

DISS. ETH No. 15149

**The tectono–metamorphic evolution  
of the northwestern Simano Nappe  
(Central Alps, Switzerland)**

A dissertation submitted to the  
SWISS FEDERAL INSTITUTE OF TECHNOLOGY ZURICH

for the degree of  
Doctor of Natural Science

presented by

**Roger Rütti**

Géologue diplômé, Université de Lausanne

born August 6, 1969  
citizen of Affeltrangen (TG)

accepted on the recommendation of

Prof. Dr. A. B. Thompson	ETH Zurich	examiner
PD Dr. J. A. D. Connolly	ETH Zurich	co-examiner
PD Dr. N. S. Mancktelow	ETH Zurich	co-examiner
Prof. Dr. D. Marquer	Université de Franche–Comté (F)	co-examiner

**2003**

## Abstract

The lower Penninic Simano Nappe consists of several metagranitoids of Caledonian and Variscan age. Pre-Triassic paragneisses and -schists form the cover of these metagranites. Mafic layers and lenses are commonly observed and frequently found at the orthogneiss-paragneiss interface. Ultramafic rocks are rare and evidence for an early high-pressure event is not documented.

The effects of three deformation phases can be distinguished in the northwestern Simano Nappe. The first phase  $D_1$  is associated with tight to isoclinal folds and is observed only in a few outcrops. This first phase is responsible for the formation of the Alpine nappe stack. The P-T conditions for this phase reached pressures of 9–11 kbar at circa 500 °C. These conditions are deduced by the mineral composition of chloritoid and paragonite inclusions in garnet. The stable mineral assemblage of Al-rich metapelites during this phase was  $\text{Chl} + \text{Ctd} + \text{Pg} + \text{Zs} \pm \text{Ky}$ . The second deformation phase  $D_2$  produced the dominant deformation fabric in the Central Alps as observed today. Older structures were almost completely obliterated, whereas younger structures are generally much more weakly developed.  $D_2$  structures are therefore well preserved with the regional  $S_2$  foliation axial plane parallel to large-scale flat-lying isoclinal folds. During  $D_2$ , garnet and staurolite grew in metapelites of suitable composition through decompression from 9–11 kbar to approximately 7–8 kbar while the temperature was still increasing to 600–650 °C. The stable mineral assemblage during this phase was  $\text{Chl} + \text{St} + \text{Pg} + \text{Gt} \pm \text{Ky}$ . The third phase  $D_3$  folds are characteristically upright and oblique to the trend of earlier structures. The interference between  $D_2$  and  $D_3$  produces a very characteristic undulation of the main foliation  $S_2$ , which is observed on all scales in the northwestern Simano Nappe. The peak of metamorphism was reached between  $D_2$  and  $D_3$ . The prevailing metamorphic conditions during  $D_3$  are estimated at 6–7 kbar and 600–650 °C. The stable mineral assemblage during  $D_3$  was  $\text{Bt} + \text{Ms} + \text{Gt} + \text{St} + \text{Ky}$ . The structural observations are consistent with earlier studies in the region (Keller, 1968; Grond et al., 1995; Grujic and Mancktelow, 1996). Recent petrologic data from Grandjean (2001), obtained from garnet-amphibolites within the Simano Nappe, deduced pressures of up to 12 kbar. Compared to these data, the deduced P-T conditions of the present study are consistent estimates.

The relationships of the adjacent Maggia Nappe and Leventina Gneisses to the Simano Nappe were still unclear at the start of this study. These boundaries were investigated in some detail. The structural study of the northern part of the Simano-Maggia boundary established that the Pertusio zone can be interpreted as the synformal southern continuation of the  $D_2$  Mogno synform. This result suggests, that the large-scale  $D_3$  Campo Tencia synform steepened the existing  $D_2$  structures in Valle Maggia. The consequence of these findings is that the Simano and Maggia Nappes actually represent parts of the same tectonostratigraphic unit, folded around this major  $D_2$  synform. The Maggia Nappe is therefore not in a synformal position as postulated by previous studies (e.g. Steck, 1998).

The structural investigation of the Leventina-Simano boundary confirmed many of the quartzite locations mapped previously at this boundary. The lack of associated Mesozoic metasediments, however, does not allow these quartzites to be interpreted as nappe separators with any certainty as postulated by earlier studies (e.g. Bossard in Niggli et al., 1936). Furthermore, this work revealed a series of outcrops, particularly in the uppermost part of the

Leventina Gneisses, where a top-to-NW sense of shear assigned to  $D_2$  was observed. This is in contrast to the  $D_2$  top-to-SE shear sense reported in earlier studies from the region. This difference in shear sense can be explained by differential tectonic movements at different depths within the Alpine nappe pile. Based on these structural observations, the Leventina-Simano boundary is interpreted as the intrusive contact between the Leventina Gneisses and the Simano Nappe, strongly reactivated during  $D_2$ .

The observation that several minerals (garnet, staurolite, kyanite) have two generations of porphyroblasts has been made in the Central Alps by many researchers (e.g. Irouschek, 1983; Klaper and Bucher-Nurminen, 1987; Chollet, 2000). Thermodynamic model results of the present study show that the two generations of staurolite and kyanite can be explained with one single metamorphic cycle. Only in the case of garnet can a polycyclic metamorphism be postulated. Three distinct types of garnet zonation patterns were deduced from element distribution maps. Element distribution maps show that garnets have had two cycles of  $X_{\text{grs}}$ -enrichment, only one of which can be explained by the main Alpine metamorphism. From this, it is concluded that the garnets showing two cycles of Ca-enrichment must have pre-Alpine cores.

Three phases of ductile deformation are also observed in the Leventina Gneisses. The  $S_1$  foliation is in most cases subparallel to the regionally dominant  $S_2$  foliation. The  $S_2$  foliation is most strongly developed toward the boundary with the overlying Simano Nappe, whereas in the core of the Leventina Gneisses,  $S_2$  is only weakly developed. At the boundary to the Simano Nappe, a 50–200 m wide mylonitic horizon with a top-to-NW sense of shear, attributed to  $D_2$ , is observed. The effects of the deformation phase  $D_3$  have only locally resulted in the development of a new axial plane foliation  $S_3$ , whereas the effects of the large-scale  $D_3$  Leventina antiform are clearly observed. At the eastern boundary of the Leventina Gneisses, the main foliation dips to the east. The shear zone pattern of the Leventina Gneisses was investigated to gain insight into its internal structure. However, no major shear zones were detected, but small-scale shear bands are commonly observed. The shear bands show a consistent top-to-NW sense of shear during  $D_2$ .

The study of the Si (pfu) content of white micas in the Leventina Gneisses as well as the study of the Leventina microtextures allowed the P–T conditions of this metagranitic body to be constrained as follows. Myrmekites are frequently observed in the Leventina Gneisses along the main foliation  $S_2$ . The formation of these microstructures are estimated to occur around 550 °C, which gives a minimum temperature estimate for  $D_2$ . White micas oriented along the main foliation  $S_2$  have higher Si (pfu) values in the core than in the rim. The maximum Si (pfu) content in white micas is 3.55 and the average rim composition ranges between 3.15–3.20. This corresponds to 5–7 kbar at temperatures above 550 °C during  $D_2$ . These conditions correspond well with the P–T conditions of the Simano Nappe during  $D_2$ . Along a profile of the Leventina Gneisses, Si (pfu) values of white mica appear to be a function of the position and altitude of the samples within the metagranite. As subduction during collision of the Adriatic and European plates was south-directed (e. g. Schmid et al., 1996), the samples from the south should have a higher Si (pfu) content, but the inverse is observed. It remains therefore unresolved, if the difference in Si (pfu) from north to south is actually related to a difference in pressure. A possible explanation for the behavior of the southern group of samples is that the temperatures increase towards the Insubric Line (up to 700 °C according to Todd and Engi, 1997) and that therefore recrystallization is more advanced in the south of the Leventina Gneisses compared to the north, where temperatures are lower (in the range 550–600 °C).

## Zusammenfassung

Die tiefpenninische Simano–Decke besteht im Kern aus mehreren metagranitischen Intrusiva kaledonischen und variszischen Alters. Prätriassische Paragneise und –schiefer bilden die metasedimentäre Bedeckung dieser Metagranite. Basische Horizonte und Linsen kommen häufig vor und befinden sich vielfach an der Orthogneis–Paragneis–Grenze. Ultramafische Gesteine sind selten und Indizien für ein frühalpines Hochdruckereignis sind nicht dokumentiert.

Drei Deformationsphasen können in der nordwestlichen Simano–Decke unterschieden werden. Die erste Deformationsphase  $D_1$  ist durch enge bis isoklinale Falten charakterisiert, kann aber nur in wenigen Aufschlüssen beobachtet werden. Die Deckenüberschiebung fand während dieser Phase statt. Die zugehörigen P–T Bedingungen erreichten 9–11 kbar bei ungefähr 500 °C. Sie wurden anhand der Mineralzusammensetzung von Chloritoid– und Paragoniteinschlüssen in Granat bestimmt. Die stabile Mineralparagenese Al–reicher Metapelite während dieser Phase ist  $\text{Chl} + \text{Ctd} + \text{Pg} + \text{Zs} \pm \text{Ky}$ .

Die zweite Deformationsphase  $D_2$  ist für die Bildung der dominanten Schieferung  $S_2$  (“Hauptschieferung”) in den Zentralalpen verantwortlich. Ältere Strukturelemente wurden fast völlig überprägt, jüngere sind weit weniger ausgeprägt.  $D_2$ –Strukturen sind mithin sehr gut erhalten und die  $S_2$ –Hauptschieferung ist achsenflächenparallel zu grossräumigen flachliegenden Isoklinalfalten. Während  $D_2$  wuchsen Granat und Staurolithe in metapelitischen Gesteinen geeigneter Zusammensetzung durch Dekompression von 9–11 kbar auf ungefähr 7–8 kbar bei steigenden Temperaturen. Als stabile Mineralparagenese ist hierbei  $\text{Chl} + \text{St} + \text{Pg} + \text{Gt} \pm \text{Ky}$  anzunehmen.

Faltenachsebenen der dritten Deformationsphasen  $D_3$  sind typischerweise steilstehend und verlaufen im untersuchten Gebiet orthogonal zur Orientierung früherer Faltenachsebenen. Die Interferenz zwischen  $D_2$  und  $D_3$  produziert eine sehr charakteristische Wellung der Hauptschieferung, welche in allen Grössenordnungen beobachtet werden kann. Das während dieser Phase erreichte Metamorphosemaximum ist durch P–T Bedingungen von 6–7 kbar und 600–650 °C charakterisiert. Die stabile Mineralparagenese besteht aus  $\text{Bt} + \text{Ms} + \text{Gt} + \text{St} + \text{Ky}$ .

Die strukturellen Beobachtungen decken sich mit früheren Arbeiten in der Region (Keller, 1968; Grond et al., 1995; Grujic und Mancktelow, 1996). Neuere petrologische Daten von Grandjean (2001) zu Granat–Amphiboliten der Simano–Decke belegen Drücke von bis zu 12 kbar. Verglichen mit diesen Daten, sind die P–T Bedingungen der vorliegenden Arbeit konsistente Einschätzungen.

Die Beziehungen der Simano–Decke zur angrenzenden Maggia–Decke und zu den Leventina Gneisen waren unklar, weshalb diese Grenzbeziehungen detailliert untersucht wurden. Detaillierte strukturelle Beobachtungen des nördlichen Teils der Simano–Maggia Grenze haben ergeben, dass der Pertusio–Zug als südliche synformale Verlängerung der Mogno–Synform interpretiert werden kann. Die makroskopische  $D_3$ –Campo Tencia Synform hat die existierenden  $D_2$  Syn– und Antiformen der östlichen Valle Maggia versteilt. Folglich müssen die Decken der Simano und der Maggia als die gleiche tektonostratigraphische Einheit, welche um diese grosse  $D_2$ –Synform herumgefaltet wurde, betrachtet werden. Die Maggia–Decke befindet sich also nicht in einer synformalen Position, wie dies postuliert wurde (z. B.

Steck, 1998).

Viele der Quarzit-Vorkommen welche an der Leventina-Simano Grenze kartiert worden sind, konnten bestätigt werden, aber das Fehlen assoziierter mesozoischer Metasedimente erlaubt es nicht, diese Quarzite mit Sicherheit als Deckentrenner zu interpretieren. Während dieser Arbeit wurde eine Anzahl Aufschlüsse entdeckt, in welchen ein top-nach-NW Schersinn, der  $D_2$  zugeordnet wird, vorherrscht. Dies steht im Gegensatz zum top-nach-SE Schersinn, der aus früheren Arbeiten in der Region bekannt ist. Dieser Unterschied der Scherrichtung kann durch differentielle Bewegungen in unterschiedlichen Tiefen innerhalb des Deckenstapels erklärt werden. Basierend auf den strukturellen Beobachtungen wird die Leventina-Simano Grenze als der während  $D_2$  reaktivierte Intrusionskontakt der Leventina Gneise mit der Simano-Decke interpretiert.

Mehrere Minerale (Granat, Staurolith, Disthen) besitzen zwei Wachstumsgenerationen. Diese Beobachtung ist aus mehreren Arbeiten in den Zentralalpen bekannt (z.B. Irouschek, 1983; Klaper und Bucher-Nurminen, 1987; Chollet, 2000). In der vorliegenden Arbeit zeigen Staurolith und Disthen in mehreren Proben zwei Wachstumsgenerationen, aber sie können aufgrund der thermodynamischen Modellierung mit einem einzigen Metamorphosezyklus erklärt werden. Nur im Fall von Granat kann eine mehrphasige Metamorphose abgeleitet werden. Drei verschiedene Granatzonierungstypen werden aus den Elementverteilungsbildern abgeleitet. Diese Elementverteilungsbilder zeigen, dass gewisse Granate zwei  $X_{\text{grs}}$ -Anreicherungszyklen erfahren haben, wovon nur einer durch die alpine Metamorphose verursacht wurde. Daraus wird geschlossen, dass Granate mit zweifacher  $X_{\text{grs}}$ -Anreicherung präalpine Kerne haben müssen.

Auch in den unter der Simano-Decke befindlichen Leventina Gneisen werden drei Deformationsphasen unterschieden. Die Schieferung  $S_1$  ist in den meisten Fällen subparallel zur regional dominierenden Hauptschieferung  $S_2$ . Die Hauptschieferung  $S_2$  ist am stärksten in der Grenzregion zur darüberliegenden Simano-Decke entwickelt. Im Kern der Leventina Gneise ist  $S_2$  nur schwach entwickelt. An der Grenze zur Simano-Decke befindet sich ein 50–200 m breiter Mylonithorizont, der einen  $D_2$  top-nach-NW Schersinn aufweist. Die Überprägung durch die dritte Deformationsphase  $D_3$  produziert nur lokal eine neue Achsenebenenschieferung  $S_3$ . Der Einfluss der grossräumigen  $D_3$ -Leventina Antiform hingegen ist klar ersichtlich. An der östlichen Begrenzung der Leventina Gneise, fällt die Hauptschieferung Richtung Osten. Die Scherzonenverteilung in den Leventina Gneisen wurde im Hinblick auf deren interne Struktur untersucht. Grossmassstäbliche Scherzonen wurden dabei nicht entdeckt. Hingegen sind mesoskopische Scherzonen häufig anzutreffen. Diese zeigen durchwegs einen top-nach-NW Bewegungssinn während  $D_2$ . Mehrere Anzeichen spröder Deformation wie Ultrakataklasite, Pseudotachylyte und Knickfalten sind zu beobachten. Diese überprägen die Hauptschieferung  $S_2$ , sind aber wahrscheinlich jungen Alters.

Das Studium der Si (pfu) Werte von Hellglimmern der Leventina Gneise sowie derer Mikrostrukturen, ermöglichte es die P-T Bedingungen dieses Metagranites zu definieren. Myrmekite, deren Bildung bei Temperaturen von mindestens 550 °C angenommen wird, finden sich häufig entlang der Hauptschieferung  $S_2$ . Die Mindesttemperatur während  $D_2$  kann darum bei 550 °C angenommen werden. Hellglimmer haben Si (pfu) Höchstwerte von 3.35, wobei durchwegs höhere Werte im Kern der Hellglimmer gefunden werden. Die typischen Si (pfu) Durchschnittswerte am Rand betragen zwischen 3.15–3.20. Diese Werte erlauben es die Metamorphosebedingungen während  $D_2$  auf 5–7 kbar bei mindestens 550 °C zu bestimmen.

Diese Bedingungen der Metamorphose entsprechen den Bedingungen der darüberliegenden Simano–Decke während der Deformationsphase D<sub>2</sub>.

Die Si (pfu) Werte aus Hellglimmern scheinen entlang eines Profils durch die Leventina Gneise von der Position innerhalb des Körpers und der Höhe über Meer abzuhängen. Da die Subduktion während der Kollision der Adriatischen und Europäischen Platte südgerichtet war (z. B. Schmid et al., 1996), müssten die Proben aus dem Süden der Einheit, höhere Si (pfu) Werte aufweisen, aber das Gegenteil wird beobachtet. Folglich bleibt ungeklärt, ob der Unterschied der Si (pfu) Werte der Hellglimmer im Norden und im Süden auf einen Druckunterschied hinweist. Das beobachtete Verhalten der Proben aus dem Süden könnte durch die höheren Temperaturen, welche zur Insubrischen Linie hin ansteigen (bis zu 700 °C nach Todd und Engi, 1997) und der dadurch grösseren Rekristallisation der Texturen verglichen mit jenen im Norden (Temperaturen zwischen 550–600 °C), erklärt werden.