

Die aeromagnetische Anomalie des mittleren Ötztal-Stubaikristallins und ihr Rahmen: 3D-Modellierung und geologische Interpretation

A. AHL & P. SLAPANSKY

Für die markante magnetische Anomalie, die im Zuge der aeromagnetischen Vermessung von Österreich (SEIBERL, 1991) im Bereich des mittleren Ötztals erfasst wurde, wurde eine 3D-Modellierung der magnetischen Suszeptibilität durchgeführt. Von speziellem Interesse war dabei die Frage, ob der magnetische Störkörper innerhalb des Ostalpins oder innerhalb des unterlagernden Penninikums zu lokalisieren ist. Die Isanomalien der magnetischen Totalintensität ΔT sind in Abb. 1 dargestellt.

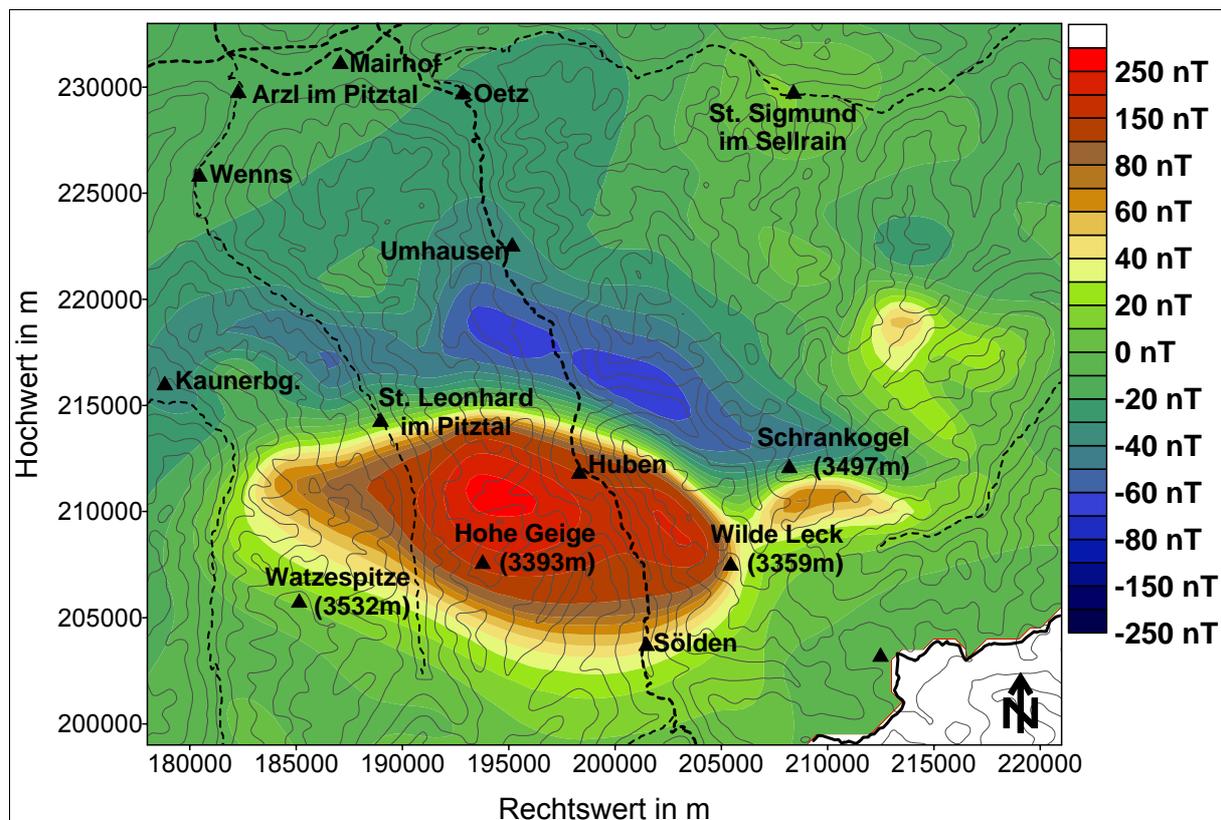


Abb. 1: Die geomagnetische Anomalie Ötztal: gemessene Anomalie der magnetischen Totalintensität ΔT . Eingezeichnet sind zusätzlich Straßen, einige markante geographische Punkte sowie die Grenze zwischen Österreich und Italien (Koordinatensystem BMN M28).

Methodik der Modellrechnung

Nach einer Bestimmung der gesteinsphysikalischen Parameter (im Wesentlichen der magnetischen Suszeptibilität, wenn möglich auch der remanenten Magnetisierung) und der Erstellung einer vereinfachten geologischen Karte, in der den lithologischen Einheiten charakteristische magnetische Suszeptibilitäten zugeordnet sind, wird anhand der gemessenen magnetischen Anomalie und der geologischen Modellvorstellungen die Lage und Größe des zu betrachtenden Modellkörpers festgelegt. Der Modellkörper wird anschließend in Würfel gleicher Größe (im vorliegenden Fall mit 500 m Kantenlänge) unterteilt. Jedem dieser Würfel wird, entsprechend den räumlichen geologischen Vorstellungen, ein individueller Suszeptibilitätswert und, wenn bekannt, ein Wert der remanenten Magnetisierung (Betrag und Richtung) zugewiesen. Weiters wird die Topographie des Messgebiets im Modell berücksichtigt.

Für jeden der einzelnen Kuben dieses Modellkörpers kann nun mit dem Algorithmus nach MILITZER & WEBER (1984) die Anomalie der magnetischen Totalintensität ΔT unter Berücksichtigung des Internationalen Geomagnetischen Referenzfeldes (IGRF) berechnet werden und somit auch die gesamte theoretische magnetische Anomalie des Untersuchungsgebiets. Ausgehend von dem so erstellten Startmodell, welches in den meisten Fällen noch beträchtliche Abweichungen zum real gemessenen Magnetfeld des Untersuchungsgebiets aufweist, werden im Zuge der Modellrechnung die Suszeptibilitätswerte der verschiedenen Würfel des Modells gezielt derart verändert, dass die anhand des Modells berechnete Anomalie der magnetischen Totalintensität ΔT möglichst gut mit der tatsächlich gemessenen Anomalie ΔT übereinstimmt.

Geologie des Messgebiets Ötztal

Das Untersuchungsgebiet liegt im Wesentlichen innerhalb der Ötztal-Stubai-Masse, die dem Ostalpinen Altkristallin angehört. Am westlichen Rand des Messgebietes ist das unterlagernde Penninikum des Unterengadiner Fensters angeschnitten, in der Nordwestecke treten Anteile der tektonisch überlagernden Phyllitgneiszone und des Landecker Quarzphyllites auf. An seinem Westrand ist das Ötztalkristallin bereichsweise tektonisch stark reduziert.

Das Ötztalkristallin baut sich im untersuchten Gebiet überwiegend aus grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Metasedimenten (Paragneise, Schiefergneise, Glimmerschiefer etc.) auf, daneben treten saure bis intermediäre Orthogneise (Muskowit- und Biotitgranitgneise, Zweiglimmer- und Biotitaugneise, sowie Tonalit-, Diorit-, Granodioritgneise) und Metabasite (in Form von Amphiboliteinschaltungen unterschiedlicher Mächtigkeit) auf (HAMMER, 1923; AMPFERER & HAMMER, 1924; AMPFERER & OHNESORGE, 1924; HAMMER, 1929; PURTSCHELLER, 1978).

Eine ausgedehnte ordovizische hochtemperierte Metamorphose ist mit partieller Aufschmelzung der Paragneise und Migmatitbildung verbunden (KLÖTZLI-CHOWANETZ, 2001).

Die amphibolitfazielle mineralogische und gefügemäßige Hauptprägung der Gesteine ist variszisch (GRAUERT, 1981). Der südöstliche Anteil des Untersuchungsgebietes hat eine merkliche alpidische Überprägung in Grünschieferfazies erfahren (PURTSCHELLER et al., 1987; HOINKES & THÖNI, 1993).

Der tektonische Internbau ist im Norden im Wesentlichen geprägt durch großräumige isoklinale Falten mit E-W-streichenden horizontalen bis flach einfallenden Achsen und vertikalen Achsenebenen (PURTSCHELLER, 1978). Im Süden hingegen sind steil stehende Großfaltenzüge mit senkrechten Achsen ("Schlingentektonik") bestimmend für die Großstruktur (SCHMIDT, 1965; PURTSCHELLER, 1978; VAN GOOL et al., 1987). Der zentrale Bereich des Untersuchungsgebietes, etwa im Grenzbereich zwischen den beiden unterschiedenen Großstrukturbereichen, wird von einem inhomogenen, etwa E-W-verlaufenden Amphibolitkomplex von ca. 25 km Länge und bis zu 8 km Breite geprägt. In Zusammenhang mit diesem finden sich Eklogite und Einschaltungen von Peridotiten und geringmächtigen Marmoren (MILLER, 1970; HOERNES & HOFFER, 1973; KOZIOL & OBERHÄNSLI, 1995).

Als geologische Grundlagen für die Modellrechnung dienten die Übersichtskarten 1:400.000 von OBERHAUSER & PIRKL (1980) und 1:300.000 von BRANDNER (1980) sowie die geologischen Karten 1:75.000, Kartenblätter "Landeck" (AMPFERER & HAMMER, 1922), "Nauders" (HAMMER, 1923), "Ötztal" (HAMMER et al., 1929) und "Sölden und St. Leonhard" (SCHMIDEGG & HAMMER, 1932).

Für das Startmodell der 3D-Modellierung wurden folgende tektonische und lithologische Einheiten aufgrund ihrer im Gelände gemessenen magnetischen Suszeptibilitäten (BELOCKY et al., 1998) oder anhand von Suszeptibilitätswerten lithologisch vergleichbarer Gesteinsserien in Form von Durchschnittswerten zusammengefasst (alles in SI-Einheiten):

- Ötztalkristallin:
 - Paragneise ($\kappa = 0,22 \times 10^{-3}$)
 - Glimmerschiefer ($\kappa = 0,26 \times 10^{-3}$)
 - saure bis intermediäre Orthogneise ($\kappa = 0,1 \times 10^{-3}$)
 - Amphibolite und Eklogite ($\kappa = 20,0 \times 10^{-3}$)
- Landecker Quarzphyllit, Phyllitgneiszone ($\kappa = 0,14 \times 10^{-3}$)
- penninischer Flysch (Unterengadiner Fenster) ($\kappa = 0,05 \times 10^{-3}$)

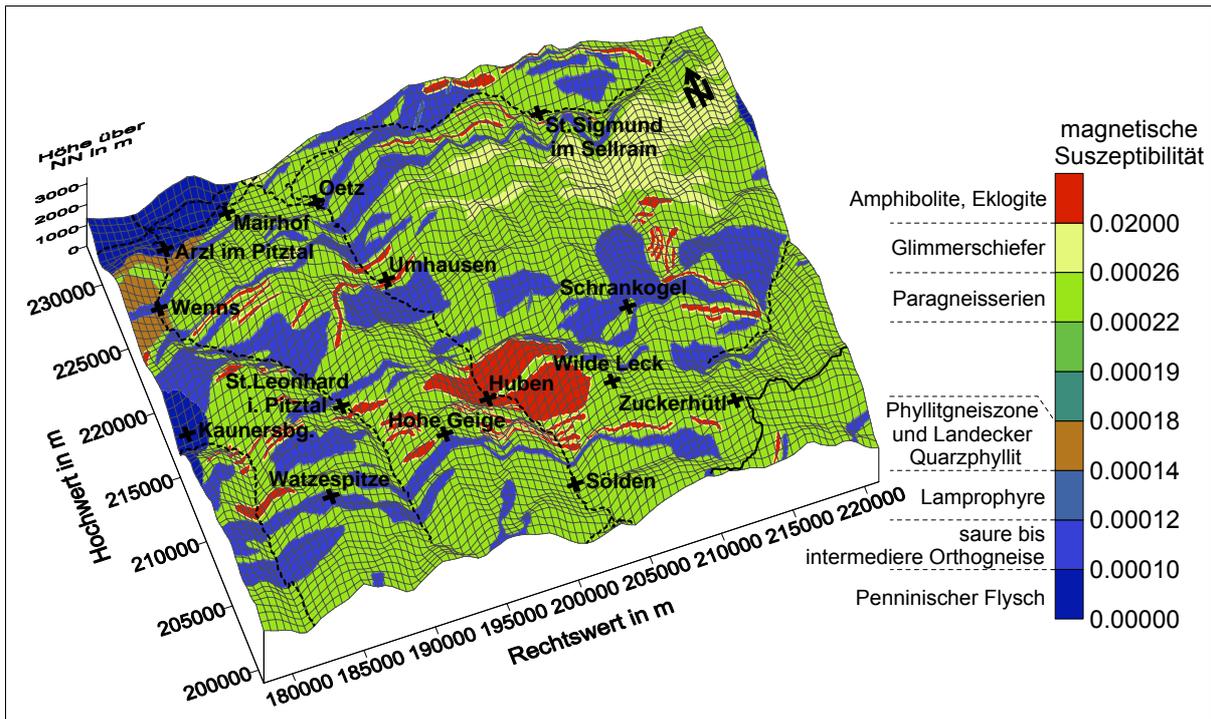


Abb. 2: Vereinfachte geologische Karte des Untersuchungsgebiets, über die Topographie gelegt. Eingezeichnet sind weite Straßen, einige markante geographische Punkte sowie die Grenze zwischen Österreich und Italien (Koordinatensystem BMN M28).

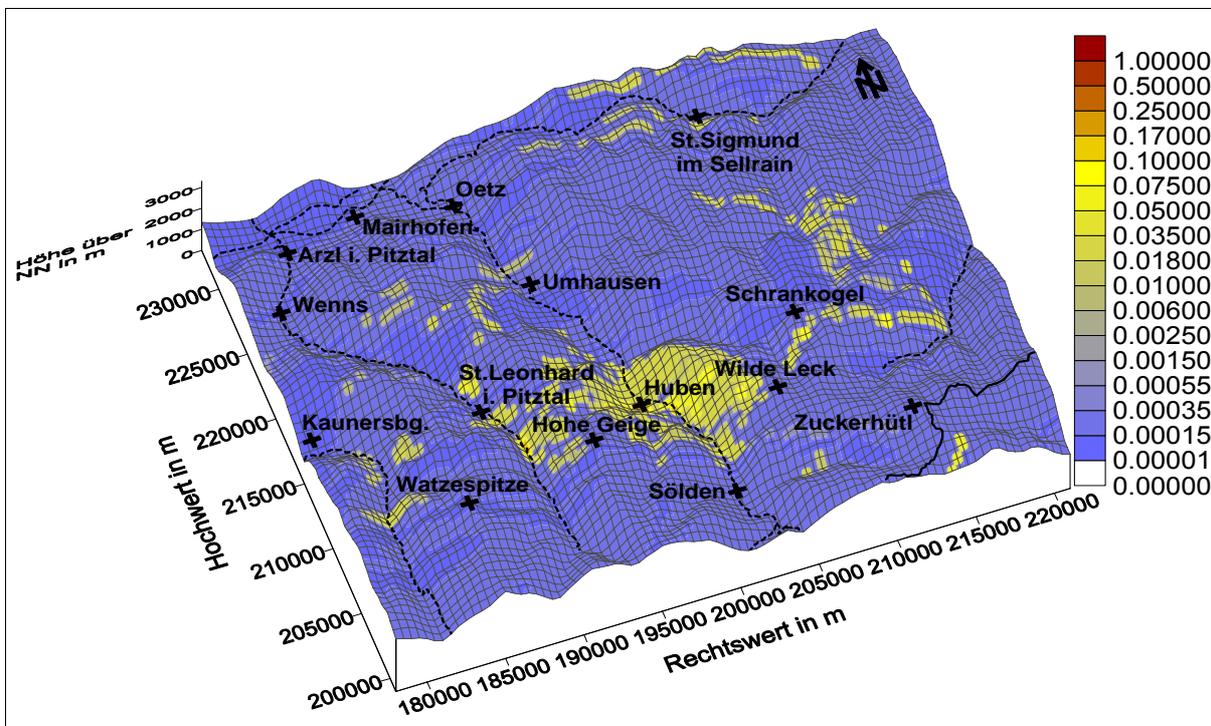


Abb. 3: Die ermittelte magnetische Suszeptibilität an der Geländeoberkante (berechnet anhand des Modells mit 500 m Kantenlänge der Würfel), über die Topographie gelegt. Eingezeichnet sind zusätzlich Straßen, einige markante geographische Punkte sowie die Grenze zwischen Österreich und Italien (Koordinatensystem BMN M28).

Bereits diese Werte zeigen, dass grundsätzlich die basischen und ultrabasischen Gesteine des Ötztal-Stubaikristallins als mögliche Störkörper relevant sind. Lokale Pyrrhotin führende sulfidische Vererzungen (VAVTAR, 1988) können als Verursacher der magnetischen Großstruktur ausgeschlossen werden. Ebenso wenig wirken sich die Ultrabasite des Unterengadiner Fensters im hier betrachteten Bereich aus. Es ist somit eine Modellierung der Anomalie möglich, die nur von den an der Oberfläche aufgeschlossenen oder relativ oberflächennahen Gesteinen ausgeht und in die Tiefe fortgesetzt wird und die sich nicht ausschließlich auf sehr tiefliegende, nicht aufgeschlossene Serien bezieht.

Lithologie der Gesteinsserien des Untersuchungsgebiets

Paragneise

Es handelt sich bei diesen eher monotonen Metasedimentserien um Abkömmlinge vermutlich proterozoischer Ablagerungen (metamorphe Silte und Sande), die heute überwiegend als polymetamorph geprägte Paragneise (Schiefergneise, Biotitgneise, Biotitschiefer, Feldspatknotschiefer und/oder -gneise) vorliegen. Biotit-Plagioklasgneise und Gneisglimmerschiefer stellen Abkömmlinge einer in sich stark inhomogenen Grauwackenserie dar (PURTSCHELLER, 1978; HAISS, 1992).

Glimmerschiefer

Fast reine Glimmerschiefer mit ehemaligen Tonschiefern als Ausgangsprodukte treten vor allem in einer etwa 7 km breiten Zone im NE-Abschnitt des Untersuchungsgebietes (südlich des Sellrain-Tales) auf. Glimmerschiefer einschaltungen finden sich aber auch in den auf den Karten als Paragneise ausgeschiedenen Gebieten (PURTSCHELLER, 1978).

Orthogneise

Innerhalb der monotonen Paragesteinsserien treten zahlreiche Einschaltungen von sauren bis intermediären Orthogneisen in Form von Biotitgranitgneisen, Biotitaugengneisen, Zweiglimmer-Augen- und Flasergneisen und Biotit-Augengneisen als konkordante Lagen und Stöcke mit scharfen (tektonischen) Grenzen zu den Paragesteinen auf. Ihre Zusammensetzung variiert von Metagraniten über -granodiorite, -tonalite, -quarzdiorite bis zu Metadioriten. Die einzelnen Intrusionskörper sind oft sehr inhomogen und können starke Variabilität im Modalbestand aufweisen (PURTSCHELLER, 1978; SCHINDLMAYR, 1999).

Die Orthogneise sind vorvariszisch intrudiert. Vielfach sind ordovizische Alter geochronologisch nachgewiesen (HOINKES & THÖNI, 1993).

Der größere Migmatitkörper des Winnebachmigmatits ist Produkt einer partiellen Aufschmelzung im Zuge eines ordovizischen Metamorphosegeschehens (KLÖTZLI-CHOWANETZ, 2001).

Amphibolitzug des mittleren Ötztals

Ein etwa 18 km langer und bis zu 8 km breiter Zug von Amphiboliten mit Eklogiteinschaltungen quert das mittlere Ötztal zwischen Längenfeld und Sölden. Das Einfallen dieser Serie ist insgesamt sehr steil.

Der Amphibolitzug wurde von HOERNES & HOFFER (1973) von N nach S in fünf unterschiedliche Teilserien gegliedert:

- Serie I: Serie der hellen Bänderamphibolite (mit Eklogit und Peridotiteinschaltungen)
- Serie II: Serie der dunklen, diablastischen Granatamphibolite (mit Eklogiteinschaltungen)
- Serie III: Serie der Alumosilikatgneise (Wechselagerung von Gneis und Amphibolit)
- Serie IV: Wechselserie (Wechselagerung von Gneis und Amphibolit)
- Serie V: Serie der Eklogite und Eklogit-Amphibolite im Süden.

Die Serien I und II sind Orthoamphibolite, die einen alkalibasaltischen (Serie I) bzw. einen tholeiitischen (Serie II) Chemismus aufweisen (MILLER, 1970). Bei den Amphiboliten der Serien III und IV handelt es sich laut HOERNES & HOFFER (1973) um Paraamphibolite, nach KOZIOL & OBERHÄNSLI (1995) aber ebenfalls um Orthoamphibolite mit z.T. deutlichen Hinweisen auf einen bimodalen Vulkanismus.

Insgesamt handelt es sich bei den Amphiboliten und Eklogiten des mittleren Ötztals wohl um Glieder einer Differentiationsabfolge mit MORB-Charakter (FÜGENSCHUH, 1991; KOZIOL & OBERHÄNSLI, 1995; MILLER & THÖNI, 1995), somit um ehemaligen Ozeanboden.

Die eklogitfazielle Metamorphose ist mehrphasig (amphibolitfaziell und schließlich in Grünschieferfazies) überprägt. Die letzte grünschieferfazielle Metamorphose wird als alpidisch eingestuft (HOINKES & THÖNI, 1993).

Amphibolite des nördlichen Ötztalkristallins (Sellrain)

Es handelt sich überwiegend um Plagioklas-Amphibolite und Hornblendegneise, die z.T. Granat führen, weiters um diablastische Granatamphibolite (Eklogitamphibolite), untergeordnet auch um Hornblendeschiefer etc., z.T. in Wechsellagerung mit sauren Orthogneisen und Metapeliten. Vereinzelt treten Eklogitlinsen auf. Nach geochemischen Kriterien handelt es sich bei den Amphiboliten entweder um metamorphe tholeiitische Ozeanbodenbasalte, eventuell aber auch um Abkömmlinge eines bimodalen kontinentalen Vulkanismus (EICHHORN, 1991).

Marmore und Kalksilikatgesteine

treten nur in einem regional eng begrenzten Gebiet am N- und S-Rand des großen Amphibolituzuges zwischen Längenfeld und Sölden in Form von maximal 20 m mächtigen und 100 m langen Linsen im unmittelbaren Randbereich des Amphibolituzuges auf (PURTSCHELLER, 1978).

Penninikum des Unterengadiner Fensters

Am äußersten Westrand des Untersuchungsgebietes treten im Unterengadiner Fenster penninische Gesteine auf. Es handelt sich überwiegend um Flyschablagerungen (Unterengadiner Flysch, Tasna-flysch). Diese Serien tauchen gegen Osten unter das Ötztalkristallin ab.

Landecker Quarzphyllit

In der Nordwestecke des bearbeiteten Gebietes finden sich Anteile der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone. Diese Gesteine werden als alpidisch stark tektonisierte und retrograd überprägte nördliche Anteile des Ostalpinen Altkristallins betrachtet (NOWOTNY et al., 1993).

Erzphasen als Träger der Magnetisierung

Die opaken Phasen in Gesteinen des zentralen Ötztals wurden von HETZNER (1903) und jene des nördlichen Ötztalkristallins von EICHHORN (1991) detaillierter beschrieben. In den Eklogiten des mittleren Ötztals tritt Magnetit zusammen mit Hornblende als retrogrades Umwandlungsprodukt des Granats auf, zumeist als Reaktionssäume um intakte Granatkerne. Magnetit findet sich häufig zusammen mit Rutil. Darüber hinaus treten Magnetitkörner im ganzen Gestein gleichmäßig verteilt auf, daneben auch öfters größere Pyrite.

In Eklogitamphiboliten, die retrograd aus Eklogiten entstehen, sowie in pyroxenfreien Amphiboliten findet sich ebenfalls körniger Magnetit bei der Umwandlung von Granat. Granat wird durch kelyphitartige Hornblende, Plagioklas und Magnetit sowie teilweise Epidot und Chlorit verdrängt, bei vollständiger Ersetzung der Granatsubstanz entstehen haufwerkartige Pseudomorphosen. Die Umwandlung des Granats erfolgt sowohl vom Rand als auch von Rissen ausgehend, wobei parallel zu den Rissen in der Mitte der Umwandlungsprodukte bandartige Magnetitausscheidungen auftreten. In diesen Gesteinen ist mehr Erz (Magnetit mit Rutil, Leukoxensäume treten auf) vorhanden als in den Eklogiten. In gewöhnlichen Amphiboliten, auch in feldspatreichen Varietäten tritt akzessorischer Magnetit oft reichlich auf, daneben Rutil und Titanomagnetit sowie manchmal eng mit Epidot verknüpfter Pyrit.

Auch in Eklogitamphiboliten des nördlichen Ötztalkristallins tritt Magnetit in Reaktionssäumen der Granate auf. In intaktem Eklogit werden als Erzphasen allerdings nur Rutil und vereinzelt Pyrit beschrieben. In Plagioklasamphiboliten finden sich vielfach Ilmenit und Pyrit, Rutil und Ilmenit weisen Titanitsäume auf. Bis zu 1 mm große Magnetitkristalle treten neben Ilmenit und Pyrit in Staurolit und Granat führenden Hornblendegarbenschiefern auf. Auch Glimmerschiefer innerhalb der Amphibolitzüge führen Magnetit neben Hämatit, Ilmenit, Pyrit und Rutil.

Ergebnisse der Modellierung

In der Abb. 4 ist die anhand der Modellierung berechnete geomagnetische Anomalie (Anomalie der magnetischen Totalintensität ΔT) dargestellt. Im Vergleich mit der gemessenen Anomalie (Abb. 1) zeigen sich nur relativ geringe Unterschiede.

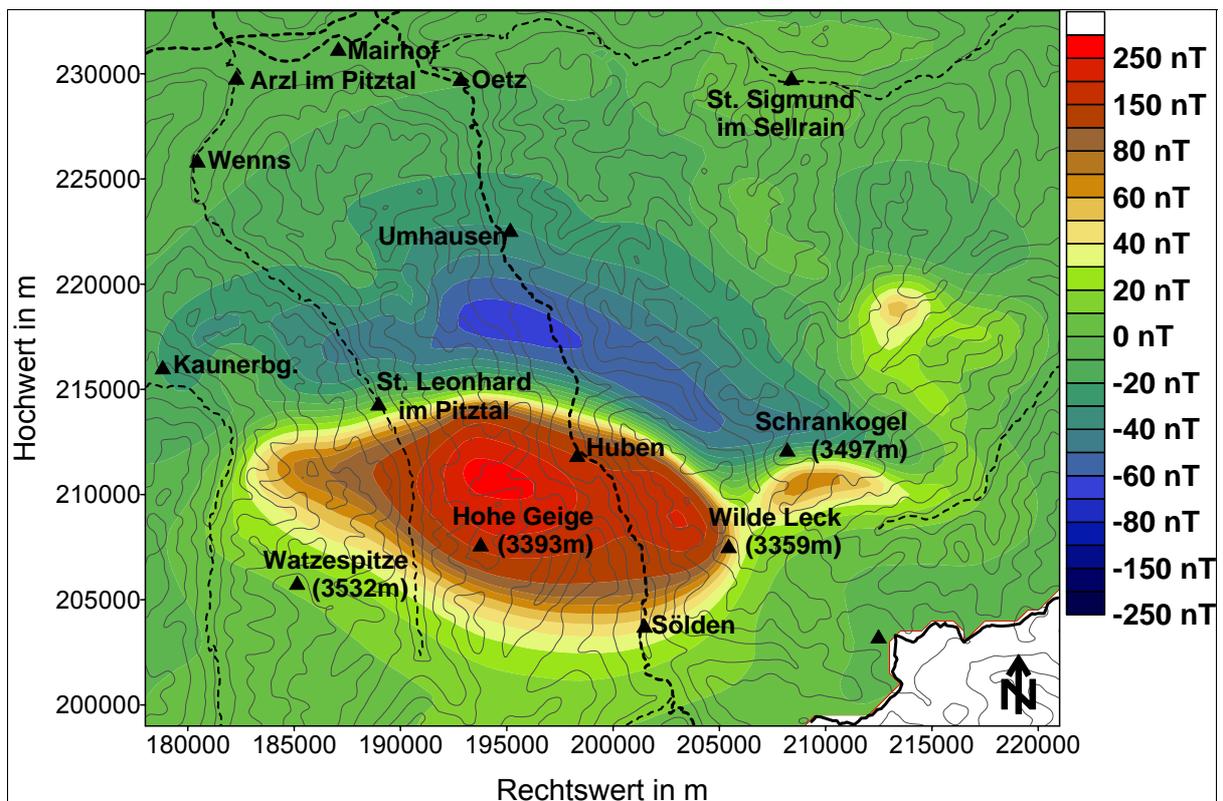


Abb. 4: Die aufgrund der Modellrechnung ermittelte geomagnetische Anomalie, dargestellt als Isanomalien der magnetischen Totalintensität ΔT .

Die räumliche Verteilung der Suszeptibilitätswerte wurde in Form von 23 Horizontalschnitten in Abständen von jeweils 500 m zwischen 3250 m über NN und -7750 m unter NN dargestellt (AHL et al., 2002). Als zwei ausgewählte Beispiele dienen die Abbildungen der Schnitte in den Niveaus von 1750 m und 1250 m (Abb. 5). Weiters können die Ergebnisse als Profile mit 500 m Abständen in N-S- und E-W-Schnitten dargestellt werden. Ein Beispiel für ein E-W-Profil zeigt die Abb. 6.

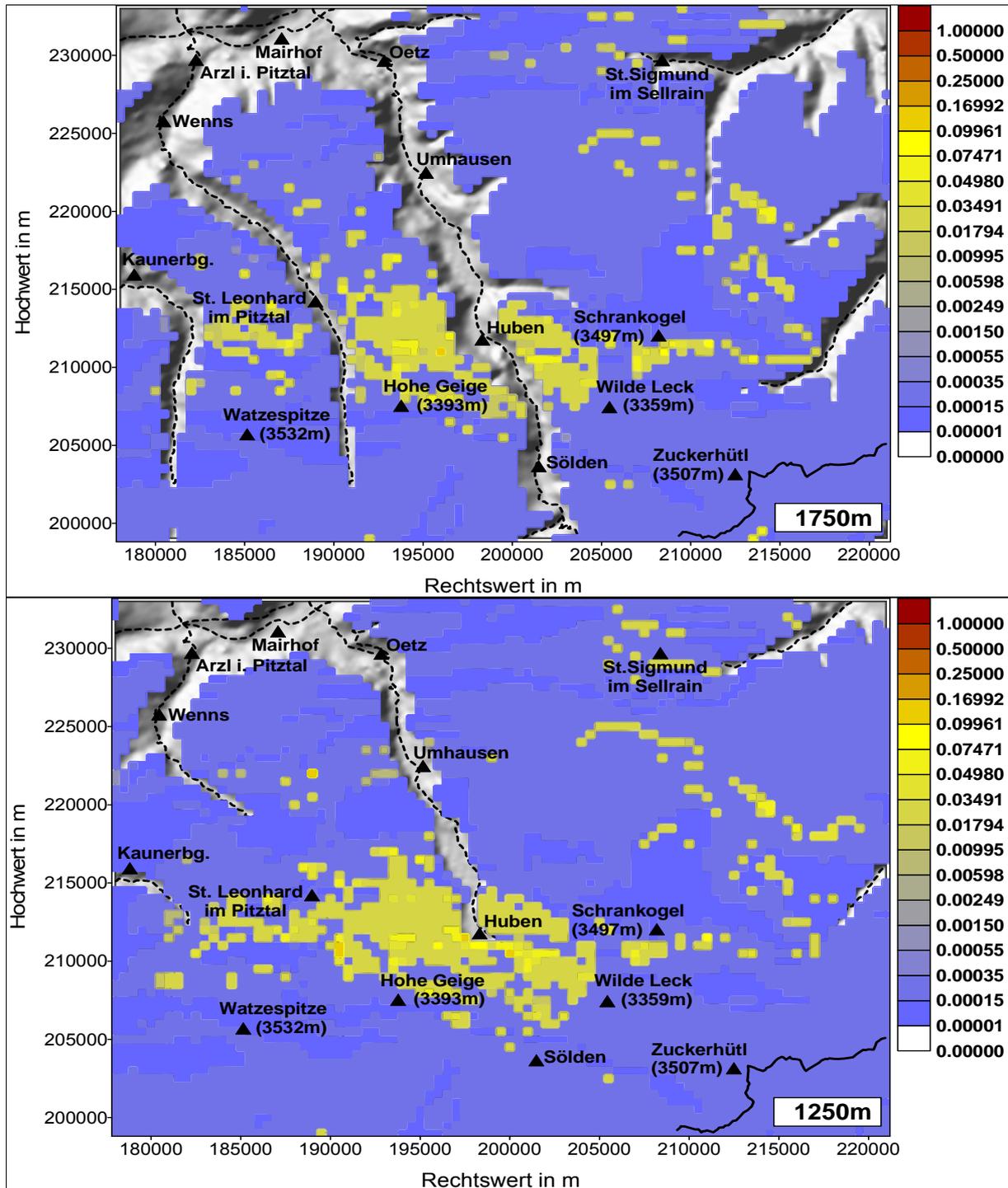


Abb. 5: Horizontalschnitte in den Niveaus von 1750 m und 1250 m. Die Farbskala gibt die Werte der im Modell angenommenen magnetischen Suszeptibilitäten (in SI-Einheiten) an.

Strukturelle Interpretation aufgrund der Modellierung

Eine stärkere Magnetisierung weisen ausschließlich die Metabasite der Eklogit- und Amphibolitserien auf. Am markantesten treten diese Gesteine in dem sehr mächtigen Körper des Amphibolitzuges des mittleren Ötztales in Erscheinung. Dieser steilstehende Komplex setzt relativ unvermittelt im Pitztal ein, wo er bereits bis etwa 5 km Tiefe nachzuweisen ist. Dies könnte auf eine Begrenzung durch eine vermutete Großstörung entlang des Pitztals schließen lassen. Dieser Körper erreicht schon bald eine Mächtigkeit (Breite) von etwa 5 km, maximal bis zu 8 km. Die Tiefenerstreckung beträgt mindestens

10 km. Im Bereich östlich des Ötztals, SE von Längenfeld, vermindert sich die Tiefe deutlich auf etwa 2 km. Auch in dieser Situation könnte eine Störung als Ursache angenommen werden, die etwa N-S streicht und steil gegen W einfällt. Gegen eine solche Interpretation spricht allerdings die geologische Kartierung von HOERNES & HOFFER (1973), aus der sich keine wesentliche Versetzung der geologischen Einheiten ableiten lässt. Der massive Amphibolitkörper endet im E an einer anhand der geologischen Kartierung nachgewiesenen Zone von Störungen, die NE von Sölden etwa gegen NE streicht.

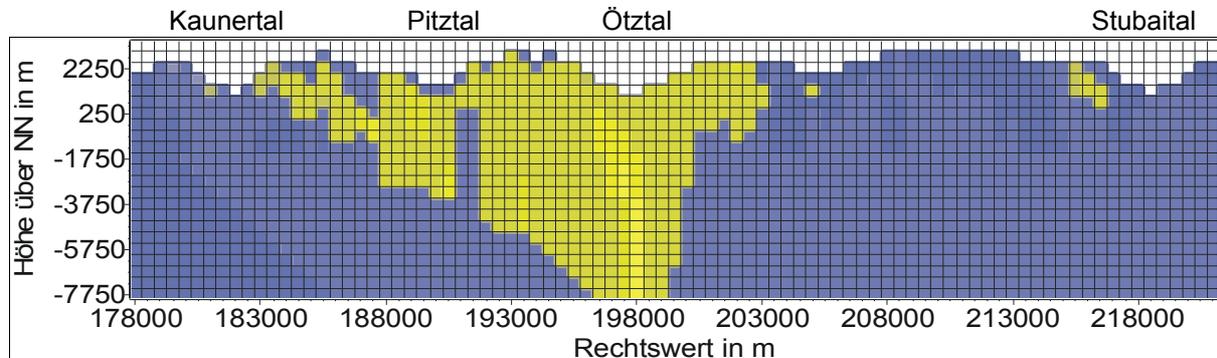


Abb. 6: West-Ost-Schnitt der Verteilung der magnetischen Suszeptibilität durch die zentrale Ötztaler Anomalie. Das Profil quert das Längenfelder Becken etwas N von Huben.

Im SE findet der Metabasitkörper eine Fortsetzung in einem schmalen, aber weit verfolgbaren Amphibolitzug, der im Bereich des Zuckerhütl eindeutig in den Schlingenbau des südlichen Ötztalkristallins einstreicht.

Bemerkenswert ist ein weiterer schmaler, aber ebenfalls weithin durchgehend verfolgbarer Amphibolitzug, der sehr wahrscheinlich eine an Störungen etwas versetzte Fortsetzung des zentralen Metabasitkörpers gegen NE darstellt. Diese Gesteine sind nicht durchgehend an der Oberfläche anstehend, allerdings wird die zusammenhängende Fortsetzung dieses Zuges durch die magnetische Modellierung wesentlich deutlicher erkennbar. Die Amphibolite ziehen in einer schmalen, steil einfallenden, etwa 1 bis 3 km tief reichenden Zone in engem Bogen um den großen Granitgneiskörper des Alpeiner Granitgneises herum. Dieser tektonische Bau weist starke Ähnlichkeit zum Schlingenbau des südlichen Ötztalkristallins auf. Die Amphibolite schwenken dann im Bereich zwischen Oberbergtal und Lisenstal in ein NW-Streichen ein und sind geomagnetisch bis ins hintere Gleirschbachtal verfolgbar, wo sie etwa die lithologische Grenze zwischen mächtigen Glimmerschiefern im NE und Paragneisen im SW markieren.

Verschiedene lokale Strukturen, wie z.B. die Amphibolitzüge, die den Granitgneis W Maurach im W begleiten, treten ebenfalls als magnetische Anomalien deutlich hervor.

Die Metabasitzüge des nördlichen Ötztalkristallins sind konkordant in den W-E-streichenden steilstehenden regionalen Bau eingebunden. Sie lassen sich durch die Modellrechnung bis in eine Tiefe von 1 bis 2 km nachweisen.

Die im Ötztalkristallin verbreitet auftretenden postvariszischen und vormesozoischen andesitischen bis alkalibasaltischen Diabasgänge (PURTSCHELLER & RAMMLMAIR, 1980) treten magnetisch nicht in Erscheinung. Das dominierende Fe-Oxidmineral in diesen Gesteinen ist Ilmenit.

Zusammenfassung

Als magnetische Störkörper sind folgende Gesteinstypen in Betracht zu ziehen:

- Amphibolite,
- retrograd überprägte Eklogite und Eklogitamphibolite,
- Gabbroamphibolite.

Die strukturelle Interpretation aufgrund der Modellrechnung ergibt:

- Der bedeutendste Störkörper ist der mächtige Amphibolitzug des mittleren Ötztals, der in seinem Zentrum eine Breite von 8 km und eine Tiefenerstreckung von bis zu etwa 10 km unter der Geländeoberfläche erreicht.
- Die Ursache für die Anomalie liegt innerhalb des Ostalpinen Kristallins und ist nicht auf einen Störkörper im unterlagernden Penninikum zurückzuführen, wie dies in früheren Interpretationen der Aeromagnetik angenommen wurde (z.B. HEINZ & SEIBERL, 1990).
- Die 3D-Modellierung der Geomagnetik zeigt, dass aus der geologischen Kartierung bekannte, über weitere Strecken mehr oder weniger zusammenhängende Züge von geringer mächtigen Amphiboliten unterhalb der Geländeoberfläche weitgehend kontinuierlich verfolgbar sind. Dies könnte darauf hindeuten, dass eine schlingenbauartige Großstruktur grundsätzlich auch im nördlichen Bereich des Ötztal-Stubaikristallins angenommen werden kann.
- Die interne Gliederung der Störkörper ist noch nicht eindeutig geklärt, z.B. bleibt die Frage offen, wie die unterschiedlichen Mächtigkeiten des zentralen Störkörpers westlich und östlich des Ötztals im Bereich von Längenfeld - Huben erklärt werden könnten: eventuell als Versetzung an einer Störung, oder aber durch unterschiedliche Mächtigkeiten innerhalb eines sekundär steilgestellten Gesteinskörpers (?).

Dank

Frau Dr. E. KLÖTZLI-CHOWANETZ wird für die kritische Durchsicht eines ersten Manuskripts sowie für wichtige Hinweise und Anregungen gedankt.

Literatur

- AHL, A., BELOCKY, R., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P. (2002): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomaliehinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten, Bericht ÜLG-28/00-01, Teil 1. - 106 S., 116 Abb., 5 Tab., 4 Beil., Wien.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1922): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt 5145, Landeck. - Geol. Bundesanst., Wien.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1924): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Landeck (5145). - 88 S., Wien.
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, Th. (1924): Erläuterungen zur Geologischen Spezial-Karte der Republik Österreich, Blatt Zirl - Nassereith (5046). - 68 S., Wien.
- BELOCKY, R., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P. (1998): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomaliehinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten, Bericht ÜLG-28/97. - 99 S., 22 Abb., 8 Tab., 5 Taf., 8 Beil., Wien.
- BRANDNER, R. (1980): Geologie von Tirol 1:300.000. - Tirol-Atlas Blatt C2, Innsbruck.
- EICHHORN, B. (1991): Kristallingeologische Untersuchungen der östlichen Hochedergruppe (Sellrain) mit besonderer Berücksichtigung der Eklogitvorkommen. - Diplomarbeit Univ. Innsbruck, 128 S., 48 Abb., 21 Tab., Innsbruck.
- FÜGENSCHUH, B. (1991): Geochemie und Deformationsuntersuchungen an Gneisen und Amphiboliten des zentralen Ötztals (Sulztalkamm). - Diplomarbeit Univ. Innsbruck, 108 S., 56 Abb., 12 Tab., Innsbruck.
- GRAUERT, B. (1981): Das Alter der Schlingentektonik im Silvretta-Ötztalkristallin aufgrund radio-metrischer Altersbestimmungen. - Fortschr. Mineral., 59, Beih. 1, 54-56, 2 Abb., Stuttgart.
- HAISS, N. (1992): Untersuchungen von Plagioklasgneisen im Basiskristallin der Ostalpen (Gleinalm-Ötztal- und Silvrettakristallin). - Tübinger Geowiss. Abh., Ser. A, 10, 140 S., 36 Abb., 9 Tab., 3 Taf., Tübingen.
- HAMMER, W. (1923): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt 5245, Nauders. - Geol. Bundesanst., Wien.
- HAMMER, W. (1923): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Nauders (5245), 62 S., Wien.
- HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal (5146), 58 S., 1 Abb., Wien.
- HAMMER, W. (1923): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt 5245, Nauders. - Geol. Bundesanst., Wien.

- HAMMER, W., OHNESORGE Th., SANDER, B. & KERNER-MARILAUN, F. (1929): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt 5146, Ötztal. - Geol. Bundesanst., Wien.
- HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1990): Magnetic structures of the eastern Alps west of the Tauern Window. - Mem. Soc. Geol. France, N.S., 156, 123-128, 4 Fig., Paris u.A.
- HETZNER, L. (1903): Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite, mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommnisse des mittleren Ötztals. - Tschermarks Min. Petr. Mitt., 22, 437-471 und 505-580, 5 Fig., 2 Taf., Wien.
- HOERNES, S. & HOFFER, E. (1973): Der Amphibolitzug des mittleren Ötztals (Tirol). - Veröff. Tiroler Landesmus. Ferdinandeum, 53, 159-180, Innsbruck.
- HOINKES, G. & THÖNI, M. (1993): Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten Basement Units. - In: J.F. von RAUMER & F. NEUBAUER: Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 485-494, 1 Fig., 1 Tab., Berlin etc. (Springer).
- KLÖTZLI-CHOWANETZ, E. (2001): Migmatite des Ötztalkristallins. - Diss. Univ. Wien, VI + 155 S., Ill., Wien.
- KOZIOL, M. & OBERHÄNSLI, R. (1995): Die südliche Eklogitzone im Ötztal. - Mitt. Österr. Mineral. Ges., 140, 95-117, 7 Abb., 4 Tab., Wien.
- MILITZER, H. & WEBER, F. (1984): Angewandte Geophysik - Band 1, Gravimetrie und Magnetik, 353 S., Ill., Wien - New York (Springer-Verlag).
- MILLER, Ch. (1970): Petrology of some eclogites and metagabbros of the Oetztal Alps, Tirol, Austria. - Contrib. Mineral. Petrol., 28, 42-56.
- MILLER, Ch. & THÖNI, M. (1995): Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematics. - Chem. Geol., 122, 199-225, Amsterdam.
- NOWOTNY, A., PESTAL, G., ROCKENSCHAUB, M. & KLEIN, P. (1993): Der geologische Bau der nördlichen Silvrettamasse und die Problematik der geologischen Stellung der Zone von Puschlin. - Geologie des Oberinntaler Raumes, Schwerpunkt Blatt 144 Landeck, Arbeitstagung Geol. B.-A. 1993, 55-91, 15 Abb., 6 Tab., 1 Taf., Wien.
- OBERHAUSER, R. & PIRKL, H. (1980): Geologische Übersicht über die westlichen Zentralalpen (vom Prättigau bis zum Brenner) 1:400.000. - In: R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, S. 334-335, (Geol. Bundesanst.) Wien.
- PURTSCHELLER, F. (1978): Ötztaler und Stubai Alpen. - Sammlung geol. Führer, 53, 2. verb. Auflage, 128 S., 1 geol. Kt., 21 Abb., Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- PURTSCHELLER, F. & RAMMLMAIR, D. (1982): Alpine Metamorphism of Diabase Dikes in the Ötztal-Stubai Metamorphic Complex. - Tschermarks Mineral. Petrol. Mitt., 29, 205-221, 9 Abb., 4 Tab., Wien.
- PURTSCHELLER, F., HAAS, R., HOINKES, G., MOGESSIE, A., TESSADRI, R. & VELTMANN, C. (1987): Eoalpine Metamorphism in the Crystalline Basement. - In: H.W. FLÜGEL & P. FAUPL: Geodynamics of the Eastern Alps, 185-190, 5 Fig., Wien (Deuticke).
- SCHMIDEGG, O. & HAMMER, W. (1932): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt 4855, Sölden und St. Leonhard. - Geol. Bundesanst., Wien.
- SCHMIDT, K. (1965): Zum Bau der südlichen Ötztaler und Stubai Alpen. - Verh. Geol. B.-A., Sh. G, 199-213, 6 Abb., Wien.
- SCHINDLMAYR, A. (1999): Granitoids and Plutonic Evolution of the Ötztal-Stubai Massif - A Key for Understanding the Early Palaeozoic History of the Austroalpine Crystalline Basement in the Western Eastern Alps. - Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Salzburg, 288 S., 203 Abb., 4 Tab., 5 Taf., Salzburg.
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1.000.000 (Isanomalien der Totalintensität Epoche 1977.7). - Geologische Bundesanstalt (Hrsg.), Wien.
- THÖNI, M. & MILLER, Ch. (1993): Geochemie und Herkunft der Eklogite des Ostalpinen Ötztal-Kristallins. Projekt S4705 und S4702. - Mitt. Österr. Miner. Ges., 138, 153-155, 3 Abb., Wien.
- VAN GOOL, J.A.M., KEMME, M.M.J. & SCHREURS, M.M.F. (1987): Structural Investigations along an E-W Cross-section in the Southern Ötztal Alps. - In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 214-225, 4 Fig., Wien (Deuticke).
- VAVTAR, F. (1988): Die Erzanreicherungen im Nordtiroler Stubai-, Ötztal- und Silvrettakristallin. - Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 9, 103-153, 56 Abb., 15 Diagr., 3 Tab., 3 Taf. (Beil.), Wien.

Anschrift der Verfasser

Dr. Andreas AHL und Dr. Peter SLAPANSKY: Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1030 Wien. Email: ahland@cc.geolba.ac.at und slapet@cc.geolba.ac.at

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 2003

Band/Volume: [2003](#)

Autor(en)/Author(s): Ahl Andreas, Slapansky Peter

Artikel/Article: [Die aeromagnetische Anomalie des mittleren Ötztal-Stubaikristallins und ihr Rahmen: 3D-Modellierung und geologische Interpretation 161-170](#)