

Geologisch-geophysikalische Analyse von Ultrabasiten aus den zentralen Hohen Tauern

Von HERBERT HEINZ & GERHARD PESTAL*)

Mit 1 Abbildung

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 121, 122, 123, 151, 152, 153

*Salzburg
Kärnten
Hohe Tauern
Ultrabasite
Aeromagnetik
Magnetische Anomalien*

Inhalt

Zusammenfassung	285
Abstract	285
1. Einleitung	285
2. Die Untersuchungen und ihr geologischer Rahmen	287
2.1. Der geologische Rahmen	287
2.2. Die Untersuchungen	288
Literatur	289

Zusammenfassung

Die auf der Isoanomalienkarte der Totalintensität im Bereich der mittleren Hohen Tauern erkennbaren Strukturen werden bekannten Ultrabaskörpern der Glockner- und Venedigerdecke zugeordnet und durch Messungen der magnetischen Suszeptibilität an den Ultrabasiten selbst ergänzt.

Eine im Bereich des Hollersbachtals erkennbare Tiefenstruktur wird als wichtiger Hinweis für den Internbau der Venedigerdecke gewertet. Es wird vermutet, daß sich zur Granatspitzhülle gehörende Ultrabasite nach Westen einige Kilometer unter die Hülle des Venedigerlappens (Riffdecke) fortsetzen.

Abstract

Magnetic structures of the central Hohen Tauern have been analyzed, interpreted and seen in connection with the ultrabasic rock sequences of the Glockner and Venediger Nappe. The study is completed by measurements of the magnetic susceptibility. It is assumed, that the deep seated magnetic source in the area of the Hollersbachtal can be traced to the west as the tectonic basement of the "Venedigerlappen" (Riffli-Nappe).

1. Einleitung

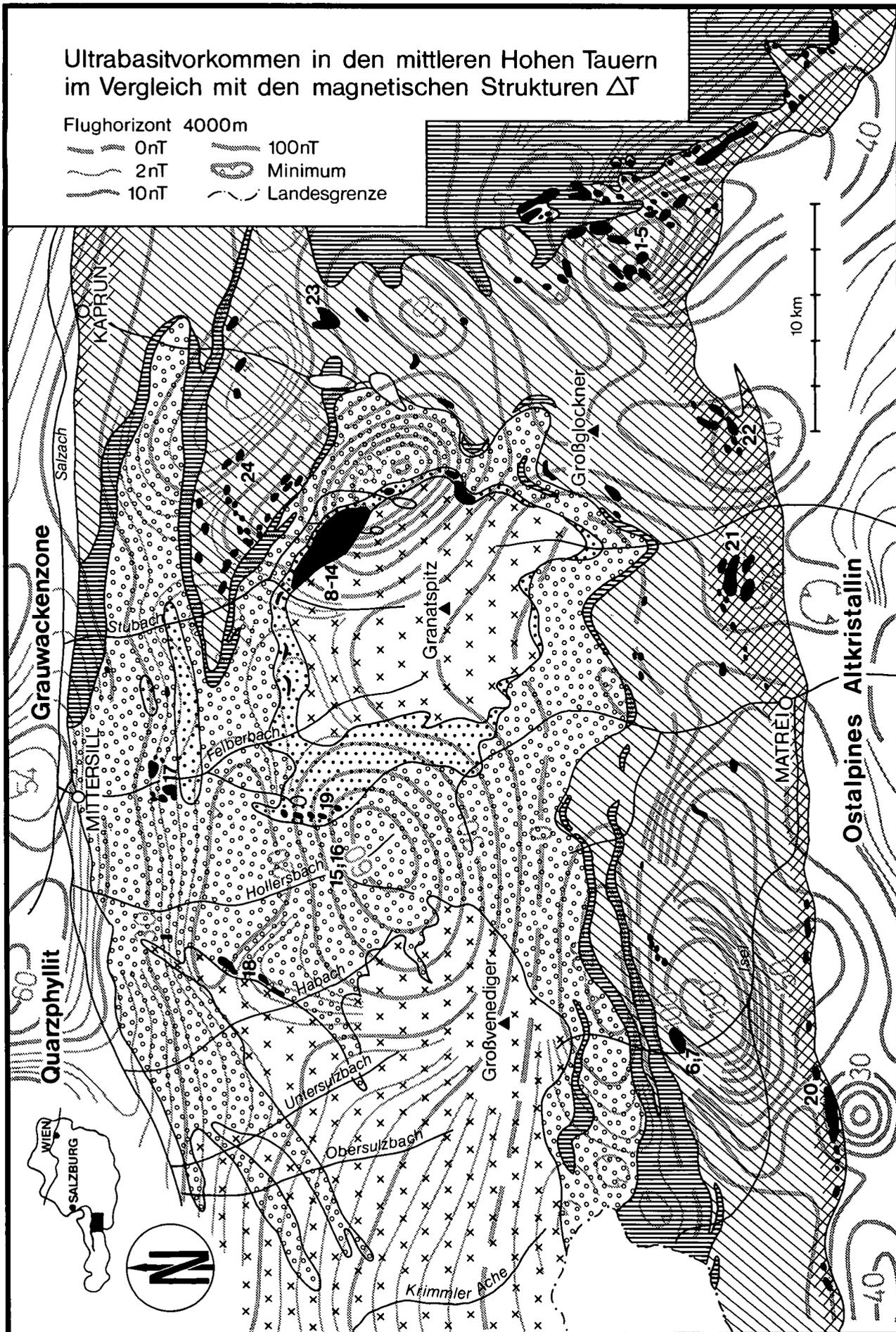
Grundlage dieser Studie bildet die Messung der Totalintensität über dem Gebiet der Republik Österreich aus der Luft, deren Ergebnisse – die Isoanomalienkarte der Totalintensität – in Kartenwerken der Maßstäbe 1 : 500.000, 1 : 200.000 und 1 : 50.000 nunmehr vorliegen (zur Meßtechnik und Darstellung siehe GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987). Das Tauernfenster wird von mehreren markanten Anomalien (ΔT) dominiert; diese Ursachen der Störungen des Feldverlaufes sind in vielen Fällen direkt mit den geologischen Befunden, und zwar mit dem Auftreten von Ultrabasiten korrelierbar. In manchen Fällen ist die Zuordnung nicht so eindeutig, wie zu erwarten gewesen wäre. Versuche von Störkörperberechnungen schlugen bisher fehl; dies lag an der komplexen Struktur der Anomalien, an Überlagerungseffekten, an der fehlenden Kenntnis von Suszeptibilität und Remanenz. Wie gezeigt werden wird, ist auch der komplizierte Bau der die Ultrabasite beinhaltenden Einheiten ein Grund für die Probleme, denen sich eine Analyse der magnetischen Strukturen gegenüberstellt. In der gegenständlichen Arbeit wurde nun mit einer gründlichen Analyse der Genese, der Entwicklung und des Baues des zentralen Tauernfensters und mit Hilfe der Kenntnis einiger magnetischer Parameter (auch unter Zuhilfenahme semiquantitativer Analysen von chemischen Zusammensetzungen) versucht, diesen Abschnitt des Tauernfensters auf die Bedeutung und Wirkungsweise der Ultrabasite zu untersuchen und damit einen Beitrag zur Lösung und Interpretation des geologisch/geophysikalischen Bildes (Abb. 1) zu liefern.

*) Anschriften der Verfasser: Dr. HERBERT HEINZ, Fachabteilung Geophysik; Dr. GERHARD PESTAL, Fachabteilung Kristallingeologie; Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

Ultrabazitvorkommen in den mittleren Hohen Tauern im Vergleich mit den magnetischen Strukturen ΔT

Flughorizont 4000m

- 0nT
- 2nT
- 10nT
- 100nT
- Minimum
- Landesgrenze



2. Die Untersuchungen und ihr geologischer Rahmen

2.1. Der geologische Rahmen

Bestimmende Elemente des Tauernfensters, des größten penninischen Fensters der Ostalpen, sind die Zentralgneiskerne und die sie ummantelnden Schieferhüllgesteine. Die Schieferhülle enthält möglicherweise präkambrische, sicher aber paläozoische und mesozoische Gesteinsfolgen.

Eine einschneidende Gliederung im Bereich des heutigen Tauernfensters erfolgte im Jura durch die Produktion ozeanischer Kruste (Aufreißen des „südpenninischen Troges“) südlich einer „mittelpenninischen“, kontinental-krustal verbleibenden Schwellenzone. Kennzeichnend für die südpenninische Entwicklung sind mächtige Kalkglimmerschiefer, vergesellschaftet mit Ophiolithresten der ozeanischen Kruste (Metabasite und mit diesen verbundene Metasedimente der Bündnerschieferformation*). In Form der bekannten „Glocknerdecke“ (STAUB, 1924; FRANK, 1966) liegt diese ophiolithische Bündnerschiefersequenz nunmehr über der mittelpenninischen Schwellenzone, die als „Venedigerdecke“ bezeichnet wird (FRISCH, 1976). Die Venedigerdecke unterscheidet sich nicht nur durch ihre kontinentale Basis, sondern auch durch die Fazies ihrer jurassischen Bündnerschieferformation von der Glocknerdecke. Erst in der Kollisionsphase (wahrscheinlich in der mittleren Unterkreide) ist das Tauernfenster als ein zusammenhängender Faziesraum zu betrachten, der uns als Melange (die zum Teil Ophiolithe enthält) in der Matreier Zone und der Nordrahmenzone vorliegt.

Der größte Anteil der Venedigerdecke wird von den vorpermischen Gesteinsformationen der Schieferhülle und den im Oberkarbon in diese intrudierenden sauren Magmatiten, die uns heute als Zentralgneise bekannt sind, aufgebaut. Die vorpermischen Formationen der Venedigerdecke werden von den verschiedenen Autoren meist mit lokalen Arbeitsbegriffen beschrieben, wie z. B. Storz- und Kareckserie bzw. basale und zentrale Schieferhülle (EXNER, 1957 bzw. 1971 im östlichen Teil des Tauernfensters) oder Habachserie (FRASL, 1958), Serie der Alten Gneise (FRASL & FRANK, 1966) und Greiner Serie (LAMMERER et al., 1976) in den mittleren Ho-

hen Tauern bzw. im westlichen Tauernfenster. Eine großräumige Korrelation der lithologisch vergleichbaren Teilbereiche der vorpermischen Formationen ist aber leider bis heute noch ausständig. Nur die prostratigraphische Gliederung des permotriadischen Bestandes der Schieferhülle, die FRASL (1958) in den mittleren Hohen Tauern aufstellte, besitzt über diesen Bereich hinaus im ganzen Tauernfenster Gültigkeit. Es sind dies die permische Wustkogelformation und die Karbonatgesteinsformation der Trias.

Die Venedigerdecke weist einen vielschichtigen Internbau auf, der vielleicht zum Teil schon variszisch angelegt, aber hauptsächlich durch alpine Tektonik gestaltet wurde. Im Gebiet der mittleren Hohen Tauern wird die Venedigerdecke durch den Granatspitzkern und die Granatspitzhülle (als tiefere Einheit) in autochthoner bis paraautochthoner Position sowie durch den Venedigerlappen mit der Habachzunge (wiederum in paraautochthoner Stellung) samt deren Hülle, die als Riffdecke über der Granatspitzeinheit lagert, repräsentiert.

Der Aufbau der Granatspitzhülle

- „Basisamphibolit“ (Peridotite, Pyroxenite, Hornblendite, gebänderte Amphibolite)
- „Biotitporphyroblastenschiefer“ (pelitische bis psammitische Metasedimente mit Metavulkaniteinschaltungen, vermutlich karbonischen Alters)

Der Aufbau der Hülle

von Venedigerlappen und Habachzunge

- „Formation der Alten Gneise“ (streifige Paragneise und Glimmerschiefer – der Lithologie nach dem Ötztalkristallin entsprechend, proterozoisch – mit Orthogesteinslamellen, die als Ausläufer des Venedigerlappens gedeutet werden können, und mit Migmatiten)
- „Habachformation“: Metavulkanite tholeiitischer und kalkalkalischer Zusammensetzung (Proterozoikum oder Altpaläozoikum)
- „Wustkogelformation“: Perm
- „Karbonatgesteinsformation“: Trias
- Nicht mit Metabasiten im Zusammenhang stehende Metasedimente der „Bündnerschieferformation“ (helle und dunkle quarzitisches Glimmerschiefer, dunkle Phyllite, Arkosegneise, Brekzien).

Abb. 1.

Ultrabazitvorkommen in den mittleren hohen Tauern im Vergleich mit den magnetischen Strukturen ΔT .

VENEDIGERDECKE

-  Zentralgneiskörper (Granatspitzkern, Venedigerlappen und Habachzunge)
-  Granatspitzhülle (Basisamphibolit, Biotitporphyroblastenschiefer)
-  Hülle des Venedigerlappens und der Habachzunge (Formation der Alten Gneise, Habachformation)
-  Wustkogelformation, Karbonatgesteinsformation und Bündnerschieferformation (nicht mit Metabasiten in Zusammenhang stehende Sedimente der Bündner Schiefer)

GLOCKNERDECKE

-  Bündnerschieferformation (Metabasite und mit diesen verbundene Metasedimente)
-  MATREIER ZONE und NORDRAHMENZEONE

ULTRABASITE

- 1-5 Heiligenbluter Serpentin
- 6,7 Serpentin N Hinterbichl (N Prägraten)
- 8-14 Stubacher Ultrabazit
- 15,16 Metabasite Hollersbachtal-Vordermoos
- 17 Felbertaler Serpentin
- 18 Serpentin und Talkschiefer Schwarze Wand, Leckbachscharte
- 19 Serpentin W Hintersee
- 20 Serpentin Gösles Wand
- 21 Serpentin Kalser Höhe
- 22 Serpentin S Medelspitze
- 23 Serpentin Hoher Tenn
- 24 Serpentin Hackbrettli – Am Unsinnigen – Steingäßl – Lakarscharte

*) Nach der Definition von HEDBERG (1976) ist die Bezeichnung „Formation“ für lithostratigraphische Einheiten zu verwenden.

2.2. Die Untersuchungen

Aus der Abbildung 1 sind einige aeromagnetische Anomalien der Totalintensität, der geologische Hintergrund und die wesentlichsten Ultrabasitkomplexe ersichtlich:

Anomalie mit über 110 nT (bei Heiligenblut)

Sie ist auf die Serpentinikörper innerhalb der Glocknerdecke zurückzuführen. An den mit Ziffern versehenen Punkten wurden Suszeptibilitätsmessungen in situ vorgenommen. Die Werte der Suszeptibilitäten sind in SI-Einheiten ($\times 10^{-3}$) angegeben.

Die Lokalitäten im einzelnen (n = Anzahl der Messungen):

- (1) Nordöstlich des Kaserecks (Großglocknerhochalpenstraße);
 n = 102; 263.
- (2) Nördlich des Kaserecks (Großglocknerhochalpenstraße);
 n = 102; 212.
- (3) Rasthaus Schöneck, in unmittelbarer Nähe der Kalkglimmerschiefer (Großglocknerhochalpenstraße);
 n = 68; 61.
- (4) „Schmidlwand“; östlich des Rasthauses Schöneck (Großglocknerhochalpenstraße);
 n = 68; 387.
- (5) Pockhorner Wiesen (Großglocknerhochalpenstraße);
 n = 102; 108.

Die Suszeptibilitäten sind also durchwegs recht hoch, die Unterschiede nur lokal bedingt. Es ist ja bekannt, daß die Serpentinisierungsgrade großen Einfluß auf die Pauschalsuszeptibilitäten haben (z. B. SEREN, 1980); dies ist auch hier der Fall.

Eine Ausnahme bilden die Metabasite der Glocknerdecke (n = 68; 14 [!]), deren relativ niedriger Wert auf die Unterschiede Grünschiefer/Ultrabasite hinweist. Der Meßpunkt (erste Kehre der Großglocknerhochalpenstraße oberhalb des Glocknerhauses) ist in der Abbildung nicht verzeichnet.

Ultrabasite nördlich von Prägraten (Osttirol)

An zwei Lokalitäten wurden diese gleichfalls zur Glocknerdecke gehörigen Ultrabasite, die nördlich von Prägraten (Osttirol) aufgeschlossen sind, gemessen.

Die Meßpunkte (Erläuterungen siehe oben):

- (6) Steinbruch bei Hinterbichl (N Prägraten);
 n = 160; 263.
- (7) Steinbruch bei Hinterbichl (obere Etagenwand);
 n = 147; 490.

Für die in einer gewissen Bandbreite schwankenden Suszeptibilitätswerte gilt das oben Gesagte. Die dem Vorkommen von Prägraten entsprechende aeromagnetisch vermessene Anomalie (über 150 nT) ist in der Abb. 1 nicht polreduziert; aus der Form und der Lage der Anomalie (besonders des Minimums, das im Norden vorgelagert ist), und einem Vergleich mit den regionalen geologischen Verhältnissen ist zu schließen, daß ein hoher Anteil remanenter Magnetisierung vorliegt. Zusammen mit der inhomogenen Magnetisierung und einer Suszeptibilität der Anisotropie, die allerdings nur in einem Fall erfaßt wurde (Vorkommen vom Hintersee, siehe unten) – aber durchwegs für das gesamte Gesteinsinventar des Tauernfensters wahrscheinlich ist – ist dies eine Erklärung für die immensen Schwierig-

keiten, die bei den versuchten Störkörperberechnungen auftraten.

Struktur nordwestlich der Anomalie von Heiligenblut

Diese Struktur (über 200 nT, vgl. Abb. 1) folgt den Hüllserien des Granatspitzkernes. Es handelt sich dabei um den zum Basisamphibolit gehörenden Stubachtaler Ultrabasit-Komplex:

- (8) Enzinger Boden östlich der Straße im obersten Stubachtal;
 n = 51; 117.
- (9) Enzinger Boden westlich der Straße (Kraftwerk), oberstes Stubachtal;
 n = 94; 98.
- (10) Stubachtal (siehe Karte in Abb. 1);
 n = 51; 36.
- (11) Stubachtal (siehe Karte in Abb. 1);
 n = 85; 72.
- (12) Stubachtal (siehe Karte in Abb. 1);
 n = 85; 110.
- (13) Stubachtal (siehe Karte in Abb. 1);
 n = 85; 592.
- (14) Stubachtal (siehe Karte in Abb. 1); Basisamphibolit;
 n = 85; 6 (!).

Die semiquantitativen Analysen zeigten im Falle der Punkte (8) bis (12) hohe Chromgehalte, was auf das häufige Auftreten von Chromspinellen rückführbar ist. Abgesehen von den Suszeptibilitätswerten im Basisamphibolit (gebänderte Amphibolite) entsprechen die Werte bzw. deren Streuung jenen von Ultrabasiten, die randlich serpentinisiert sind. Die Zuordnung zur erwähnten Anomalie ist demnach gerechtfertigt.

Ebenfalls gerechtfertigt ist die Zuordnung der magnetischen Struktur östlich davon zum Vorkommen des „Hohen Tenn“ (Glocknerdecke). Zu beachten ist der Überlagerungseffekt, der aus dem magnetischen Muster in der Abbildung gut ersichtlich ist (Anomalie um 50 nT); (23). Die magnetischen Strukturen bilden auch die in (24) verzeichneten Serpentinivorkommen vom Hackbrett – Am Unsinnigen – Steingäßl – Lakarscharte (Glocknerdecke) ab; auch hier sind gegenseitige Überlagerungen zu erwarten (vgl. Abbildung).

Die anomale Struktur

westlich des Granatspitzkernes (über 60 nT)

liegt mit ihrem Zentrum exakt zwischen diesem und dem Venedigerkern. Im obersten Hollersbachtal (15), (16) sind Amphibolite der Habachformation aufgeschlossen, die allerdings nur Werte um 1 bis 2×10^{-3} (SI) und darunter messen lassen, als Ursache der Feldstörungen daher nicht in Frage kommen. Auch die Gesteine südlich von Mittersill (im Felbertal, [17]) führen keine ausreichende Menge ferrimagnetischer Mineralphasen.

In den Proben aus dem Habachtal-Bereich (Schwarze Wand, Sedl, Leckbachscharte) ist neben mäßiger Magnetitführung das Auftreten von Pyrit auffallend; der hohe Ti-Gehalt weist außerdem auf Titanomagnetitführung hin (18). Hier liegt eine kleine anomale Struktur vor, die von jener westlich des Granatspitzkernes gestört ist.

Hohe Suszeptibilitäten zeigen jedoch wieder die Serpentinite aus dem Basisamphibolit vom Hintersee (19). Die Suszeptibilitätsanisotropie ist in diesem Gestein beträchtlich; es kommt am ehesten als Verursacher dieser Anomalie in Frage. Diese Vermutung wird umso

realistischer, bedenkt man, daß dieser Komplex mit etwa 35 bis 40° nach Westen einfällt und so bis unter das mittlere Hollersbachtal fortsetzbar ist.

Die übrigen Gesteinsvorkommen liegen entweder zu exzentrisch (auch nach Berücksichtigung von Remanenzen oder Suszeptibilitätsanisotropieeffekten) oder haben nicht die ausreichende Magnetisierung.

Dies bedeutet weiters, daß sich Gesteine der Gratspitzhülle zumindest acht Kilometer nach Westen unter die Hülle des Venedigerlappens (Riffdecke) verfolgen lassen.

Die Punkte (20), (21), (22) wurden nicht näher untersucht. Sie liegen durchwegs in der Matreier Zone und sind, wie die Abbildung zeigt, recht gut mit der Magnetik in Einklang zu bringen. Auch dabei handelt es sich selbstverständlich um Ultrabasite (Serpentinite mit Talkschiefern).

Literatur

- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein. – Geol. B.-A., Wien 1957.
EXNER, Ch.: Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., 114, Wien 1971.
FRANK, W.: Zur Geologie des Guggenbachtals. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, Wien 1966.

FRASL, G.: Zur Seriengliederung in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., 101, Wien 1958.

FRASL, G. & FRANK, W.: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster. – Der Aufschluß, Sdh. 15, Heidelberg 1966.

FRISCH, W.: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – Geol. Rdsch., 65/2, Stuttgart 1976.

GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W.: Die aeromagnetische Vermessung Österreichs. – Proj.Ber., Inst. f. Met. u. Geophys., Univ. Wien, Wien 1987.

HEDBERG, H. D.: International Stratigraphic Guide. – New York (Wiley & Sons) 1976.

LAMMERER, B., FRUTH, I., KLEMM, D. D., PROSSER, E. & WEBER-DIEFENBACH, K.: Geologische und geochemische Untersuchungen im Zentralgneis und in der Greiner Schiefer Serie (Zillertaler Alpen, Tirol). – Geol. Rdsch., 65/2, Stuttgart 1976.

SEREN, S.: Geophysikalische Untersuchungen des Kraubather Serpentins. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, Wien 1980.

STAUB, R.: Der Bau der Alpen. – Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, 82, N. F. 52, Bern 1924.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 24. Mai 1988.