stellen sich zerscherte basische Gesteine ein. Es sind feinkörnige, straff geregelte, grano-lepidoplastische Epidot-Chlorit-Hornblende-Albitschiefer mit geringen Mengen von Karbonat und Titanit.

Die tektonische Grenzzone ist mit wenigen dm Breite relativ schmal und fällt steil nach Norden ein. Es gibt keine tektonischen Wiederholungen durch Verschuppung.

Eine Probe, unmittelbar nördlich der Grenzzone entnommen, zeigt die für die phyllitischen Glimmerschiefer des Wölzer Glimmerschieferkomplexes typische inhomogene,








- | | | | |
|--|---|--|---|
| <p> Phyllitischer Quarzglimmerschiefer</p> <p> Karbonat führender Chlorit-Albitschiefer (mit einzelnen Silikatmarmorbänken)</p> <p> Phyllonitische Grenzzone (Überschiebungsfläche)</p> | <p>Wölzer Glimmerschieferkomplex (Ennstaler Phyllitzone i.w.S.)</p> | <p> Epidot-Chlorit-Hornblende-Plagioklasschiefer</p> <p> (Granat-Muskowit-) Chlorit-Plagioklassgneis</p> | <p>diaphthoritisches Schladminger Kristallin, phyllonitisch</p> |
|--|---|--|---|

Abb. 16/9: Geologischer Schnitt im Grenzbereich Schladminger Kristallinkomplex/Wölzer Glimmerschieferkomplex (bzw. Ennstaler Phyllitzone i.w.S.) längs der Preuneggbachsohle beim Steg SE Bankwirt (A. MATURA 1987).

schieferungskonforme Verteilung von Hellglimmer, Chlorit, Quarz und Albit sowie eine für den Grenzbereich kennzeichnende, in dieser Probe allerdings sehr bescheidene Graphitpigmentierung eingeschlossen in Hellglimmerzügen oder in Albit-Klasten. Quarz bildet teilweise rekristallisierte, etwas undulöse gröbere Zeilen und Linsen oder mit Albit und den meist gequälten Glimmern das feinkörnigschuppige Grundgewebe. Akzessorien: Opake, Titanit, Epidot, Zirkon.

In den darüber folgenden phyllitischen Glimmerschiefern wechseln zwar die Mengenverhältnisse der Minerale, Graphit fällt weg, bei den Akzessorien treten Turmalin, Apatit, Karbonat und Orthit hinzu, die angegebenen Gefügemerkmale bleiben aber gleich.

Etwa 20 m nördlich der Grenzzone ist den phyllitischen Glimmerschiefern ein etwa 10 m mächtiger karbonatführender Chlorit-Albitschiefer eingeschaltet, örtlich mit gefüllten Plagioklas-Porphyrklasten oder Einschaltungen von dm-mächtigen Silikatmarmorlagen.

⑦ Grubbachgraben W Pichl (A. MATURA)

Die Felsböschung an der Straße etwa 100 m taleinwärts von der Ennstal Bundesstraße entfernt zeigt ein etwa 60 m langes Profil in Phylliten der **Pichl-Einheit**. Es sind mittel- bis dunkelgraue, ebenflächige Phyllite, steil NNW-fallend. Die durchschnittliche Korngröße ist unter 0,05 mm. Die verschwommen-inhomogene Verteilung der Hauptgemengteile Hellglimmer und Quarz läßt u.d.M. zusammen mit der Pigmentverteilung Fältelung und sekundäre Schieferung der sedimentären Schichtung erkennen. Nach persönlicher Mitteilung von J. M. SCHRAMM beträgt die von ihm an einer Phyllitprobe von hier gemessene Illitkristallinität 3,1mm (Index nach B. KUBLER 1967); damit liegen diese Phyllite im epizonalen Bereich. Vereinzelt treten Quarz-Karbonat-Adern auf, entweder unregelmäßig in Orientierung und Dicke (cm bis dm) oder an einer Stelle als steilstehender Gang.

Im hangenden Teil des aufgeschlossenen Profiles stellen sich mürb verwitterte Metavulkanite ein und Partien mit braun umkrusteten, grobkristallinem Dolomit.

Im Bachbett daneben liegt ein etwa 50 m³ großer erratischer Block aus geröllführendem Quarzit der Radstädter Quarzphyllite.

⑧ Straßenböschung NE Gleiming (A. MATURA)

Die auffallende, etwa 200 m lange und bis zu 10 m hohe Felsböschung an der Ennstal Bundesstraße bei der Abzweigung nach Gleiming zeigt vorwiegend Grünschiefer der **Pichl-Einheit** mit Einschaltungen von Phylliten und Karbonatgesteinen. Der Gesteinsbestand ist stark tektonisiert. Dementsprechend ist auch die Lagerung unruhig; neben dem vorherrschenden mittelsteilen NW-Fallen der Schieferung ist stellenweise Saigerstellung mit NNE-Streichen festzustellen.

Die Grünschiefer sind feinstschuppige Chloritschiefer mit Albit, Quarz, Karbonat und Epidot. An einigen Stellen ist der vulkanoklastische Charakter des Ausgangsgesteines erhalten geblieben. Vor allem etwa 40 bis 50 m südöstlich der Kreuzung sind cm-große, linsige Gesteinsfragmente sowie bis zu 5 mm große Augite erkennbar. Cm-große doch mm-dünne Chlorit-Aggregate sind wohl als ausgewalzte Pseudomorphosen nach Augit (vielleicht auch von Hornblende oder Biotit) zu interpretieren. Einzelne m-mächtige Marmorlagen sind mit den Grünschiefern durch kurze Übergänge verbunden. Im westlichsten Teil des Aufschlusses bei der Bushaltestelle ist auf einer Strecke von etwa 30 m bräunlich angewitterter, silikatreicher Dolomitmarmor aufgeschlossen. Er zeigt auffallende, cm-große und mm-dünne dunkle Chloritaggregatschuppen, die örtlich lichtgrün gebleicht sind. Der Gesteinsbestand wird dann noch durch die Einschaltungen von grauen bis gelblichgrauen, feinstschuppigen Phylliten komplettiert. Sie sind stellenweise stark zerquetscht und zerbrochen und die Risse dann mit Quarz und Karbonat ausgefüllt. Eine Phyllitprobe von dieser Lokalität besitzt nach einer Messung von J. M. SCHRAMM (siehe Kap. 7 und Exkursionspunkt 7) ebenfalls die Illit-Kristallinität von 3,1 mm (Index nach B. KUBLER 1967). Die gesamte Serie wird von mehreren saigeren, NE-streichenden Störungsblättern durchsetzt.