

Strukturgeologische Untersuchungen entlang der Rücküberschiebung bei **Finero (IVZ)**

Bachelorarbeit

WS 2010/2011

Bei Ao. Univ. Prof. Mag. Dr. Urs Klötzli

Institut für Lithosphärenforschung

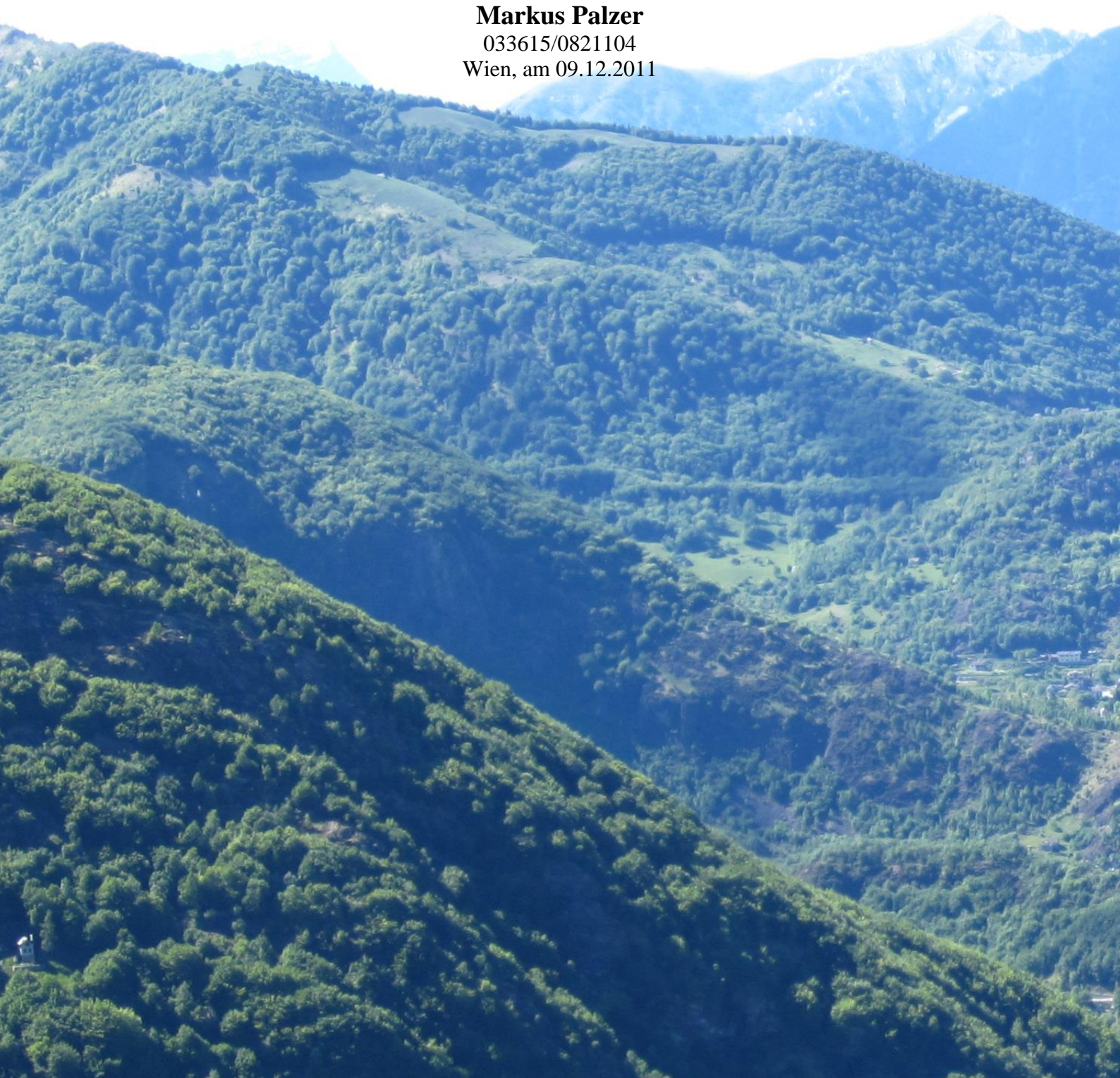
Der Univesität Wien

Eingereicht von

Markus Palzer

033615/0821104

Wien, am 09.12.2011



Inhaltsverzeichnis

Ziel und Methoden	2
Geografischer Überblick	5
Geologischer Überblick	6
Petrographie	8
Kinzigite	8
Granulite	9
Externer Gabbro	10
Interner Gabbro	11
Syenit-Pegmatit-Dykes	12
Peridotite	12
Entstehungsgeschichte	13
Felduntersuchungen	17
Lithologiegrenzen	17
Strukturgeologie	20
Dünnschliffmikroskopie	23
Gabbros	23
Hoch-T-Scherzonen	24
Peridotitlinse	25
ArcGis und GOCAD	25
Diskussion und Ergebnisse	28
Danksagung	32
Literaturverzeichnis	33
Palzer Markus	2

Ziel und Methoden

Den Anstoß zu dieser Arbeit gab die Kartierung Borianis 1994 der IVZ, in der er eine Rücküberschiebung, die im zentralen Teil der IVZ bekannt ist, bis nach Finero weiter verlängerte. Den überwiegenden Teil dieser Überschiebung zog er durch gleiche Lithologien in Bereichen, die schlecht aufgeschlossen sind. Nur südlich von Finero, wo eine scheinbar isolierte Linse von Ultrabasiten des Peridotitstocks kartiert wurde, treffen deutlich unterschiedliche Lithologien aufeinander. Davon abgesehen gibt es augenscheinlich nur weiter im S noch einen Bereich, wo Kinzigite auf Gabbros stoßen, die ebenfalls gut zu unterscheiden sind. Die Art, wie diese Überschiebungslinie eingezeichnet wurde, sowie die Tatsache, dass diese Rücküberschiebung in allen vorangegangenen geologischen Karten und Skizzen des Peridotitstocks nicht berücksichtigt wurde und auch in der Literatur keine einzige Erwähnung einer Rücküberschiebung zu finden ist, ließ Zweifel an der Richtigkeit dieser Kartierung aufkommen. Der Grundgedanke ist, dass es sich möglicherweise um eine lediglich interpretierte Überschiebungslinie handelt, die niemals im Gelände gefunden, sondern nur aufgrund der Peridotitlinse im S eingezogen wurde.

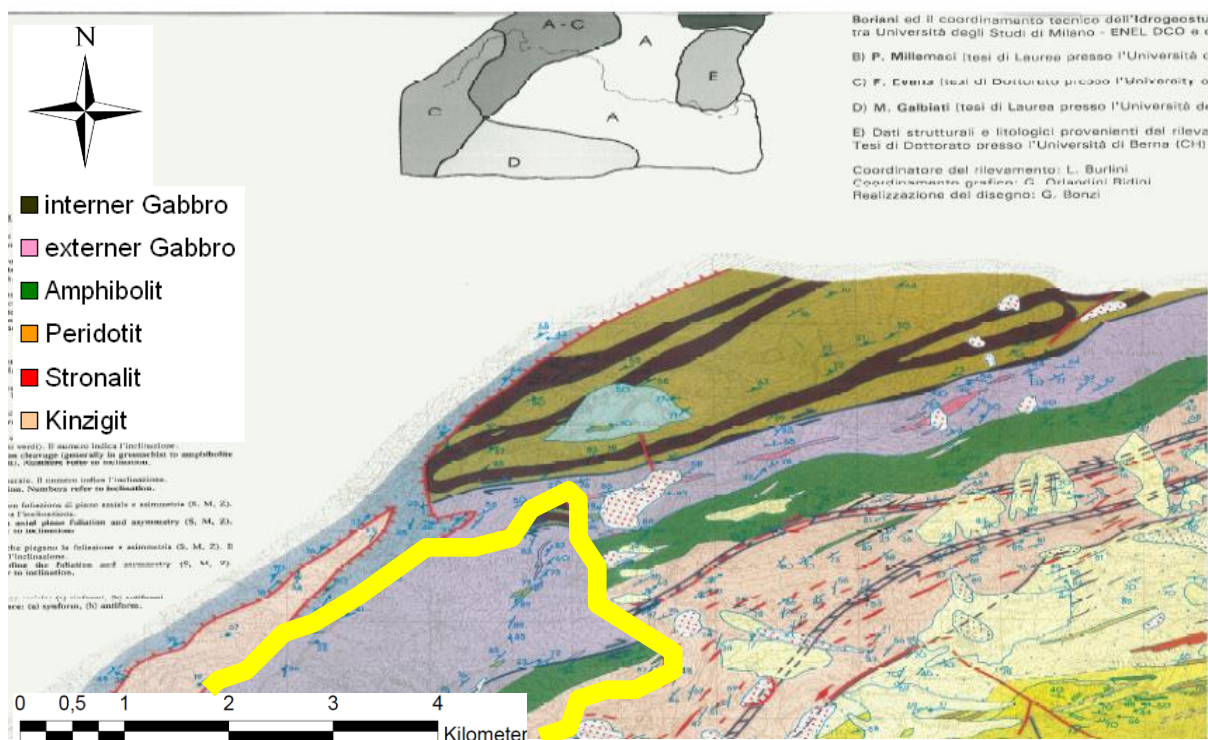


Abb. 1: Ausschnitt der Karte von Boriani 1994; Zu sehen ist das Gebiet um Finero. Die Rücküberschiebungslinie wurde gelb hervorgehoben

Strukturgeologische Untersuchungen entlang der Finero-Rücküberschiebung

Ziel der Arbeit ist es, diese Rücküberschiebung laut Boriani entweder zu untermauern oder zu widerlegen. Ein Problem stellt die fehlende Beschreibung in der Literatur dar. Einige Grundannahmen können dennoch getroffen werden. Die Rücküberschiebung sollte in jedem Fall alpidisch und somit unter höchstens grünschieferfaziellen Bedingungen entstanden sein. Das würde im Zusammenhang mit ultrabasischen Gesteinen zu einem spröden Bruch führen, der relativ leicht zu finden sein sollte. Die Lithologien sollten durch klare Grenzen voneinander getrennt sein, was besonders an zwei Stellen gut sichtbar sein muss:

1. Am Kontakt Peridotit/externer Gabbro
2. Am Kontakt Kinzigit/externer Gabbro

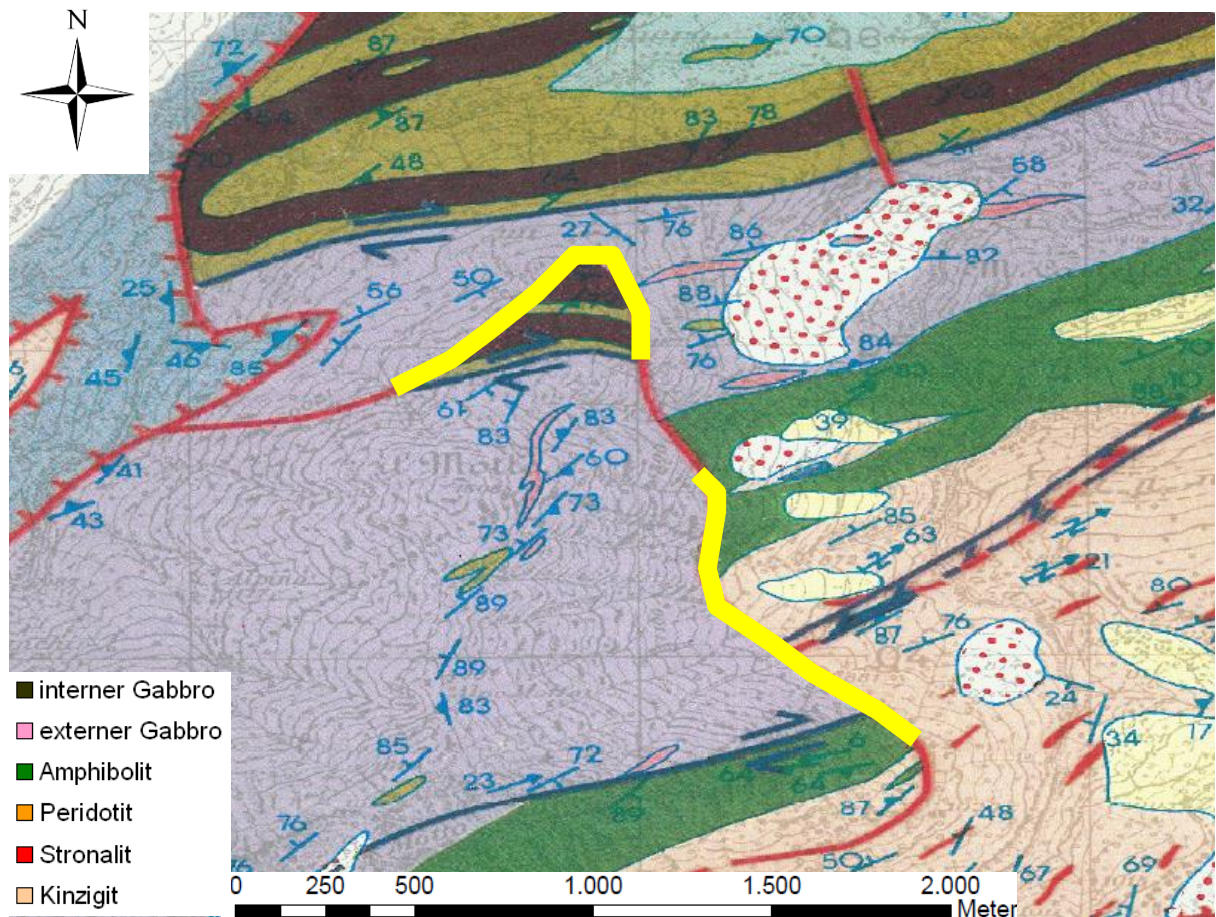


Abb. 2: Geologische Karte von Boriani 1994; Gelb hervorgehoben sind die Bereiche, in denen man einen deutlich sichtbaren Wechsel in den Lithologien erwarten kann;

Strukturgeologische Untersuchungen entlang der Finero-Rücküberschiebung

Außerdem müssen ältere Strukturen von der jüngeren Überschiebung abgeschnitten werden, wobei in dieser Arbeit besonders auf die Hoch-T-Scherzonen geachtet wird, die den Peridotitkörper begrenzen.

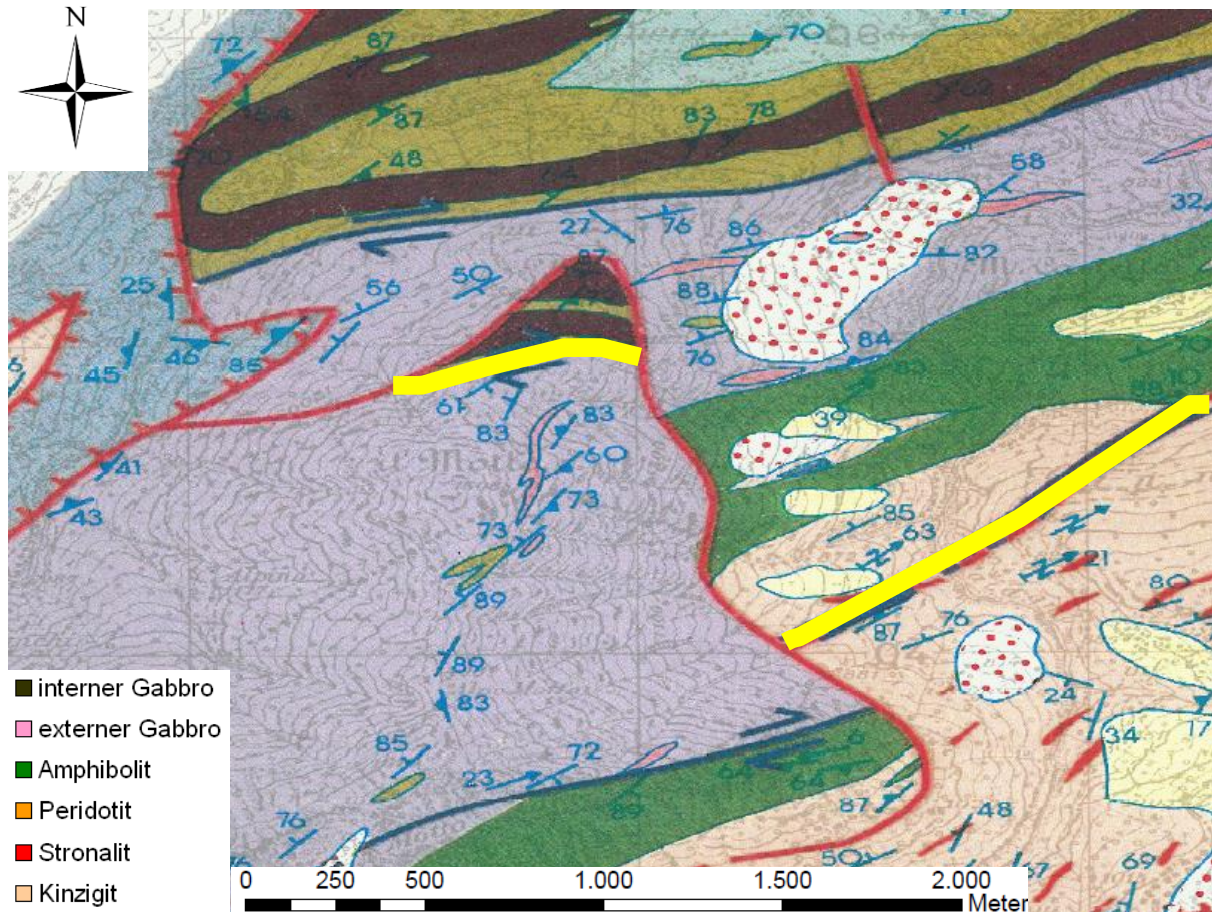


Abb. 3: Geologische Karte von Boriani 1994; Gelb hervorgehoben sind Hoch-T-Scherzonen, die durch die Rücküberschiebung abgeschnitten sein sollten;

Strukturgeologische und petrographische Methoden werden unterstützend eingesetzt um das Verständnis der geologischen Zusammenhänge zu verbessern. Ein besonderes petrographisches Problem stellt die Unterscheidung zwischen Internem und Externem Gabbro sowie zwischen Amphibolperidotit und Hornblendeperidotit dar. Die Peridotite sind nur durch die Mikrosonden einigermaßen gut voneinander unterscheidbar.

Strukturgeologisch werden neben den im Feld gebräuchlichen Aufnahmetechniken unterstützend ArcGis und GOCAD eingesetzt

Geografischer Überblick

Die Ivrea-Verbano-Zone liegt ganz im Norden Italiens, und reicht über die Grenze hinweg bis in die Schweiz. Sie bildet einen bis zu 20km breiten Streifen, der von Ivrea im SW bis nach Locarno im NE am nördlichen Ende des Lago di Maggiore reicht. Das Untersuchungsgebiet selbst befindet sich südlich von Finero

beziehungsweise südwestlich von Provola und umfasst im Wesentlichen den Rücken des il Motte Richtung Norden sowie das Gebiet östlich bis zum Rio Cannobino.



Abb. 4: Topografische Karte Norditaliens; Der Rote Stern Markiert den Arbeitsbereich;
http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/f/f8/Italy_

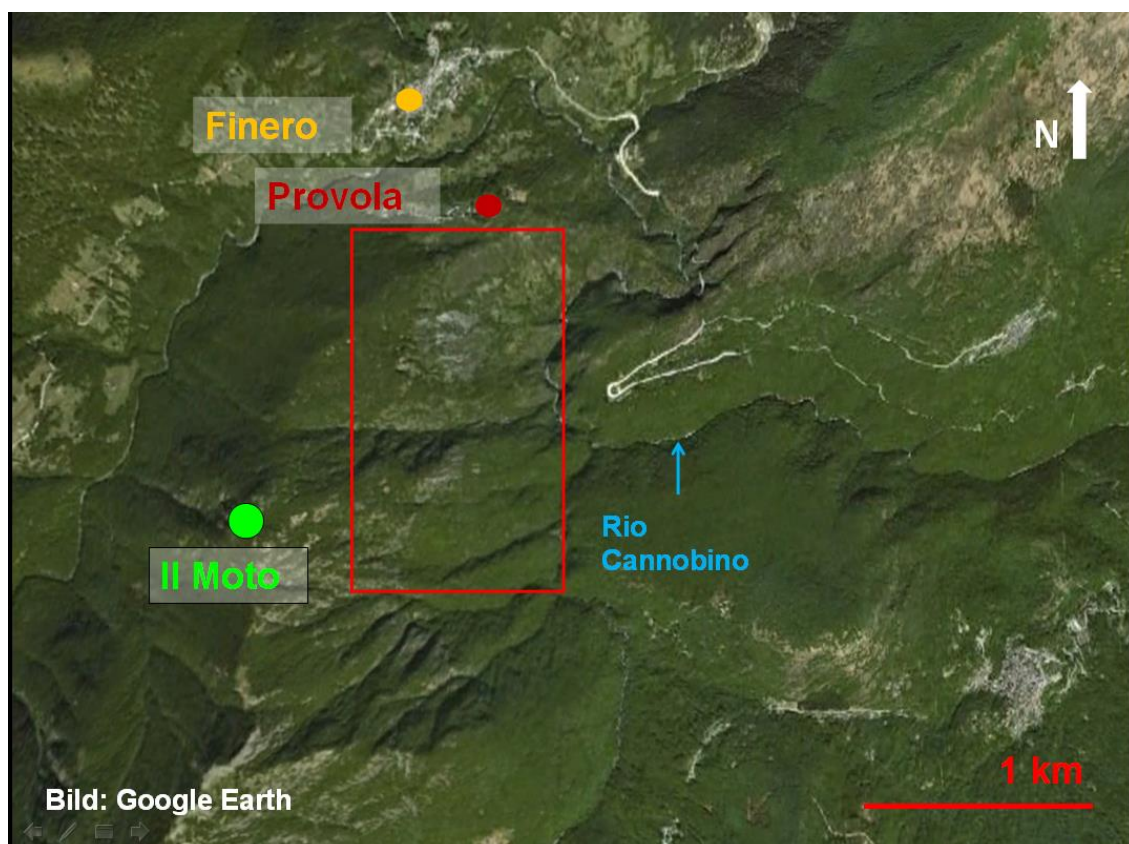


Abb. 5: Satellitenbild des Kartierungsgebietes; Rot umrahmt ist der Arbeitsbereich; Bild: Google Earth 15.10.2011

Geologischer Überblick

Geologisch und tektonisch gesehen wird die Ivrea-Verbano-Zone (IVZ) zu den Südalpen gezählt.

Nach N und NE wird sie durch die Insubrische Linie abgegrenzt, die hier die Zentralalpen von den Südalpen abtrennt. Östlich schließt die Sesiazone an, die eine völlig andere höhere alpidische Metamorphose aufweist. Die IVZ hingegen ist nur im Bereich der

Insubrischen Linie retrograd

grünschieferfaziell überprägt (Burlini et al., 2005).

Im E trennen die Cossato-Mergozzo-Brissago-Linie (CMB) und die Pogallo-Linie die IVZ von der Serie die Laghi (SdL), welche aus metamorph überprägten sedimentären und aus magmatischen Gesteinen aufgebaut wird. Die SdL und die IVZ werden nach

Boriani et al., 1990 zur Massicio die Laghi zusammengefasst. (Hingerl, 2008;

Rutter et al., 2006).

Im S tauchen die Gesteine der IVZ unter die Sedimente der Poebene ab.

Die Massicio die Laghi wird als exhumierter Krustenquerschnitt interpretiert, der im Zuge der alpidischen Kollision verkippt wurde und an die Oberfläche gelangte. Hierbei betrachtet man die Basite und Ultrabasite im N und W der IVZ als Gesteine aus der Unterkruste, wobei man von der ursprünglichen Annahme, dass auch die Moho aufgeschlossen sei, mittlerweile abgerückt ist. Diese Gesteine weisen vor allem im N und NW ein steiles Einfallen Richtung

Palzer Markus

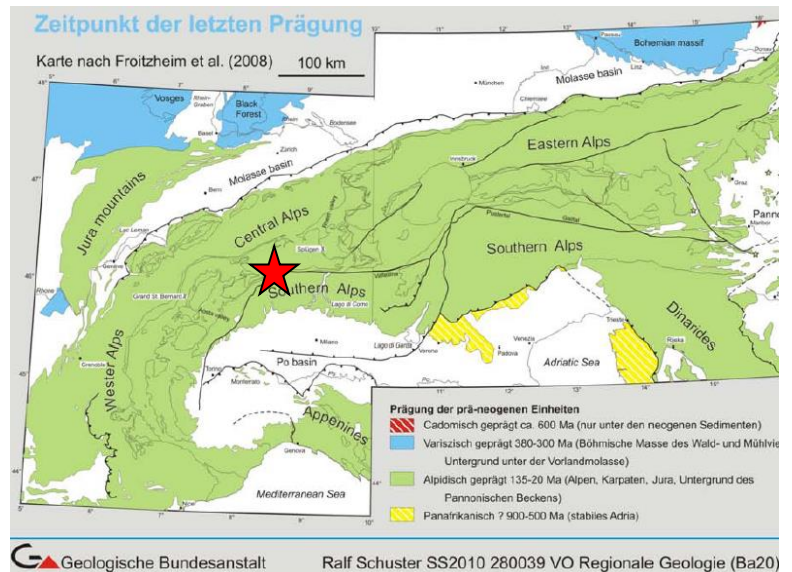


Abb. 6: Großtektonische Karte der Alpen; Der rote Stern Markiert das Arbeitsgebiet; Burlini et al. 2005

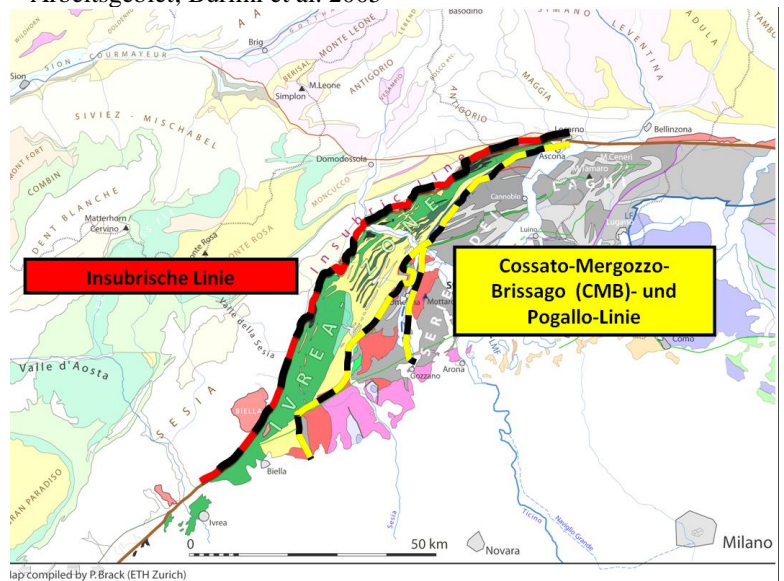


Abb. 7: Geologische Karte der IVZ; Besonders hervorgehoben sind die Insubrische Linie, die CMB und die Pogallo-Linie. Burlini et al. 2005

Strukturgeologische Untersuchungen entlang der Finero-Rücküberschiebung

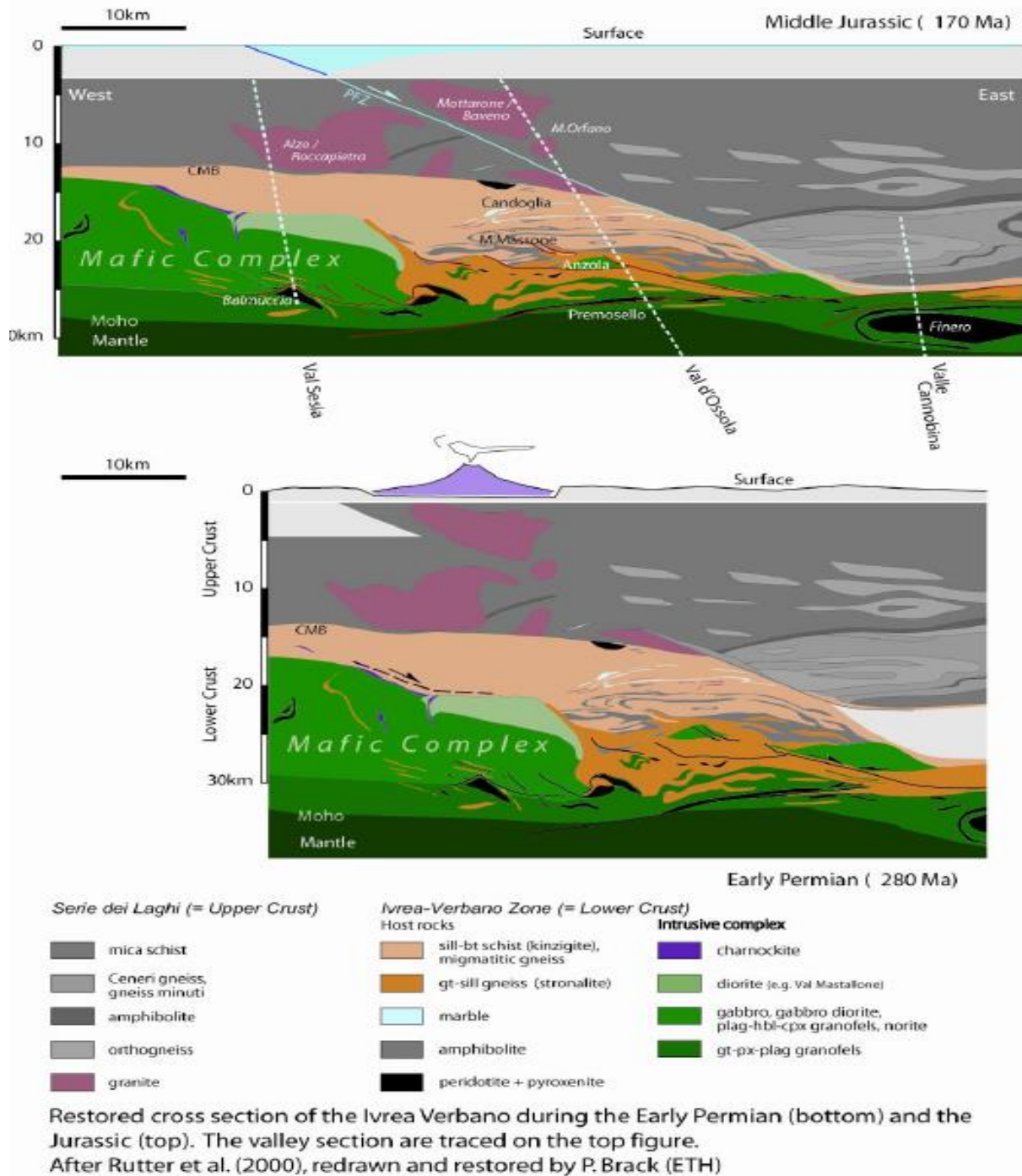


Abb. 8: Hypothetische Rekonstruktion der Kruste, die heute durch die Massicio die Laghi aufgeschlossen ist; Die Gesteine aus dem untersten Krustenbereich sind dabei jene, die heute in der IVZ im Bereich der Insubrischen Linie zu finden sind. Burlini et al. 2005

SE auf, das vermutlich alpidisch durch die Insubrische Linie beeinflusst wurde (Burlini et al., 2005, Rutter et al., 2006).

Die basischen Gesteine der IVZ, welche den basischen Hauptzug bilden und im S eine große Mächtigkeit erreichen, werden als Intrusionen während der permotriasischen Extension und als Beispiele für magmatic underplating häufig genannt (Quick et al., 2003, Hingerl 2008)

Strukturgeologische Untersuchungen entlang der Finero-Rücküberschiebung

Im Bereich der ultrabasischen Gesteine ist auch eine positive Schwereanomalie beschrieben, die ebenfalls auf Gesteine von höherer Dichte, wie man sie für die Unterkruste und den Mantel erwarten würde, hinweist (Hingerl, 2008; Vogt 1962).

Das Arbeitsgebiet befand sich im N der IVZ unmittelbar südliche des Peridotitstocks von Finero im Einflussbereich der Insubrischen Linie. Die Lithologien in diesem Gebiet umfassen Kinzigite, Stronalite, Gabbros und Peridotite.

Petrographie

Kinzigite

Hierbei handelt es sich um amphibolit- bis granulitfaziell überprägte Metasedimente, die die ältesten Gesteine des untersuchten Gebietes bilden. Der Übergang von Amphibolit auf Granulitfazies ist im Bereich von Finero stetig von S nach N über 100e von Metern zu beobachten. Mit Zunahme des Metamorphosegrades ändert sich die Textur von lepidoblastisch auf granoblastisch. Als Protolith dienen



Abb. 9: Probe 25/1 R; Kinzigit der IVZ, die eingeregelt Klasten sind deutlich zu erkennen; Foto: Jürgen Österle

vulkanosedimentäre pelitische Ablagerungen. Die vulkanische Komponente bilden vor allem Basaltlagen, die nach Sills und Tarney (1984) sowie Siena (1986) in ihrer Zusammensetzung zwischen MORB und Alkalibasalten variierten. Sie liegen heute in Form von Amphiboliten vor, die mit den Kinzigiten vergesellschaftet sind und von den Gabbros des basischen Hauptzuges unterschieden werden müssen (Quick et al., 2003; Rivalenti +Mazuchelli, 1999, Rutter et al., 2006; Zingg, 1980).

Kinzigite sind von den übrigen Lithologien aufgrund ihrer Schieferung und ihres sedimentären Charakters leicht zu unterscheiden. Sie führen sowohl Hellglimmer als auch Biotit, sowie Feldspat, Quarz, Granat, Chlorit, Monazit und Zirkon. Darüber hinaus treten in einem Horizont mehrere Kalksilikatlinsen auf, die bis zu 40m dick werden können. Dabei sind Dolomit-tragende und dolomitfreie Kalksilikatmarmore, sowie Gesteine mit weniger als 5% Kalzit bekannt (Zingg, 1980).

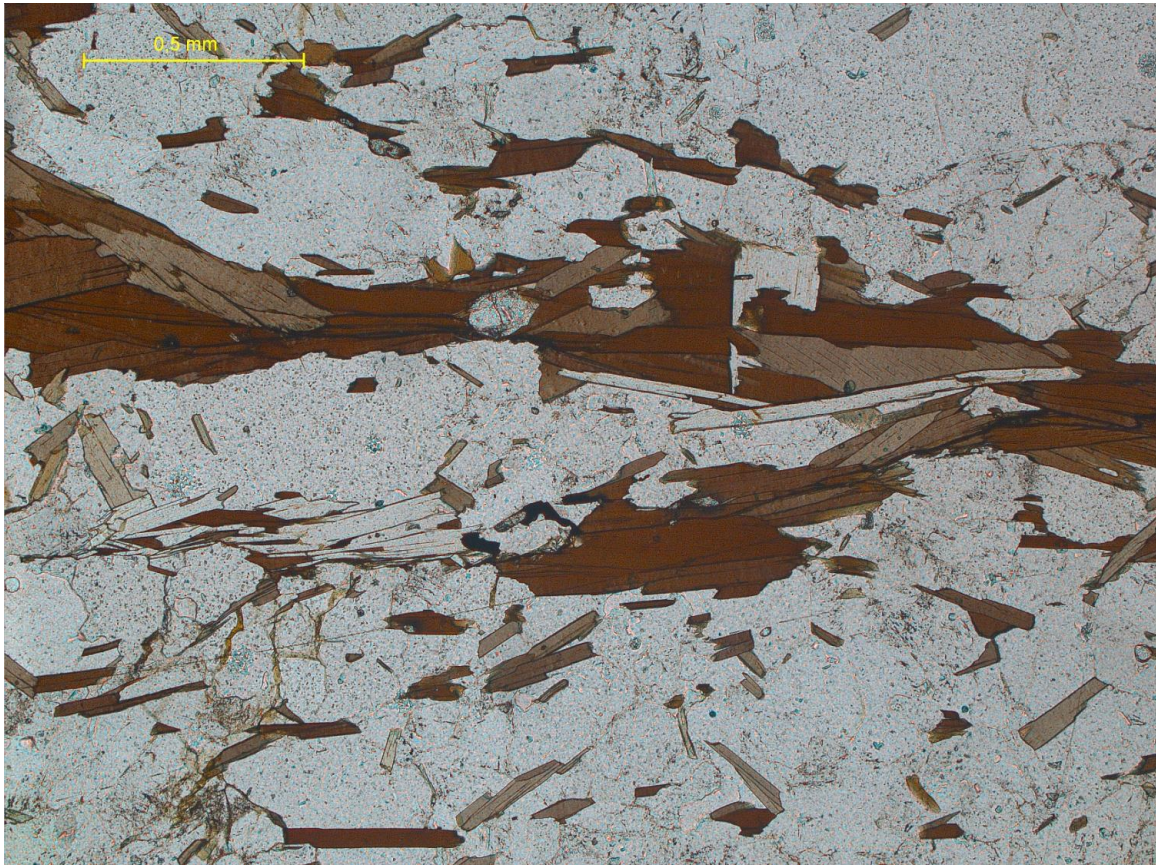


Abb. 10: Probe 25/1 R; Kinzigit im Dünnschliff; besonders schön ist die Einregelung der Biotite zu erkennen; Foto: Jürgen Österle

Granulite

Artini und Melzi, 1900 sowie Franchi, 1905 führten die Begriffe Kinzigit und Stronalit ein um zwischen den amphibolitfaziellen und granulitfaziellen vulkanosedimentären Gesteinen der IVZ unterscheiden zu können (Zingg, 1980). Stronalite sind biotitarme, granatreiche granulitfazielle schiefrige bis massiv

gebänderte teilweise migmatische Gneise (Rutter et al., 2006).

Sie werden als verarmte Kinzigite interpretiert, die ihre flüchtigen Elemente durch Migmatisierung verloren, und aufgrund der höheren Dichte der zurückbleibenden Gesteine als



Abb. 11: Stronalit anstehend im Gestein; Die großen Granaten sind mit freiem Auge erkennbar; Foto: Christian Steinwender

Strukturgeologische Untersuchungen entlang der Finero-Rücküberschiebung

Septen in die Magmenkammer absanken, wo sie heute mit dem externen Gabbro vergesellschaftet sind (Quick et al., 1992).

Man kann in diesen Septen zwischen sauren Lagen (Stronalite) und basischen Lagen (basische Granulite), die aus den Basaltlagen im Protolith entstanden sind, unterscheiden. Zur Vereinfachung wird in dieser Arbeit der Überbegriff Granulit verwendet.

Externer Gabbro

Die Gabbros bei Finero können in einen internen und einen externen Gabbro unterschieden werden, wobei die Unterscheidung vor allem im Feld schwierig ist und bis heute keine klare Definition der Unterscheidungsmerkmale existiert. Der externe Gabbro baut zusammen mit den Granuliten den basischen Hauptzug auf,

welcher vor allem im S der IVZ als 11km dicke Magmenkammer interpretiert wird, und kann im Bereich von Finero in einen nördlichen und einen südlichen unterschieden werden. Für diese Arbeit ist lediglich der südliche externe Gabbro relevant (Hingerl, 2008; Steck und Tieche, 1976).

Der südliche externe Gabbro zeichnet sich

durch sein monotones Aussehen und seine Fein- bis Mittelkörnigkeit aus. Er führt eher selten Granat und wenn, dann nur als kleine Mineralkörner. Ansonsten sind makroskopisch Plagioklas, Hornblende und Pyroxen

erkennbar, wobei der Hornblende- und Pyroxengehalt variabel ist und von dem Metamorphosegrad abhängt. Es finden sich sowohl rein amphibolführende als auch rein pyroxenführende Partien. Stellenweise ist eine Lineation erkennbar.



Abb. 12: Probe 20/1 AH; Externer Gabbro; Foto: Jürgen Österle

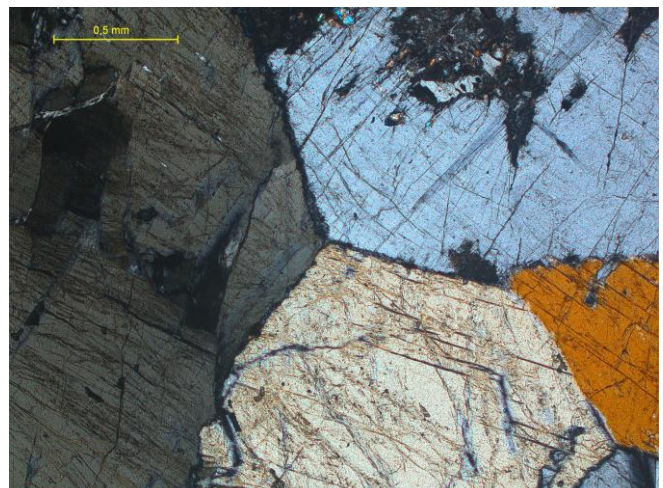


Abb. 13: Probe 20/1 AH; Externer Gabbro im Dünnschliff; besonders schön ist eine Trippelkorngrenze zu erkennen, die ein Gleichgewichtsgefüge charakterisiert. Foto: Jürgen Österle

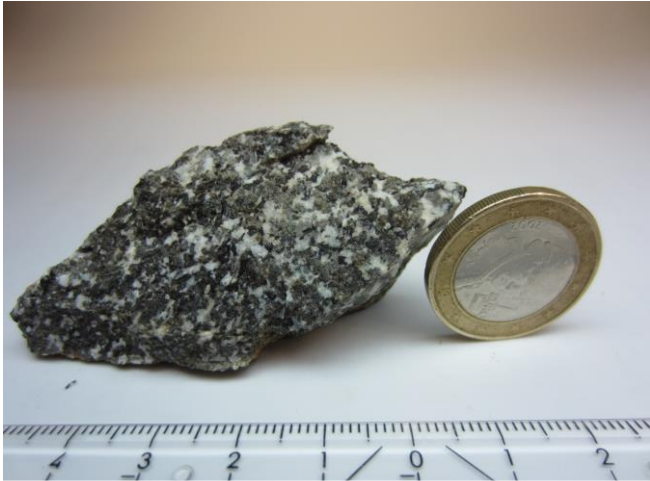


Abb. 14: Probe 21/3; Interner Gabbro; Foto: Jürgen Österle

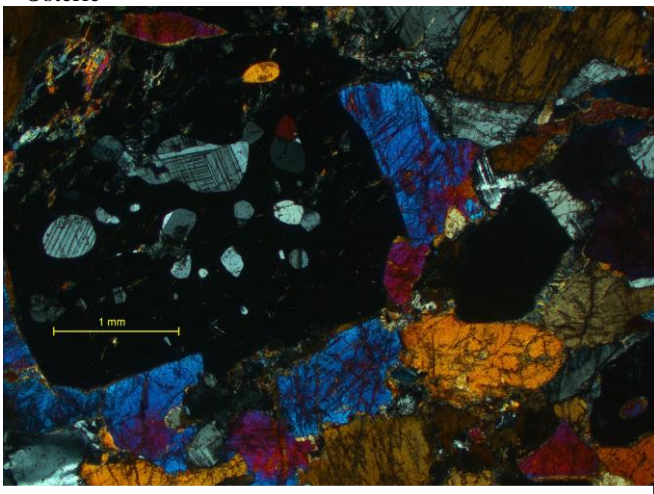


Abb. 15: Probe 22/3; Interner Gabbro im Dünnschliff; der hohe Granatgehalt ist charakteristisch; Foto: Jürgen Österle

Interner Gabbro

Der interne Gabbro unterscheidet sich vom externen durch seinen teilweise hohen Granatgehalt, seine Grobkörnigkeit (Amphibole bis 30cm laut Hingerl, 2008) und sein teils kumulatisches Gefüge. Dieser kumulatische Charakter äußert sich im Auftreten von Pyroxeniten, Amphiboliten,

Anorthositen und sogar Granatiten. Er ist

ausschließlich innerhalb des Peridotitstocks anzutreffen und liegt vorwiegend zwischen den Peridotitlagen. Hingerl hat in seiner Diplomarbeit 2008 ausführlich den primären Kontakt zwischen internem Gabbro und Amphibolperidotit beschrieben, in welchem Saphirin zu finden ist. Ansonsten führt der

interne Gabbro in großen Mengen grobkörnigen Granat (bis 4cm laut Hingerl,

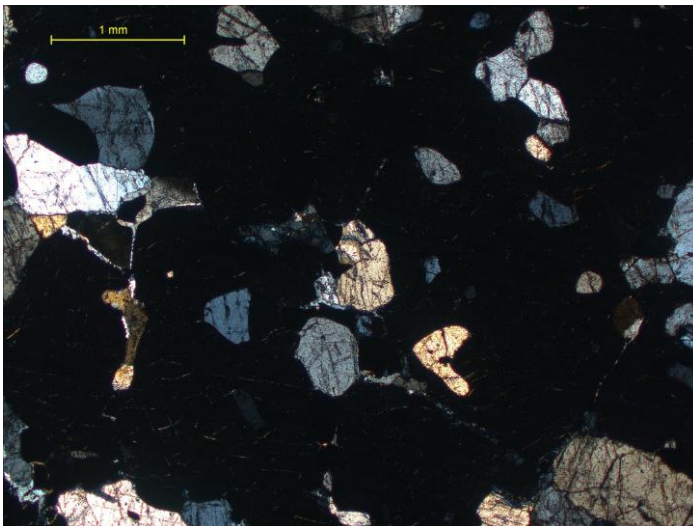


Abb. 16: Probe 17/1 AO; Granatit im Dünnschliff; Teil der kumulatischen Abfolge, Foto: Jürgen Österle

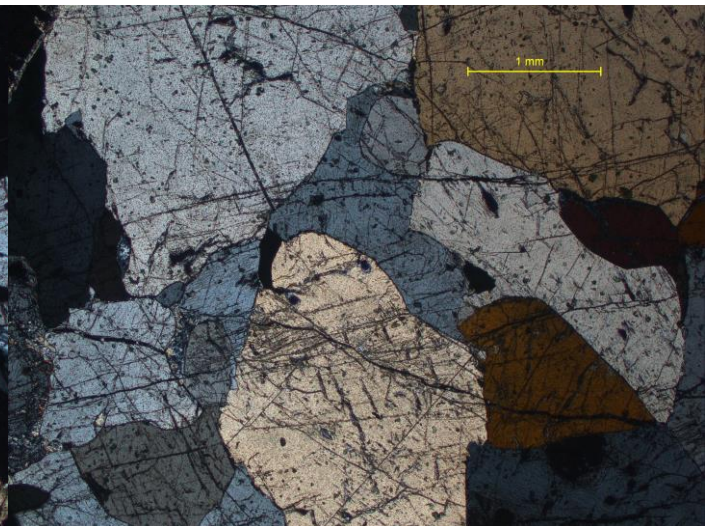


Abb. 17: Probe 19/1 A, Pyroxenit im Dünnschliff; Teil der kumulatischen Abfolge; Foto: Jürgen Österle

2008), sowie Plagioklas, Ortho- und Klinopyroxen und Amphibol.

Lu et al., 1997 hat mittels chemischer Untersuchungen gezeigt, dass der interne Gabbro vermutlich eine Kumulatabfolge des externen Gabbros darstellt. Dennoch kann eine Unterscheidung im Bereich von Finero sinnvoll sein, da der interne Gabbro zum Peridotitstock zu zählen ist und vom basischen Hauptzug durch Hoch-T-Scherzonen abgegrenzt wird. Zwischen den Peridotiten könnte der interne Gabbro darüber hinaus vor weiterer Überprägung besser geschützt gewesen sein, wodurch er von Rekrystallisation verschont blieb (Steck und Tieche, 1976).

Syenit-Pegmatit-Dykes

In der alten Literatur werden diese Dykes als Oligoklasgänge beschrieben (Vogt, 1962)

Diese Pegmatite intrudierten entlang von Scherzonen in die Peridotite. Sie werden als das letzte magmatische Ereignis im Bereich von Finero interpretiert (Stähle et al., 1990).

Sie führen Biotit, Albit, Nephelin und große euhedrale Zirkone. Eine ausführliche chemische, chronologische und isotopische Untersuchung führte Stähle et al. 1990 durch.

Peridotite

Die Peridotite bei Finero können in mehrere Varietäten eingeteilt werden.

In Friedenreich, 1956 sind 6 genauer beschrieben. Wirklich sinnvoll und heute gebräuchlich ist lediglich eine Unterscheidung zwischen

Amphibolperidotit und

Phlogopitperidotit. Der

Phlogopitperidotit bildet das Zentrum

des Peridotitstocks und ist von

internem Gabbro umgeben. Nach

außen hin folgt der Amphibolperidotit,

der sich allerdings mehrmals mit Lagen des internen Gabbros abwechselt (Hingerl, 2008; Vogt, 1962).

Die Unterscheidung zwischen den Peridotitarten ist nur aufgrund des Phlogopits möglich.

Wenn dieser vorhanden ist, handelt es sich einwandfrei um einen Phlogopitperidotit.



Abb. 18: Probe 7/2; Peridotit; Charakteristisch ist die ockerfarbene Verwitterungskruste; Foto: Jürgen Österle

Strukturgeologische Untersuchungen entlang der Finero-Rücküberschiebung

Ansonsten ist eine klare Unterscheidung nicht möglich, da auch der Phlogopitperidotit an manchen Stellen keinen Phlogopit führt. Eine endgültige Unterscheidung ist daher nur unter Einsatz der Mikrosonde möglich (Vogt, 1962, Stähle et al., 1990).

Beide Varietäten führen variable Mengen an Olivin, Ortho- und Klinopyroxen, Amphibol, sowie Chromit und opake Erzphasen. Die Zusammensetzung reicht hierbei von dunitisch über lherzolitisch, harzburgitisch, wherlitisch, bis hin zu websteritisch, wobei man in manchen Bereichen eine möglicherweise kumulatische Abfolge erkennt. Dominierend sind Harzburgite (Hingerl, 2008; Rivalenti und Mazuchelli 1999; Vogt, 1962). Der Chromitgehalt wurde von Friedenreich 1956 eingehend untersucht.

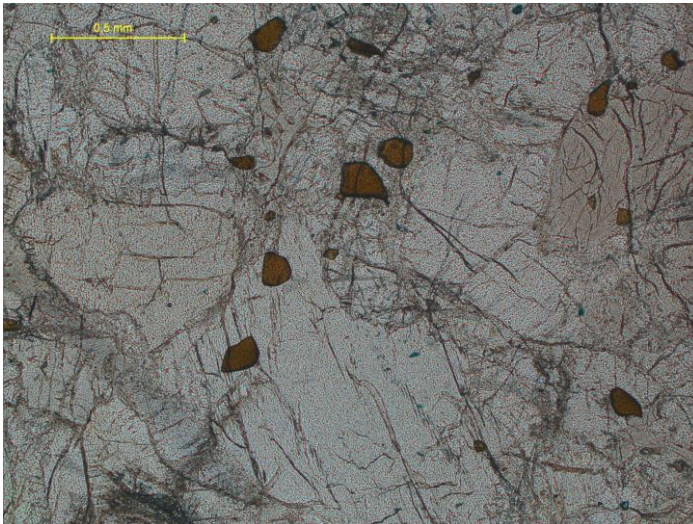


Abb. 19: Probe 6/1; Peridotit im Dünnschliff, Chromspinelle mit brauner Eigenfarbe stechen hervor; Foto: Jürgen Österle

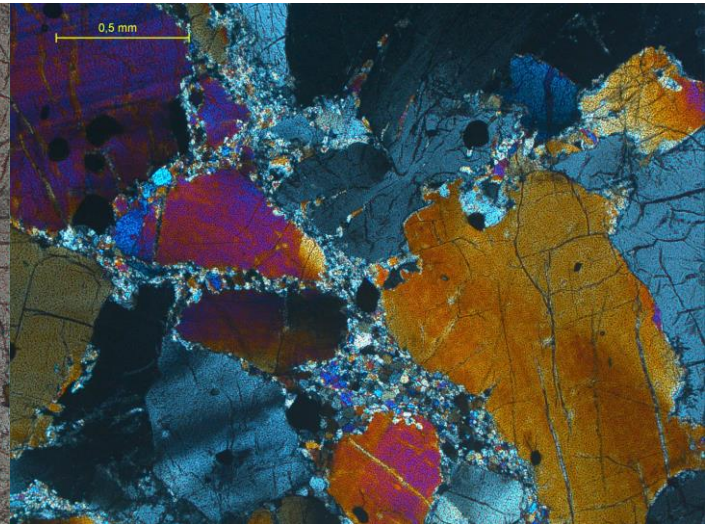


Abb. 20: Probe 6/1; Peridotit im Dünnschliff, Das Gestein ist teilweise serpentinisiert; Foto: Jürgen Österle



Abb. 21: Z-Falte in den Stronaliten; im Arbeitsgebiet sind zahllose hinweise auf eine komplexe tektonische Geschichte zu finden; Foto: Jürgen Österle

Entstehungsgeschichte

Für die Kinzigite als älteste Gesteine im Arbeitsgebiet bestimmte Vavra et al., 1999 ein maximales Erosions- und Sedimentationsalter von 539 +/- 23Ma. Vor 355 +/- 5Ma soll die Sedimentation dieser Sedimente ein Ende gefunden haben (Rivalenti und Mazuchelli, 1999).

Strukturgeologische Untersuchungen entlang der Finero-Rücküberschiebung

Diese Gesteine wurden im Zuge der variszischen Gebirgsbildung mehrfach verfaultet. Nach Rutter et al., 2006 ist die dominierende Struktur im Süden hierbei die Massone-Falte. Er unterscheidet in ein Prä-Massone-Folding F1 mit Verfaltungen im kleinen Maßstab und einer axial-planaren Schieferung sowie großen Strukturen wie der südlichen Antiform, ein Massone-Folding F2, das die älteren F1-Strukturen um die Massone-Antiform verfaultet und ein axial planar crenulation cleavage erzeugt, und ein Post-Massone-Folding F3. Diese Deformationen fanden unter PT Bedingungen der höheren Amphibolitfazies statt und führten teilweise auch zu einer Migmatisierung.

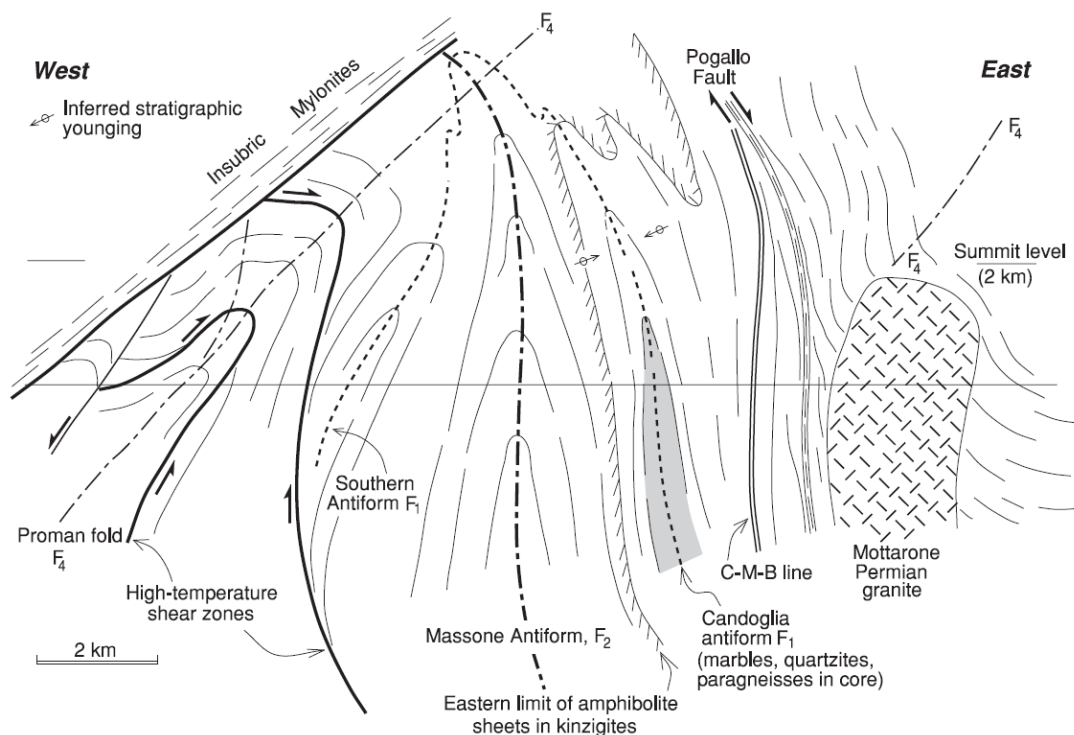


Abb. 22: Schematische Zeichnung der verschiedenen großen Faltenstrukturen, insbesondere der Massone Antiform; Rutter et al., 2006

Im Zuge einer permotriasischen Extension kam es schließlich zur Intrusion des basischen Hauptzugs. Vor allem das Gebiet um Finero gilt hierbei als hervorragendes Beispiel für magmatic underplating. Zur selben Zeit wurde auch die CMB gebildet und die SdL in ihre heutige Position gegenüber der IVZ gebracht. Im Süden intrudierte eine 10km mächtige basische Formation, die als Magmenkammer interpretiert wird. Die Platznahme dieser Gesteine wurde auf 280+7-5Ma datiert (Pin, 1986, Quick et al., 2003). Im N rund um Finero hingegen ist der basische Hauptzug wesentlich geringmächtiger. Darüber hinaus intrudierten die Gabbros in diesem Bereich erst in der Trias und somit signifikant später. Stähle et al.,

Strukturgeologische Untersuchungen entlang der Finero-Rücküberschiebung

1990 datierte die Syenite-Pegmatite-Dykes auf 225 +/- 13Ma als letztes Event der Platznahme. Hingerl, 2008 nennt ein kurzes Zeitintervall von 240-220Ma für die Extension und Intrusion. Die Diskrepanz zwischen dem Gebiet um Finero und den basischen Gesteinen im S und im Zentrum ist bis heute ein ungelöstes und umstrittenes Problem (Hingerl, 2008; Rutter et al., 2006; Rivalenti und Mazzuchelli, 1999; Quick et al., 2003).

Die Platznahme des basischen Hauptzuges löste eine granulitfazielle Metamorphose aus, die die Kinzigite überprägte und das Absinken der Septen in die Magmenkammer verursachte (Schmid und Wood, 1976). Die Extension steht im Zusammenhang mit dem Rifting und Zerfall von Pangäa und der Öffnung des Piemont-Ligurischen Ozeans. In der Folge bildete die IVZ einen Teil von Apulien (Burlini et al., 2005).

In weiterer Folge kam es zur Subduktion und zum Schließen des Ozeans und zur alpidischen Gebirgsbildung, welche durch Verstellen, uplift und Exhumation die Gesteine der Unterkruste an die Oberfläche brachte. Das Gebiet wurde in dieser Zeit aber lediglich im Einflussbereich der Insubrischen Linie grünschieferfaziell überprägt, was sich unter anderem durch die

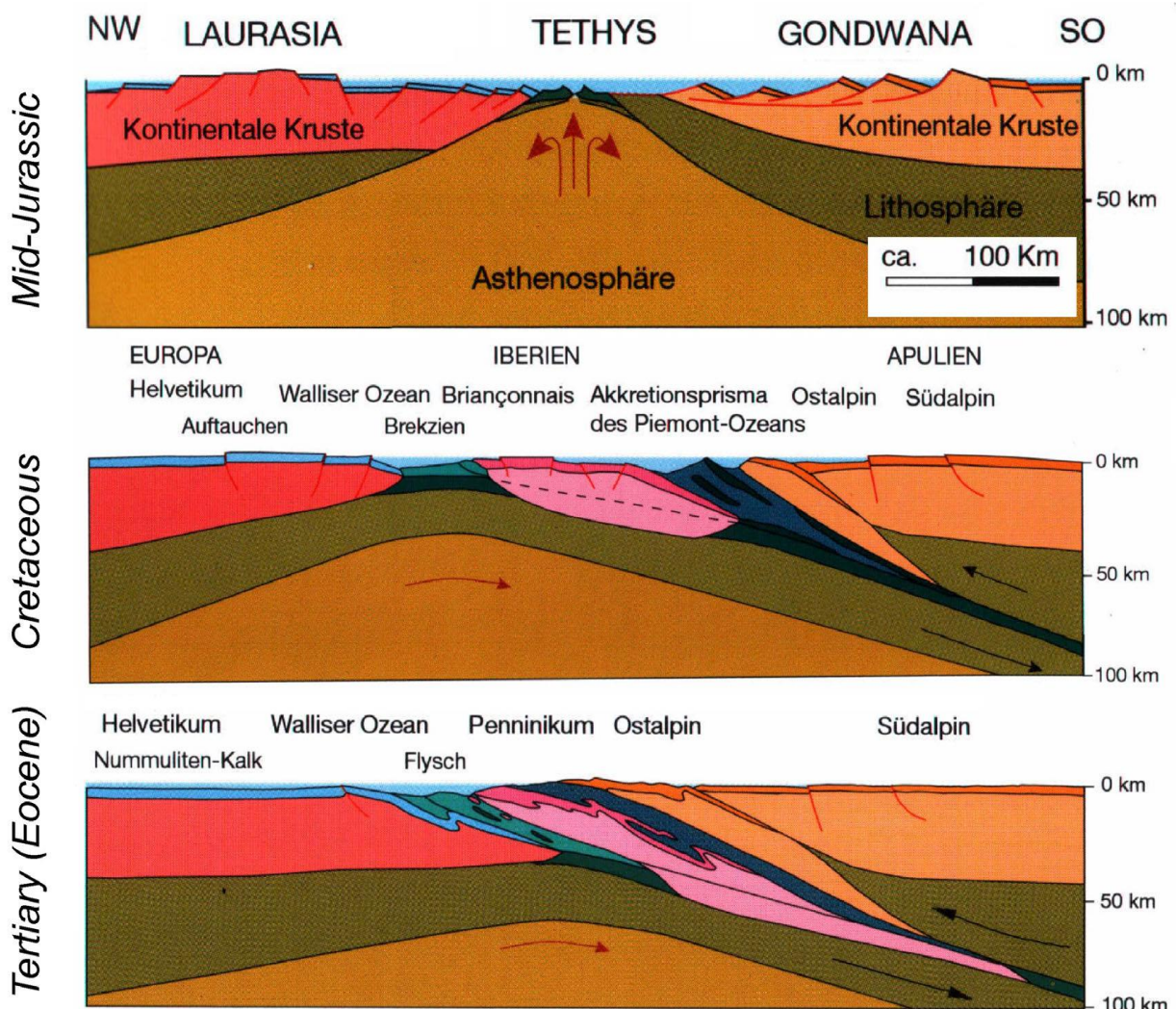


Abb. 23: Darstellung der Prozesse, die die IVZ seit dem Jura geformt haben; Rifting, Öffnung des Piemont-Ligurischen-Ozeans und alpidische Kollision; Burlini et al., 2005

Serpentinisierung der Peridotite in manchen Bereichen äußert. Weitere alpidische Effekte sind zahlreiche Brüche und sprödetektonische bis grünschieferfazielle Störungen, die parallel zur Insubrischen Linie auftreten und eine Rücküberschiebung im zentralen Bereich der IVZ (Rutter et al., 2006).

Gesondert müssen die Peridotite behandelt werden, da ihre Entstehung und ihre relative Beziehung zu den übrigen Gesteinen ungeklärt sind. Alle Peridotitkörper der IVZ sind durch Hoch-T-Scherzonen begrenzt, was darauf schließen lässt, dass kein einziger direkt in seiner heutigen Position intrudiert ist. Diese Tatsache wird auch als ein starkes Argument gegen die frühere Theorie, dass in der IVZ die Moho aufgeschlossen ist, angeführt. Sowohl die Bedingungen und die Prozesse, die zu ihrer Entstehung führten, als auch der Vorgang, der zu ihrer Platznahme führte, liegen im Dunkeln. So wird für den Balmuccia-Peridotit im Süden angenommen, dass er tektonisch in die Kinzigite verfrachtet und anschließend im Zuge der Intrusion in den basischen Hauptzug eingebaut wurde. Allerdings muss auch bedacht werden, dass von den Ultrabasiten im S und im Zentrum nicht direkt auf das Gebiet um Finero geschlossen werden darf, da zum einen die permotriassische Extension im N einen viel stärkeren Effekt hatte und zum zweiten die Platznahme der Basite ca. 60Ma später stattfand (Rivalenti und Mazzuchelli, 1999; Quick et al., 2003; Hingerl, 2008).

Hingerl gibt in seiner Arbeit 2008 folgenden Ablauf für den Peridotitstock von Finero an: Der Externe Gabbro (basischer Hauptzug) sowie der Amphibolperidotit intrudierten als erstes. Kurz darauf intrudierte der Interne Gabbro (237 \pm 12Ma, 239 \pm 25Ma). Durch diesen wurde die Peridotitlinse tektonisch bewegt. Weder äußert er sich zu den Ursachen der Ultrabasinintrusion, noch erwähnt er den Phlogopitperidotit, der sich ja im Zentrum des Peridotitstocks befindet. Eine andere vorsichtige Interpretation könnte sein, dass die Hoch-T-Scherzonen im Zusammenhang mit der Extension stehen.

Wenn man den Peridotitstock von Finero verstehen will, muss man noch eine weitere Besonderheit beachten. Lensch hat 1968 eine Antiklinale im Peridotitstock beschrieben, die nach ihm benannt heute als Lensch-Antiklinale bezeichnet wird. Der Zeitpunkt und die Bedingungen ihrer Entstehung sind bis heute nicht eindeutig geklärt. Kruhl und Voll 1976 gingen von einer grünschieferfaziellen Bildung aus, während Steck und Tieche im selben Jahr von amphibolitfazieller Entstehung sprechen. In beiden Fällen bleibt zu hinterfragen, ob die T unter diesen Bedingungen überhaupt ausreichend hoch sind, um einen Peridotit duktil zu verfallen, oder ob man nicht eine granulitfazielle Umgebungstemperatur benötigt. Zusätzlich kommt hinzu, dass der interne Gabbro augenscheinlich zusammen mit dem Amphibolperidotit um den Phlogopitperidotit verfaltete wurde, was bedeutet, dass die Verfaltung vor höchstens

Strukturgeologische Untersuchungen entlang der Finero-Rücküberschiebung

230Ma stattfand. Ergänzend muss auch erwähnt werden, dass eine Antiklinale bei Finero hinterfragt werden kann, da die entscheidenden Bereiche westlich von Finero, in denen interner Gabbro und Amphibolperidotit um den Phlogopitperidotit umbiegen, schlecht aufgeschlossen sind. Im Übrigen ist der Begriff Antiklinale in diesem Zusammenhang problematisch, da ja laut Hingerl davon auszugehen ist, dass die internen Gabbros jünger sind als die Peridotite, weshalb möglicherweise die Bezeichnung Synklinale zu verwenden wäre. Obwohl in der Literatur von einer Antiklinale gesprochen wird, wird in dieser Arbeit in weiterer Folge nur mehr der Begriff Antiform verwendet, um diesen möglicherweise falschen Namen zu vermeiden.

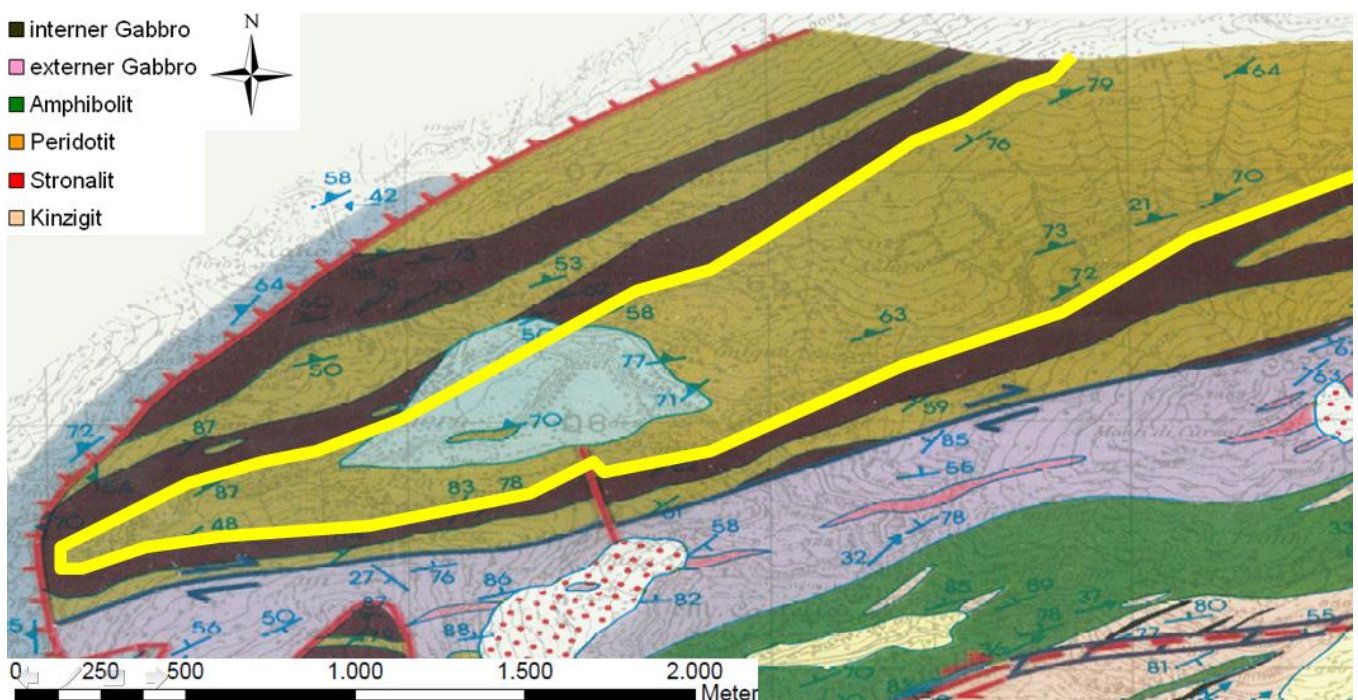


Abb. 24: Geologische Karte von Boriani 1994; Gelb hervorgehoben ist die vermutete „Lensch-Antiklinale“, die richtigerweise Lensch-Antiform heißen sollte; Burlini et al., 2005

Felduntersuchungen

Lithologiegrenzen

Etwa 2 km südlich von Finero ist auf der Karte von Boriani ein Kontakt von Kinzigiten und externen Gabbros eingezeichnet. Kinzigite und Amphibolite sollten im W abgeschnitten werden. Innerhalb der Bachgräben ist es
Palzer Markus

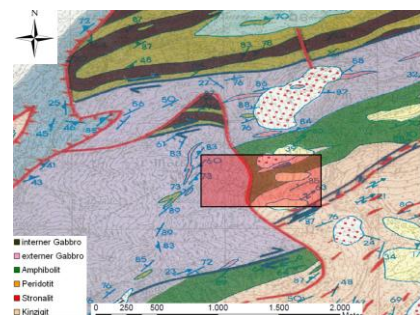


Abb. 25: Geologische Karte von Boriani 1994; Rot Markiert der untersuchte Bereich

Strukturgeologische Untersuchungen entlang der Finero-Rücküberschiebung

möglich die steile Wand zu durchsteigen. Dabei zeigt sich, eine konkordante Abfolge von Kinzigiten und Amphiboliten bis weit über die Überschiebungslinie hinaus.

Orientierungsmessungen im gesamten Bereich untermauern den konkordanten Charakter der Gesteine. Kinzigite wurden 125m höher und 200m westlicher gefunden als laut Karte zu erwarten war, was eindeutig zeigt, dass die Karte hier mangelhaft ist. Aus Mangel an Zeit und aufgrund schwierigen Geländes ist es leider nicht gelungen, noch weiter nach W vorzudringen.

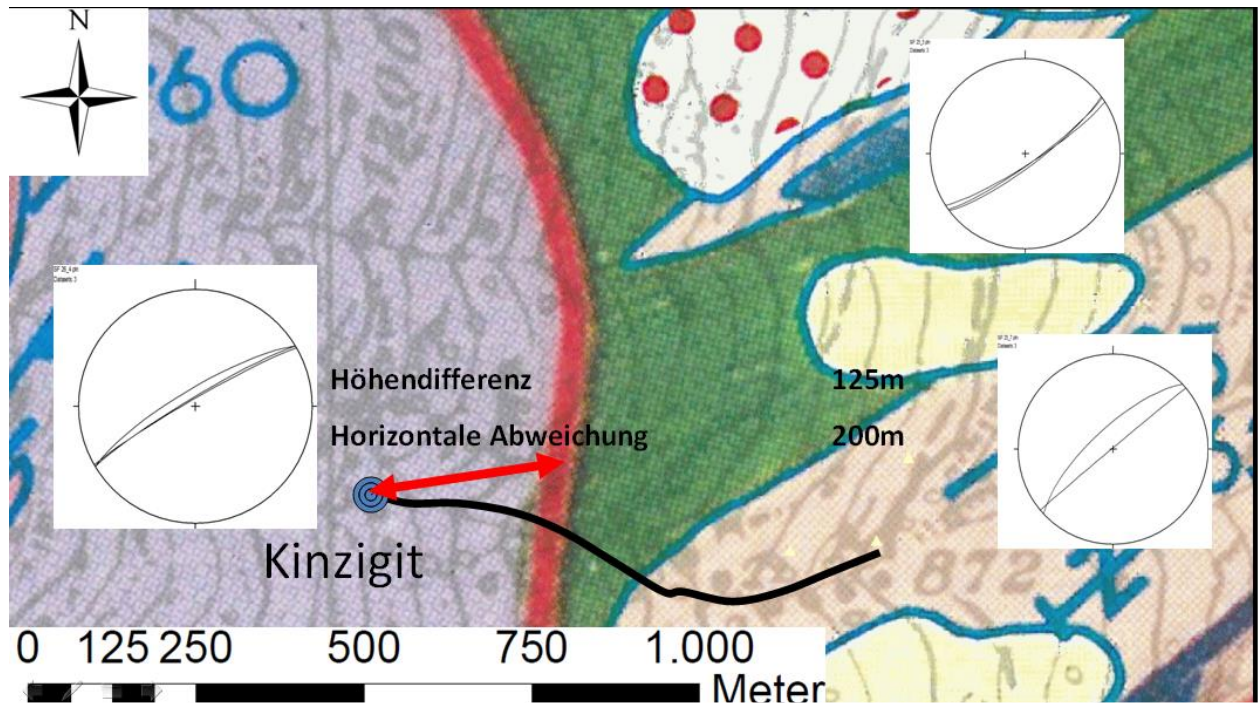


Abb. 26: Geologische Karte von Boriani 1994; Eingezeichnet ist der untersuchte Graben sowie der Fundpunkt des Kinzigites

Der zweite entscheidende Lithologiekontakt, unmittelbar südlich von Provola konnte wesentlich genauer untersucht werden. Hier sind die lithologischen Verhältnisse um einiges komplexer. Zum einen ist die Unterscheidung interner/externer Gabbro im Feld ein Unsicherheitsfaktor, zum anderen ist das Gebiet stellenweise sehr schwer zugänglich und durch Vegetation überdeckt. Dennoch konnte eine komplizierte Abfolge von Granuliten, internen und externen Gabbros und Peridotiten beobachtet werden. Dabei zeigte sich eine schwer verständliche Wechsellagerung zwischen Gesteinen des Peridotitstocks und des basischen Hauptzugs, an

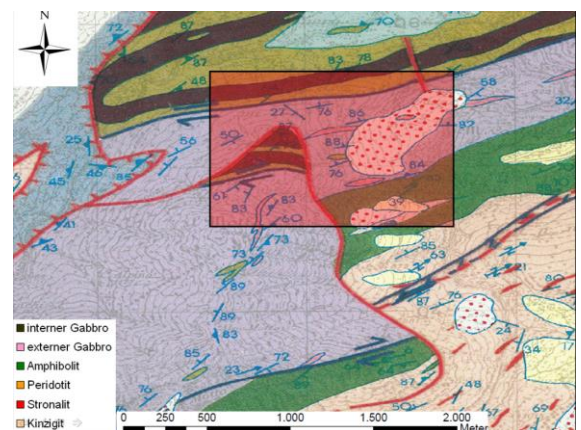


Abb. 27: Geologische Karte von Boriani 1994; Rot Markiert der untersuchte Bereich

Strukturgeologische Untersuchungen entlang der Finero-Rücküberschiebung

der allerdings aufgrund der leicht identifizierbaren Stronaliten im basischen Hauptzug einerseits und den charakteristischen Peridotiten andererseits kein Zweifel besteht. Hinzu kommt, dass selbst auf der Karte von Boriani ein Peridotitkörper vermerkt ist, der ohne erkennbaren Grund im basischen Hauptzug eingeschlossen zu sein scheint. Genauere Untersuchungen in diesem Bereich haben gezeigt, dass man diesen Körper möglicherweise mit den Peridotitlagen weiter im W verbinden kann. Zusätzlich konnte ein scheinbares Auskeilen hangabwärts Richtung E beobachtet werden. Der Körper hat an seiner Basis eine Mächtigkeit von lediglich 1m und erweitert sich nach oben hin auf 10m. Bei genaueren Untersuchungen konnte sogar eine kumulative Abfolge vom auskeilenden Rand nach oben hin festgestellt werden, die von fast dunitisch bis lherzolitisch reicht. Stellenweise ist die ursprüngliche Zusammensetzung allerdings kaum erkennbar, da die Gesteine teilweise stark serpentinisiert wurde. Weiter im W auf dem Bergrücken trifft man ausschließlich Gesteine des Ultrabazitstocks, während im E auf Höhe des Wanderweges, der von der kleinen Ortschaft Dalia nach S führt nur der basische Hauptzug anzutreffen ist. Obgleich das Verständnis dieser Beobachtungen schwierig ist, kann eine klare tektonische Grenze in Form einer Überschiebung ausgeschlossen werden.

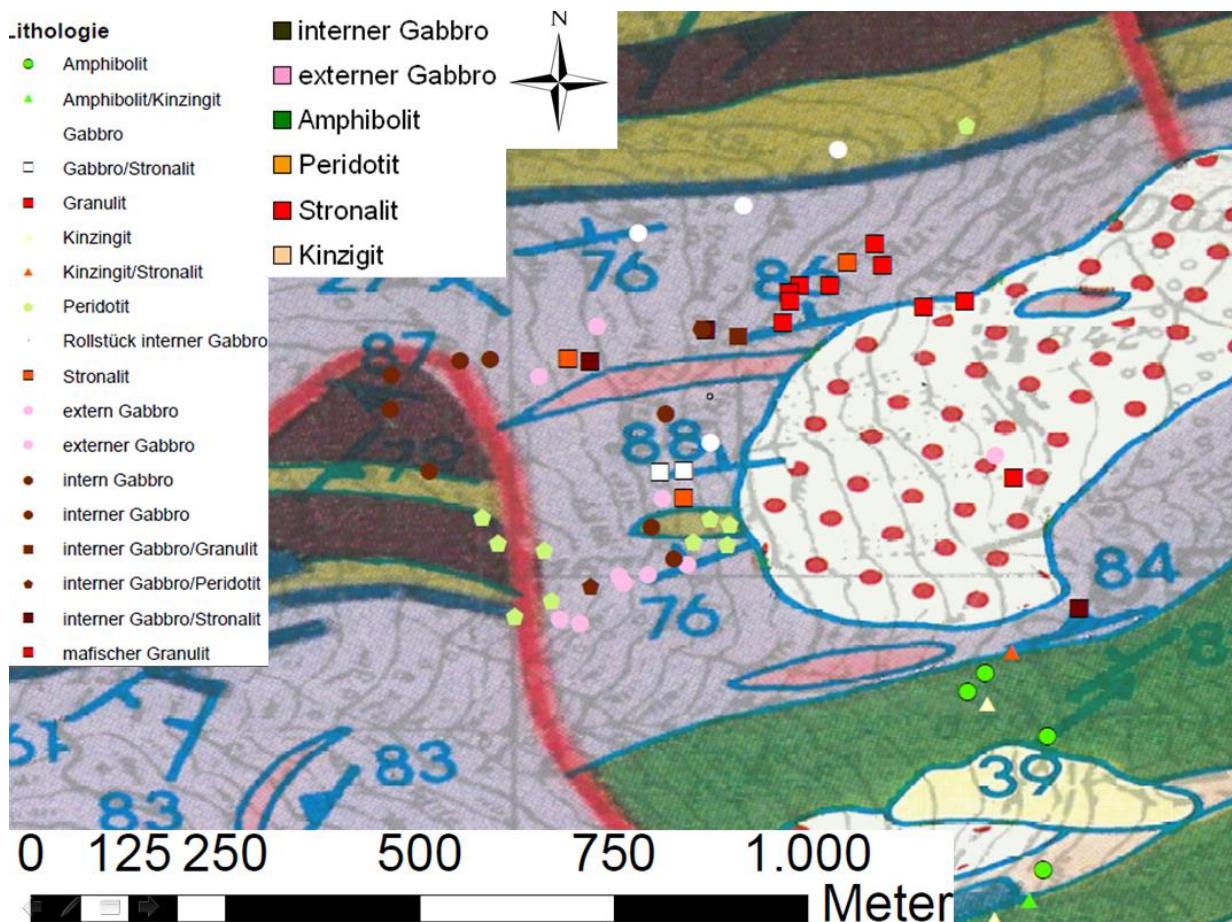


Abb. 28: Geologische Karte von Boriani 1994; Eingezeichnet sind die Untersuchungspunkte dieser Arbeit; Die Stronalite liegen deutlich anders als in der Karte; Interner Gabbro und Peridotit treten auch östlich der Rücküberschiebung auf; Die Peridotitlage lässt sich möglicherweise durchverlängern

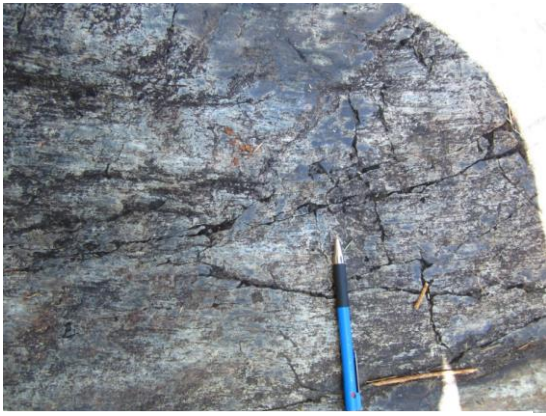


Abb. 29: Harnischfläche, wo Mylonite durch eine spröde Störung abgeschnitten werden, Foto: Jürgen Österle



Abb. 30; Bookshelfstruktur in Gabbro; Foto: Jürgen Österle



Abb. 31: Linear in den Kinzigiten; Foto: Jürgen Österle

Strukturgeologie

Die strukturgeologischen Phänomene im Arbeitsgebiet sind aufgrund der komplexen und langen Geschichte der Gesteine sehr vielfältig. Zahlreiche Z- und S-Falten, sowie Falten im kleinen und großen Maßstab sind beobachtbar. Zusätzlich gibt es etliche mylonitische

Zonen, die von granulitfaziellen bis grünschieferfaziellen Bildungsbedingungen reichen. Diese Mylonite finden sich

sowohl im Bereich von lithologischen Grenzen, als auch im basischen Hauptzug. Zweitere werden als Ergebnisse der permotriasischen Extension interpretiert (Rutter et al., 2006). Schließlich wird das Gebiet noch von zahlreichen sprödetektonischen Störungen durchzogen, die zumeist parallel zur Insubrischen Linie angeordnet sind. Harnischflächen und Riedelbrüche sind einige der

beobachtbaren Auswirkungen. Harnischflächen sind

bevorzugt dort zu finden, wo feinkörnige Mylonite von sprödetektonischen Störungen abgeschnitten werden.

Generell aber sind sie eher selten. Makroskopische Schersinnindikatoren sind kaum zu finden. Um einen eindeutigen Schersinn zu bestimmen, bedarf es der Dünnschliffmikroskopie.

Die meisten messbaren Schichtungen, Schieferungen und Lagen streichen von SW nach NE und fallen

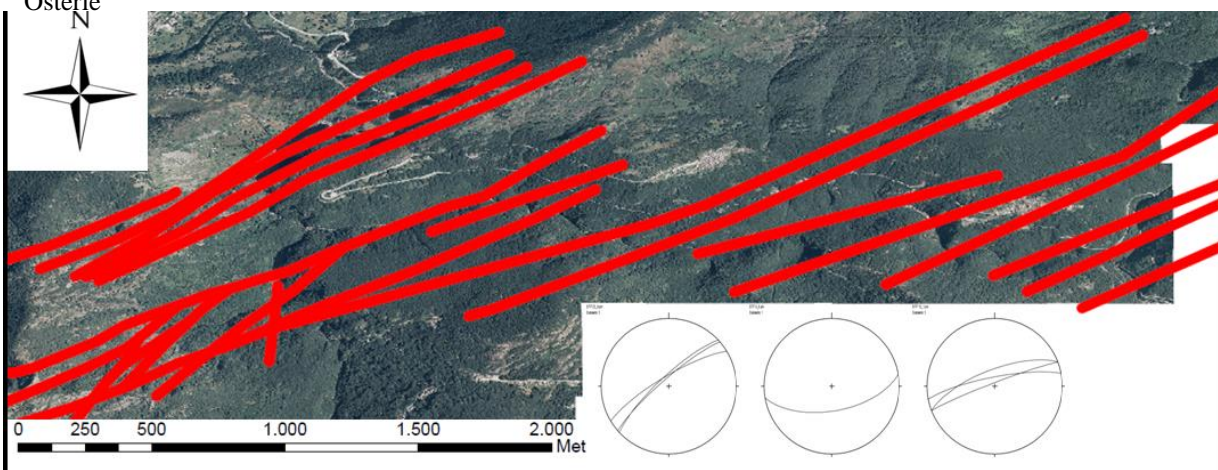


Abb. 32: Luftfoto von Finero mit eingezeichneten Störungen parallel zur Insubrischen Linie; Messungen unterstreichen den SW-NE streichenden Charakter; ??????

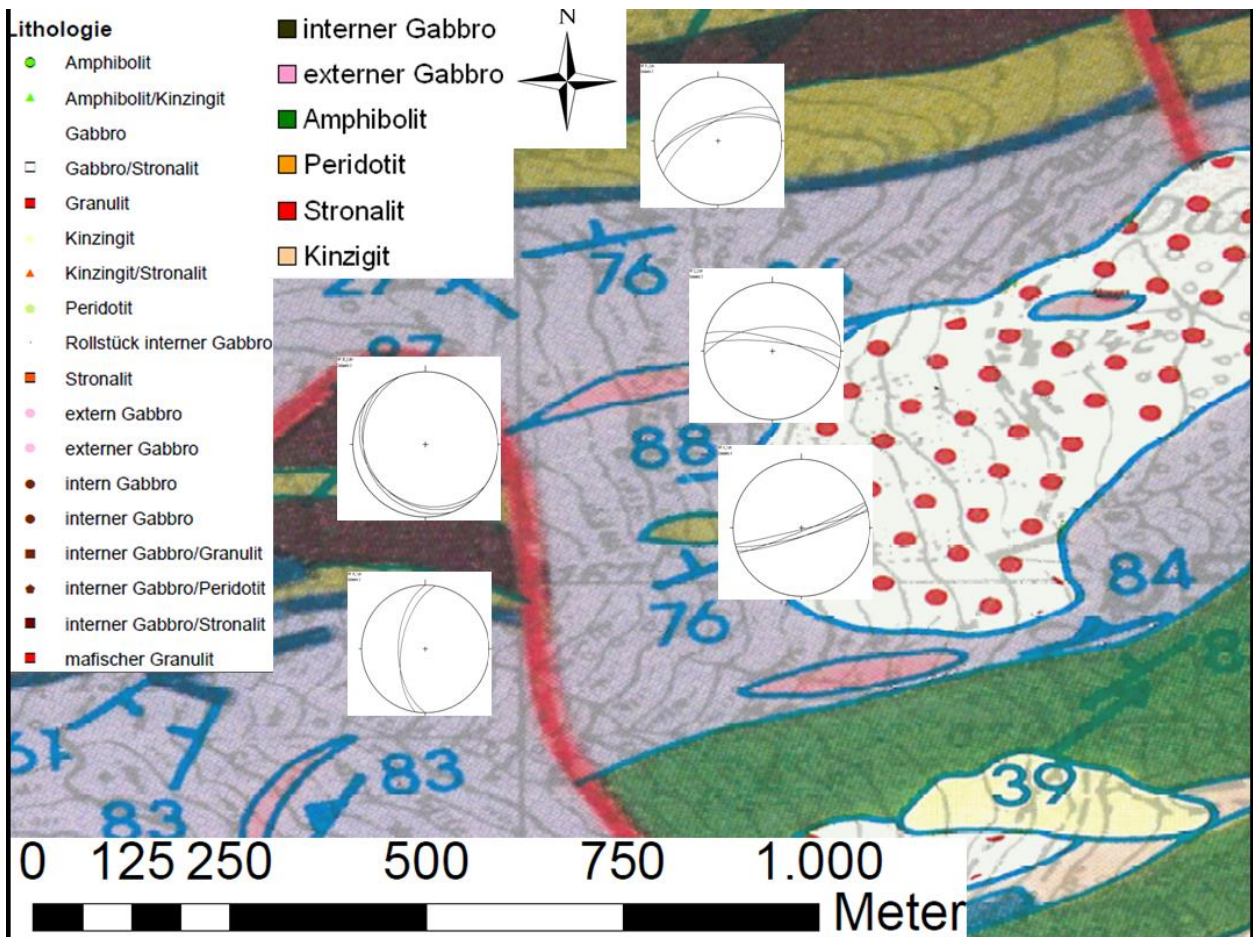


Abb. 33: Geologische Karte von Boriani 1994; Orientierungsmessungen des Lagenbaues; das Streichen kann durch starken Magnetismus der Gesteine um bis zu 90° abweichen; die beinahe wagrecht liegenden Lagen sind im Bereich einer großen Faltenstruktur in den internen Gabbros zu finden



Abb. 34: große Störung mit Lithologiewechsel südlich der Peridotitlinse; Foto: Jürgen Österle

Strukturgeologische Untersuchungen entlang der Finero-Rücküberschiebung

steil Richtung SE ein oder stehen +/- senkrecht. Die parallele Anordnung der meisten linearen Merkmale im Arbeitsgebiet kann auf die Einwirkung der Insubrischen Linie zurückgeführt werden. Als mögliche große Fehlerquelle muss allerdings der teils starke Magnetismus der Gabbrolagen beachtet werden. Im Feld wichen Werte um bis zu 90° von der tatsächlichen Orientierung ab.

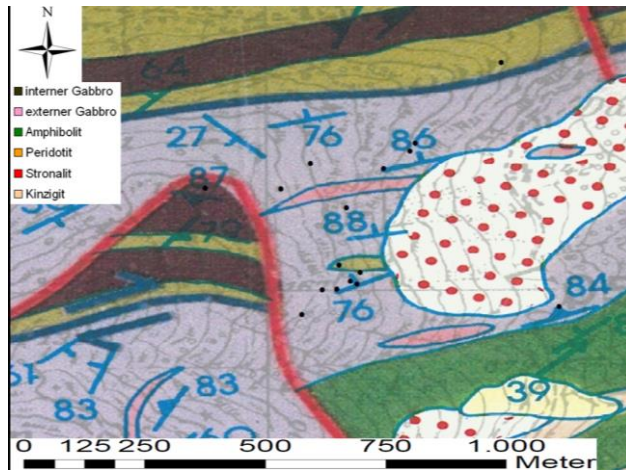


Abb. 35: Geologische Karte von Boriani 1994; Schwarze Punkte markieren (vermutlich Hoch-)T-Scherzonen

Besondere Aufmerksamkeit wurde den Hoch-T-Scherzonen gewidmet, die den Peridotitstock begrenzen. Auf der Südseite des bereits von Boriani vermerkten Körpers in den Basiten befindet sich eine mächtige Störungszone, die den Körper von den externen Gabbros abgrenzt. Von dieser Störungszone kann im Dünnschliff gezeigt werden, dass sie ursprünglich einen Hoch-T-Charakter hatte, und möglicherweise mehrfach reaktiviert wurde. In manchen Teilen ist auch eine spröde Bewegung zu

erkennen. Im Bereich dieser alpinen Bewegungszonen sind die Gesteine stark grünschieferfaziell überprägt, was sich in Serpentinisierung, Chloritisierung und Bildung von Zoisit äußert. Diese Überprägungen sind aber nur lokal und einige m von den alpinen Bruchzonen entfernt kann das Gestein gut in seiner ursprünglichen Zusammensetzung untersucht werden. Trotz der Reaktivierung kann die granulitfazielle Bewegungszone nach W den Hang hinauf verfolgt werden. Die Datenpunkte legen nahe, dass dies die Hoch-T-Scherzone ist, die im W die Peridotitlinie nach S hin abgrenzt. In diesem Fall könnte sie allerdings ohne Versatz über die Überschiebungslinie hinweg verlängert werden.

Weitere Hoch-T-Scherzonen konnten immer in den Übergangsbereichen zwischen Gesteinen des Peridotitstocks und des basischen Hauptzugs lokalisiert werden.

Eine bemerkenswerte Beobachtung konnte im Bereich der nördlichen Grenze zwischen Peridotitlinie und Externem Gabbro gemacht werden. Hier ist eine Faltenstruktur über 30m Länge aufgeschlossen. Es handelt sich um eine ca. N-S streichende Antiform. Die Schichtflächen werden in diesem Bereich nahezu wagrecht, während sie bei allen übrigen Untersuchungsgebieten annähernd senkrecht standen. Im Aufschluss selbst ist die Falte nur als offene Antiform sichtbar, die eine leichte Krümmung aufweist. In Verbindung mit den Messungen südlich und nördlich könnte man vermuten, dass man sich hier im Kern einer

Antiform befindet. Ob diese Struktur im Zusammenhang mit der Lensch-Antiform steht, bleibt offen. Aufgrund des Feldbefundes ist es zumindest nicht von der Hand zu weisen. Der Variation im Streichen über den Bereich des Bergrückens sollte man nicht all zuviel Bedeutung beimessen, da die Problematik der starken Magnetisierung mancher Gesteine hier erst später erkannt wurde und die Orientierungen deshalb vorsichtig zu hinterfragen sind.

Dünnschliffmikroskopie

Die Dünnschliffmikroskopie wurde vor allem zur Beantwortung zweier Fragen herangezogen, die im Feld nicht zu klären waren:

1. Unterscheidung zwischen internem und externem Gabbro
2. Bewegungstemperaturen und Schersinn der Mylonite

Gabbros

Beide Gabbroarten sind sich grundsätzlich in ihrer mineralogischen Zusammensetzung ähnlich. Im Dünnschliff sind Plagioklas, Ortho- und Klinopyroxen sowie Amphibol in variablen Mengen vorhanden. Das Verhältnis von Amphibol zu Pyroxen ist variabel und abhängig vom erhaltenen Metamorphosegrad. In manchen Schliffen zeigt sich deutlich der Zerfall von Pyroxen zu Amphibol. Generell lässt sich der Amphibol durch seinen meist deutlichen Pleochroismus von hell- zu dunkelbraun, sowie durch seinen besseren

Erhaltungszustand von den Pyroxenen unterscheiden. Zweitere zeigen teils starke Entmischungerscheinungen.

Weitere Minerale sind Zoisit, der in den grünschieferfaziell angegriffenen Proben genauso vorkommt wie Chlorit und Epidot, und Granat. Vor allem der Granat dient als Unterscheidungsmerkmal zwischen den Gabbros. Typisch für den internen Gabbro ist ein großer Granatanteil, der bis hin zu einem Granatit reichen kann. Die Mineralkörner sind bis

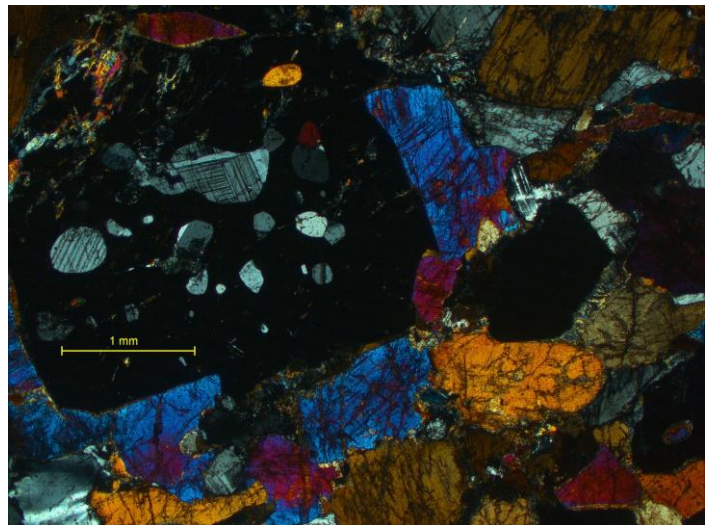


Abb. 36: Probe 22/3; Interner Gabbro im Dünnschliff; der hohe Granatgehalt ist charakteristisch; Foto: Jürgen Österle

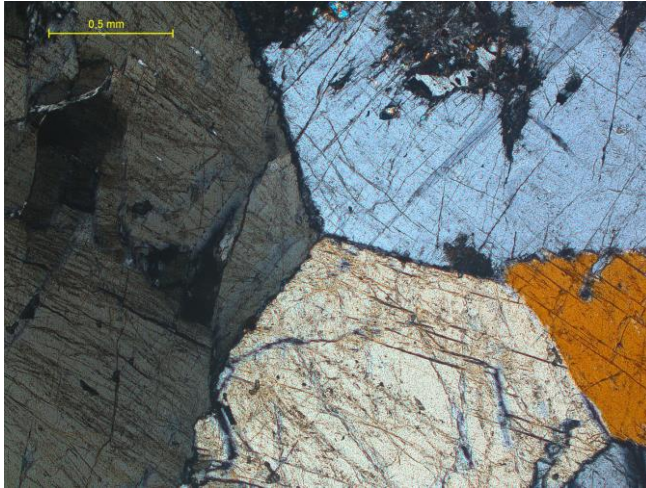


Abb. 37: Probe 20/1 AH; Externer Gabbro im Dünnschliff; besonders schön ist eine Trippelkornergrenze zu erkennen, die ein Gleichgewichtsgefüge charakterisiert. Foto: Jürgen Österle

mehrere cm groß und machen teilweise den Eindruck von poikolitischen Überwachungsstrukturen. Auch generell sprechen große Mineralkörner für den internen Gabbro. Das zweite Merkmal sind die kumulatischen Lagen, die besonders an den Grenzen zum Amphibolperidotit anzutreffen sind. Sie lassen auch im Feld die eindeutige Identifizierung des Internen Gabbros zu.

Der Externe Gabbro hat hingegen eher geringe Granatgehalte und kleinere Mineralkörner. Auch insgesamt ist er eher

fein bis mittelkörnig und homogen. Jedoch sind Aufschlüsse bekannt, in denen er in Granatgehalt und Körnigkeit stark dem internen gleicht, weshalb man bei der Unterscheidung generell kritisch bleiben sollte.

Hoch-T-Scherzonen

Im Schliff zeigt sich, dass leider nicht alle vermuteten Hoch-T-Scherzonen bestätigt werden können. In manchen Fällen ist nur Amphibolitfazies erkennbar und manchmal handelt es um eine grünschieferfazielle Paragenese mit vollständig chloritisierten Gesteinen. Dennoch zeigen manche Schliffe eine deutliche granulitfazielle unüberprägte Zusammensetzung mit Olivinen, Klino- und Orthopyroxenen in der Scherzone.

Da all diese Schliffe im Fall der Störung südlich der Peridotitlinse aus den unterschiedlichen Teilen einer Bewegungszone stammen, lässt sich vermuten, dass diese mehrfach reaktiviert wurde, wengleich die jüngeren Bewegungszone möglicherweise eher neben als genau in

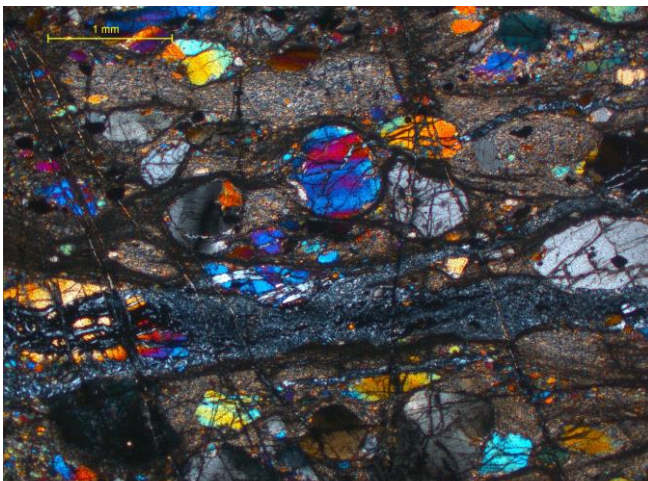


Abb. 38: Probe 7/1; Hoch-T-Scherzone im Dünnschliff; dextraler Schersinn; Foto: Jürgen Österle

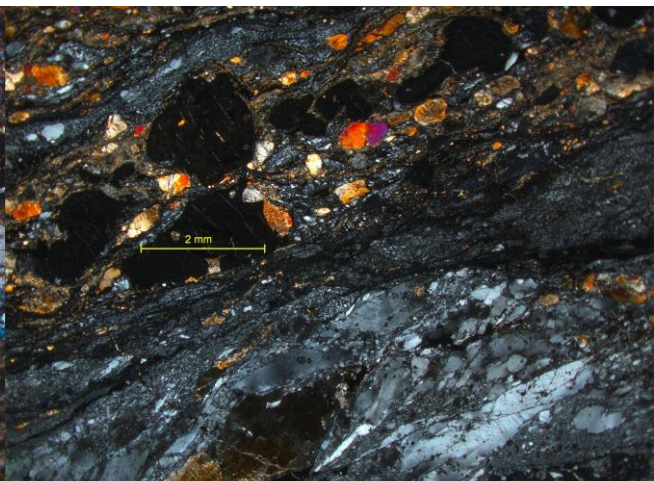


Abb. 39: Probe 4/7P; Hoch-T-Scherzone im Dünnschliff; Foto: Jürgen Österle

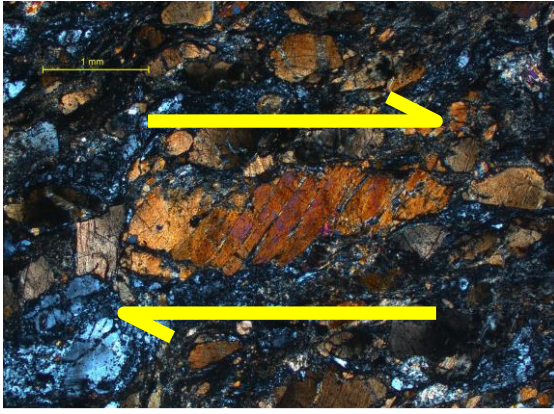


Abb. 40: Probe 22/1 P; Bookshelf als Schersinnindikator; Foto: Jürgen Österle

den Hoch-T-Scherzonen liegen. Unterstrichen wird dieser Eindruck durch Luftaufnahmen von Finero, auf denen man deutlich erkennt, dass die großen Störungssysteme im basischen Hauptzug bis maximal am Rand der Peridotitlinse, nicht jedoch im Peridotitstock zu finden sind. Da der Peridotit einen Härtling in den weicheren umgebenden Gesteinen bildet, scheint es logisch, dass jene Bewegungszonen an seinen Grenzen besonders oft reaktiviert wurden.

Zahlreiche Indikatoren wie Bookshelves, sigma-Klasten und SCC' Gefügen unterstreichen einen dextralen Schersinn, wie bereits von Boriani für die Hoch-T-Scherzonen kartiert.

Peridotitlinse

Unter dem Mikroskop bestätigt sich der Eindruck einer kumulatischen Abfolge. Im unteren Bereich in dem der Peridotitkörper möglicherweise auskeilt zeigt sich eine fast dunitische Zusammensetzung. Nach oben hin wird sie dann mehr und mehr lherzolitisch.

ArcGis und GOCAD

GPS und ArcGis sind für diese Arbeit ein unverzichtbares Hilfsmittel, besonders, da die topografischen Karten ungenau sind und mit ihr allein in dem unübersichtlichen Gelände keine genaue Positionsbestimmung möglich ist. Zudem ermöglicht das Programm den Vergleich unterschiedlicher Karten und Luftbilder, sowie den Vergleich der eigenen Punkte mit der geologischen Karte nach Boriani. Für die Zwecke dieser Arbeit wurde eine topographische Karte, die Karte von Boriani, ein Luftbild und die eigenen GPS-Punkte übereinandergelegt und zusätzlich die GPS-Punkte nach verschiedenen Kriterien gruppiert. Aufgrund der komplizierten geologischen Verhältnisse wurde zusätzlich ein Höhenmodell des untersuchten Bergrückens in GOCAD erstellt. Auf diese Oberfläche lässt sich auch eine geologische Karte projizieren. Dieses Programm wurde genutzt, um virtuell die Rücküberschiebungsebene laut Boriani zu simulieren. Dabei zeigt sich, dass diese Ebene eher den Charakter einer nach S gerichteten Abschiebung hat. Zudem lässt sich erkennen, dass

Strukturgeologische Untersuchungen entlang der Finero-Rücküberschiebung

diese Fläche große Unebenheiten aufweist. Insgesamt ergibt sich der Eindruck einer eher ungenau kartierten Überschiebungsebene.

Abgesehen von den Mängeln, die man mit Hilfe von GOCAD in Kartierungen aufzeigen kann, hilft das 3D Modell auch bei der Interpretation der eigenen Ergebnisse.

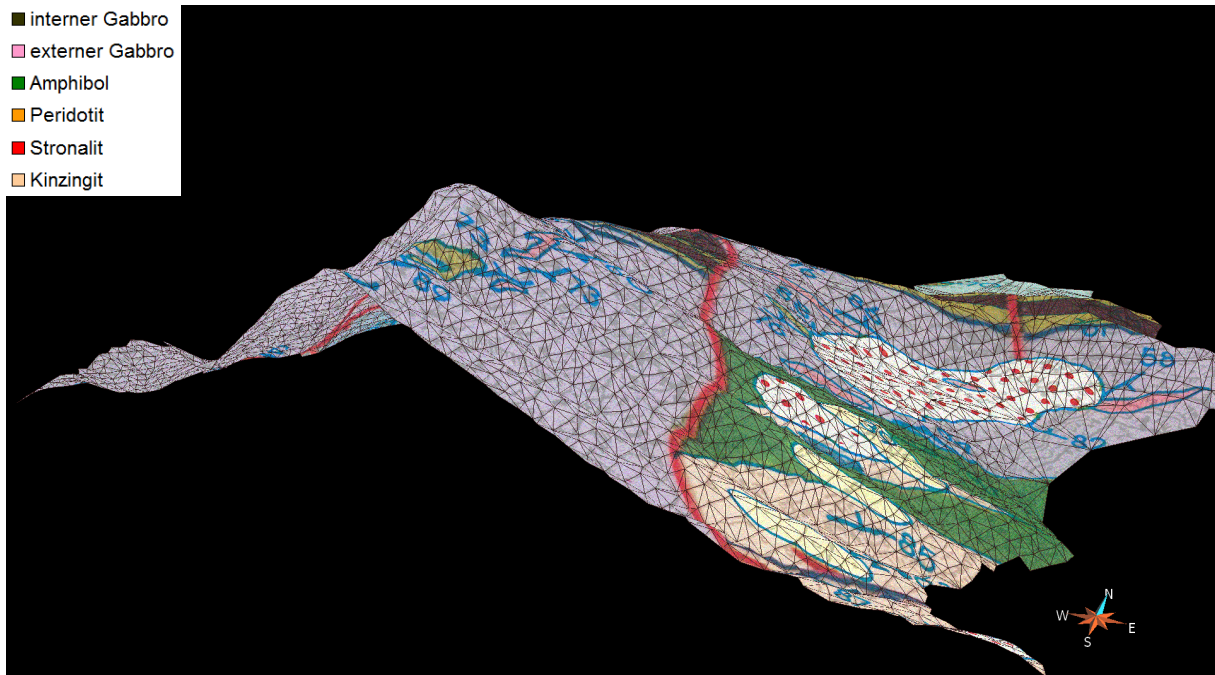


Abb. 41: 3D Animation des Untersuchungsgebietes mit der geologischen Karte von Boriani 1994

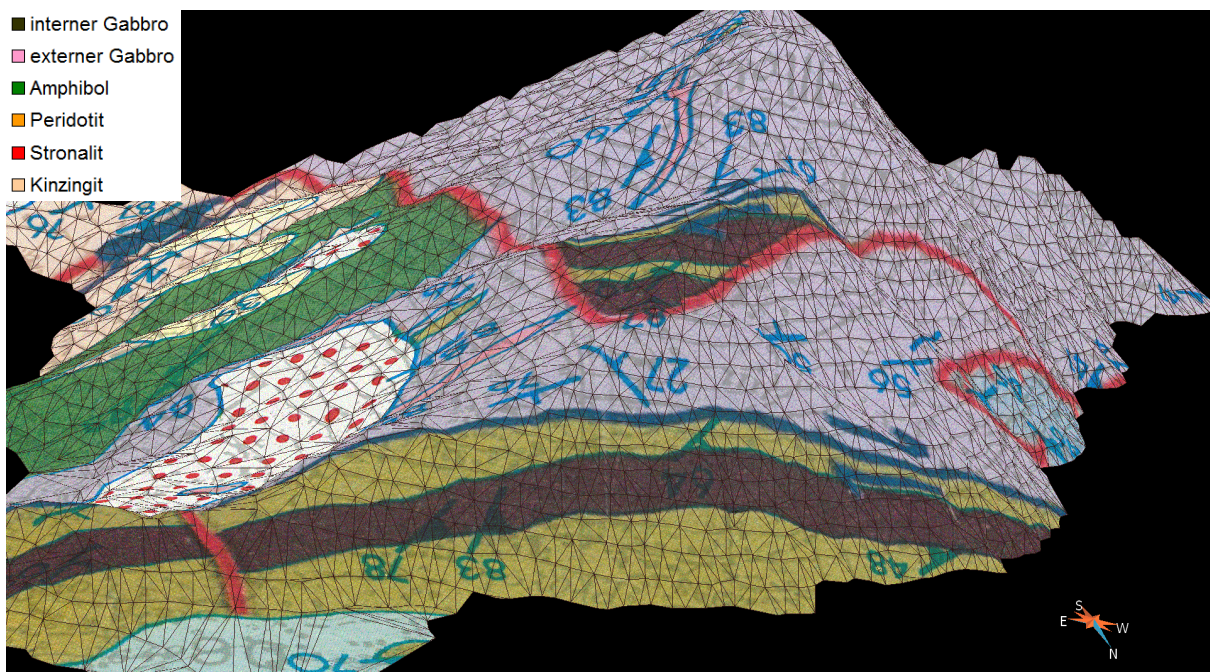


Abb. 42: 3D Animation des Untersuchungsgebietes mit der geologischen Karte von Boriani 1994

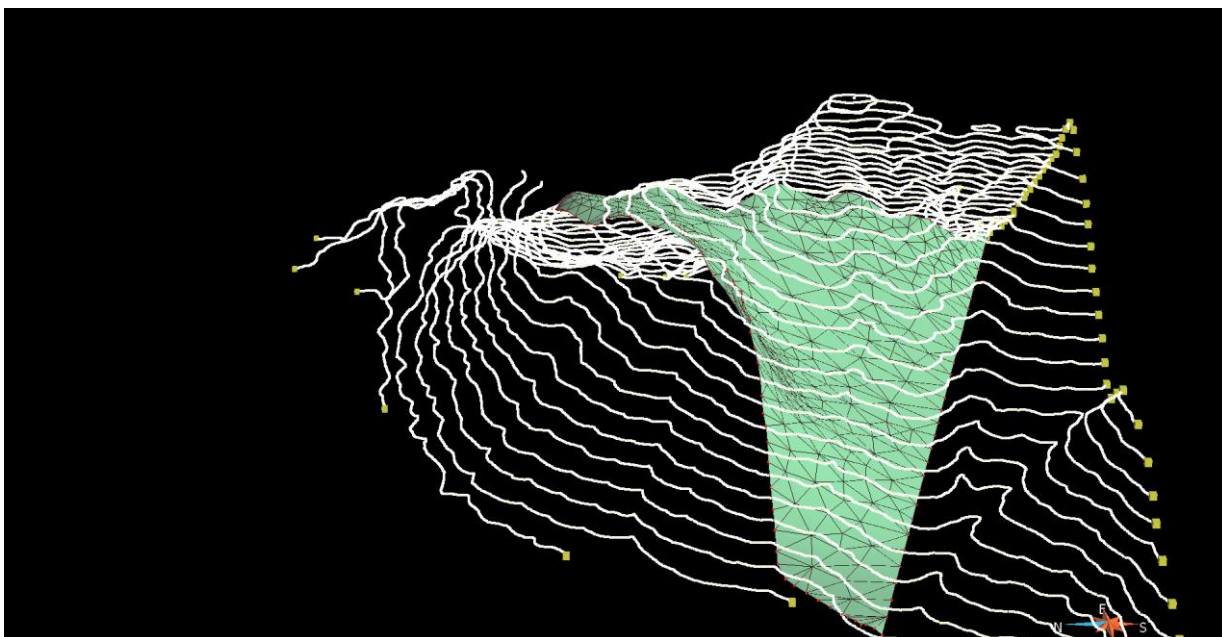


Abb. 43: 3D Animation der Rücküberschiebungsfläche

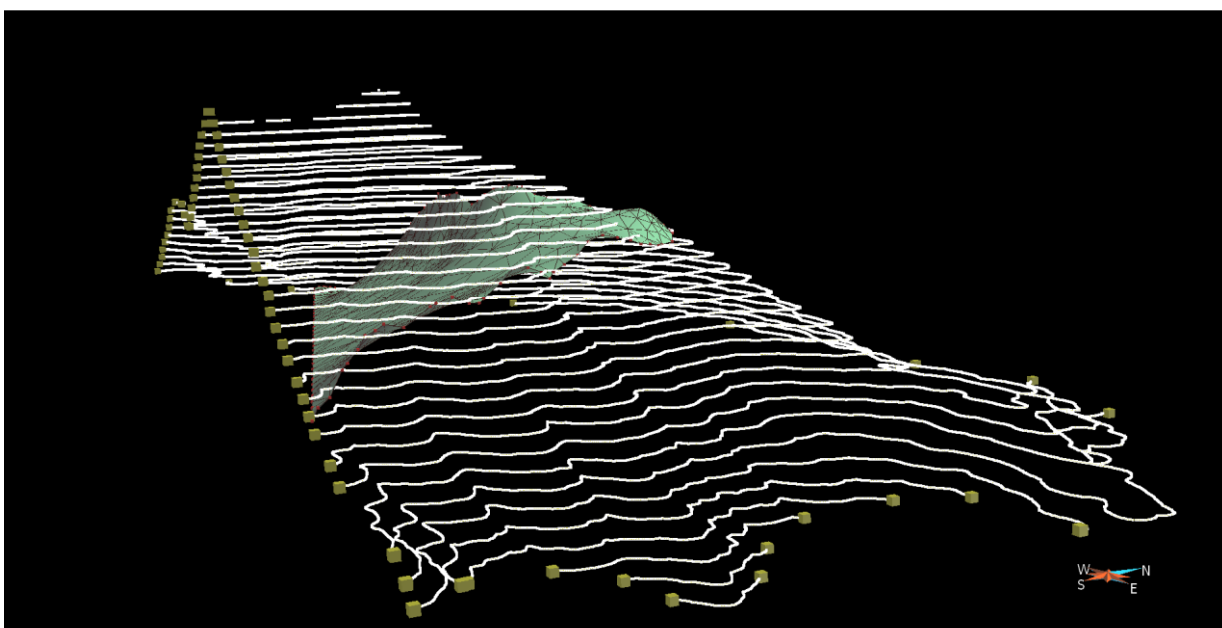


Abb. 44: 3D Animation der Rücküberschiebungsfläche

Diskussion und Ergebnisse

Die Untersuchungen an den lithologischen Grenzen und die übrigen Datenpunkten haben gezeigt, dass die geologische Karte von Boriani im Bereich von Finero mit beträchtlichen Mängeln behaftet ist. Dieser Eindruck wird durch den Einsatz von GOCAD durch die 3D Animation untermauert.

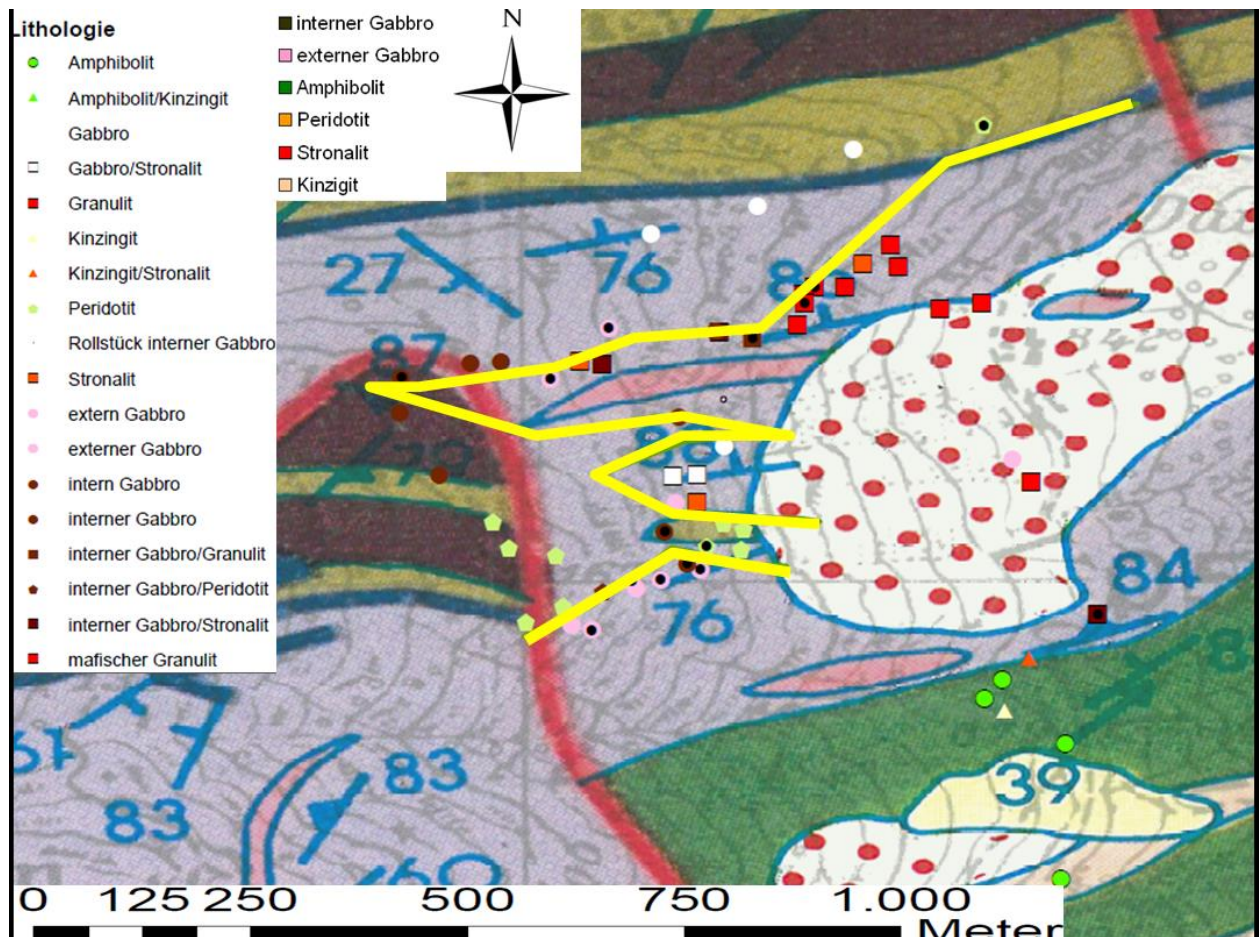


Abb. 45: Geologische Karte von Boriani 1994; Aus der Kombination der Mylonite und der ermittelten Lithologien kann eine Verzahnung zwischen basischen Hauptzug und Peridotitstock gelesen werden; Eine mögliche Kontaktlinie ist hier in gelb eingezeichnet.

Unsere Untersuchungspunkte decken sich nicht mit der Karte. Die leicht beobachtbaren und unterscheidbaren Gesteine wie Stronalite und Kinzigite würden wir in manchen Fällen an anderer Stelle in die Karte eintragen. Die Abweichungen betragen stellenweise hunderte von m und liegen somit außerhalb des Fehlers, der sich aus Ungenauigkeiten der GPS-Punkte ergibt. Weder im S bei den Kinzigiten, noch im Bereich der Peridotite konnte die Rücküberschiebung an den vorhergesagten Stellen lokalisiert werden. Vielmehr spricht eine Verzahnung der unterschiedlichen geologischen Einheiten gegen eine Rücküberschiebung, die eher gerade Grenzen erzeugen würde.

Strukturgeologische Untersuchungen entlang der Finero-Rücküberschiebung

Strukturgeologische Untersuchungen haben gezeigt, dass die Hoch-T-Scherzonen nicht abgeschnitten sind und die Grenzen zwischen Basiten und Ultrabasiten markieren.

Auf dem Bergrücken konnte anstelle einer spröden Überschiebung nur eine Faltenstruktur entdeckt werden, die in ihrer Orientierung vergleichbar mit der Lensch-Antiform ist. Die Plots N und S des Aufschlusses lassen jedoch keine großräumige Struktur erkennen, da das Einfallen in etwa senkrecht bleibt.

Schließlich muss man auch die Überlegung anstellen, ob es zu erwarten ist, dass eine Rücküberschiebung den Peridotitstock durchschneidet, der sich im Hinblick auf die spröden Strukturen im Zusammenhang mit der Insubrischen Linie sowie im Bezug auf die Mylonite im basischen Hauptzug als Härtling erwiesen hat.

Obwohl gezielt nach einer Rücküberschiebung gesucht wurde und eine offensichtliche sprödetektonische Störung zu erwarten war, konnte diese weder lokalisiert werden, noch konnten Hinweise auf eine solche Struktur entdeckt werden. Vielmehr sprechen die Fakten und Indizien gegen die Existenz einer Rücküberschiebung im Bereich von Finero.

Bleibt natürlich die Frage, wie es zu der Ultrabasitlinse im S kommt.

Die entdeckte Faltenstruktur könnte hierauf eine Antwort geben. Naheliegend wären eine zweite Antiform oder eine Synform in Verbindung mit der Lensch-Antiform. Diese Möglichkeiten halte ich für unwahrscheinlich, da man in diesem Fall die Peridotitlage an der östlichen Flanke des Bergrückens verfolgen können sollte. In diesem Bereich sind aber ohne Zweifel die Gesteine des basischen Hauptzuges zu finden. Im Falle der zweiten Antiform müsste zusätzlich eine Synklinale dazwischen zu erkennen sein, die sich in Form einer inversen Abfolge und mehreren Peridotitlagen zeigen würde. Es ist anzunehmen, dass diese bei den Felduntersuchungen nicht übersehen worden wären.

Einen Hinweis könnte die dunitische Zusammensetzung der kleinen Peridotitlinse in ihrem unteren Teil geben. Diese Lage macht den Eindruck, als würde sie nach unten hin auskeilen. Hinzu kommt, dass auch insgesamt die eigenen Beobachtungen das komplizierte Bild einer Verzahnung der Gesteine des basischen Hauptzugs mit denen des Ultrabasits zeichnen. Diese Verzahnung könnte durch Hoch-T-Scherzonen begrenzt sein. Das kann man dahingehend interpretieren, dass man in diesem Bereich die auskeilenden Ränder von Intrusionskörpern aufgeschlossen hat. Im größeren Zusammenhang könnte das als erweiterte Lensch-Antiform gesehen werden. Der Nordteil zeigt, dass die einfache Abfolge Phlogopitperidotit, Interner Gabbro, Amphibolperidotit nicht streng gültig ist. Interner Gabbro und Amphibolperidotit können sich mehrmals abwechseln. Geht man nun von einer ursprünglich mehrlagigen horizontalen Anlage aus, deren obere Lagen in ihrer Ausdehnung wesentlich kleiner waren als

Strukturgeologische Untersuchungen entlang der Finero-Rücküberschiebung

die unteren, und verfaltet man diese zur Lensch-Antiform, zeigt sich anhand der GOCAD-Animation dass sich daraus in Verbindung mit dem Verschnitt mit der Oberfläche die von

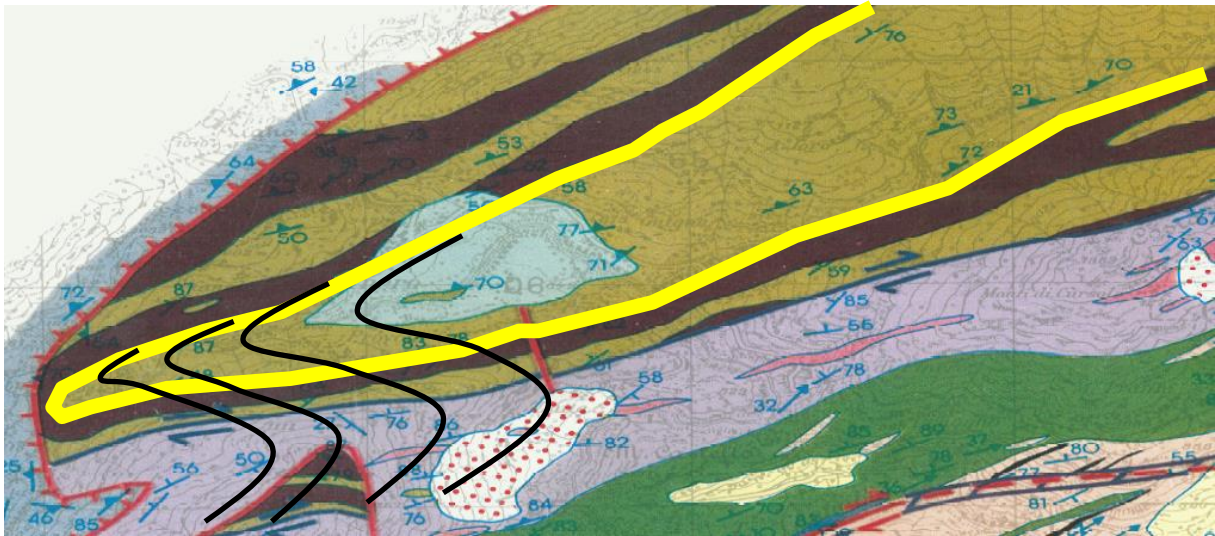


Abb. 46: Geologische Karte von Boriani 1994; Eine Synform zur Antiform als Erklärung für die Peridotite im S; Auf der schematischen Skizze wird deutlich, dass man auch weiter im E Peridotite finden müsste; Der Feldbefund widerspricht dem, da in diesen Bereichen eindeutig Gesteine des basischen Hauptzugs aufgeschlossen sind

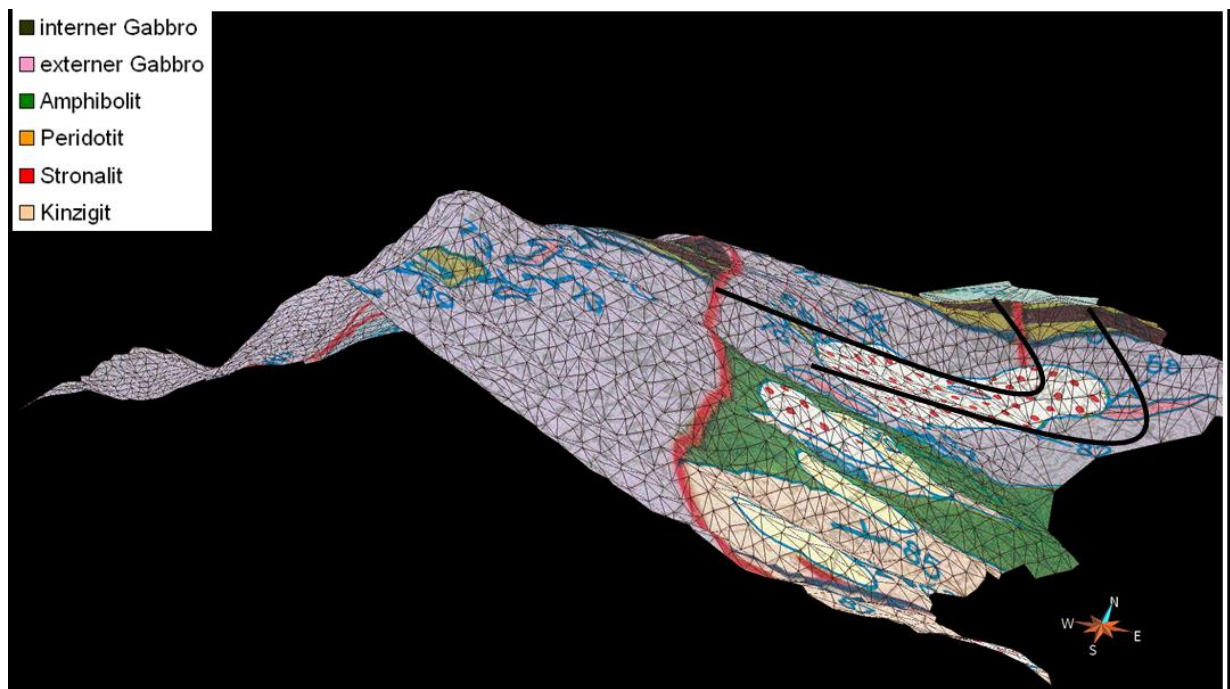


Abb. 47: Geologische Karte von Boriani 1994; Auf der 3D Animation wird noch sichtbarer, wie die Peridotite im Falle einer Synform aufgeschlossen sein müssten

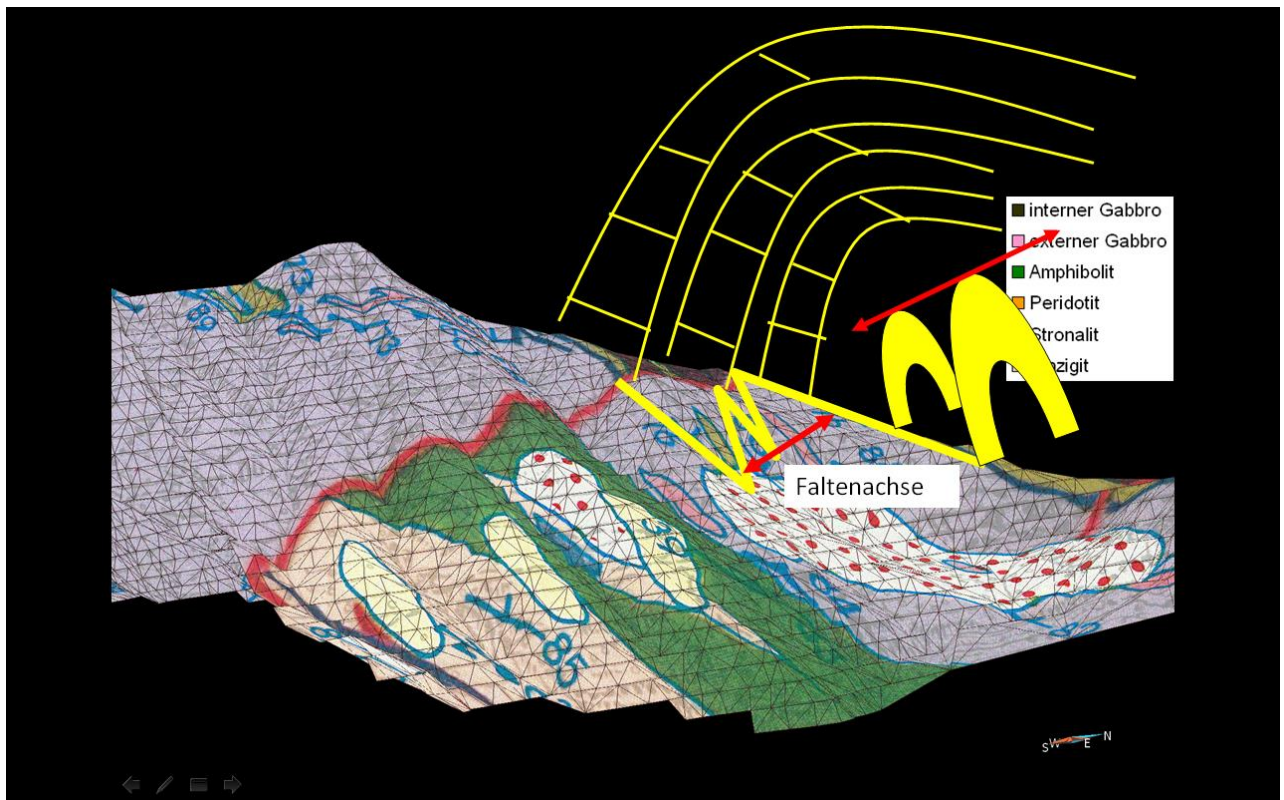


Abb. 48: Geologische Karte von Boriani 1994; In der 3D Animation ist schemenhaft dargestellt, wie eine erweiterte Linsch-Antiklinale die Feldbefunde und die Boriani-Kartierung erklären würde; Die Faltenachse taucht nach E hin auf;

Boriani kartierten Peridotitlagen im S erklären ließen. Voraussetzung wäre lediglich, dass die Karte im Bereich zwischen dem südlichen Körper und dem Hauptperidotitstock im Bezug auf die Unterscheidung zwischen Externen- und Internem Gabbro ungenau oder falsch ist, was aufgrund der bereits beschriebenen Ähnlichkeiten nicht unwahrscheinlich ist. Beachtet man nun noch, dass die Faltenachse der Linsch-Antiform nach W hin abtaucht, würde das auch erklären, weshalb diese Schichten im E nicht eher aufgeschlossen sind. Sie lagen dort höher und wurden schlicht erodiert. Eine Voraussetzung ist natürlich, da westlich des Bergrückens nur interner Gabbro und Peridotit zu finden sind und die Karte auch dort falsch ist. Da in diesem Bereich kaum Aufschlüsse vorhanden sind, ist auch das möglich.

Danksagung

Bedanken möchte ich mich natürlich in erster Linie bei Ao. Univ. Prof. Mag. Dr. Urs Klötzli für seine hervorragende Betreuung und Unterstützung während der gesamten Zeit. Mein Dank gilt auch Christian Steinwender, der im Gelände eine große Hilfe war sowie Bernhard Kempf, Mag. Dr. Ulrike Exner und Univ. Prof. Mag. Dr. Bernhard Grasemann, die mir in strukturgeologischen Fragen weiterhalfen. Zu guter letzt möchte ich mich bei Jürgen Österle für die hervorragende Zusammenarbeit bedanken.

Literaturverzeichnis

Artini, Ettore, and Melzi, G. (1900): Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia: Memorie del Reale Istituto Lombardo di Scienze. Lettere ed Arti, 18, S. 219-390.

Bild: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/f/f8/Italy_topographic_map-blank.svg

Boriani, A., Origoni, Giobbi, E., Borghi, A. Caironi, V. (1990b): The evolution of the 'Serie dei Laghi' (Strona-Ceneri nad Scisti Laghi): The upper component of the Ivrea-Verbano crustal section: Southern Alps, North Italy and Ticino, Switzerland. Tectonophysics, 182, S. 103-118.

Boriani, A., Burlini, L., (1994): Carta Geologica della Valle Cannobina. CNR, Milano.

Burlini, L., Mancktelow, N., den Brok, B. (2005): Alpine Excursion 4 – 8 May 2005, DRT conference Zurich 2-4 May 2005.

Franchi, S. (1906): Appunti geologica sulla zona dioritico-kinzigitica Ivrea-Verbano e sulle formazioni adiacenti. Boll. R. Com. Geol. D'Italia. Roma, 36

Friedenreich, O. (1956): Die Chrom-Nickelvererzung des Peridotitstocks von Finero. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, S. 36, 228-243

Hingerl, (2008): Investigations in the Mafic- Ultramafic Complex of Finero. Diplomarbeit. Wien.

Lensch, G., (1968): Die Ultramafite der Zone von Ivrea und ihre geologische Interpretation. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 48, S. 91–102.

Pin, C., (1986): Datation U-Pb sur zircons a` 285 Ma du complexe gabbrodioritique du Val Sesia Val Mastallone e´tage tardi-hercynien du me´tamorphism granulitique de la zone Ivrea-Verbano (Italie). Comptes Rendu de l'Acade´mie des Sciences Paris, 303, S. 827-830.

- Quick, J. E., Sinigoi, S., Negrini, L., Demarchi, G., Mayer, A. (1992): Synmagmatic deformation in the underplated igneous complex of the Ivrea-Verbano zone. *Geology*, 20, S. 613-616.
- Quick, J. E., Sinigoi, S., Snoke, A. W., Kalakay, T. J., Mayer, A., Peressini, G. (2003): Geologic Map of the Southern Ivrea-Verbano Zone, Northwestern Italy. *Geologic Investigations Series Map I-2776*, U.S. Geological Survey, U.S. Government Printing Office.
- Rivalenti, G., Mazzucchelli, M. (1999): Mantle peridotites in the Ivrea-Verbano-Zone, Third International Workshop on Orogenic Lherzolites and Mantle Processes, Pavia, September 12-15, Guide Book.
- Rutter, E., Brodie, K., James, T., Burlinie, L. (2006): Large-scale folding in the upper part of the Ivrea-Verbano zone, NW Italy. *Journal of Structural Geology*, S. 29, 1-17.
- Schmid, R., Wood, B.J., (1976): Phase relationships in granulite metapelites from the Ivrea-Verbano zone (N. Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 54, S. 255-279.
- Siena, F., Coltorti, M. (1989): The petrogenesis of a hydrated mafic - ultramafic complex and the role of amphibole fractionation at Finero (Italian Western Alps). *Neues Jb. Mineral. Mh.*, 6, S. 255 – 274.
- Sills, J.D., Tarney, J. (1984): Petrogenesis and tectonic significance of amphibolites interlayered with meta-sedimentary gneisses in the Ivrea Zone, southern Alps, northwest Italy. *Tectonophysics*, 107, S. 187-206.
- Stähle, V., Frenzel, G., Kober, B., Michard, A., Puchelt, H., and Sheider, W. (1990): Zircon syenite pegmatites in the Finero peridotite (Ivrea zone): evidence for a syenite from a mantle source. *Earth. Planet. Sci. Letters*, 101, S. 196 - 205.
- Steck, A. and Tieche, J. J.-C. (1976): Carte géologique de l'antiform péridotique de Finero avec des observations sur les phases de déformation et de recristallisation. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 56, S. 501-512.

Strukturgeologische Untersuchungen entlang der Finero-Rücküberschiebung

Vavra, G., Schmid, R., Gebauer, D. (1999): Internal morphology habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, S. 380-404.

Vogt, P. (1962): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Peridotitstock von Finero. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 42, S. 59-125.

Zingg, A. (1980): Regional metamorphism of the Ivrea zone (S. Alps, N. Italy): field and microscopic investigations. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 60, S. 153-179.