

# Die Ivreazone zwischen Val Grande und Val Pogallo (Provinz Novara, Italien) = The Ivrea Zone between Val Grande and Val Pogallo (Province Novara, Italy)

Autor(en): **Vogler, Rudolf**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen  
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **72 (1992)**

Heft 2

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-54910>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

## Die Ivreazone zwischen Val Grande und Val Pogallo (Provinz Novara, Italien)

## The Ivrea Zone between Val Grande and Val Pogallo (Province Novara, Italy)

von Rudolf Vogler<sup>1</sup>

### Abstract

A poorly accessible area of about 40 km<sup>2</sup> in the NE section of the Ivrea Zone was mapped as a dissertation project. The area comprises metapelitic and metabasic rocks with carbonate layers and lenses of ultramafics which are typical of the Ivrea Zone. The rocks underwent amphibolite to granulite facies metamorphism with pressures and temperatures of up to 9 kbar and 900 °C. The zone is considered to be a section through the lower crust which was rotated into its present vertical position during the Alpine tectonic evolution.

*Keywords:* Metamorphic rocks, granulite facies, lower crust, Alpine tectonics, Ivrea Zone, Italy.

Mineralabkürzungen: An = Anorthit, Ap = Apatit, Bi = Biotit, Cc = Calcit, Chl = Chlorit, Cpx = Clinopyroxen, Do = Dolomit, Gt = Granat, Hä = Hämatit, Hbl = Hornblende, Hgl = Hellglimmer allg., Ilm = Ilmenit, Kfsp = Kalifeldspat, Kz = Klinozoisit, Mgt = Magnetit, Mu = Muskowit, Ol = Olivin, Opx = Orthopyroxen, Plag = Plagioklas allg., Px = Pyroxen, Qz = Quarz, Ru = Rutil, Sil = Sillimanit, Skap = Skapolith, Spi = Spinell, Tit = Titanit, Trm = Turmalin, Zr = Zirkon, Zo = Zoisit.

### 1. Einführung

Im Rahmen einer Dissertation wurde ein ca. 40 km<sup>2</sup> grosses, schlecht zugängliches Gebiet in der Ivreazone kartiert (vgl. Tafel 1), das bisher im Detail nicht bekannt war. Die dabei gewonnenen petrographischen und strukturgeologischen Beobachtungen sind im Folgenden kurz skizziert.

Das kartierte Gebiet ist auf der geologischen Übersichtskarte (Abb. 1) umrahmt und bildet die Fortsetzung der Kartierung von R. SCHMID (1967) gegen NE. Es liegt fast am NE-Ende der Ivreazone, einer Zone von mutmasslichen Unterkrustengesteinen, die dem internen Bogen der Alpen von Ivrea im SW bis nach Locarno im NE folgt (vgl.

Abb. 1). Diese wird im N/NW durch die Insubrische Linie (GANSSE, 1968; LAUBSCHER, 1970; S. SCHMID et al., 1987) und im S/SE zumindest im Untersuchungsgebiet durch die Pogallo-Linie begrenzt (BORIANI, 1970; BORIANI et al., 1973/1977; HODGES und FOUNTAIN, 1984; HANDY, 1986). Leider konnte der Anschluss an die Kartierung von STECK und TIÈCHE (1976) im Gebiet von Finero nicht erarbeitet werden.

Im Kartierungsgebiet besteht die Ivreazone hauptsächlich aus Metapeliten und Metabasika mit vereinzelt Karbonatlagen und ultrabasischen Linsen. Quer zum Streichen der Zone ist ein Anstieg der Metamorphosebedingungen von mittlerer Amphibolitfazies im SE zu Granulitfazies im NW feststellbar.

<sup>1</sup> Schweizerische Geotechnische Kommission, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

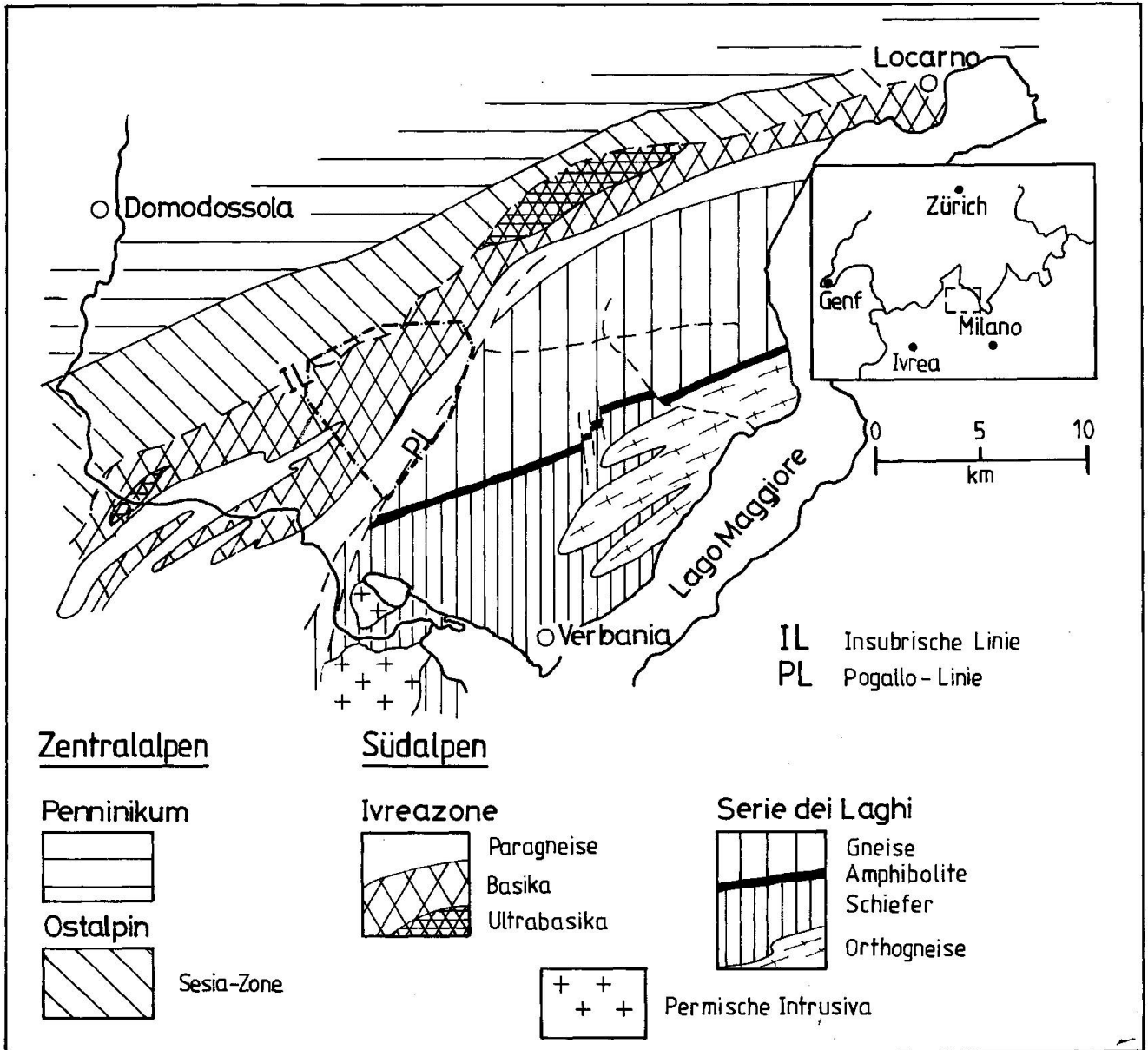


Abb. 1 Geologische Übersichtskarte (nach BORIANI et al., 1977 und ZINGG, 1983). Das kartierte Gebiet ist umrandet.

**2. Petrographie**

Für (hoch)metamorphe Gesteine existiert leider immer noch keine einheitliche internationale Nomenklatur. Weil es kaum sinnvoll sein dürfte, den zahlreichen Lokalbegriffen noch andere hinzuzufügen, wurden hier weitgehend die in R. SCHMID (1967) vorgeschlagenen Definitionen verwendet. Für ausführlichere Beschreibungen sei deshalb auch auf diese Arbeit verwiesen.

**2.1. PELITISCHE GESTEINE – KINZIGITGNEISE UND STRONALITE**

Mineralbestand: Plag, Kfsp, Qz, Sil, Gt, Bi, Mu und Akz. (Zr, Ap, Erz).

Die modalen Anteile dieser Minerale variieren sowohl lokal (z.T. ausgeprägte Stoffbänderung) als auch regional (unterschiedliche Metamorphosebedingungen). Das Aussehen der pelitischen Gesteine wird von SE gegen NW zunehmend massiger. Dies ist unter anderem auf die Zunahme des Granats auf Kosten von Biotit zurückzuführen. R. SCHMID (1967) definiert in diesem Zusammenhang den Modalquotienten  $g = Gt / (Gt + Bi)$ . Er bezeichnet Gesteine mit  $g = 0 - 0.5$  als Kinzigitgneis, solche mit  $g = 0.5 - 1.0$  als Stronalit. Die Zunahme dieses «g-Wertes» von SE gegen NW lässt sich durch die granatbildende Reaktion:  $Bi + Sil + Qz = Gt + Kfsp + H_2O$  erklären; deshalb kann der g-Wert als relativer Anzeiger des Metamorphosegrades verwendet werden (VOGLER, 1991).

Zusätzlich zur obgenannten Reaktion ist die zunehmende Massigkeit auch auf das Verschwinden eines weiteren Schichtsilikats, des Muskowits, zurückzuführen. N einer Linie, die von Ponte di Velina gegen den Sattel SE des M. Torrione zieht (vgl. Tafel 1), tritt kein Muskowit mehr auf. Die Reaktion:  $Mu + Qz = Kfsp + Sil + H_2O$  läuft vollständig bis zum Verschwinden des Muskowits ab und definiert einen Isograd, der leicht diskordant zur Stoffbänderung streicht; in der Val Grande liegt er noch klar innerhalb der Kinzigitgneise, während er in der Gegend von Pian di Boit praktisch mit der Amphibolit/Kinzigitgneis-Grenze zusammenfällt. In Zusammenhang mit hydrothermalen Aktivitäten des permischen Magmatismus ist dieser Isograd aber nicht ganz eindeutig (vgl. ZINGG, 1980 bzw. 1983).

Sillimanit als einzige stabile Alumosilikat-Modifikation tritt sowohl als Fibrolith als auch in prismatischer Form auf, wobei gegen NW hin der prismatische Sillimanit auf Kosten des Fibroliths zunimmt.

## 2.2. BASISCHE GESTEINE

Wie aus regionalen geologischen Karten ersichtlich ist, verdichten sich die dünnen Horizonte basischer Gesteine im Bereich der Valle d'Ossola und schliessen sich E der Val Pogallo wieder zu einem kompakten Basischen Hauptzug zusammen.

Die in ihrer Zusammensetzung stark variierenden basischen Gesteine lassen sich zu zwei grossen Einheiten zusammenfassen, den meistens granatfreien hornblendereichen und den hornblendearmen bis -freien granathaltigen Metabasika. Erstere können in Analogie zu R. SCHMID (1967) als Amphibolite und Granofelse bezeichnet werden, letztere als Pyriklasite.

Bei den Amphiboliten handelt es sich auf Grund verschiedener geochemischer Arbeiten (z.B. SILLS und TARNEY, 1984; TUCHSCHMID, 1988) eindeutig um ozeanische Intrusiva oder Extrusiva.

### 2.2.1. Feinkörnige Amphibolite

Mineralbestand: Hbl, Plag,  $\pm$  Qz,  $\pm$  Tit,  $\pm$  Bi,  $\pm$  Mu,  $\pm$  Px und Akz. (Ap, Erz).

Die feinkörnigen Amphibolite treten meist als isolierte linsenförmige Lagen, die sich selten über längere Strecken verfolgen lassen, in konkordanter Wechsellagerung mit den Kinzigitgneisen auf. Ihre Häufigkeit und Mächtigkeit nimmt von SE gegen NW zu. Ihr Aussehen und ihre Zusammen-

setzung variieren stark. Oft ist eine feine Stoffbänderung mit hellen feldspatreichen und dunklen hornblendereichen Lagen ausgebildet. Der Titanitgehalt kann bis zu 10 Vol.-% betragen.

### 2.2.2. Fleckamphibolit

Mineralbestand: Hbl, Plag,  $\pm$  Tit,  $\pm$  Gt,  $\pm$  Qz und Akz. (Ap, Erz).

Der Fleckamphibolit (Typlokalität Albo) ist ein relativ dunkler Amphibolit mit hellen Feldspatflecken. Diese Flecken enthalten im Zentrum manchmal Granat, der jedoch vollständig durch Feldspat ersetzt sein kann.

Dank seines typischen Aussehens lässt sich dieses Gestein im Feld gut verfolgen. Als zusammenhängender Zug mit einer mehr oder weniger konstanten Mächtigkeit von knapp 50 m bildet der Fleckamphibolit ungefähr die S-Grenze der intensiven Verfärbung der pelitischen und basischen Gesteine in der Val Grande, um sich dann S des M. Torrione, also am NE-Rand des Arbeitsgebietes, mit dem Basischen Hauptzug zu vereinigen.

### 2.2.3. Amphibolit von Nibbio

Mineralbestand: Hbl, Plag, Tit, Cc, Cpx,  $\pm$  Skap und Akz. (Ap, Gt, Erz).

Dieser ausgeprägt im mm- bis dm-Bereich hell/dunkel gebänderte Amphibolit lässt sich dank seines Kalzitgehalts relativ leicht identifizieren und ist deshalb auch als kalzithaltiger Amphibolit bekannt. Der Kalzit wächst in den hellen Lagen interstitiell zwischen den Hauptgemengteilen und wird meistens von etwas Skapolith begleitet. Oft treten Schlieren mit grobkörnigem Epidot auf, in deren Umgebung die Hornblende häufig grobkörnig ausgebildet ist.

In der Val Grande noch ungefähr 1 km mächtig, ist der Amphibolit von Nibbio im R. Pogallo hinter Baldesaut zum letztenmal aufgeschlossen und scheint in dieser Gegend auszuweichen.

### 2.2.4. Granofelse

Mineralbestand: Hbl, Plag, Cpx,  $\pm$  Opx,  $\pm$  Gt,  $\pm$  Tit und Akz. (Ap, Ilm, Erz).

In der Val Grande bilden die Granofelse einen im grossen ganzen homogenen Zug von 2 km Mächtigkeit, der aber gegen den NE-Rand des Kartierungsgebietes auf weniger als 1 km aus-



dünnt. Es handelt sich um ein grobkörniges, meist relativ massiges dunkles Gestein, das eine leichte Bänderung aufweisen kann und im Gegensatz zu den Pyriklasiten nur ausnahmsweise etwas Granat enthält.

Das massige Gefüge wird durch ein homöo-granoblastisches Gerüst von Amphibol und Pyroxen gebildet, in das Plagioklas eingelagert ist. Es zeigt nur vereinzelt Anzeichen einer Deformation.

### 2.2.5. Pyriklasite

Mineralbestand: Plag, Cpx, Opx, Gt,  $\pm$  Hbl,  $\pm$  Bi und Akz. (Ap, Ru, Spi, Gt, Hä, Ilm, Mgt).

Den Übergang von Granofels zu Pyriklasit bildet eine etwa 0,5 km mächtige Übergangszone mit intensiver Wechsellagerung der beiden Gesteine. Dieses Gebiet wurde in der vorliegenden Arbeit zu den Pyriklasiten geschlagen und die Grenze auf der Karte so gezogen, dass südlich derselben keine Pyriklasite mehr auftreten.

Die Pyriklasite, massige dunkle Gesteine mit einer unterschiedlich ausgebildeten Bänderung, sind sehr unregelmässig deformiert, weisen aber meist ein porphyroklastisches Gefüge auf. Der Granat, der nur vereinzelt fehlt, kann im Extremfall bis zu 60 Vol.-% ausmachen. Die häufig um Granat auftretenden Koronastrukturen werden weiter unten noch beschrieben. Hornblende tritt nur sporadisch auf.

### 2.3. ULTRABASISCHE GESTEINE

Die ultrabasischen Gesteine sind in ihrer Zusammensetzung sehr variabel und umfassen Peridotite, Pyroxenite/Hornblendite und auch Gt-Bi-Felse. Peridotitische und pyroxenitische Gesteine bilden die Hauptmasse und die grössten zusammenhängenden Körper. Ihre Zusammensetzung reicht von Harzburgit/Lherzolit bis Websterit. Sie sind grobkörnig und zeigen häufig ein ausgeprägtes Mosaikgefüge. An den Korngrenzen ist jedoch oft ein feinkörniger Mörtel zu erkennen. Vereinzelt kann auch Phlogopit vorkommen.

Hornblendite/Pyroxenite treten mit 0–2 m Mächtigkeit am Rand der grösseren Peridotitmassen auf. Sie bilden aber auch kleinere Linsen in den basischen Gesteinen, sind immer sehr grobkörnig und können bis unterarmdicke Amphibole enthalten. Die Gt-Bi-Felse sind sehr variabel zusammengesetzt und können mit ihren z.T. bis zu 95% Granat sogar als Gt-Felse bezeichnet werden. Sie erreichen aber nie kartierbare Mächtigkeit.

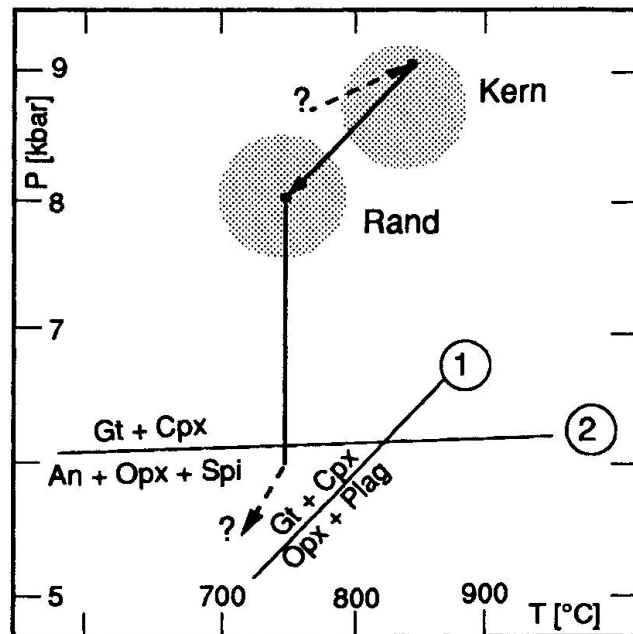


Abb. 2 Zusammenfassung der thermobarometrischen Daten und vermuteter P-T-Weg der granulitfaziellen Gesteine. 1: GREEN und RINGWOOD (1967), 2: siehe Abschnitt 2.5., Kern: P-T-Werte aus Kernchemismen, Rand: P-T-Werte aus Randchemismen.

### 2.4. KARBONATGESTEINE

Mineralbestand: Cc, Do,  $\pm$  Gli,  $\pm$  Ol,  $\pm$  Px,  $\pm$  Tit,  $\pm$  Trm,  $\pm$  Qz,  $\pm$  Ap,  $\pm$  Skap,  $\pm$  Plag,  $\pm$  Erz...

Im SE-Teil des Arbeitsgebietes treten vor allem Marmore als mehr oder weniger mächtige konkordante Lagen im Kinzigit auf. Sie wurden schon von verschiedenen Autoren detailliert beschrieben (z.B. PAPAGEORGAKIS, 1961; AREVALO et al., 1980). Im Basischen Hauptzug finden sich auch Kalksilikatlagen, die aber nie mehr als 2–3 dm mächtig werden. Die Marmore bestehen bis zu 99% aus Kalzit. Mit Ausnahme einer einzigen Probe fehlt Dolomit immer.

Neben ausgeprägten grobkörnigen Gleichgewichtstexturen existieren sehr feinkörnig rekristallisierte Gefüge. Im NW-Teil treten auch «karbonatische Gänge» auf. Dabei handelt es sich um Marmore, die diskordant im Nebengestein liegen und ein äusserst variables Aussehen aufweisen. Sie scheinen tektonisch in Störungszonen eingeschiert zu sein.

Die Karbonatgesteine enthalten oft unterschiedlich grosse Porphyroblasten neugebildeter Minerale. Daneben sind aber auch «Xenolithe» von Nebengestein eingeschlossen; dies besonders in den gangartigen Vorkommen. Teils sind diese Xenolithe eckig und frisch, teils sind sie jedoch mehr oder weniger metasomatisch umgewandelt und gerundet.

## 2.5. GEOTHERMOBAROMETRIE

Zur Abschätzung der Druck- und Temperaturbedingungen in den granulitfaziellen Metabasika wurden die Gt-Plag-Opx/Cpx-Qz-Barometer nach NEWTON und PERKINS (1982) und das Gt-Cpx-Thermometer nach ELLIS und GREEN (1979) verwendet. Die maximalen aus Kern-Kern-Chemismen berechneten Drücke betragen 7.5–9.0 kbar, die zugehörigen Temperaturen liegen bei 800–900 °C. Gegen den Rand der entsprechenden Klaster ist eine Druckabnahme um bis 1 kbar und bis 100 °C Temperaturabnahme festzustellen (vgl. Abb. 2). Ein Profil quer zur Ivreazone ergibt einen etwa 2,5 × erhöhten Druck-Gradienten. Dieser lässt sich leicht durch die von BRODIE und RUTTER (1987) beschriebenen (low angle-) Hochtemperaturscherzonen erklären. Der von diesen Autoren geforderte Versatz von bis gegen 7 km kann auch bestätigt werden (vgl. VOGLER, 1991). Ein Temperatur-Gradient lässt sich nicht eindeutig bestimmen, da die Thermometer wahrscheinlich noch reequilibrierten.

Wie unter 2.2.5. erwähnt, treten um Granat der Pyriklasite oft Koronastrukturen auf, sogenannte Kelyphite. Sie bestehen aus radialstrahligen Aggregaten aus Plagioklas und Orthopyroxen mit untergeordnet grünem Spinell. Solche Kelyphite sind nur in Zonen mit deformiertem Gefüge (feinkörnig rekristallisiertem Plagioklas) anzutreffen. Sie lassen sich auf folgende Reaktion zurückführen:  $2 \text{Gt} + \text{Cpx} = \text{An} + 3 \text{Opx} + \text{Spi}$ . Diese Reaktion ist mit einer starken Volumenzunahme verbunden und wird von HARLEY (1989) zu den ITD-(isothermal decompression-)Reaktionen gezählt. Nach GREEN und RINGWOOD (1967) könnte der gleiche Phasenübergang auch bei Aufheizung stattfinden, wobei aber ein anderes Gefüge entstehen müsste (HARLEY, 1989). Berechnungen mit dem Programm VERTEX von CONNOLLY (1990) zeigen, dass die Reaktion bei ungefähr 6 kbar stattfindet und praktisch temperaturunabhängig ist (vgl. VOGLER, 1991). Die Kelyphite deuten also auf eine P-Abnahme um bis zu 3 kbar hin (vgl. Abb. 2). Diese Druckabnahme dürfte während der oben erwähnten Extensionsphase erfolgt sein.

## 3. Strukturgeologie

### 3.1. GROSSRÄUMIGE CHARAKTERISTIKA

Die Stoffbänderung und die dazu parallele Hauptschieferung streichen SW–NE bis WSW–ENE, also gleich wie die Ivreazone als Ganzes im untersuchten Gebiet. Sie fallen steil in S oder N

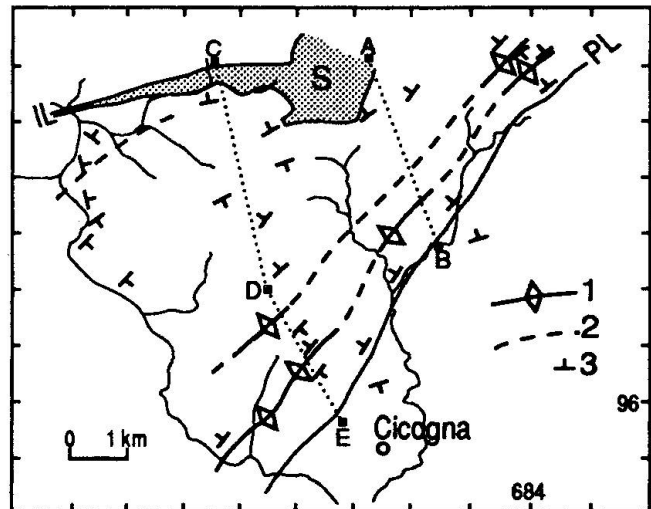


Abb. 3 Vereinfachte tektonische Karte mit Spuren der Achsenebenen einzelner Grossfalten (1: sicher; 2: vermutet; 3: Fallzeichen; S: Scaredi-Schuppe; A–B, C–D–E: Spuren der Profile von Abb. 5)

Richtung ein, was auf grosse Antiformen (Isoklinalfalten) zurückzuführen ist (vgl. Abb. 3, 5 und Tafel 2). Die Insubrische Linie und die Poggallo-Linie äussern sich vor allem in zunehmender Verschieferung und Mylonitisierung der Gesteine gegen den NW- bzw. SE-Rand hin. Auf Luftaufnahmen lassen sich zahlreiche junge Bruchsysteme erkennen. Einzelne davon konnten im Feld verifiziert werden. Die Versetzungsbeiträge sind jedoch häufig nicht bestimmbar und vermutlich auch nicht von grosser Bedeutung.

Obwohl die strukturellen Trends über die ganze Zone mehr oder weniger einheitlich sind, können einzelne Gebiete auf Grund ihrer speziellen lithologischen und tektonischen Situation als Strukturbezirke ausgeschieden werden, nämlich: 1 Kinzigitgneise, 2 Basika, 3 Val Grande-La Balma, 4 Scaredi-Schuppe.

### 3.2. KINZIGITGNEISE

Die pelitischen Gesteine weisen entsprechend der mehr oder weniger uniformen Lithologie auch tektonisch keine allzu grossen Unterschiede auf. Die Stoffbänderung (S0) streicht ungefähr SW–NE und fällt mehr als 60°, oft sogar mehr als 70° gegen NW bzw. SE ein (vgl. Abb. 4). Hauptsächlich anhand von Parasitär-falten konnten mehrere grössere offene Antiformen kartiert werden. Die Hauptschieferung (S1) schlägt nirgends durch die Faltenumbiegungen durch. Sie stellt also nicht eine Achsenebenenschieferung der oben erwähnten Antiformen dar. Viel eher ist sie auf eine

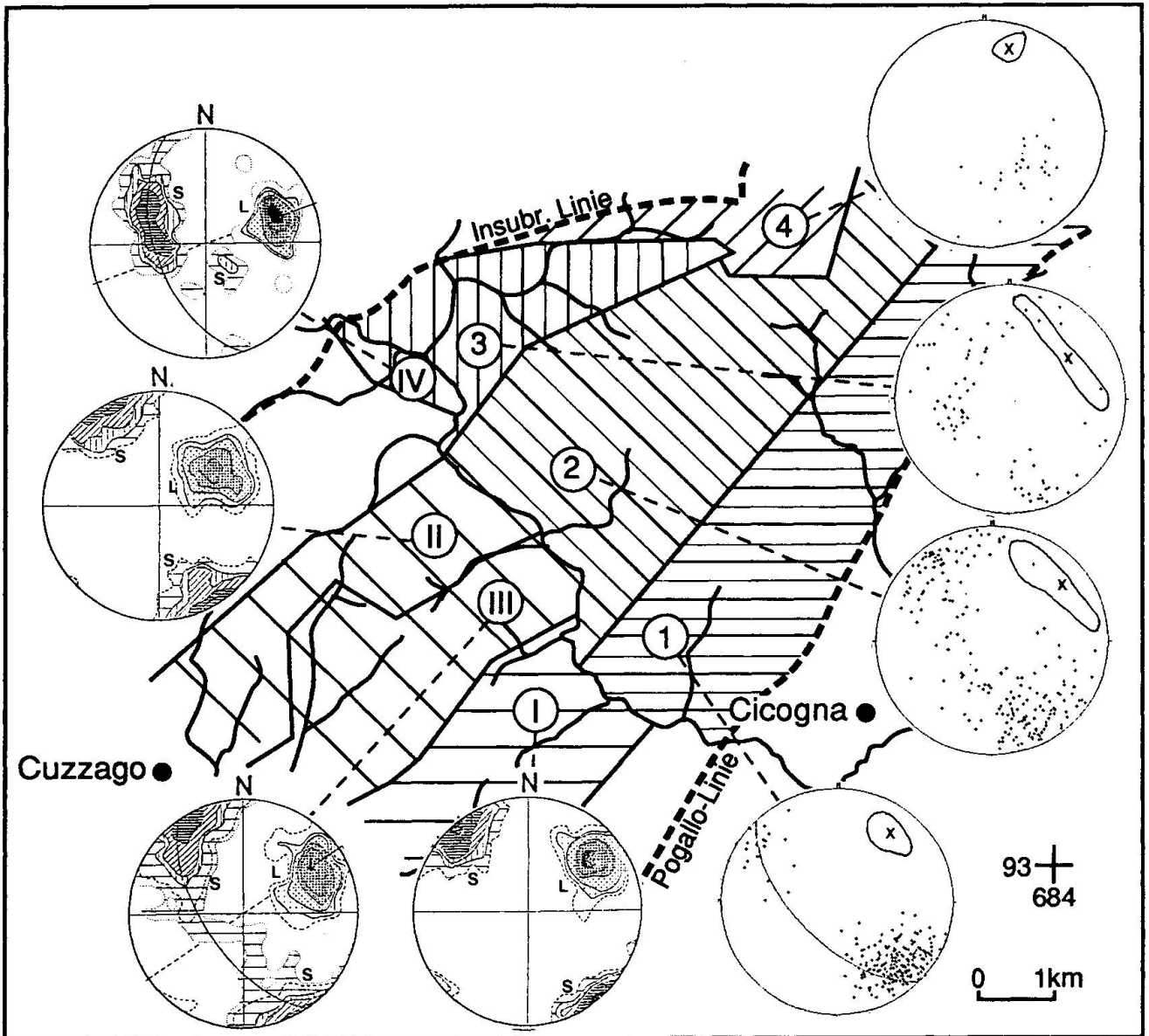


Abb. 4 Zusammenfassende Strukturkarte des Gebietes zwischen Valle d'Ossola und Val Pogallo mit Strukturbezirken und entsprechenden stereographischen Projektionen (Lambertsche Projektion der unteren Halbkugel) aus R. SCHMID (1967) (konturiert) und der vorliegenden Arbeit. Die konturierten Plots enthalten sowohl Pole auf s (S) als auch Lineare (L), die anderen nur Pole auf s und den Streubereich der Linearen (X). Die Strukturbezirke 1, 2 und 3 der vorliegenden Arbeit entsprechen den Bezirken I, II + III bzw. IV in R. SCHMID (1967).

frühere Deformationsphase (D1) zurückzuführen, die auch für die Parallelität der Stoffbänderung und der Hauptschieferung (S1//S0) verantwortlich ist. An mehreren Lokalitäten lassen sich noch Scharniere von Isoklinalfalten vermuten, durch die intensive Deformation wurden aber deren Faltenumbiegungen weitgehend zerstört («transposed foliation», HOBBS et al., 1976). Sie sind nur noch an der Form einzelner feiner Quarzlagen oder im Fibrolith zu erkennen. Die Achsen beider Falten Typen fallen mit 20-40° ( $\pm 10^\circ$ ) in NE Richtung ein, deren Fallazimut streut zwischen 20° und 70°.

### 3.3. BASIKA

Die basischen Gesteine zeigen mehr oder weniger die gleichen Resultate, wie im vorangehenden Abschnitt für die Kinzigitgneise beschrieben. Die Stoffbänderung (S0) streicht allgemein SW-NE und fällt steil ( $> 60^\circ$ ) gegen NW bzw. SE ein. Lediglich in der Umgebung von ultrabasischen Körpern zeigen sich infolge des sehr kompetenten Verhaltens dieser Gesteine Abweichungen, die jedoch keine weiträumigen Auswirkungen haben. Die Stoffbänderung schmiegte sich hier der Form der Ultrabasika an. Das Fallazimut der Li-

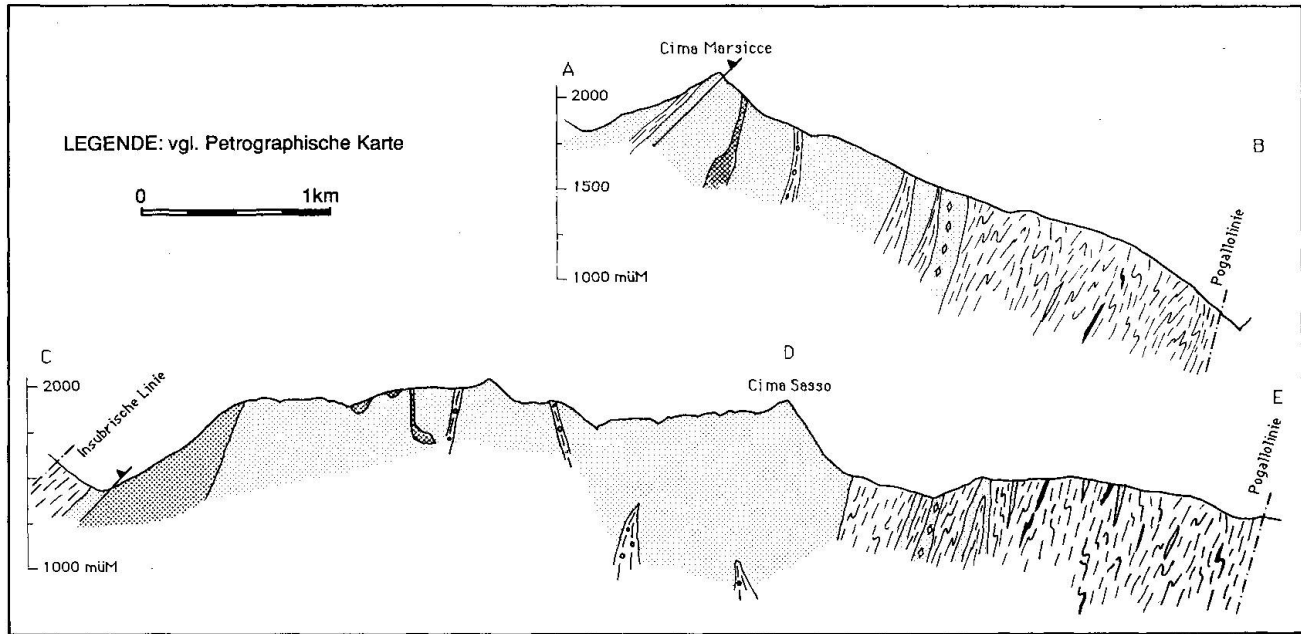


Abb. 5 Zwei Profile quer zum Streichen der Ivreazone im kartierten Gebiet (Profilsuren vgl. Abb. 3).

neare streut zwischen  $0^\circ$  und  $90^\circ$ , also stärker als in den Peliten. Auch die Pole auf S0 bzw. S1 streuen über einen grösseren Bereich (vgl. Abb. 4).

### 3.4. VAL GRANDE-LA BALMA

Im Gebiet der obersten Val Grande und der anschliessenden Val Fiorina weist die Stoffbänderung eine sehr grosse Streuung der Streichrichtungen auf. Die untersten 500–600 m der Val Fiorina sind aber auch lithologisch eher ungewöhnlich, stehen doch auf kürzester Strecke die verschiedensten Gesteine an.

Auf der petrographischen Karte wie auch auf der Strukturkarte ist eine Andeutung einer Faltenumbiegung zu erkennen. Ebenso scheinen die Lithologien in der allgemeinen Streichrichtung weiter gegen NE hin eine gewisse Symmetrie aufzuweisen. Die stereographische Projektion der Stoffbänderung (Abb. 4) zeigt aber, dass es sich hier nicht um eine einfache Falte handelt, sondern um die Auswirkungen eines mindestens zweiphasigen Ereignisses.

### 3.5. «SCAREDI-SCHUPPE»

Im Raum A. Scaredi – Cima della Laurasca liegen amphibolitfaziell metamorphe Gesteine auf dem granulitfaziellen N-Rand der Ivreazone. Das Gebiet oder Teile davon wurden schon von mehreren Autoren bearbeitet (KRÜHL, 1984; SCHÄPPI,

1985; S. SCHMID et al., 1987). Für Details sei deshalb auch auf diese Arbeiten verwiesen.

Die Scaredi-Schuppe ist im Untersuchungsgebiet auf einer Fläche von ca. 3 km<sup>2</sup> aufgeschlossen. Ihre maximale Breite (ca. 1 km Mächtigkeit) erreicht sie im Gebiet A. Scaredi – Cima della Laurasca. Gegen W läuft die S-Begrenzung allmählich auf die Insubrische Linie zu, die sie wahrscheinlich etwas W von In la Piana erreicht. Die Ausdehnung gegen E ist nicht genau bekannt, unter Umständen besteht ein Zusammenhang mit einer ähnlichen Schuppe im Gebiet SW von Finero.

Lithologisch gesehen besteht die Scaredi-Schuppe aus Peliten, Basika und untergeordnet Karbonatgesteinen, wobei die Basika zur Hauptsache den S-Teil und die Pelite den N-Teil aufbauen. Die Übergangszone zwischen diesen beiden Hauptmassen ist durch eine Wechsellagerung der beiden Einheiten gekennzeichnet. Die Gesteine gleichen denjenigen, die weiter südlich am Übergang Kinzigitgneise/Basika auftreten, allerdings ist ihre Abfolge genau um  $180^\circ$  verdreht. Die Lithologien fallen relativ flach ( $45^\circ$ ) in NW-Richtung ein, die Streckungslineare mit  $10\text{--}30^\circ$  gegen NNE.

Auf der A. La Balma kann in den Pyriklasiten eine kontinuierliche Zunahme der Verformung gegen die Überschiebung hin festgestellt werden. In der Überschiebung selbst steht stark mylonitisierter Pyriklasit an, in den zahlreiche bis zu 2 m mächtige Karbonatlinsen eingeschmiert sind. Der Pyriklasit-Mylonit ist völlig serizitisiert und chloritisiert.



Schersinnbestimmungen deuten auf eine ältere Überschiebung von S gegen N hin, eine spätere Reaktivierung unter Grünschieferbedingungen bewirkt gegenteilige Bewegungen. Diese Phänomene lassen sich folgendermassen erklären: In einer ersten Phase wurde die Scaredi-Schuppe von S her überschoben (Metamorphosebedingungen?). Dabei wurden auch die Karbonatlinsen eingeschmiert. S. SCHMID et al. (1987) verbinden die Platznahme amphibolitfazieller Gesteine am N-Rand der Ivreazone mit einem Extensionsbruch, der mit den Ereignissen an der Pogallo-Linie zusammenhing. Später wurde während der alpinen Rücküberschiebung («backthrusting») die alte Überschiebung unter grünschieferfaziellen Bedingungen leicht reaktiviert und zurückgeschoben.

#### 4. Zusammenfassung

Quer zum Streichen der Ivreazone von SE gegen NW nimmt die Metamorphose von Amphibolit zu Granulitfazies zu. Die maximalen P-T-Bedingungen lagen bei 9 kbar und 900 °C. Es wird heute allgemein akzeptiert, dass es sich hier um einen vertikal gestellten Abschnitt der unteren Kruste handelt (z.B. RIVALENTI et al., 1975).

Die beobachteten tektonischen Phänomene lassen sich folgendermassen skizzieren: Eine Stoffbänderung S0 wird isoklinal verfaultet (D1), was zur Ausbildung einer Hauptschieferung S1 führt. Eine weitere Deformationsphase D2 mit ± identischen Spannungsfeldern führt zu etwas offeneren, aber immer noch isoklinalen Falten (FA2//FA1; Metamorphosemaximum). Spätere Bewegungen an der Insubrischen Linie (S. SCHMID et al., 1987) und die Steilstellung der Ivreazone führen zu einer Streuung der linearen und planaren Strukturelemente, die von SE gegen NW zunimmt. Die jüngsten, spröden Ereignisse verändern die Architektur der Ivreazone nur noch unwesentlich. Zur tektonometamorphen Entwicklung der Ivreazone sei auch auf die Arbeiten von HANDY und ZINGG (1991) und ZINGG et al. (1990) verwiesen.

#### Verdankungen

Das Projekt wurde finanziell durch den Schweizerischen Nationalfonds unterstützt (Projekt-Nr. 2.900-0.85 bzw. 2000-4.854 sowie 20-25257.88). Die Idee für das Projekt stammt von Rolf Schmid. Ihm und A. Thompson sei für ihre Unterstützung, P. Ulmer und J. Connolly für ihre Hilfe bei thermobarometrischen Problemen herzlich ge-

dankt. Ein herzlicher Dank gebührt auch A. Steck und R. Schmid für die konstruktive Kritik zur vorliegenden Arbeit.

#### Literaturverzeichnis

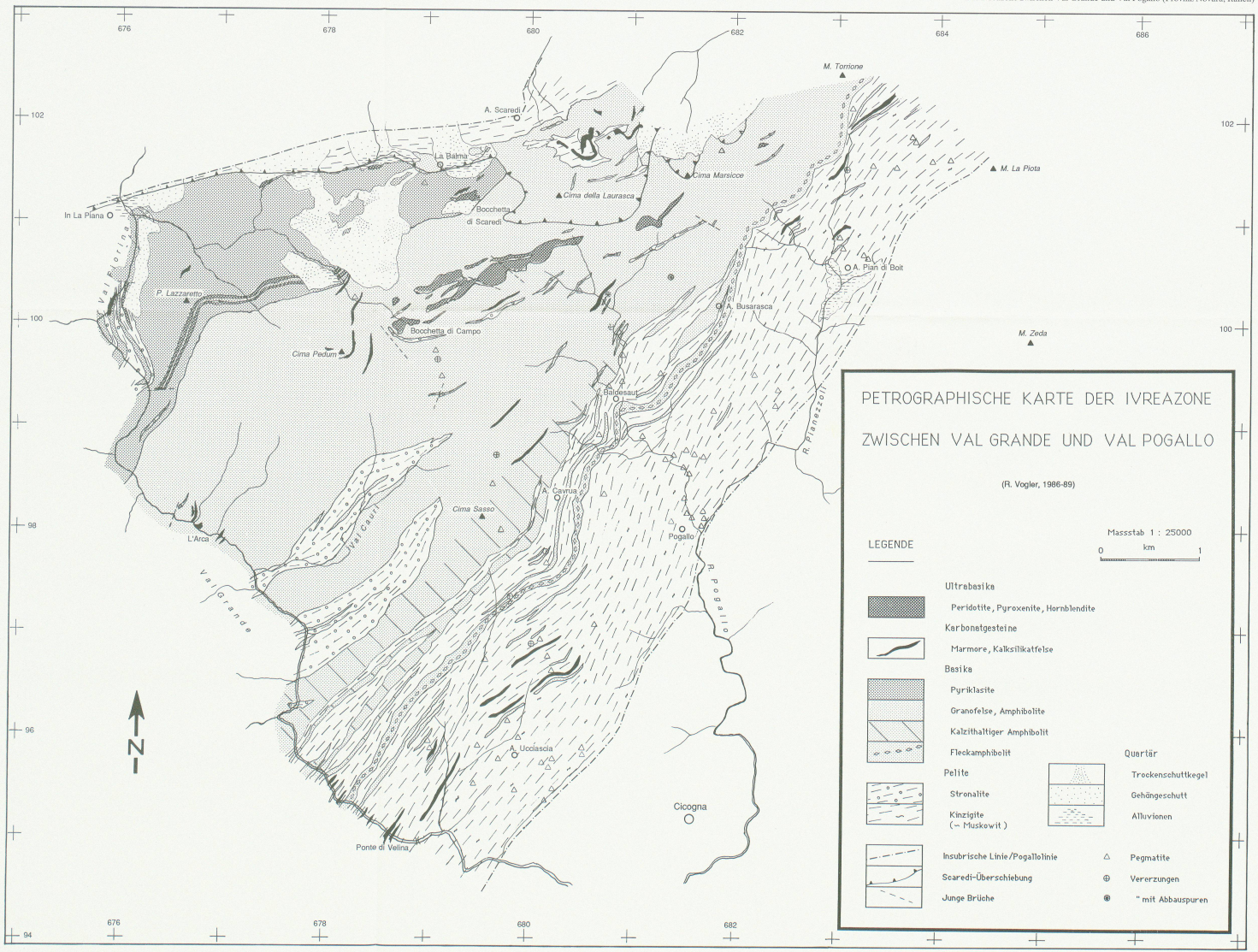
- AREVALO, P., SCHMID, R. und WEIBEL, M. (1980): Roccas carbonatadas de la zona de Ivrea (N de Italia). *Bol. Geol. Mineral. (España)*, 91, 731–759.
- BORIANI, A. (1970): The Pogallo Line and its connection with the metamorphic and anatectic phases of "Massiccio dei Laghi" between the Ossola Valley and Lake Maggiore (Northern Italy). *Boll. Soc. geol. ital.* 89, 415–433.
- BORIANI, A. und SACCHI, R. (1973): Geology of the junction between the Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri Zones. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 28, 1–36.
- BORIANI, A., BIGGIOGERO, B. und ORIGONI GIOBBI, E. (1977): Metamorphism, tectonic evolution and tentative stratigraphy of the "Serie dei Laghi", geological map of the Verbania area (Northern Italy). *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* 32, 1–25.
- BRODIE, K.H. und RUTTER, E.H. (1987): Deep crustal extensional faulting in the Ivrea Zone of Northern Italy. *Tectonophysics* 140, 193–212.
- CONNOLLY, J.A.D. (1990): Multi-Variable Phase Diagrams – An Algorithm Based on Generalized Thermodynamics. *Amer. J. Sci.* 290, 666–718.
- ELLIS, D.J. und GREEN, D.H. (1979): An Experimental Study of the Effect of Ca Upon Garnet-Clinopyroxene Fe–Mg Exchange Equilibria. *Contr. Mineral. Petrol.* 71, 13–22.
- GANSSER, A. (1968): The Insubric Line, a major geotectonic problem. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 48, 123–144.
- GREEN, D.H. und RINGWOOD, A.E. (1967): An experimental investigation of the gabbro-garnet granulite-eclogite transformation and its petrological applications. *Geochim. cosmochim. Acta* 31, 767–833.
- HANDY, M.R. (1986): The structure and rheological evolution of the Pogallo fault zone, a deep crustal dislocation in the Southern Alps of Northwestern Italy (Prov. Novara). *Diss. Univ. Basel*.
- HANDY, M.R. und ZINGG, A. (1991): The tectonic and rheological evolution of an attenuated cross section of the continental crust: Ivrea crustal section, southern Alps, northwestern Italy and southern Switzerland. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 103, 236–253.
- HARLEY, S.L. (1989): The origin of granulites: a metamorphic perspective. *Geol. Mag.* 126, 215–247.
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D. und WILLIAMS, P.F. (1976): An outline of Structural Geology. Wiley International Edition.
- HODGES, K.V. und FOUNTAIN, D.M. (1984): Pogallo Line, South Alps, northern Italy: An intermediate crustal level, low-angle normal fault? *Geology* 12, 151–155.
- KRUHL, J.H. (1984): Metamorphism and Deformation at the Northwest Margin of the Ivrea Zone, Val Loana (N. Italy). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 64, 151–167.
- LAUBSCHER, H.P. (1970): Bewegung und Wärme der alpinen Orogenese. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 50, 565–596.
- NEWTON, R.C. und PERKINS, D. (1982): Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assem-

- blages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. *Amer. Mineralogist* 67, 203–222.
- PAPAGEORGAKIS, J. (1961): Marmore und Kalksilikatfelse der Zone Ivrea-Verbano zwischen Ascona und Candoglia. Diss. Basel. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 41, 157–254.
- RIVALENTI, G., GARUTI, G. und ROSSI, A. (1975): The origin of the Ivrea-Verbano basic formation (Italian Western Alps). Whole rock geochemistry. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 94, 1149–1186.
- SCHÄPPI, H.-J. (1985): Geologische Untersuchungen in der Valle Loana (Prov. Novara, Italien). Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- SCHMID, R. (1967): Zur Petrographie und Struktur der Zone Ivrea-Verbano zwischen Val d'Ossola und Val Grande (Prov. Novara, Italien). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 47, 935–1117.
- SCHMID, S.M., ZINGG, A. und HANDY, M. (1987): The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. *Tectonophysics* 135, 47–66.
- SILLS, J.D. und TARNEY, J. (1984): Petrogenesis and tectonic significance of amphibolites interlayered with metasedimentary gneisses in the Ivrea Zone, Southern Alps, NW Italy. *Tectonophysics* 107, 187–206.
- STECK, A. und TIÈCHE, J.-C. (1976): Carte géologique de l'antiforme péridotitique de Finero avec des observations sur les phases de déformation et de recristallisation. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 56, 501–512.
- TUCHSCHMID, M. (1988): Deformation, Metamorphose und Geochemie basischer Gesteine der unteren Valle d'Ossola (Prov. Novara, Nord-Italien). Diplomarbeit ETH Zürich.
- VOGLER, R. (1991): Petrographische und strukturgeologische Untersuchungen in der Ivreazone zwischen Val Grande und Val Pogallo (Provinz Novara, Italien). Unpubl. Diss. ETH Zürich.
- ZINGG, A. (1980): Regional Metamorphism in the Ivreazone (Southern Alps, N-Italy): Field and microscopic Investigations. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 60, 153–179.
- ZINGG, A. (1983): The Ivrea and Strona-Ceneri Zones (Southern Alps, Ticino and Northern Italy) – A Review. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 63, 361–392.
- ZINGG, A., HANDY, M.R., HUNZIKER, J.C. und SCHMID, S.M. (1990): Tectonometamorphic history of the Ivrea Zone and its relationship to the crustal evolution of the Southern Alps. *Tectonophysics* 182, 169–192.

Manuskript eingegangen 8. April 1992; überarbeitetes Manuskript angenommen 11. Mai 1992.

Leere Seite  
Blank page  
Page vide





Tafel 1 Petrographische Karte der Ivreazone zwischen Val Grande und Val Pogallo.