

Beiträge zur Geologie der Schweiz

GEOPHYSIK Nr. 14

Herausgegeben mit Subvention der Eidgenossenschaft
von der Schweizerischen Geotechnischen Kommission,
Organ der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft

Mitteilung Nr. 59 aus dem Institut für Geophysik ETH Zürich

**Magnetische und petrographische Eigenschaften
der granitischen Gesteine des Albignagebietes
(Nördliches Bergeller Massiv)**

von

Friedrich Heller

Kommissionsverlag:
Kümmerly & Frey AG, Geographischer Verlag, Bern

1972

Offsetdruck Helioprint Zürich

Vorwort
der Schweizerischen Geotechnischen Kommission

An der Sitzung der Schweizerischen Geotechnischen Kommission vom 15. Januar 1972 legte Herr F. Heller ein Manuskript "Magnetische und petrographische Eigenschaften der granitischen Gesteine des Albignagebietes (Nördliches Bergeller Massiv)" vor. Die Kommission beschloss, die Arbeit in ihre Reihe "Geophysik" aufzunehmen. Es handelt sich um eine Dissertationsarbeit aus dem Institut für Geophysik an der ETH Zürich, ausgeführt unter Leitung der Herren Prof. Dr. A. Gansser und Dr. N. Pavoni. Die Kommission dankt dem Autor vielmals für seinen wertvollen Beitrag zur Erforschung des heute im Mittelpunkt des Interesses stehenden Bergeller Massivs, sowie für einen Beitrag an die Druckkosten.

Für den Inhalt von Text und Figuren ist der Autor allein verantwortlich.

Zürich, August 1972

Für die Schweizerische Geotechnische
Kommission

Der Präsident: Prof. F. de Quervain

INHALT

	Seite
1. Einleitung	2
2. Geologisch-petrographische Einführung	6
2.1. Geologischer Ueberblick	6
2.2. Petrographische Charakteristik	8
2.3. Massivinterne Tektonik und Genese	16
3. Gesteinsmagnetische Messungen	19
3.1. Apparatives	19
3.2. Probenentnahme	19
3.3. Remanente Magnetisierung	20
3.4. Regionale Ausbildung der remanenten Magnetisierung	32
3.5. Suszeptibilität	36
3.6. Regionale Ausbildung des magnetischen Gefüges	41
4. Diskussion	44
4.1. Das Inversionsproblem	44
4.2. Paläopollage	54
4.3. Geologische Aussagekraft der untersuchten gesteinsmagnetischen Parameter	57
5. Zusammenfassung und weitere Zielsetzung	61
6. Literaturverzeichnis	62

ZUSAMMENFASSUNG

Die gesteinsmagnetischen Eigenschaften der granitischen Gesteine des nördlichen Bergeller Massivs, das an der schweizerisch-italienischen Grenze liegt, sind auf ihren Gehalt an Magnetit und Ilmenohämatit zurückzuführen. Der Magnetit ist homogen und nahezu rein, während der Ilmenohämatit entmischt ist in drei Mineralphasen: antiferromagnetischen Titanhämatit, bei Zimmertemperatur paramagnetischen Ferrilmenit und Rutil. Der Magnetit besitzt nur instabile Komponenten der remanenten Magnetisierung, der Titanhämatit jedoch eine äusserst stabile Magnetisierung verschiedener Polarität. Im Süden des Untersuchungsgebietes ist der Titanhämatit normal, d.h. parallel zum gegenwärtigen geomagnetischen Feld magnetisiert. In der nördlich anschliessenden Zone ist er invers magnetisiert. Der Polaritätswechsel beruht auf einem Selbstumkehrmechanismus, der wahrscheinlich durch nach Norden abnehmende Oxidation und Entmischung des Ilmenohämatits während der Abkühlung der granitischen Gesteine verursacht ist.

Die untersuchten Gesteine besitzen eine ausgezeichnete Anisotropie der Suszeptibilität. Die Raumlage der magnetischen Textur stimmt mit der makroskopischen Textur der oligo- bis miozänen Intrusivgesteine gut überein. Die Richtung der stabilen Komponente der remanenten Magnetisierung wird durch die Anisotropie der Gesteine stark beeinflusst. Wird dieser Einfluss in Rechnung gesetzt, ergeben die Bergeller Gesteine folgende paläomagnetische Pollage: östl. Länge $263,6^{\circ}$; nördl. Breite $71,5^{\circ}$.

SUMMARY

The rockmagnetic properties of granitic rocks of the northern Bergell massif which is situated at the Swiss-Italian frontier are due to their magnetite and ilmenohematite content. The magnetite is homogeneous and nearly pure, whereas the ilmenohematite is exsolved into antiferromagnetic titanhematite, ferrilmenite which is paramagnetic at room temperature and rutil. The magnetite only possesses unstable components of remanent magnetization, but the titanhematite displays a very stable magnetization of different polarity. In the south of the sampling area the titanhematite is magnetized normally, i.e. parallel to the present geomagnetic field; in the adjoining area to the north it is magnetized reversely. The change in polarity is based on a self-reversal mechanism probably caused by decreasing oxidation and exsolution of ilmenohematite to the north during cooling of the granitic rocks.

The rocks have a distinguished anisotropy of susceptibility giving magnetic fabric which is in good agreement with the macroscopic structure of the oligo - miocene intrusive rocks. The anisotropy strongly influences the direction of the stable component of remanent magnetization. Having eliminated this influence, the following palaeomagnetic pole position is computed: long. $263,6^{\circ}$ E; lat. $71,5^{\circ}$ N.

1. Einleitung

Die gesteins- und paläomagnetische Forschung hat in den vergangenen beiden Jahrzehnten enormen Aufschwung genommen. Für die geradezu stürmische Aufwärtsentwicklung waren verschiedene Gründe massgebend. Zum ersten hat die Konstruktion hochempfindlicher Messapparaturen Wege eröffnet, die magnetischen Eigenschaften auch sehr schwach magnetisierter Gesteine zu erkunden. Ursprung und Art der Magnetisierung wurde in der Folgezeit von vielen Wissenschaftlern höchste Aufmerksamkeit gewidmet. Zum zweiten hat man erkannt, dass paläomagnetische Studien erlauben, das zeitliche und räumliche Verhalten des geomagnetischen Feldes, dessen Entstehungsmechanismus uns heute noch unbekannt ist, in der geologischen Vergangenheit zu prüfen. Dass das Erdfeld im Laufe der Erdgeschichte häufig seine Polarität gewechselt hat, ist auf Grund der paläomagnetischen Befunde im gegenwärtigen Zeitpunkt bereits eine gesicherte Tatsache. Drittens konnten mit Hilfe paläomagnetischer Methoden eine Reihe geologischer Probleme einer Lösung näher gebracht werden. Tektonische und stratigraphische Arbeitsmethoden erfuhren eine wesentliche Erweiterung, Theorien wie die der Kontinentaldrift und der Polwanderung neue Impulse und starke Unterstützung.

Dennoch sind viele Anwendungsmöglichkeiten gesteinsmagnetischer Untersuchungen noch nicht in vollem Umfang ausgeschöpft worden : z.B. wurde die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität im Zusammenhang mit Strukturfragen geologischer Körper nur selten analysiert. Auf der anderen Seite stehen noch viele Fragen offen: In welchen Fällen sind inverse, d.h. dem heutigen geomagnetischen Feld entgegengesetzte Magnetisierungsrichtungen auf Feldumkehr zurückzuführen? In welchen Fällen hat Selbstumkehr, wie sie in einigen Gesteinen Japans nachgewiesen werden konnte, eine Inversion der Magnetisierungsrichtung verursacht? Wie entsteht die remanente Magnetisierung? Welche Faktoren spielen dabei eine Rolle? Wie gross war das magnetische Moment des Erdfeldes zur Bildungszeit der remanenten Magnetisierung? Wovon ist

die Stabilität der Remanenz abhängig? Diese und viele weitere Probleme sind erst teilweise beantwortet.

In den Schweizer Alpen sind Gesteine verschiedenster Zusammensetzung und Entstehung aufgeschlossen, die geeignet erscheinen, entscheidende Antworten auf obige Problemstellungen zu geben. Dennoch liegen bisher nur wenige Arbeiten vor, die sich mit den magnetischen Eigenschaften dieser Gesteine beschäftigen. Nach den grundlegenden Studien KOENIGSBERGERS (1930a, 1930b, 1935, 1936), die teilweise an Schweizer Gesteinen (vor allem der Zentralmassive) durchgeführt wurden, befasste sich NIGGLI (1946) mit den Mangan-Eisenerzen des Val Ferrera (Graubünden), deren magnetische Eigenschaften vorwiegend durch Jakobsit bestimmt werden. Die Magnetit-erze des Mont Chemin (Wallis) wurden von GASSMANN (1948) behandelt. VON BREUNIG (1950) untersuchte Remanenz und Suszeptibilität von Gesteinen, die im Bereich der magnetischen Anomalie westlich von Locarno liegen. In neuerer Zeit erforschte FULLER (1963) die Wirkung der Anisotropie auf die Richtung der natürlichen remanenten Magnetisierung u.a. am Beispiel von Molassegesteinen der Schweiz. KIENLE und WYSS (1964) versuchten, an basischen Gesteinen der Ivreazone (Tessin) den Einfluss der isothermalen remanenten Magnetisierung abzuschätzen. In einer vorläufigen Mitteilung vermuteten MEYER DE STADELHOFEN und FAVINI (1965) piezoremanente Magnetisierung in gewissen Amphiboliten des Wallis. VAN HILTEN und ZIJDERVELD (1966) und PAVONI, EL MIKACHER und WEBER (1969) bestimmten die Richtung der remanenten Magnetisierung permischer Eruptiva (Tessin). Die Stabilität natürlicher und künstlicher isothermaler remanenter Magnetisierung verschiedener Schweizer Gesteine und Erze wurde von VALLABH SHARMA (1966) getestet.

Den zahlreichen paläo- und gesteinsmagnetischen Publikationen der letzten Jahre (vgl. IRVING 1964) liegen vorwiegend Untersuchungen basischer Effusivgesteine zugrunde. Intrusivgesteine sind bisher wenig beachtet worden, weil sie oft vielfältigen geologischen Prozessen

ausgesetzt waren, die eine Interpretation der magnetischen Studien erschweren, wenn nicht verunmöglichen können. Da in der Schweiz fast keine nichtmetamorphen basischen Effusiva anstehen, wird in der vorliegenden Arbeit trotz der eben erwähnten Bedenken die Analyse der gesteinsmagnetischen Parameter eines tertiären Granitkörpers, des Bergeller Massivs versucht.

Die Arbeit befasst sich mit den granitischen Gesteinen des Albignagebietes im nördlichen Bergeller Massiv (s. Fig. 1). Da das Massiv erst gegen Ende der alpinen Orogenese gebildet worden ist, sind für die magnetischen Gesteinseigenschaften relativ unkomplizierte Verhältnisse zu erwarten. Im folgenden werden die Ergebnisse der Untersuchungen dieser Eigenschaften dargestellt und ihr Zusammenhang mit der mineralogischen, textuellen und strukturellen Beschaffenheit der Gesteine geprüft.

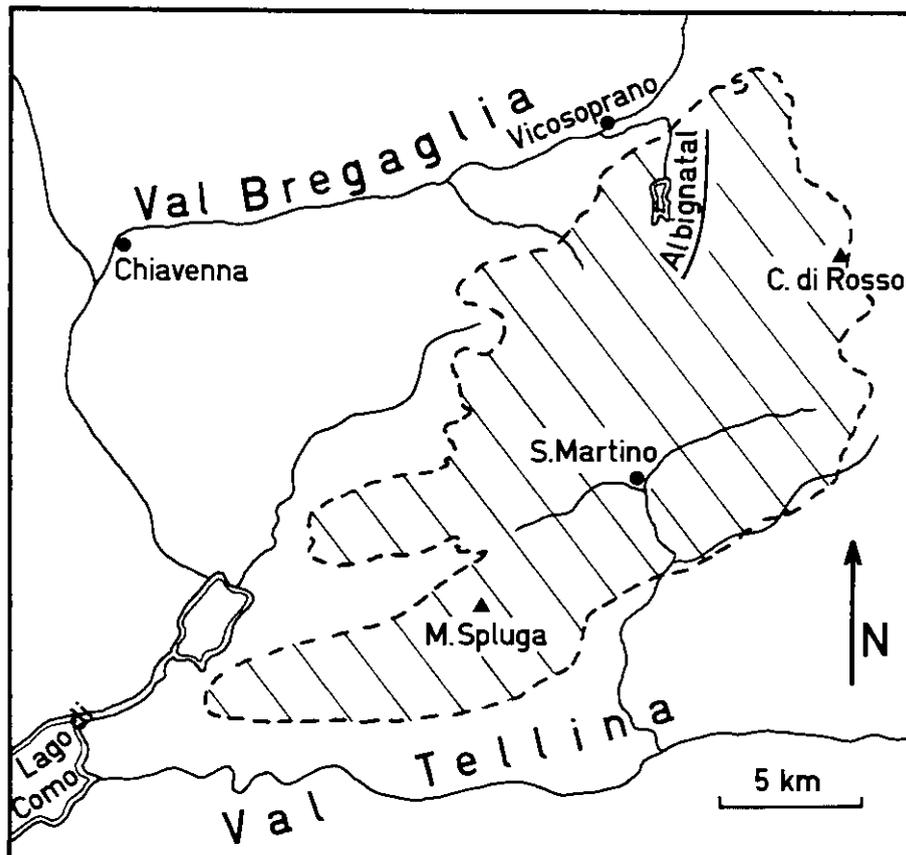


Fig. 1 - Uebersichtskarte des Bergeller Massivs (schraffiert)

Die vorliegenden Untersuchungen wurden im Albignatal durchgeführt.

Die Arbeit wurde am Institut für Geophysik der ETH Zürich ausgeführt. Herrn Prof. Dr. A. GANSSER bin ich für die Uebernahme des Referates und manchen Ratschlag zum geologisch-petrographischen Teil der Arbeit sehr zu Dank verpflichtet. Herr Dr. N. PAVONI war besorgt um die thematischen Vorüberlegungen zu dieser Arbeit; dabei wurde vor allem Wert gelegt auf gute Messbarkeit der gesteinsmagnetischen Parameter, auf Homogenität des zu untersuchenden Gesteins sowie auf dessen möglichst geringe Beeinflussung durch die alpine Orogenese. Ausserdem hat er dankenswerterweise das Korreferat übernommen. Ohne die instrumentellen Vorarbeiten von Herrn Dr. G. BERSET und die tatkräftige Unterstützung durch Herrn SCRIBA u.a. bei der Programmierung verschiedener Rechenoperationen hätte die Untersuchung nicht durchgeführt werden können. Alle anderen Institutskollegen, insbesondere Herr R. BERGER, haben stets ihre Hilfe zur Mitarbeit angeboten. Herrn Prof. Dr. F. GASSMANN verdanke ich wertvolle Literaturhinweise. Herr Dr. H.-U. NISSEN gab mir eine gründliche Einführung in die Gefügekunde und wertvolle praktische Hilfe bei der Gefügebestimmung der granitischen Gesteine des Albignagebietes. Herrn R. GUBSER danke ich für die Hilfe bei den Mikrosondenanalysen, Herrn Dr. G. BAYER und Herrn H.G. WIEDEMANN für die Ermöglichung der thermomagnetischen Messungen, ausserdem den Herren E. SCHAERLI und E. SCHWYN für die Herstellung zahlreicher Erzschliffe. Schliesslich sei den Elektrizitätswerken der Stadt Zürich und allen ihren Bergeller Angestellten, unter ihnen Herrn F. ARPAGAUS und Herrn U. RUINELLI, Dank gesagt für ihr stets freundliches Entgegenkommen und die Beherbergung im Wärterhaus am Albigna-Staudamm.

2. Geologisch-petrographische Einführung

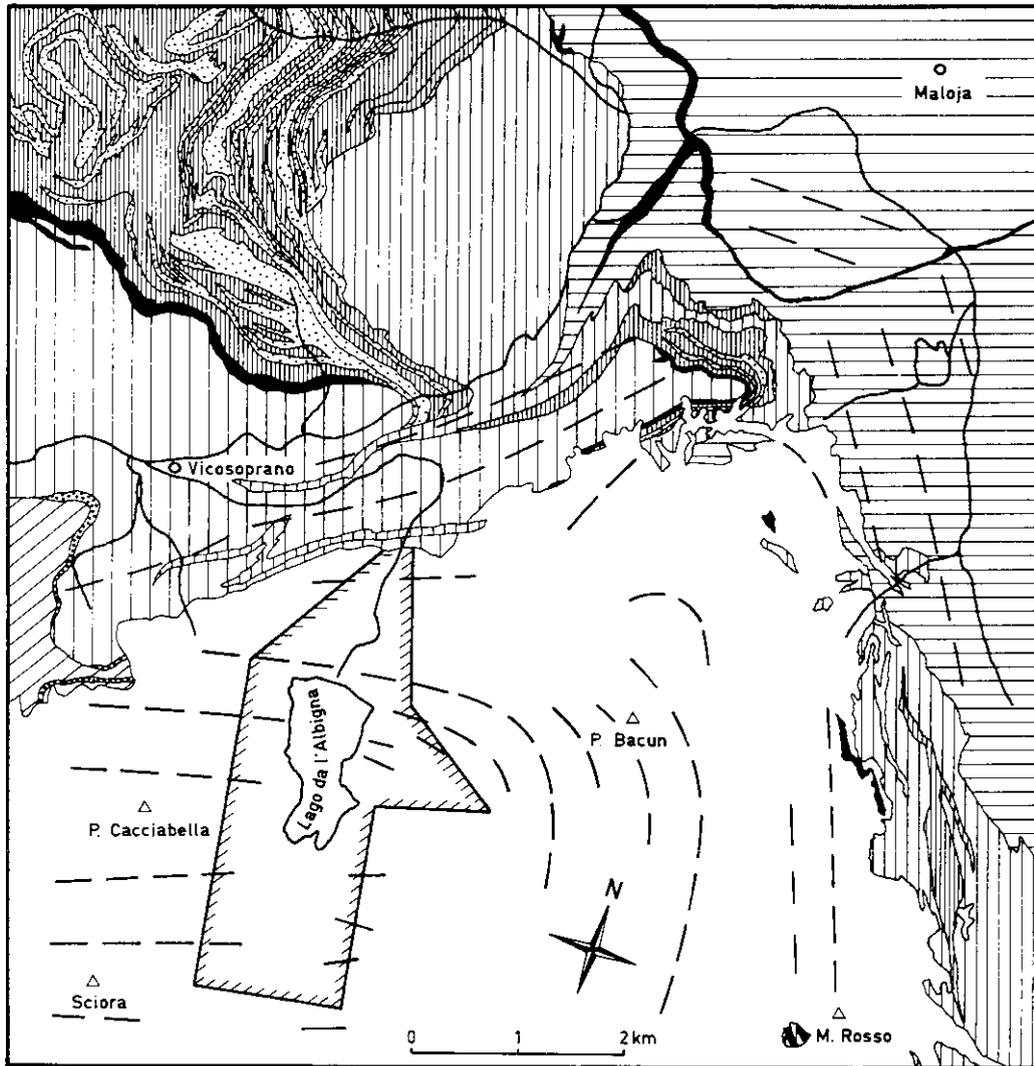
2.1. Geologischer Ueberblick

Entlang dem Innenrand des Alpenbogens hat eine Reihe syn- bis spät-orogener Intrusivkörper vorwiegend granitoider Zusammensetzung Platz genommen. Zu ihnen gehört das ca. 250 km² grosse Bergeller Massiv, welches zwischen der oberen Val Bregaglia und der unteren Valtellina dem penninischen Deckenbau eingelagert ist (Fig. 1 und Fig. 2). Den Süd- und Südostteil dieses Batholithen bauen als älteste Gesteine vorwiegend Tonalite und Quarzdiorite auf, die nördlich der Linie Monte Spluga - S. Martino - Cima di Rosso (vgl. Fig. 1) von jüngeren Granodioriten und Graniten abgelöst werden. Als letzte Intrusionsphase folgen schliesslich Aplite, Pegmatite und Quarzgänge.

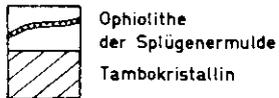
Auf Grund der geologischen Befunde - einerseits Geröllführung von Bergeller Granit in der südalpinen Molasse an der Grenze von Unter- zu Mitteloligozän (CITA 1957), andererseits jünger als der regionale Deckenvorschub (CORNELIUS 1913) und ohne Anzeichen wesentlicher alpiner Gefügedeformation - lässt sich das Alter des Massivs etwa im Unter- bis Mitteloligozän ansetzen. Die verschiedenen radiometrischen Altersbestimmungen haben homologe Resultate erbracht:

CHESEX 1964	Zirkon,	Pb/ α ,	24 Mio a
			21 Mio a
ARMSTRONG, JAEGER u. EBERHARDT 1966:	Biotit,	Rb/Sr ,	25,1 \pm 1,5 Mio a
			24,6 \pm 1,5 Mio a
		K/Ar	24,0 \pm 2,5 Mio a
JAEGER, NIGGLI u. WENK 1967:	Biotit,	Rb/Sr,	22,4 \pm 1,3 Mio a

Die leichte Diskrepanz zwischen dem geologisch ermittelten Gesteinsalter und dem Isotopenalter des Biotits und Zircons kann durch die lange Abkühlungsdauer des Gesamtmassivs von wenigstens 5 Mio Jahren - bei der Abschätzung wurde eine Intrusionstemperatur von 700° C und ein



Tambo-Decke



Bergeller Massiv



Suretta-Decke



--- Richtung gleichen Streichens des Nebengesteins und der Längsachsen der Kalifeldspatphänokristalle in den Megakristallgraniten

Margna-Decke

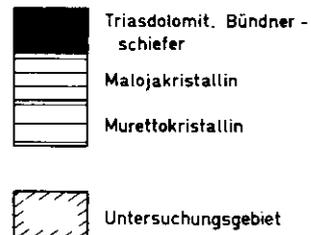


Fig. 2 - Tektonische Skizze des nördlichen Bergeller Massivs und seines Rahmens

nach DRESCHER u. STORZ (1926), STAUB (1939) und GYR (1967)

Massivvolumen von 3000 km³ angenommen - erklärt werden.

Neben den verschiedenen Abhandlungen der älteren Autoren wie CORNELIUS (1913) und STAUB (1918,1921) sind als Grundlagen für die vorliegende Untersuchung vor allem die Beobachtungen von DRESCHER und STORZ (1926), WEIBEL (1960), GYR (1967) und DRESCHER-KADEN (1969) bedeutsam.

2.2. Petrographische Charakteristik

2.2.1. Megakristall- und Ganggranite

Weit verbreitet im nördlichen Massivteil sind porphyrartige, granitische Gesteine. Sie sind durch das Auftreten oft fluidal angeordneter, grosser Kalifeldspatphänokristalle charakterisiert und werden deshalb in dieser Arbeit als Megakristallgranite bezeichnet. ⁺)

Mineralbestand der Megakristallgranite (nach Dünnschliffuntersuchungen):

Hauptgemengteile: Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz

Nebengemengteile: Biotit

Uebergemengteile: Chlorit, Calcit

Akzessorien: Titanit, Orthit, Apatit, Zirkon, Serizit,
Magnetit, Ilmenohämatit, Rutil.

Auf Angaben über Volumenprozentanteile der einzelnen Komponenten wird verzichtet, da diese im Dünnschliffbereich stark variieren.

⁺) Sie entsprechen den Granodioriten WEIBELS (1960), GYRS (1967) und MOTICSKAS (1970). Wir halten jedoch an der Bezeichnung "Granit" fest, obwohl auf Grund der Modalanalysen WEIBELS und MOTICSKAS diese Gesteine dem Granodioritfeld der Klassifizierungsdiagramme von STRECKEISEN (1967) zuzuordnen sind. Nach unseren Bestimmungen sind die Gesteine des Albignagebietes jedoch auf Grund des Feldspatverhältnisses (Plagioklas durchschnittlich ~60% des gesamten Feldspats) dem Granitfeld zuzuweisen. Zu erwähnen ist aber die grosse Variationsbreite des Kalifeldspatanteils, wodurch untergeordnet auch Uebergänge ins Granodioritfeld zu beobachten sind.

Die oft vollkommen idiomorph entwickelten cm-grossen (max. bis 20 cm Länge) Kalifeldspatphänokristalle zeigen vorwiegend in der Nähe der Kornränder Uebergänge von optisch homogenem Material zu Mikroklitterung. Makroskopische Karlsbader Zwillinge treten häufig auf; mikroperthitische Entmischung ist weit verbreitet. Mannigfache eingeregelter Einsprenglinge wie idiomorpher Plagioklas, der - etwas basischer als der Plagioklas der Grundmatrix - Zonarbau mit nach innen zunehmendem An-Gehalt zeigt, Biotit und idiomorpher Magnetit sind ebenfalls typisch. Auf Spaltrissen finden sich Quarz und Calcit.

Der hypidiomorphe Plagioklas (23 - 31% An, bestimmt nach TROEGER 1951) der Grundmasse ist verzwillingt nach verschiedenen Gesetzen. Die durchschnittlich mm-grossen Körner zeigen Zonarbau, der oft durch entsprechende Serizitisierung betont wird. Die auftretende Myrmekitbildung ist besonders von GYR (1967) und DRESCHER-KADEN (1969) beachtet worden.

Der Quarz der Grundmasse füllt die Zwickel zwischen den anderen Mineralien und ist stellenweise stark zertrümmert.

In den Megakristallgraniten des Albignagebietes fehlt Hornblende. Biotit macht weitaus den grössten Teil der dunklen Gemengteile aus. Seine Korngrösse bewegt sich im mm-Bereich. Oft treten diese Glimmer zu kleinen Nestern zusammen, in welchen auch häufig Magnetit angereichert ist. Fast in jedem Dünnschliff ist eine Farbänderung des Biotits bis zur Farbe des Chlorits zu beobachten. Dabei ist auf Rissen und Uebergängen zu unzersetztem Material stellenweise Erz (Korngrösse 0,01 - 0,05 mm) neu gebildet worden. Als Einschlüsse des Biotits findet man vorwiegend Apatit, seltener Zirkon, Titanit und Rutil (?). Zum Massivrand hin enthalten die Megakristallgranite zunehmend mehr Biotit.

Die Erzminerale werden in Kap. 2.2.2. detailliert beschrieben.

Nach GYR (1967) haben sich die Mineralphasen der Megakristallgranite in der üblichen Reihenfolge nach der Basizität gebildet:

Akzessorien - Biotit + Plagioklas - Kalifeldspat - Quarz.

Die Megakristallgranite besitzen eine holokristallin porphyrische Struktur mit einem mittleren Korndurchmesser der Grundmasse von ca. 2 - 5 mm. Die Textur ist - wenigstens im Dünnschliffbereich - richtungslos körnig; makroskopisch sind an vielen Stellen Fluidalgefüge zu beobachten. Die nördlich des Staudammes gelegenen Gesteinspartien sind stark geflasert und parallel texturiert.

Den Ganggraniten werden die mittel- bis feinkörnigen Granitvarietäten zugerechnet, die im Albignagebiet nur in Gängen und gangartigen Flasern auftreten. Die Mächtigkeit der Gänge schwankt zwischen einigen Zentimetern und mehreren Metern. Nach WEIBEL (1960) ist ihr Gesamtchemismus etwas saurer als der der Megakristallgranite. Die mineralische Zusammensetzung ist im wesentlichen die gleiche wie die der Megakristallgranite, nur fehlen die grossen Kalifeldspatphänokristalle. Variationen im Biotitgehalt bewirken makroskopische Hell- oder Dunkelfärbung der Ganggranite. Sie besitzen eine hypidiomorph mittel- bis feinkörnige Struktur (mittlerer Korndurchmesser ca. 1 - 2 mm) und oft Paralleltex- tur (Biotit) entlang den normalerweise scharf ausgeprägten Ganggrenz- flächen gegen den Megakristallgranit.

Die petrographische Beschreibung der Megakristall- und Ganggranite ist bewusst kurz gehalten worden, da das Hauptinteresse den enthaltenen ferromagnetischen Mineralien galt. Auf eine petrographische Skiz- zierung der Pegmatite, Quarzgänge, Xenolithe und Nebengesteinsein- schlüsse wird vollkommen verzichtet, da ihnen - nach den bisherigen Untersuchungen - gesteinsmagnetisch relevante Mineralparameter meist fehlen. Es sei allerdings darauf hingewiesen, dass gerade gesteins- magnetische Untersuchungen zur Genese speziell der Xenolithe - sie treten vor allem am Nord- und Ostrand des Bergeller Massivs auf und führen dort Hämatit und Magnetit (GYR 1967) - einen wertvollen Beitrag leisten können.

2.2.2. Ferromagnetische Mineralien der Megakristall- und Ganggranite

Nach den erzmikroskopischen Beobachtungen bestimmen Magnetit und Ilmenohämatit [†]) den ferromagnetischen Charakter der Megakristall- und der Ganggranite. Sowohl im Hinblick auf die Bruttogehalte als auch im Verhältnis beider Minerale zueinander variieren ihre Volumengehalte beträchtlich. Maximal wurde ca. 1% Erzanteil bestimmt (Fig. 9b). Im allgemeinen ist in den Gängen der Magnetitgehalt gegenüber den Megakristallgraniten reduziert. Nördlich des Staudammes bis zum Massivrand fehlt in den Megakristallgraniten der Ilmenohämatit praktisch vollständig. Dafür konnte in diesem Gebiet vereinzelt nichtentmischter Ilmenit nachgewiesen werden. Ilmenohämatit und Magnetit treten nur selten direkt miteinander vergesellschaftet auf.

Der Magnetit ist meist vollkommen idiomorph ausgebildet; dabei sind die oktaedrischen Körner manchmal leicht gestreckt und teilweise an den Kornrändern korrodiert. Die Korngrösse erreicht mittlere Durchmesser von ca. 1 mm, variiert jedoch stark von ca. 0,01 mm bis etwa 5 mm. Die halbquantitative Röntgenfluoreszenzanalyse einer Probe (von Bohrlokalität 1, Fig. 12) erbrachte als weit überwiegendes Element Fe mit geringen Beimengungen von Ti und Mn sowie Spuren von Cr, Co und V. Quantitative Messungen mit der Mikrosonde ergaben folgenden Kationenchemismus:

Zahl der ausgewerteten Messpunkte	Fe Gew.%	Mn Gew.%	Ti Gew.%
6	72,28 ± 0,31	0,19 ± 0,07	0,13 ± 0,07

Der Magnetit ist homogen und nahezu rein.

Gelegentlich ist Martitisierung zu beobachten, die vom Rand her auf (111)-Spaltrissen in den Kristall eindringt. Die Martitbildung ist deutlicher ausgeprägt in Magnetitkörnern mit stärker zerlappten Rändern oder abgerundeten Ecken; diese Körner sind meist an chloritisierten

[†]) Nomenklatur nach BALSLEY and BUDDINGTON (1958)

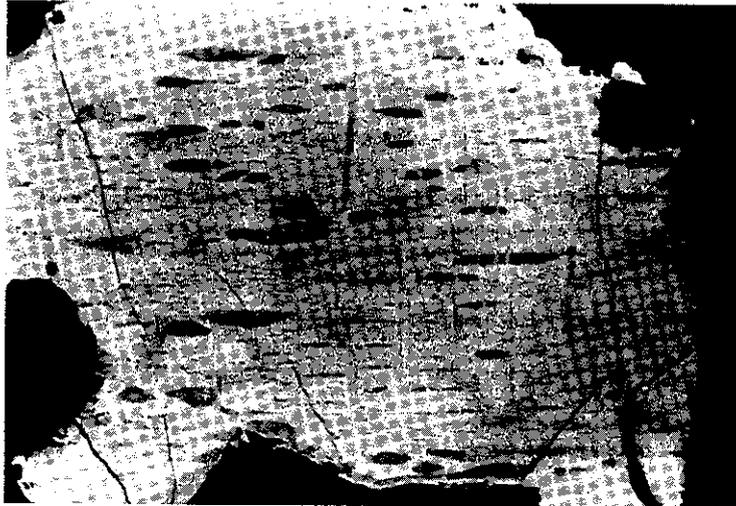
Biotit gebunden. Fast immer ist der Magnetit in Biotitnestern angehäuft, doch sind auch in den Kalifeldspatphänokristallen Magnetiteinsprenglinge zu finden.

Im Gegensatz zum Magnetit ist die äussere Form des Ilmenohämatits, der im ternären System Fe-Ti-O der Reihe $x \text{FeTiO}_3 \cdot (1-x) \text{Fe}_2\text{O}_3$ angehört, sehr unregelmässig ausgebildet, da Feldspäte und Quarz die Kornränder vollständig korrodiert haben. Der Ilmenohämatit ist ein inhomogenes Mineralgemenge, dem verschiedene Entmischungsphasen zugrundeliegen. Drei Minerale sind im Ilmenohämatit entmischt: antiferromagnetischer Titanhämatit, bei Zimmertemperatur paramagnetischer Ferrilmenit und diamagnetischer Rutil. In einer Grundmasse von Titanhämatit liegen perlschnurartig aufgereiht Ferrilmenitentmischungslamellen verschiedener Grösse und Menge (Fig. 3). In Einzelfällen ist das Verhältnis umgekehrt, d.h. Titanhämatitentmischungen liegen in einer Ferrilmenitgrundmasse (Hämoilmenit). Verschiedentlich enthält der Ilmenohämatit grössere Restkörper von Ferrilmenit. Ausserdem ist diese Phase häufig an den Kornrändern angereichert, so dass geschlossen werden kann, dass der Entmischungsprozess - wenn er nicht überhaupt erst nach der Korrosion des Ilmenohämatits durch die hellen Gemengteile des Gesteins eingesetzt hat - zumindest nach der Korrosion beendet wurde. Es sind zwei Entmischungsgenerationen beider Fe-Ti-Minerale vorhanden, wobei die 2. Generation des Titanhämatits vor allem im Südteil des Arbeitsgebietes gut erkennbar ist:

1. Generation:
 - a) Breite, meist oval gestreckte Ferrilmenitentmischungslamellen in mässigen Mengen
 - b) Titanhämatitgrundmasse
2. Generation:
 - a) Kleine und zahlreiche, wohl bis in den submikroskopischen Grössenbereich reichende Ferrilmenitlamellen grosser Zahl in der Titanhämatitgrundmasse
 - b) Titanhämatitentmischungen im Ferrilmenit der 1. Generation

Die Ferrilmenitlamellen sind in der Basisebene des Titanhämatits entmischt (RAMDOHR 1960).

a)



b)

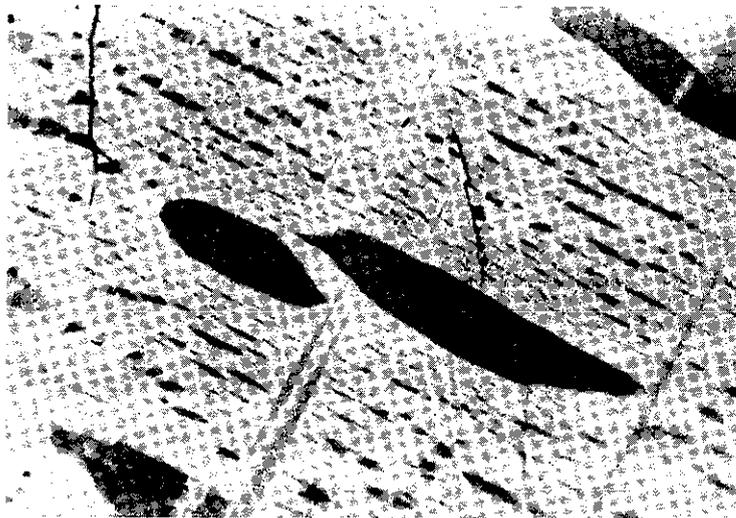


Fig. 3 - Ilmenohämatit

- a) Drei verschiedene Mineralphasen
 Helle (weisse) Titanhämatitgrundmasse mit dunkleren (grauen), perlschnurartig aufgereihten Ferrilmenitlamellen verschiedener Grösse; senkrecht zu diesen feine (graue), spelzenförmige Rutilnadeln.
 170-fache Vergrösserung
- b) Zwei Entmischungsgenerationen:
 1. Generation: Grosse Ferrilmenitentmischungen (grau) in der Titanhämatitgrundmasse (weiss).
 2. Generation: Feinste Ferrilmenitlamellen in der Titanhämatitgrundmasse und sehr kleine Titanhämatitentmischungen in den grossen Ferrilmenitentmischungen der 1. Generation.
 620-fache Vergrösserung, Oelimmersion

Als jüngste Entmischung der Ilmenohämatite sind lange spelzenförmige Rutilnadeln gebildet worden, welche die Ferrilmenitlamellen im rechten Winkel abschneiden oder durchbrechen. Sie sind vor allem in Proben aus dem Südteil des Untersuchungsgebietes häufig zu beobachten.

Ausser Cr können in den Ilmenohämatiten dieselben Elemente fluoreszenzspektroskopisch nachgewiesen werden wie im Magnetit: Fe, Ti, Mn und in Spuren Co und V. Die Gehalte an Fe, Ti und Mn wurden mit der Elektronenmikrosonde quantitativ bestimmt (Tab. 1).

Tab. 1 Chemismus des Ilmenohämatits und seiner Entmischungsphasen gemäss den Messungen mit der Elektronenmikrosonde

Mineralphase	Zahl der Messpunkte	Fe Gew.%	Ti Gew.%	Mn Gew.%	x	C _T °C
Titanhämatit Südregion	34	61,08 ± 1,52	8,45 ± 0,77	0,90 ± 0,13	~0,3	~400
Titanhämatit Nordregion	33	60,54 ± 2,27	8,40 ± 0,88	0,88 ± 0,06	~0,3	~400
Ferrilmenit Südregion	24	38,21 ± 5,77	26,01 ± 4,50	3,37 ± 1,66	~0,9	~-100
Ferrilmenit Nordregion	13	38,26 ± 1,73	27,35 ± 4,03	3,56 ± 1,73	~0,9	~-100
Rutil	1	0,79	58,50	0,10	-	-
Ilmenohämatit Südregion	5	55,46 ± 1,17	11,88 ± 1,66	1,37 ± 0,21	~0,4	(~300)
Ilmenohämatit Nordregion	4	55,17 ± 1,76	11,50 ± 1,52	1,37 ± 0,08	~0,4	(~300)

x: x-Wert im System $x \text{FeTiO}_3 \cdot (1-x) \text{Fe}_2\text{O}_3$ unter der Annahme, dass sämtliches Ti als FeTiO_3 im angegebenen System stöchiometrisch gebunden ist.

C_T: Aus den x-Werten nach NAGATA and AKIMOTO (1956) abgeleitete Néeltemperatur.

Um weitere Anhaltspunkte über den Chemismus des Magnetits und des

Titanhämatits - nur diese Entmischungsphase des Ilmenohämatits ist für die magnetischen Eigenschaften dieses Systems von Bedeutung - zu erhalten, wurden die Curie- (bzw. Néel-) temperaturen beider Minerale bestimmt. Dazu wurde eine Thermowaage mit darüber suspendiertem Permanentmagnet ($H \sim 600$ Oe am Probenort) benutzt. Die Versuche wurden im Hochvakuum an separiertem Erzkonzentrat durchgeführt. [†])

Ergebnis: Magnetit: $C_T = 560 - 580^\circ\text{C}$, je nach Probe
Titanhämatit: $C_T = 580 - 595^\circ\text{C}$, je nach Probe

Die Mikrosondenanalysen (Tab. 1) zeigen keine Unterschiede in der Zusammensetzung der einzelnen Phasen des Ilmenit-Hämatit-Systems zwischen der Nord- und der Südregion des Untersuchungsgebietes. Die beiden Regionen wurden wegen der Unterschiede in den magnetischen Eigenschaften ausgeschieden (vgl. Kap. 3.4.). Während der Ferrilmenit (mit im Vergleich zum Titanhämatit hohem Mn-Gehalt) einen x -Wert $\cong 0,9$ besitzt, weist der Titanhämatit einen x -Wert $\cong 0,3$ auf, der gemäss Solvuskurve des Systems (UYEDA 1958, CARMICHAEL 1961) bei Normalbedingungen nach langsamer Abkühlung nicht existent sein kann. Dagegen ergeben die thermomagnetisch gemessenen und die durch thermische Entmagnetisierungsversuche (s.S. 47) erhaltenen Néeltemperaturen von um 600°C einen x -Wert des Titanhämatits von $x \cong 0,1$. Die Diskrepanz zwischen beiden Messresultaten kann durch submikroskopische Ferrilmenit- oder Rutilentmischungen im Titanhämatit erklärt werden, deren Grösse auch unter dem Auflösungsvermögen der Mikrosonde liegt.

Die thermomagnetisch bestimmte Curietemperatur des homogenen Magnetits stimmt dagegen mit der aus den Mikrosondenmessungen ableitbaren Curietemperatur (POUILLARD 1950) bestens überein.

Ueber die Entmischungstemperatur des Ilmenohämatits lassen sich keine sicheren Angaben machen. Doch scheint dieses Mineral zumindest

[†]) Herrn H.G. WIEDEMANN (Fa. Mettler, Greifensee/Zürich) sei für die Durchführung eines Teils dieser Messungen bestens gedankt.

teilweise unterhalb 600°C entmischt zu sein, da Minerale der Pseudobrookitserie nicht nachgewiesen werden konnten (vgl. CARMICHAEL & NICHOLLS 1967). Unter dieser Annahme kann die natürliche remanente Magnetisierung des Ilmenohämatits sowohl thermischen als auch chemischen Ursprungs sein.

2.3. Massivinterne Tektonik und Genese

Das Bergeller Massiv zeigt in den nördlichen Teilen (Albignagebiet) und im Nordosten (GYR 1967) im grossen Konkordanz zu den Nebengesteinen. Die Längsachsen der Korngestalt der Kalifeldspatphänokristalle (= Faser von DRESCHER und STORZ 1926) und der Einschlussschollen sind \pm parallel dem Rahmengefüge bzw. der Struktur der Rahmengesteine eingelagert. Dieser Strukturplan besitzt im Albignatal ungefähr O-W - Streichen, welches nach Osten zu in eine N-S - Richtung umbiegt (s. Fig. 2).

An den im Untersuchungsgebiet gewonnenen Proben wurden Gefügemessungen durchgeführt (Fig. 4). Im Norden - vom Kontakt des Massivs bis etwa in Staudammhöhe - sind planare Gefügeelemente ausgezeichnet entwickelt: sie streichen um ONO-WSW und fallen stets mässig steil nach Süden ein. Dieser einen Schieferungsebene sind sowohl die Biotite als auch die Kalifeldspatphänokristalle eingeregelt. Vom Staudamm nach S nimmt der Grad der Regelung stark ab. Biotit- und Kalifeldspat-s-flächen divergieren: Während die Biotitflächen etwa gleiches Fallen wie im angrenzenden nördlichen Gebiet zeigen, stehen - nach den Feldmessungen [†]) - die Kalifeldspatplanare bei übereinstimmendem Streichen nahezu senkrecht. Von der Mitte des Albignasees an nach Süden sind Flächenelemente nur noch sehr schwer zu erkennen; die Gesteine werden nahezu richtungslos körnig. An verschiedenen Proben konnten zwei Planare des Biotits eingemessen werden, die einander spitzwinklig schneiden. Auf der Karte (Fig. 4) wurden im Hinblick auf die Ergebnisse der magnetischen Gefügemessungen die diesen Winkel halbierenden Ebenen eingetragen. Sie streichen etwa O-W und fallen

[†]) Herrn Dr. H.-U. NISSEN sei herzlich gedankt für die Einführung in diese Messmethoden und die Hilfe bei der Durchführung der Messungen.

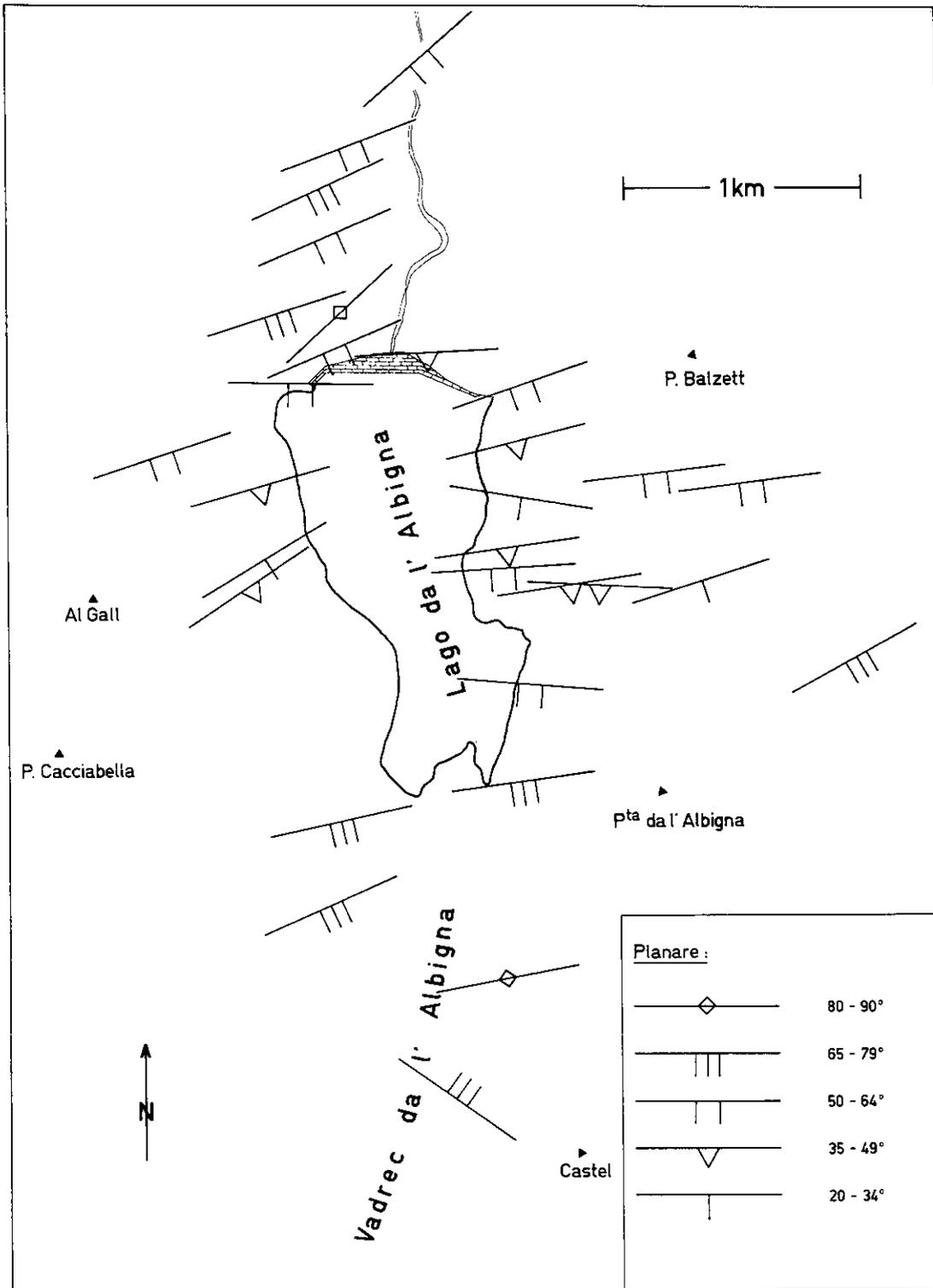


Fig. 4 - Raumlage der Biotit - s-Flächen im Albignagebiet

Die dargestellten Planaren sind Mittelwerte von Gefügedaten, die an orientierten Proben der einzelnen Bohrlokalitäten gemessen wurden. Lineare Gefügeelemente konnten im allgemeinen an den Proben nicht bestimmt werden.

steil nach S ein. Die nur im Feld messbaren linearen Gefügeelemente fallen stets leicht nach Osten ein.

Die in unserem Gebiet auftretenden Gänge streichen fast stets O-W und fallen mässig steil ($\sim 60^\circ$) nach Norden ein.

Die Genese und Platznahme des Bergeller Granits ist seit eh und je umstritten. Intrusion einer granitischen Schmelze aus der Tiefe (STAUB 1921), Anatexis bei der Regionalmetamorphose (WENK 1962), metasomatische Umbildung des Altbestandes (DRESCHER-KADEN 1969) und Modifikationen und Kombinationen der drei Bildungsmöglichkeiten sind vorgeschlagen worden. Schliesslich ist die spektakuläre Hypothese von H.R. WENK (1970) zu erwähnen, derzufolge der Granit nach seiner Bildung während der regionalen Orogenese an seine jetzige Position überschoben sein soll. Uns erscheint jedoch die Analyse von MOTICKA (1970) aus dem SW des Bergells fundierter, in der detailliert Struktur und Chemismus der dortigen Gesteine behandelt werden. Nach diesem Autor durchtränkten magmatische Lösungen vorhandenes Gestein und homogenisierten es. Die oben skizzierte Gefügeverteilung im Albignagebiet steht gut mit der Vorstellung MOTICKAs, dass die Granitbildung unter Stress stattgefunden hat, in Einklang: am Massivrand ausgeprägte planparallele Textur, ins Massivinnere abnehmender Stress und Entwicklung zweier planarer Gefügeelemente bzw. nicht erkennbar gerichtetes Gefüge (hydrostatischer Druck kommt mehr zur Geltung).

Wenn man annimmt, dass der Magnetit von vorn herein als nahezu reiner Magnetit gebildet wurde und dass der Ti-Bruttogehalt des Ilmenohämatits sich nach der Kristallisation dieses Erzes nicht mehr veränderte, können wir (gemäss BUDDINGTON & LINDSLEY 1964) ableiten, dass die granitischen Gesteine des Albignagebietes eine Kristallisationstemperatur von ungefähr 800°C hatten.

3. Gesteinsmagnetische Messungen

3.1. Apparatives

Neben den thermomagnetischen Eigenschaften wurden die remanente Magnetisierung und die Suszeptibilität der Megakristall- und Ganggranite untersucht. Die remanente Magnetisierung wurde mit einem Rock Generator (BERSET 1968) und zum kleineren Teil mit einem Förster-Oerstedmeter gemessen. Mit einer Wechselfeldentmagnetisierungsapparatur (VALLABH SHARMA 1966) und einem nichtmagnetischen Ofen, der für progressive thermische Entmagnetisierungsversuche ausgelegt ist (HELLER, SCRIBA et al.), wurde die Stabilität der remanenten Magnetisierung getestet. Eine Wechselstrombrücke (KUBLI 1967) diente zur Bestimmung der reversiblen Volumensuszeptibilität. Die Anisotropie der Suszeptibilität wurde mit einer Torsionswaage (SCRIBA 1967) und mit dem Rock Generator ermittelt. Die Berechnungen zur Auswertung der Messungen wurden mit Hilfe eines Rechenautomaten durchgeführt.

3.2. Probenentnahme

Die Proben wurden im Gelände mit einem tragbaren Bohrgerät entnommen. An den einzelnen Bohrstellen wurden durchschnittlich 5 - 10 Kerne gezogen. Um isothermale Magnetisierungen (Blitzschlag) besser eliminieren zu können, wurden die Kerne auf einer Fläche von jeweils mehreren m² erbohrt. Die Länge der Kerne betrug durchschnittlich 12 cm, maximal wurden 2 m erreicht. Wegen der Grobkörnigkeit der Megakristallgranite und der daraus resultierenden inhomogenen Erzverteilung wurde der relativ grosse Kerndurchmesser von 42 mm gewählt, die Länge der von den Kernen abgesägten Proben beträgt 36 mm. Azimut und Fallen der obersten Mantellinie eines Bohrkerns wurden mit Kompass und Klinometer bestimmt (mittlerer Messfehler ca. 1°). Das Untersuchungsgebiet wurde, soweit es in dem stark kupierten Gelände - die Probenentnahmestellen

befinden sich in Höhenlagen von 1500 m bis 2700 m ü.M. - durchzuführen war, möglichst gleichmässig mit Bohrstellen belegt. Für insgesamt 1500 Proben wurde Material an ca. 90 Lokalitäten erbohrt bzw. an schlecht zugänglichen Stellen mittels orientierter Handstücke gewonnen.

3.3. Remanente Magnetisierung

Richtung und Betrag der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) sind starken Schwankungen unterworfen. Das Diagramm (Fig. 5) zeigt die Intensitätsverteilung der NRM der Proben, in denen bei den nachfolgenden Stabilitätstests stabile Anteile der remanenten Magnetisierung gefunden wurden. Die Beträge der NRM der Megakristallgranite besitzen ein breites Spektrum zwischen ca. 1γ und 250γ mit einem Maximum zwischen etwa 2γ und 15γ . Aeusserst schwach magnetisierte und instabile Proben (NRM $< 0,1 \gamma$) wurden vor allem gegen den Massivrand hin beobachtet; dagegen wurden sehr stark magnetisierte Proben (NRM $> 900 \gamma$) speziell an stark exponierten Geländestellen gesammelt (Blitzschlag!). Die Ganggranite weisen NRM-Beträge zwischen ca. 1γ und 25γ auf. Richtungsmässig (Fig. 6) sind bei den Ganggraniten zwei, allerdings undeutliche Häufungswerte zu erkennen, von denen der eine eine Deklination $D = 310^\circ - 320^\circ$ (über Osten gemessen) und eine positive (d.h. dem jetzigen geomagnetischen Feld parallel gerichtete) Inklination $I = 70^\circ - 80^\circ$ besitzt; der andere Häufungspunkt liegt diametral entgegengesetzt mit einer Deklination $D \approx 130^\circ$ und einer negativen (d.h. dem jetzigen Feld entgegengesetzten) Inklination $I = -65^\circ - -80^\circ$. Die NRM-Richtungen der Megakristallgranite sind nahezu gleichmässig über die ganze Lagekugel verteilt (Fig. 6).

Die Stabilität der NRM wurde mit verschiedenen Methoden untersucht: Lagerungstest, Gleichfeld- und Wechselfeldentmagnetisierung sowie thermische Versuche.

1. Lagerungstest

Da die NRM teilweise so instabile Magnetisierungskomponenten aufwies, dass der Magnetisierungsvektor schon während der Messung sich stark

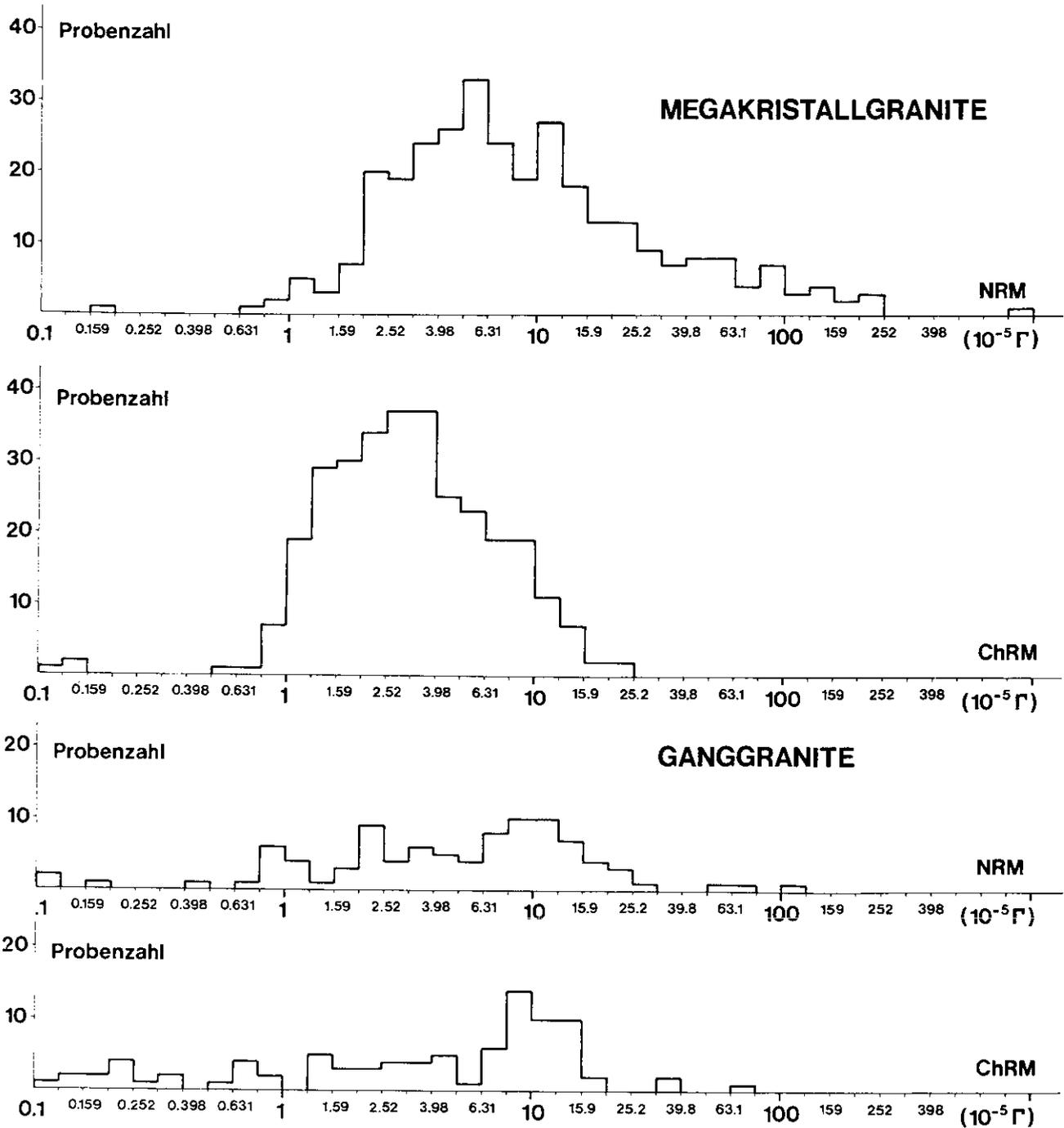


Fig. 5 - Intensitätsverteilung von natürlicher remanenter Magnetisierung (NRM) und charakteristischer remanenter Magnetisierung (ChRM)

Zur Darstellung der NRM - Verteilung wurden nur Proben verwendet, die bei nachfolgenden Stabilitätsuntersuchungen eine stabile Komponente der remanenten Magnetisierung aufwiesen.

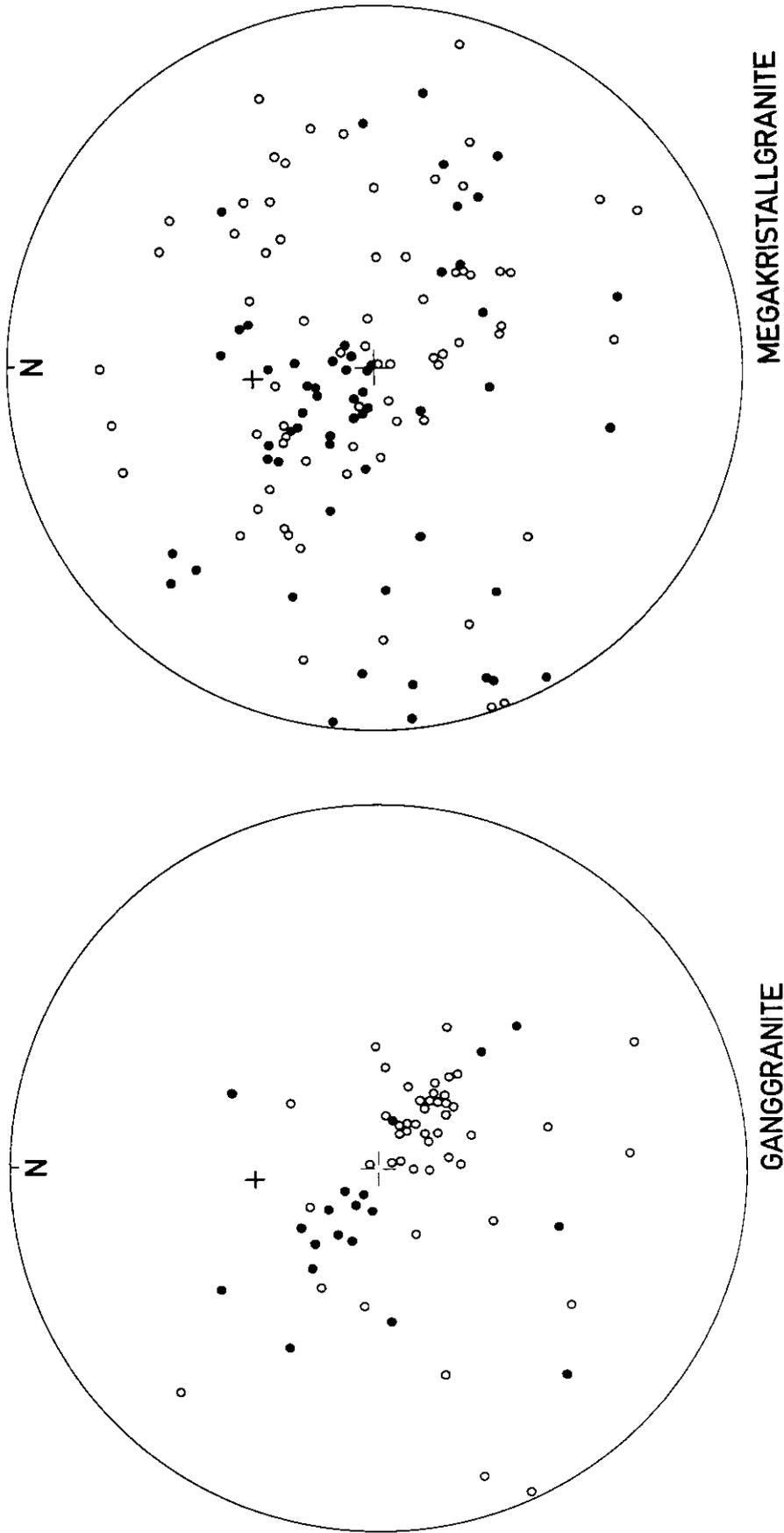


Fig. 6 - Verteilung der NRM - Richtungen der Proben mit stabilem Remanenzanteil (Flächentreue Projektion)

- = untere Halbkugel (normale Inklination)
- = obere Halbkugel (inverse Inklination)
- + = Richtung des gegenwärtigen geomagnetischen Feldes

änderte, - d.h. die Relaxationszeiten bestimmter magnetischer Domänen müssen sehr kurz sein, - wurden verschiedene Proben nach der ersten Messung in bestimmter Position im Erdfeld gelagert und nach 14 Tagen erneut gemessen. Die Richtungen der jeweiligen NRM-Vektoren beider Messungen wurden in einer flächentreuen Projektion dargestellt und durch Grosskreise miteinander verbunden (Fig. 7). Die Grosskreise berühren den Projektionspunkt der Erdfeldrichtung; d.h. während der Lagerung passte sich die NRM dem äusseren Feld an. Die Richtung der NRM dieser Proben ist also für paläomagnetische Untersuchungen ohne irgendwelche Relevanz.

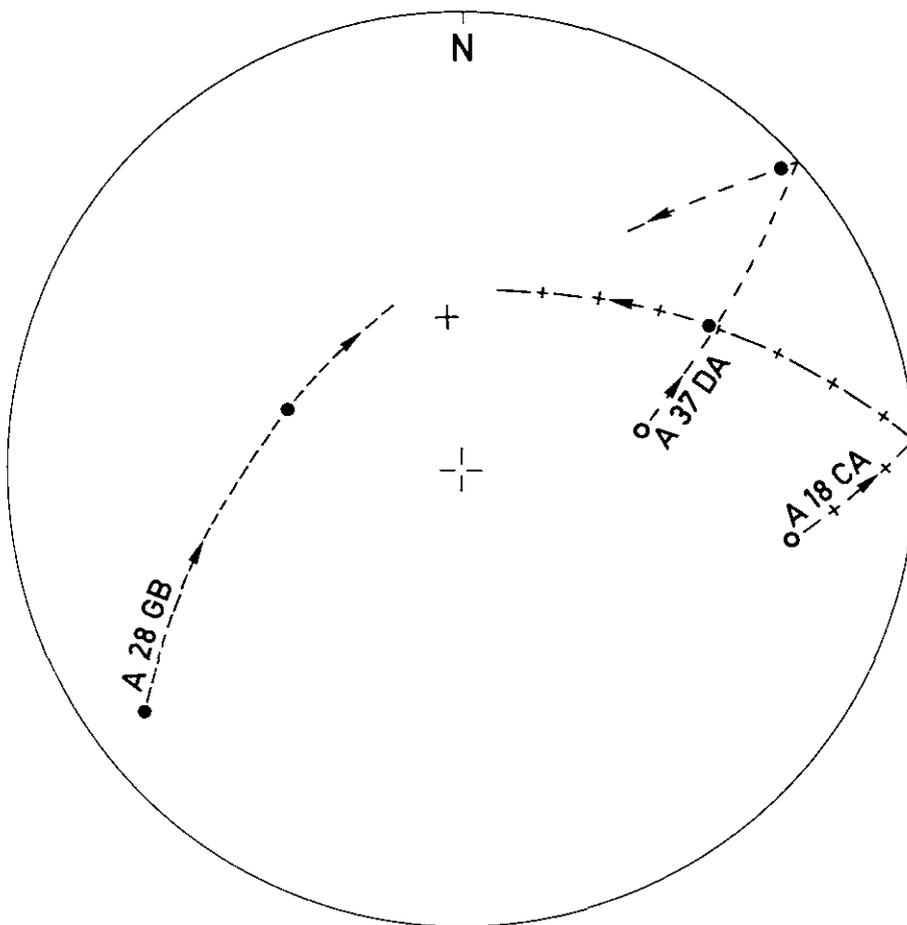


Fig. 7 - Lagerungstest (Flächentreue Projektion)

- = untere Halbkugel (normale Inklination)
- = obere Halbkugel (inverse Inklination)
- + = Richtung des gegenwärtigen geomagnetischen Feldes

2. Gleichfeldentmagnetisierung

Das Vorhandensein geringer Koerzitivkräfte innerhalb eines breitgespannten Koerzitivkraftspektrums der untersuchten Gesteine wurde durch die Gleichfeldentmagnetisierung bestätigt (Fig. 8). Durch Anlegen von Gegenfeldern der Grössenordnung 1 Oe (Dauer 10 sec) wurde die NRM bei einem grösseren Teil der Proben bereits vollständig ummagnetisiert. Entsprechend der Steigung der Entmagnetisierungskurve und der zur Entfernung der NRM notwendigen Feldstärke H_c' können drei Stabilitätsbereiche unterschieden werden:

1. instabil - $H_c' < 10 \text{ Oe}$
2. metastabil - $10 \text{ Oe} < H_c' < 50 \text{ Oe}$
3. stabil - $50 \text{ Oe} < H_c'$

Megakristallgranitproben aus der nördlich des Staudammes gelegenen Zone gehören vorwiegend der ersten Gruppe an, während Ganggranitproben häufig in der dritten Gruppe rangieren.

Die Ergebnisse des Lagerungstests und das Verhalten der instabilen Proben (z.B. A 1EB) während der Gleichfeldentmagnetisierung stimmen gut überein. In beiden Fällen wird das Auftreten von Domänen sehr geringer Koerzitivkraft bestätigt.

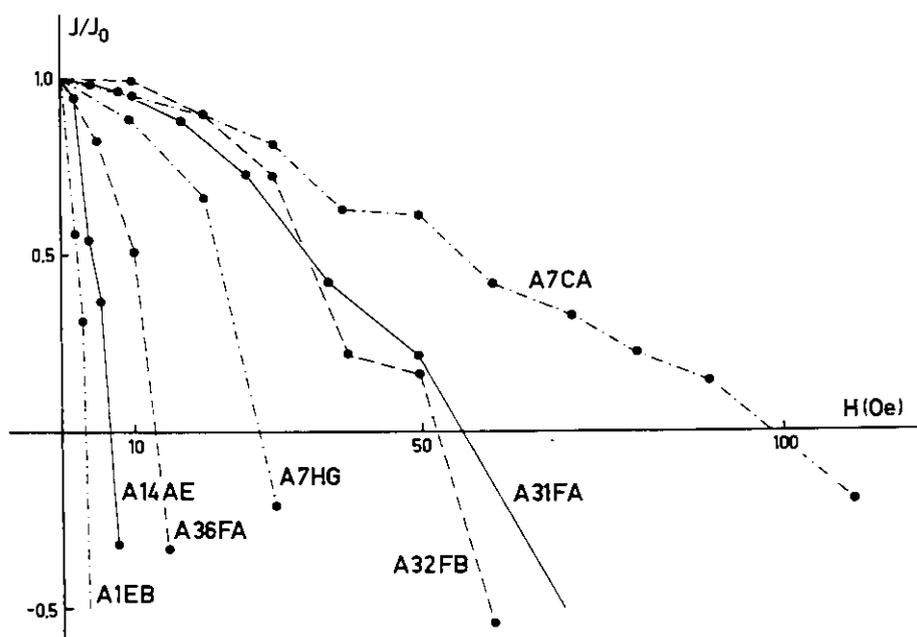


Fig. 8 - Gleichfeldentmagnetisierung

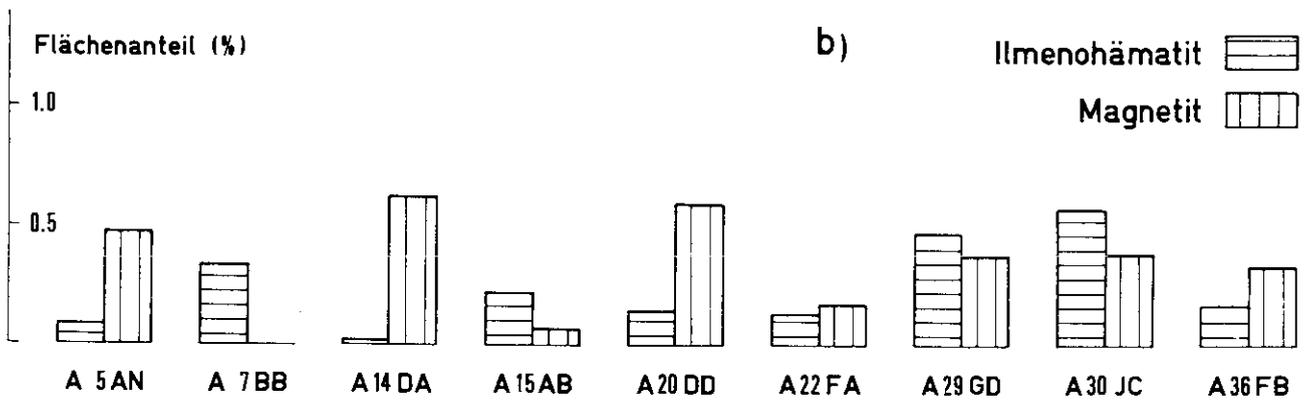
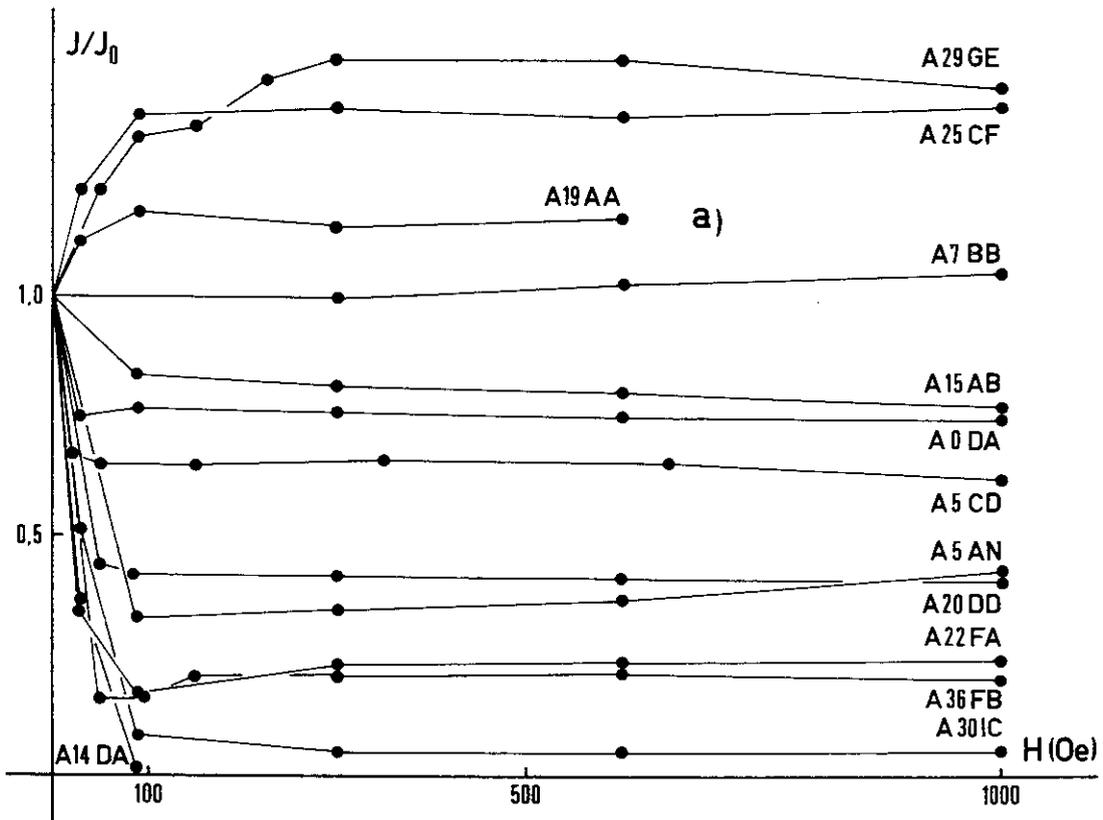


Fig. 9 - a) Wechselfeldentmagnetisierung

Aenderung des Betrages der remanenten Magnetisierung nach Anlegen von Wechselfeldern, deren Spitzenwerte progressiv gesteigert werden.

b) Flächenprozentanteil der ferromagnetischen Mineralien Magnetit und Ilmenohämatit

Man beachte den Zusammenhang zwischen Erzgehalt und Stabilität der remanenten Magnetisierung.

3. Wechselfeldentmagnetisierung

Am klarsten sind die Stabilitätsverhältnisse anhand der Resultate der Wechselfeldentmagnetisierung zu erkennen (Fig. 9a und Fig. 10). Deutlich zeichnen sich drei Stabilitätsgruppen ab:

1. instabil (z.B. Fig. 9a, A 14DA) $H_c < 100$ Oe

Nach Anlegen von Wechselfeldern mit Spitzenwerten bis um 100 Oe beläuft sich der Remanenzbetrag auf $< 5\%$ der NRM. Die Richtung des Remanenzvektors variiert nach jedem Entmagnetisierungsschritt anscheinend beliebig (vgl. Fig. 10, Probe A 10AA). Wiederum stammen Proben dieser Stabilität meist aus den Megakristallgraniten der nördlichen Randzone des Massivs.

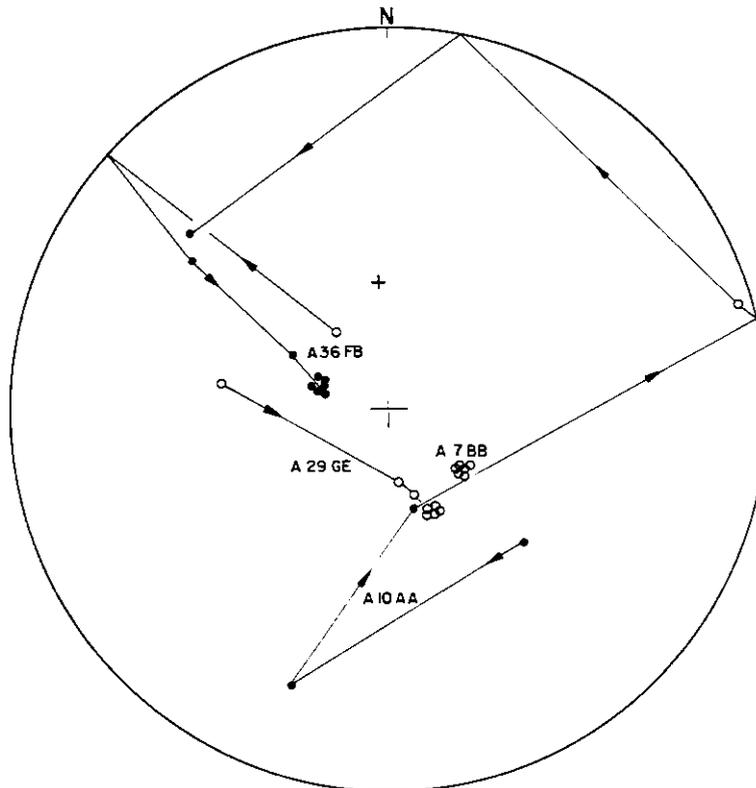


Fig. 10 - Wechselfeldentmagnetisierung

Flächentreue Projektion der Richtungen der remanenten Magnetisierung nach Anlegen von Wechselfeldern mit Spitzenwerten H für die Proben

A 7BB: $H = 0, 90, 300, 600, 1000, 1500$ Oe

A 10AA: $H = 0, 50, 150, 300, 600$ Oe

A 29GE: $H = 0, 50, 90, 150, 300, 600, 1000, 1400$ Oe

A 36FB: $H = 0, 50, 90, 150, 300, 600, 900, 1200, 1400$ Oe

- = Projektionspunkte auf der unteren Halbkugel (normale Inklination)
- = Projektionspunkte auf der oberen Halbkugel (inverse Inklination)
- + = Richtung des gegenwärtigen geomagnetischen Feldes

2. metastabil (z.B. Fig. 9a, A 20DD) $H_c < 100 \text{ Oe}$ und $> 1500 \text{ Oe}$
 Nach Entmagnetisierung in Feldern bis maximal ca. 100 Oe erreicht der Betrag der remanenten Magnetisierung ein stabiles Niveau, das auch nach Anlegen hoher Felder (bis 1500 Oe Spitzenwert) nicht unterschritten wird. Wir bezeichnen diese Magnetisierung, deren Richtung ebenfalls stabil bleibt nach Anlegen von Wechselfeldspitzen $> 100 \text{ Oe}$ (vgl. Fig. 10, A 35FB), als c h a r a k t e r i s t i s c h e remanente Magnetisierung (C h R M). Die meisten Proben aus dem Albignagebiet gehören dieser Stabilitätsgruppe an.

3. stabil (z.B. Fig. 9a, A 7BB) $H_c > 1500 \text{ Oe}$
 Der Remanenzvektor ändert sich in entmagnetisierenden Feldern bis zu 1500 Oe Spitzenwert nicht. NRM = ChRM. Hauptvertreter dieser Gruppe sind Ganggranitproben.

Die Stabilitätsbereiche, die auf Grund des Verhaltens der remanenten Magnetisierung während der Gleichfeldentmagnetisierung (verschiedene Koerzitivkraft der Remanenz H_c') abgegrenzt und unterschieden werden, sind gleichwertig mit denen der Wechselfeldentmagnetisierung (verschiedene Koerzitivkraft H_c). Die geringeren Werte von H_c' gegenüber H_c sind durch die bei beiden Methoden unterschiedlichen physikalischen Vorgänge der Entmagnetisierung bedingt (vgl. NAGATA 1961).

Das Verhalten der remanenten Magnetisierung während der thermischen Behandlung wird in Kap. 4.1. beschrieben.

Die Verteilungsdiagramme (Fig. 5) der NRM und der ChRM zeigen unterschiedliches Verhalten der Megakristall- und der Ganggranite. Während das Häufigkeitsmaximum der Intensität der ChRM der Megakristallgranite gegenüber dem der Intensität der NRM deutlich zu niedrigeren Werten verschoben ist, bleibt die Verteilung der Intensität der NRM und der ChRM der Ganggranite im wesentlichen gleich (vgl. auch Fig. 16).

Die wechselnden Stabilitätsverhältnisse lassen sich ohne weiteres mit dem variierenden Erzgehalt der Gesteine korrelieren. Wie Fig. 9b zeigt, enthalten stabile Proben praktisch nur Ilmenohämatit, metastabile

Proben verschiedene Gehalte an Ilmenohämatit und Magnetit. Die instabilen Proben führen nur Magnetit. Die Stabilität der NRM verhält sich also gemäss dem beiden Mineralen entsprechenden Koerzitivkraftspektrum (NAGATA 1961). Da die Ganggranite, wie bereits erwähnt, geringere Magnetitgehalte aufweisen als die Megakristallgranite, wird damit die grössere Stabilität ihrer NRM (s. Fig. 5 und Fig. 16) verständlich.

Wie am Anfang dieses Kapitels gezeigt wurde, sind die Richtungen der NRM über die ganze Lagekugel nahezu gleichmässig verteilt. Dagegen zeigen die Richtungen der ChRM der metastabilen und der stabilen Proben bei der Gesteinsarten zwei gut ausgeprägte, innerhalb der Streuung antiparallele Häufungswerte (Fig. 11).

Tab. 2 Mittlere Richtung und Streuung der ChRM von wechselfeldentmagnetisierten Proben

Gesteinsart	Probenzahl	D	I	95	k_F
Megakristallgranite invers	84	126,3	-75,0	2,1	57,4
Megakristallgranite normal	43	306,9	70,9	3,5	40,1
Ganggranite invers	48	132,8	-75,1	2,3	84,5
Ganggranite normal	21	280,3	74,8	7,8	17,4

D = Deklination I = Inklinatation

α_{95} = Halbwinkel des 95% - Konfidenzkreises nach FISHER 1953
(Dieser Winkel ist der Oeffnungswinkel des Kreiskegels, innerhalb dessen mit 95%iger Wahrscheinlichkeit die wahre mittlere Richtung der ChRM zu liegen kommt.)

k_F = Präzisionsparameter nach FISHER 1953
(Dieser Parameter ist definiert durch den Quotienten $(N-1)/(N-R)$, wobei N die Anzahl der gemessenen Proben und R der resultierende Vektor aus N Einheitsvektoren ist. Je grösser der Wert von k_F , desto geringer ist die Streuung der Probenrichtungen.)

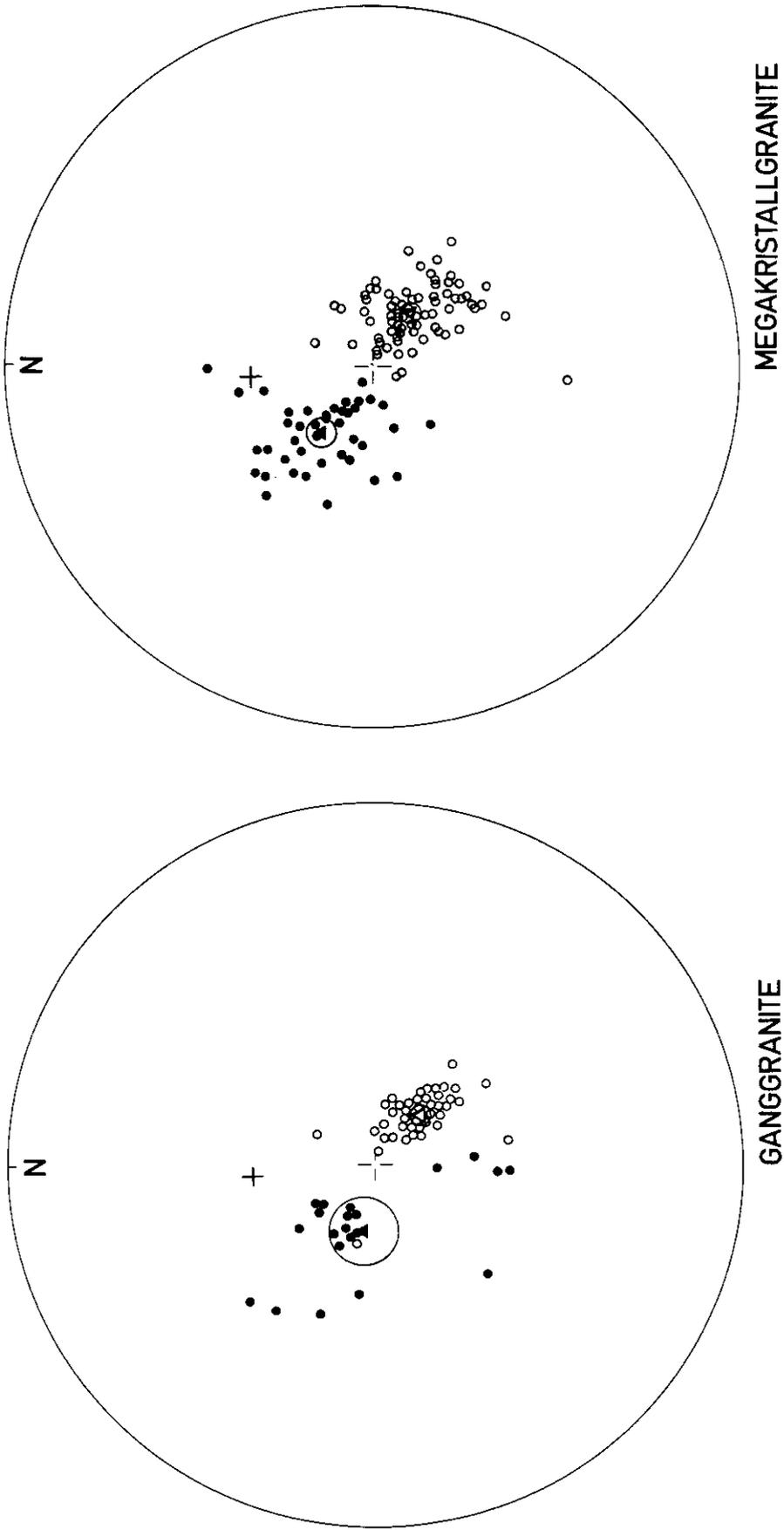


Fig. 11 - Flächentreue Projektion der Richtungen der charakteristischen remanenten Magnetisierung

Punkte (Ringe) zeigen normale (inverse) Inklination der ChRM an; das Kreuz gibt die Richtung des gegenwärtigen geomagnetischen Feldes. Durch die von Kreisen umgebenen Dreiecke sind die mittleren ChRM - Richtungen samt den zugehörigen 95% - Konfidenzkreisen dargestellt.

Neben den drei erwähnten Stabilitätsgruppen ist noch eine vierte zu beachten, wie Probe A 29GE (Fig. 9a) zeigt. Die ChRM dieser Probe wird erst nach Wechselfeldspitzen > 300 Oe "herausgewaschen". An einem 2 m langen Kern wurde eine anomal hohe NRM - Intensität (über 150γ) und eine sich über die ganze Kernlänge systematisch ändernde NRM - Richtung gemessen. Um das Niveau der ChRM zu erreichen, musste in Wechselfeldern bis zu 600 Oe entmagnetisiert werden. Es liegt die Annahme nahe, dass solche Proben isothermal durch Blitzschlag magnetisiert worden sind, zumal sie besonders an exponierten Stellen im Gelände erbohrt wurden.

Ueber die Gesamtprobenzahl gemittelt weisen nach Tab. 2 die beiden antiparallel polarisierten mittleren Richtungen der ChRM in beiden Gesteinen nur geringe Streuung auf (vgl. α_{95} und k_F). Tab. 3 zeigt die mittleren Richtungen der ChRM und ihre Homogenität (abzulesen aus α_{95} oder k_F) im Bereich der einzelnen Bohrstellen. In ausgewählten Fällen (A 23, A 25, A 29, A 33, A 34, A 35) wurde die Homogenität auch im Probenbereich selbst getestet. Dazu wurden verschiedene Proben in ca. 2 mm dicke zylindrische Scheiben (Diese Scheiben werden in Tab. 3 als "Einzelproben" bezeichnet, während als "Normalzylinder" Proben von 36 mm Höhe und 42 mm Durchmesser - vgl. Kap. 3.2. - gelten.) zerschnitten und deren ChRM gemessen. Messfehler, die durch Inhomogenität der Magnetisierung und durch die Form dieser Proben bedingt sind, wurden vernachlässigt. Schliesslich wurden in den Scheiben mit der Förstersonde und mittels Röntgenaufnahmen einzelne Ilmenohämatitkörner lokalisiert, herausgeschnitten und mit dem Rock Generator gemessen (in Tab. 3 als "Einzelkörner" geführt).

Die Messergebnisse zeigen, dass mit abnehmender Probengrösse die Homogenität der ChRM teilweise stark reduziert wird. Nach den mikroskopischen Befunden ist die zunehmende Streuung durch unvollkommene Parallelität der Ilmenohämatitbasisebenen bedingt (vgl. Fig. 17). Die Basisebenen steuern in hohem Masse die Lage des Remanenzvektors, da sie die Flächen "leichter" Magnetisierbarkeit enthalten, welche durch die grösste

Tab. 3 Mittlere Richtung der ChRM in den Megakristallgraniten
bezogen auf die jeweilige Bohrlokalisierung, auf Einzelproben
und auf Ilmenohämatiteinzelkörner

Lokalität	Probenart	Probenzahl	D	I	95	k_F
A 3	Normalzylinder	2	96,4	-78,6	26,3	92,0
A 5	"	4	127,7	-74,4	10,8	73,8
A 6	"	9	120,3	-74,8	7,1	53,1
A 7	"	8	118,7	-68,2	5,8	93,1
A 20	"	7	85,2	-78,5	7,9	58,6
A 21	"	4	145,8	-81,7	7,1	169,1
A 22	"	3	139,5	-70,8	44,5	8,7
A 23	"	3	129,2	-71,5	18,2	47,0
	Einzelproben	15	103,4	-66,7	14,1	8,3
A 24	Normalzylinder	3	101,0	-84,1	7,6	262,3
A 25	"	3	139,0	-80,2	8,4	218,6
	Einzelproben	17	101,8	-83,9	7,3	24,9
	Einzelkörner	4	183,7	-77,9	16,1	33,6
A 26	Normalzylinder	4	126,5	-72,6	7,8	140,3
A 27	"	2	128,8	-78,1	37,8	45,8
A 29	"	6	137,0	-72,6	8,0	70,2
	Einzelproben	17	5,5	-52,6	7,9	21,4
A 30	Normalzylinder	3	285,7	71,8	18,7	44,7
A 31	"	4	301,6	71,8	10,4	78,6
A 32	"	2	320,1	72,0	19,6	165,2
A 33	"	5	310,2	72,2	8,1	318,2
	Einzelproben	14	325,4	62,8	13,0	10,4
	Einzelkörner	5	288,5	73,8	44,7	3,9
A 34	Normalzylinder	11	306,7	67,1	8,1	32,8
	Einzelproben	15	297,0	56,2	14,5	7,9
	Einzelkörner	3	319,4	40,8	17,6	50,0
A 35	Normalzylinder	6	330,2	68,2	12,2	31,1
	Einzelproben	14	27,5	74,7	11,3	13,3
A 97	Normalzylinder	2	273,3	61,6	36,5	49,0
A 98	"	2	118,3	-73,8	9,3	729,2
A100	"	4	130,1	-73,5	10,7	74,5
A101	"	3	140,7	-69,5	16,8	54,9

und die mittlere Hauptachse des Anisotropieellipsoids aufgespannt werden.

An den Einzelkörnern wurde die spezifische ChRM des Ilmenohämatits $ChRM_{sp} = 0,1 - 1,1 (I)$ gemessen. Die Streuung ist zum grossen Teil auf mangelhafte Volumenbestimmung zurückzuführen.

3.4. Regionale Ausbildung der remanenten Magnetisierung (Fig. 12)

In den Megakristallgraniten des Albignagebietes lassen sich drei Zonen mit verschiedenen Eigenschaften der remanenten Magnetisierung abgrenzen:

1. Im Norden - vom Kontakt des Massivs bis fast in Staudammhöhe - eine Zone, die keine charakteristische Remanenz aufweist, da in diesem Gebiet kein Ilmenohämatit vorhanden ist.
2. Südlich anschliessend eine Zone mit inverser Polarität der ChRM.
3. Schliesslich südlich der zweiten Zone ein Gebiet mit normal gerichteter charakteristischer Remanenz.

Der Betrag der ChRM unterliegt innerhalb der beiden Gebiete normaler und inverser Polarisation keiner erkennbaren systematischen Aenderung. Die Homogenität der Richtungen (s. Tab. 2 und 3) innerhalb einer Polaritätszone ist ausserordentlich gut entwickelt; "falsch" polarisierte Megakristallgranitproben wurden in beiden Zonen nicht gefunden.

Angeichts der scharfen regionalen Trennung der ChRM - Polarisationen kommt dem Verlauf und der Ausbildung der zwischenliegenden Grenzzone hinsichtlich der Magnetisierungsgenese erhöhte Bedeutung zu. Leider konnte wegen des stark kuppierten Geländes kein gleichmässiges Netz von Bohrlokalitäten gelegt werden, doch konnte im Grossen ein O-W - Streichen der mit grosser Wahrscheinlichkeit steilstehenden Grenzfläche im Albignatal gezeigt werden. Nach Osten zu biegt der Verlauf der Grenzfläche in ein N-S Streichen ein (Fig. 12). Im Detail (m - 10 m - Bereich) ist die Grenzzone stark zerlappt und sehr scharf ausgeprägt (Fig. 13) ohne irgendwelche Anzeichen einer Abhängigkeit von der Gesteinstextur oder -struktur. Der Polaritätswechsel findet im mm - Bereich statt. Eine

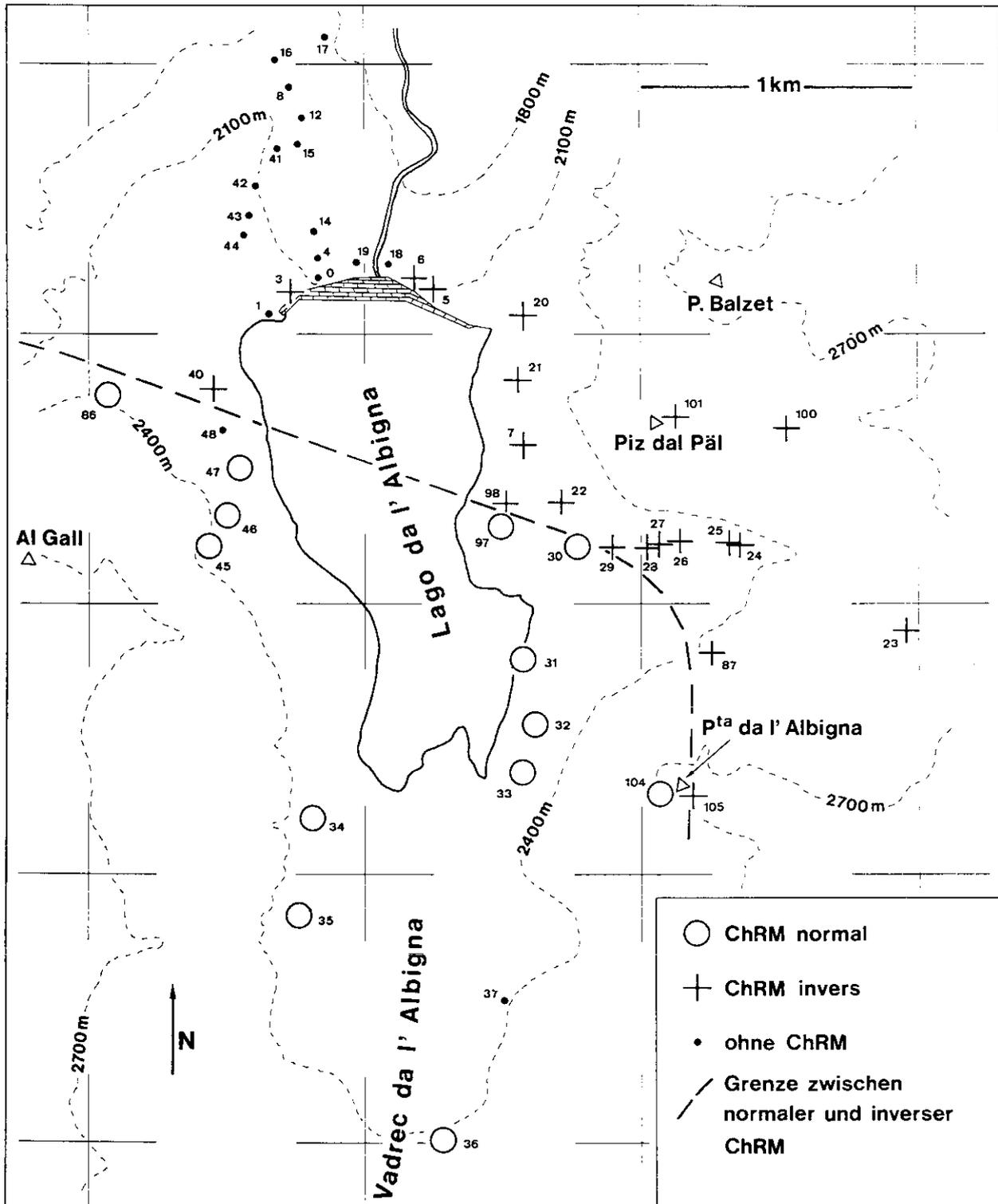


Fig. 12 - Regionale Ausbildung der charakteristischen remanenten Magnetisierung (ChRM)

Die Zahlen 0 - 105 bezeichnen die Nummern der Bohrlokalitäten. Man beachte die drei Gebiete verschiedenen Remanenzverhaltens.

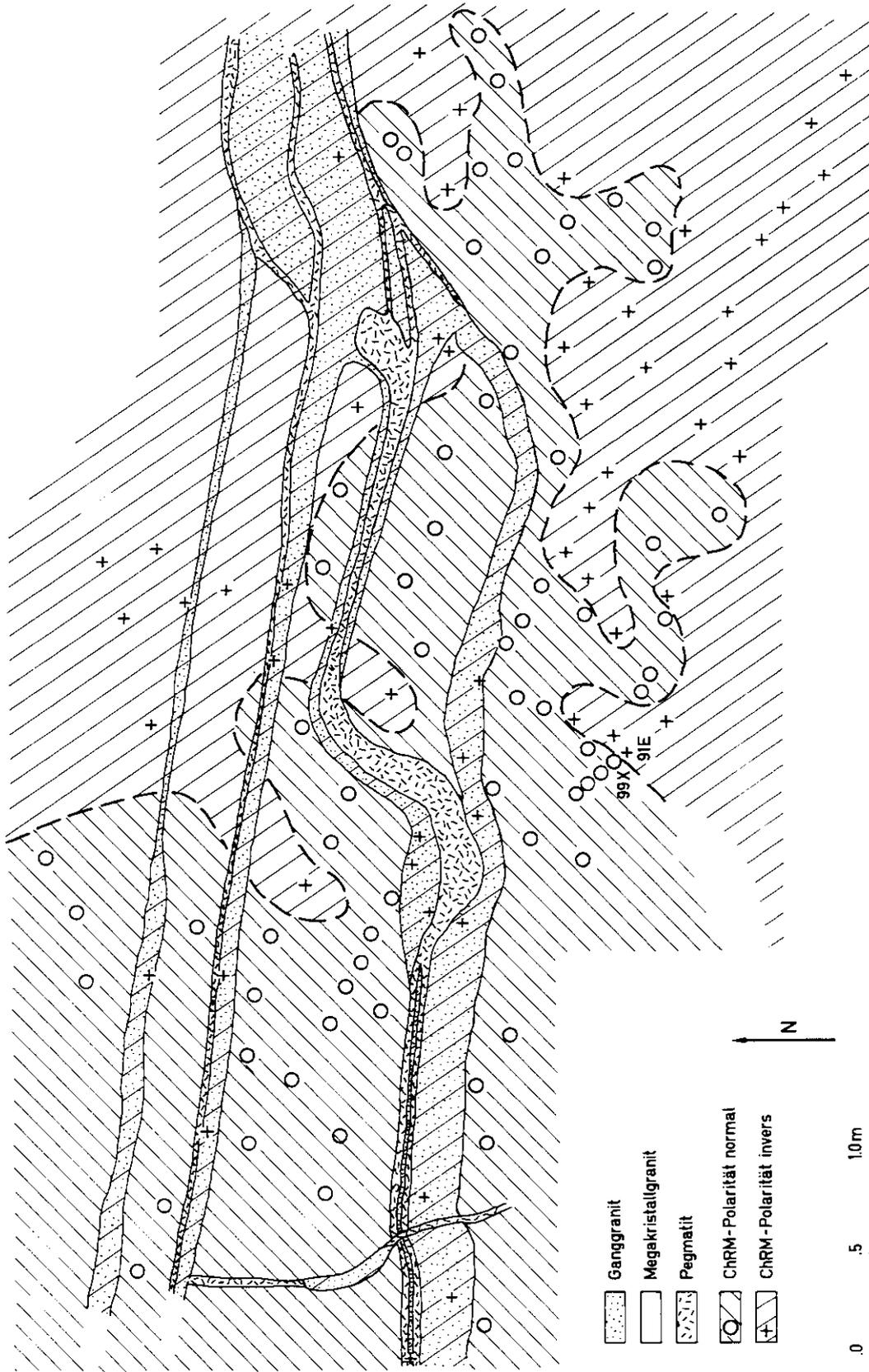


Fig. 13 - Detail der die Megakristallgranite durchlaufenden Inversionsgrenze der ChRM

Bemerkenswert ist die scharfe Polaritätstrennung auf kürzeste Distanz (vgl. Übergang zwischen 99X und 91E) sowie das Verhalten der Ganggranite, welche die Inversionsgrenze durchschlagen, ohne sie zu beeinflussen und ohne durch sie beeinflusst zu werden.

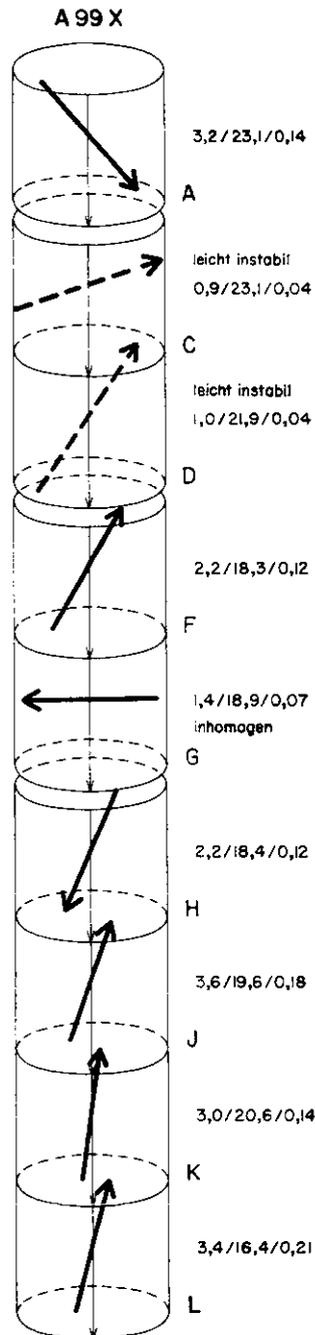


Fig. 14 - ChRM eines Megakristallgranit-Bohrkerns mit 9 Einzelproben aus unmittelbarer Nähe der Inversionsgrenze (s. Fig. 13, Probe 99X)

Die Zahlen neben den einzelnen Proben bedeuten jeweils:

1. Betrag der ChRM (γ)
2. Betrag der induzierten Magnetisierung (γ)
3. Quotient ChRM / J_{ind}

Die Richtungen der ChRM sind durch die Lage der kräftig gezeichneten Pfeile gegeben; die verschiedene Länge der Pfeile ist durch die stereographische Projektion bedingt.

Uebergangszone mit flachen Inklinationen ist auch im mm-Bereich nicht feststellbar (Fig. 14). Die in dieser Figur dargestellten flachen Inklinationen erweisen sich - nach Zerschneiden der Proben - als mittlere Richtung steiler negativer und positiver Inklinaton. Der mehrfache Polaritätswechsel ist durch mehrfache Verschneidung der Grenzfläche mit dem Kern bedingt. Einzelkornmessungen an Proben aus unmittelbarer Grenz-nähe bestätigen die stets antiparallele Polarisierung der ChRM. Die statistisch angedeutete leichte Reduzierung des ChRM - Betrages grenznaher Proben lässt sich ebenfalls auf die antiparallele Ausrichtung der ChRM zurückführen. Man vergleiche in Fig. 14 die Intensität der ChRM von Proben, welche eine flache Inklinaton besitzen, mit der Intensität von Proben steiler Inklinaton.

Die Polarität der ChRM der untersuchten Gänge verhält sich im allgemeinen konform zu der der umliegenden Megakristallgranite. Doch wurden in beiden Polaritätszonen Ausnahmen beobachtet. So durchschlagen invers magnetisierte, bis 20 cm mächtige Gänge die Polaritätsgrenze der Megakristallgranite (Fig. 13), ohne den Grenzverlauf zu beeinflussen bzw. die ChRM des anliegenden Megakristallgranits zu verändern. In den etwas mächtigeren (Gangbreite 1 m) Gangbildungen, die petrologisch parallel zu den Ganggrenzen zoniert sind, werden stellenweise ausgesprochen komplexe ChRM - Verhältnisse angetroffen, da - anscheinend parallel zu den Ganggrenzen - Zonen wechselnder ChRM - Polarität entwickelt sind. Auch hier sind die Polaritätswechsel scharf und ohne Uebergangszone ausgeprägt. Ob auch quer zum Streichen der Gänge ChRM - Richtungswechsel auftreten, kann im gegenwärtigen Untersuchungsstadium noch nicht beantwortet werden.

3.5. Suszeptibilität

Die reversible Volumensuszeptibilität der Megakristall- und Ganggranite wurde in axialer Richtung der zylindrischen Proben mit einer

Wechselstrombrücke in einem Feld $H = 1,5 \text{ Oe}$ gemessen. Kontrollmessungen mit einer Förstersonde führten zu innerhalb der Messgenauigkeit gleichen Messresultaten. Das Verteilungsdiagramm der Suszeptibilität κ (Fig. 15) der Megakristallgranite weist ein ausgeprägtes Maximum auf zwischen $\kappa =$

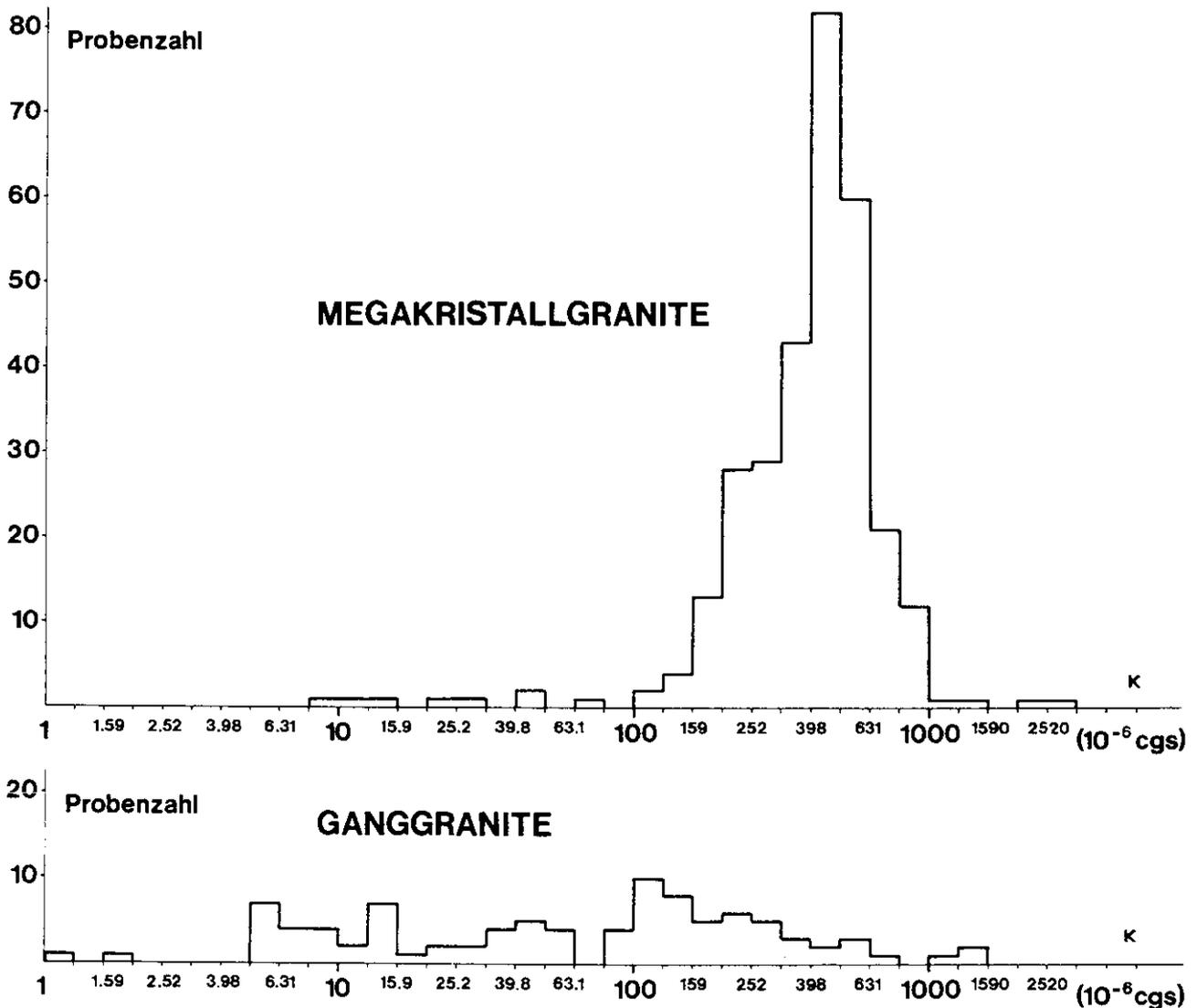


Fig. 15 - Verteilungsdiagramm der Intensität der Axialkomponente der Volumensuszeptibilität

Dargestellt sind nur die Werte von Proben, die eine stabile Komponente der remanenten Magnetisierung (ChRM) besitzen.

$100 \cdot 10^{-6}$ c.g.s. und $\kappa = 1000 \cdot 10^{-6}$ c.g.s., während die Ganggranite Suszeptibilitäten zwischen $\kappa = 10 \cdot 10^{-6}$ c.g.s. und $\kappa = 1000 \cdot 10^{-6}$ c.g.s. besitzen. Die Ganggranite zeigen eine deutliche Tendenz zu niedrigeren Suszeptibilitätswerten infolge allgemein geringerer Magnetitgehalte. Die gemessenen Suszeptibilitätseigenschaften sind angesichts der niedrigen spezifischen Volumenssuszeptibilität des Ilmenohämatits praktisch immer dem Magnetit zuzuschreiben. Da die magnetischen Erze in den untersuchten Gesteinen sehr inhomogen verteilt sind, können die Suszeptibilitätswerte innerhalb eines Bohrkerns beträchtlich variieren (bis zu 50% des Betrags).

Wie Fig. 16 zeigt, kann wegen des ungünstigen Verhältnisses von NRM bzw. ChRM zu induzierter Magnetisierung ($J_{\text{ind}} = \kappa \cdot 0,464 \gamma$) die regional verschieden entwickelte Polarität der remanenten Magnetisierung nicht mit magnetischen Feldinstrumenten erfasst werden. Die Koenigsbergerfaktoren ($= \text{NRM}/J_{\text{ind}}$ bzw. $\text{ChRM}/J_{\text{ind}}$) der Megakristallgranite erreichen selten den Wert 1, d.h. in den meisten Proben überwiegt die induzierte Magnetisierung, welche parallel zum äusseren Feld gerichtet ist, die remanente Magnetisierung. Bei den Ganggraniten überstreichen die Koenigsbergerfaktoren ein breites Spektrum und lassen die Möglichkeit einer Bestimmung der Polarität der remanenten Magnetisierung dieser Gesteine im Feld offen. Feldversuche haben jedoch erwiesen, dass die Polaritätsbestimmung infolge starker Schwankungen der Grösse von remanenter Magnetisierung und Suszeptibilität nicht durchführbar ist.

Die Anisotropie der Suszeptibilität beider Gesteinstypen wurde vorwiegend mit dem Rock Generator gemessen (angelegtes Gleichfeld $H = 5 \text{ Oe}$). Die Richtungen der Hauptachsen ($\kappa_{\text{Max}}, \kappa_{\text{Med}}, \kappa_{\text{Min}}$) des Ellipsoids der Anisotropie streuen innerhalb einer Bohrlokalität nur wenig (Präzisionsparameter k_f gross) und stimmen gut mit der makroskopischen Textur der Proben überein, d.h. die auf κ_{Min} senkrecht stehende Symmetrieebene des Anisotropieellipsoids homologiert mit den s-Flächen der Gesteine. Nach mikroskopischen Beobachtungen sind die meisten Magnetitkörner den s-Flächen eingelagert. Die Basisebenen der Ilmenohämatite sind dieser Textur

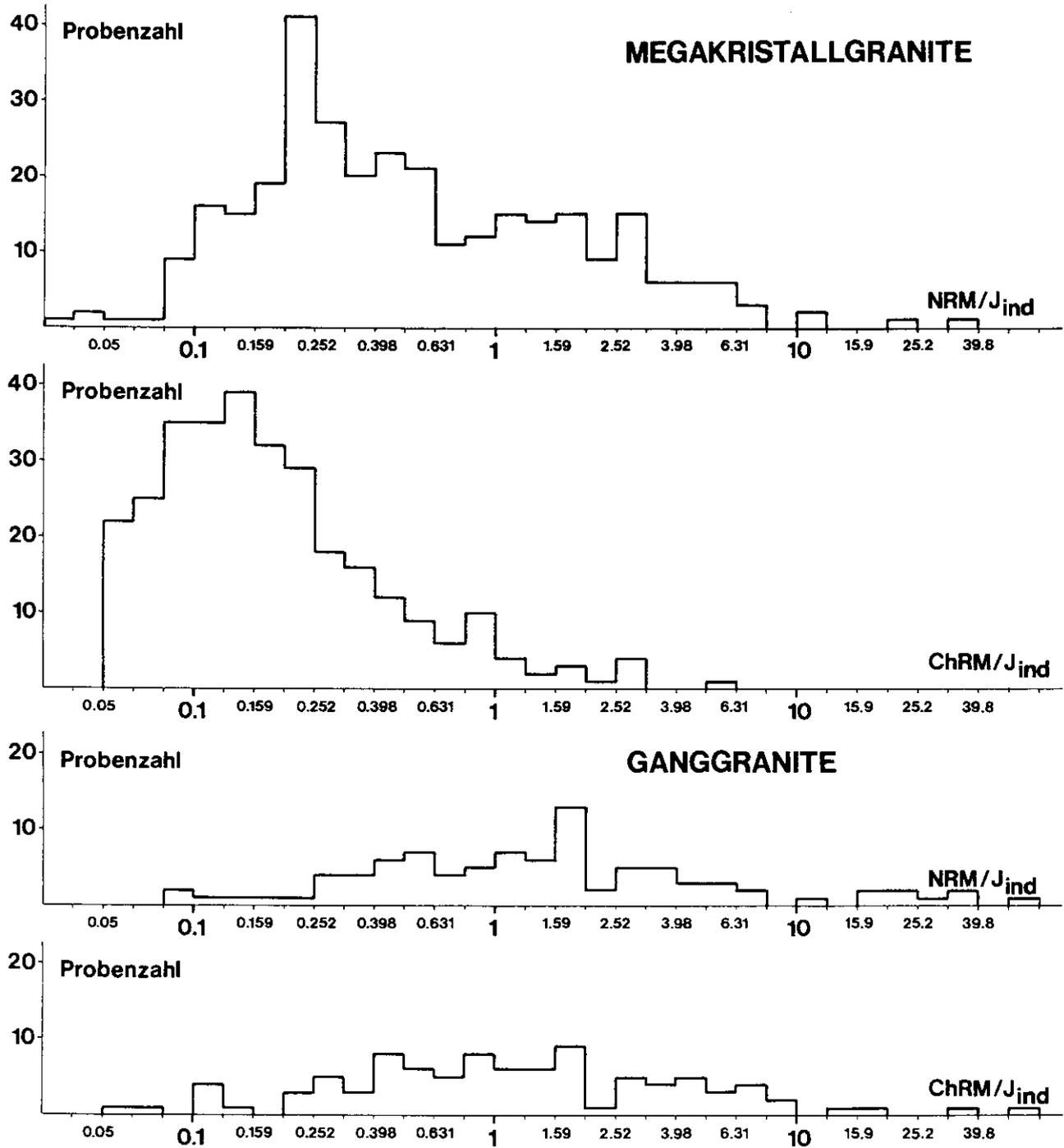


Fig. 16 - Intensitätsverteilung der Quotienten NRM/J_{ind} und $ChRM/J_{ind}$

Zur Darstellung der Verteilung der Quotienten NRM/J_{ind} wurden nur Proben verwendet, die bei den Stabilitätsuntersuchungen eine stabile Komponente der remanenten Magnetisierung aufwiesen.

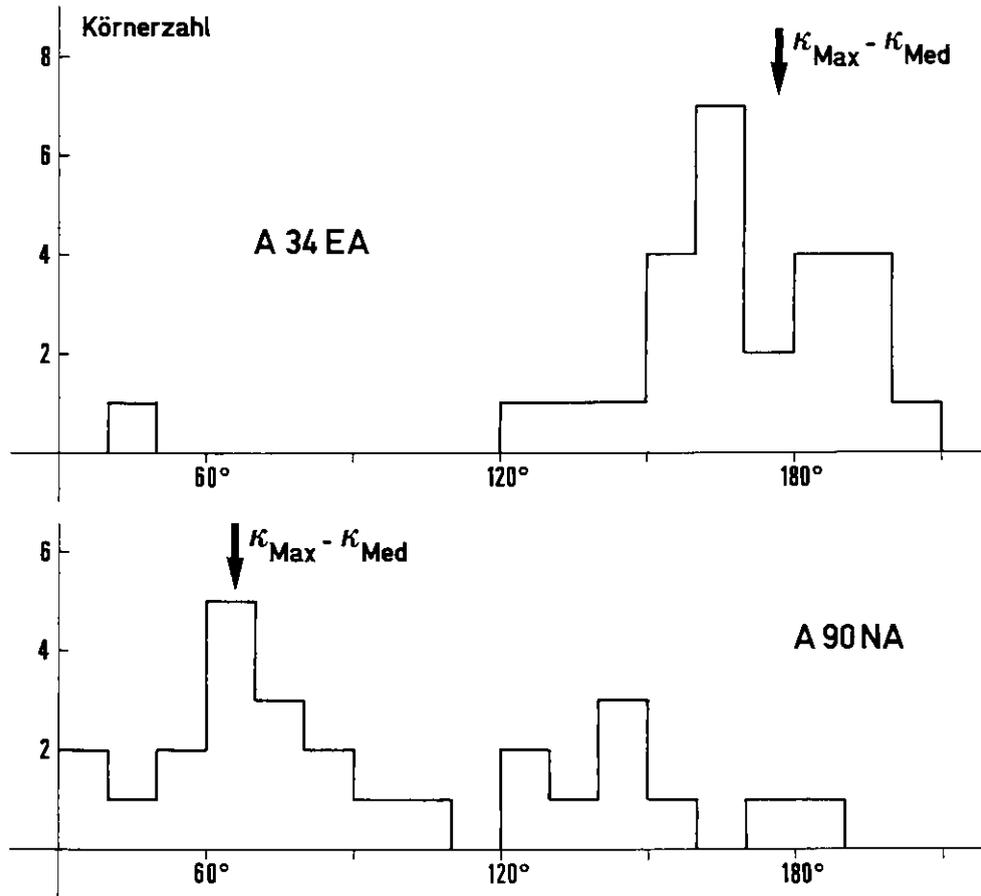


Fig. 17 - Vergleich der optisch bestimmten Lage der Basisebenen von Ilmenohämatitkörnern zweier Proben mit der Lage der magnetischen Planaren dieser Proben

Die Winkelangaben beziehen sich auf die als Referenzlinie gewertete oberste Mantellinie (vgl. Kap. 3.2.) der zylindrischen Proben. Die optische Beobachtung erfolgte auf einer Zylindergrundfläche.

$\kappa_{\text{Max}} - \kappa_{\text{Med}}$ = Spur des jeweils zur Zylinderachse parallelen magnetischen Planars.

ebenfalls \pm parallel gerichtet. Fig. 17 demonstriert die Uebereinstimmung der durch κ_{Max} und κ_{Min} aufgespannten Symmetrieebene (= magnetisches Planar) mit der Lage der Ilmenohämatitbasisebenen. Diese Kongruenz konnte durch Anisotropiemessungen in höheren Feldern ($H = 30 \text{ Oe}$) an Einzelkörnern und durch vergleichende optische Beobachtungen bestätigt werden.

Die magnetische Linearintensität $L = 100 \cdot (\kappa_{\text{Max}} - \kappa_{\text{Med}}) / \bar{\kappa} \%$, wobei $\bar{\kappa} = (\kappa_{\text{Max}} + \kappa_{\text{Med}} + \kappa_{\text{Min}}) / 3$, umfasst Werte zwischen 2 % und 17 %

(Mittelwert: 11,6 %). Die magnetische Planarintensität $F = 100 \cdot (\kappa_{\text{Med}} - \kappa_{\text{Min}}) / \bar{\kappa} \%$ schwankt zwischen 5 % und 39 % (Mittelwert: 12,7 %). Diese Angaben beziehen sich auf Megakristallgranitproben. Beide Intensitäten sind speziell für granitische Gesteine aussergewöhnlich hoch (vgl. KING 1966), angesichts der teilweise starken Paralleltexur der Megakristallgranite (vor allem nördlich des Staudammes) jedoch verständlich.

Als magnetisches Linear wird die Richtung der grössten Hauptachse κ_{max} des Anisotropieellipsoids definiert. Die Intensität des Linears wird durch die Differenz der grössten und der mittleren Hauptachse gegeben, die beide zusammen eine Symmetrieebene des Anisotropieellipsoids aufspannen, die als magnetisches Planar bezeichnet wird. Dessen Ausprägung oder Intensität wird durch die Differenz der mittleren und der kleinsten Hauptachse definiert (s. obige Formeln).

Das Vorherrschen planarer oder linearer magnetischer Gefügeelemente ist regional verschieden (vgl. Kap. 4.3.2. und Kap. 3.6.). Die untersuchten Ganggranite zeigen jeweils ähnliche magnetische Gefügeverhältnisse wie der umliegende Megakristallgranit. Dagegen weichen die Raumdaten der Anisotropie eines Amphiboliteinschlusses (von Lokalität 31, Fig. 12) sehr stark von denen seiner Megakristallgranitumgebung ab. Da es sich um einen Einzelwert handelt, können keine weiteren Schlüsse auf eventuelle rotationelle Bewegungen der Einschlüsse gezogen werden.

3.6. Regionale Ausbildung des magnetischen Gefüges

Die Anisotropie der Suszeptibilität variiert in Abhängigkeit von der Ortslage (Fig. 18). Die grösste Hauptachse (Linear) fällt stets leicht nach Osten ein mit einem mittleren Fallen von 31° ($k_F = 14,4$). Die kleinste Hauptachse (senkrecht zum Planar) pendelt um ein Fallazimut von $347^\circ / 32^\circ$ ($k_F = 18,0$). Das magnetische Gefüge ist im Untersuchungsgebiet in Bezug auf seine Raumlage ausgesprochen homogen. Das Streichen der Planaren dreht vom Westen des Untersuchungsgebietes nach Osten fortschreitend

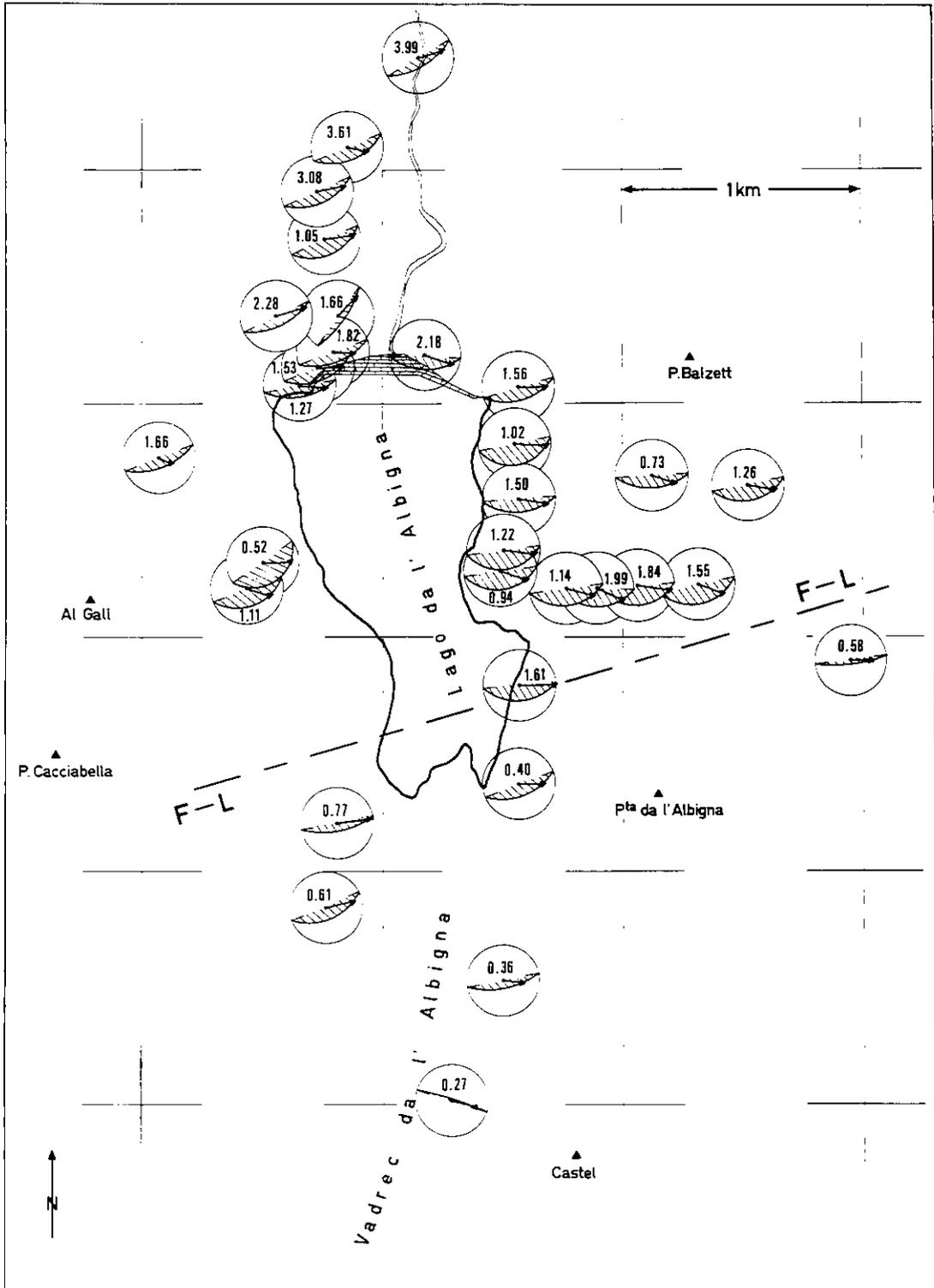


Fig. 18 - Regionale Ausbildung des magnetischen Gefüges in den Megakristallgraniten

Segment der schraffierten Halbkreise = Spur der magnetischen Planaren auf der unteren Halbkugel (flächentreue Projektion)

Dreiecke = Projektion der Durchstichpunkte der magnetischen Linearen auf der unteren Halbkugel

Zahlenwerte = Grösse der Abplattungsfaktoren A

kontinuierlich von einer SW-NO - Richtung in ein O-W - Streichen. Die Planaren fallen im Nordteil mässig steil nach Süden (ca. 60°) ein; im Südteil - südlich der gestrichelten Linie F-L von Fig. 18 - werden um ca. $20^\circ - 30^\circ$ steilere Fallwinkel gemessen. Die Planarintensität F nimmt von N nach S ab, während die Linearintensität L von N nach S zunimmt. Der Abplattungsfaktor $A = F / L$ spiegelt diese Verhältnisse deutlich wieder. $A > 1$ bezeichnet das Vorherrschen planarer magnetischer Gefügeelemente, $A < 1$ das Ueberwiegen linearer Gefügeelemente. Der Abplattungsfaktor A nimmt von Norden nach Süden langsam von maximal 3,99 auf minimal 0,27 ab, wobei an der Linie F-L anscheinend sprunghaft die Vorherrschaft linearer Gefügeelemente beginnt. Die Beziehungen zwischen dem magnetischen Gefüge und dem übrigen Gefüge der Megakristallgranite wird in Kap. 4.3.2. erörtert.

4. Diskussion

4.1. Das Inversionsproblem

Eines der Hauptprobleme paläo- und gesteinsmagnetischer Forschung ist auch heute noch das Auftreten inverser, d.h. dem gegenwärtigen geomagnetischen Feld entgegengesetzter Richtungen der remanenten Magnetisierung. Auf der einen Seite konnten unzweifelhafte Nachweise auftretender Erdfeldumkehrungen erbracht werden, andererseits wurde durch theoretische und experimentelle Arbeiten (z.B. NEEL 1951, UYEDA 1958, ISHIKAWA & SYONO 1963) die Möglichkeit von Selbstinversionen ins Auge gefasst, die auf physiko-chemische oder physikalische Vorgänge innerhalb der ferromagnetischen Mineralien selbst zurückzuführen sind. Der Nachweis tatsächlicher Selbstumkehr in den Haruna-daziten (NAGATA, UYEDA and AKIMOTO 1952) gab den Forschungen über die Selbstumkehrmechanismen beträchtlichen Aufschwung. Die im Bergell beobachteten Inversionen der charakteristischen remanenten Magnetisierung (ChRM) fordern ebenfalls den Versuch einer Antwort auf die Frage nach dem Mechanismus der beobachteten Polaritätswechsel der ChRM.

In der Ilmenit-Hämatit-Reihe $-x \text{FeTiO}_3 \cdot (1-x) \text{Fe}_2\text{O}_3$ - konnte durch UYEDA (1958) und CARMICHAEL (1961) experimentell Selbstumkehr bei bestimmten Fe/Ti-Verhältnissen nachgewiesen werden. UYEDA fand bei Werten $x = 0,45 - 0,6$ vollständige und bei $x = 0,18 - 0,25$ "imperfekte" Selbstumkehr künstlich erzeugter thermoremanenter Magnetisierung (TRM). Die vollständig inverse TRM hat nach seiner Meinung ihren Ursprung in einer negativen Austauschwechselwirkung an der Grenze zweier, bei diesem Fe/Ti-Mischverhältnis existierender, magnetischer Phasen (order-disorder transformation). CARMICHAEL schlug für die "imperfekte" Selbstumkehr einen Mechanismus vor, der auf einem Ordnungsvorgang zwischen 3-wertigen und 2-wertigen Fe-Atomen beruht.

Nach den thermomagnetischen Messungen liegt der Titanhämatit der

Bergeller Ilmenohämatite im x -Wertbereich $x \sim 0,1$. Um experimentell Hinweise auf eine mögliche Selbstumkehr zu erhalten, wurden verschiedene Proben aus dem Untersuchungsgebiet thermisch behandelt und der Zerfall der remanenten Magnetisierung (NRM und ChRM) sowie der Aufbau künstlicher Thermoremanenz beobachtet.

Die Versuche wurden mit einem nichtmagnetischen Ofen durchgeführt

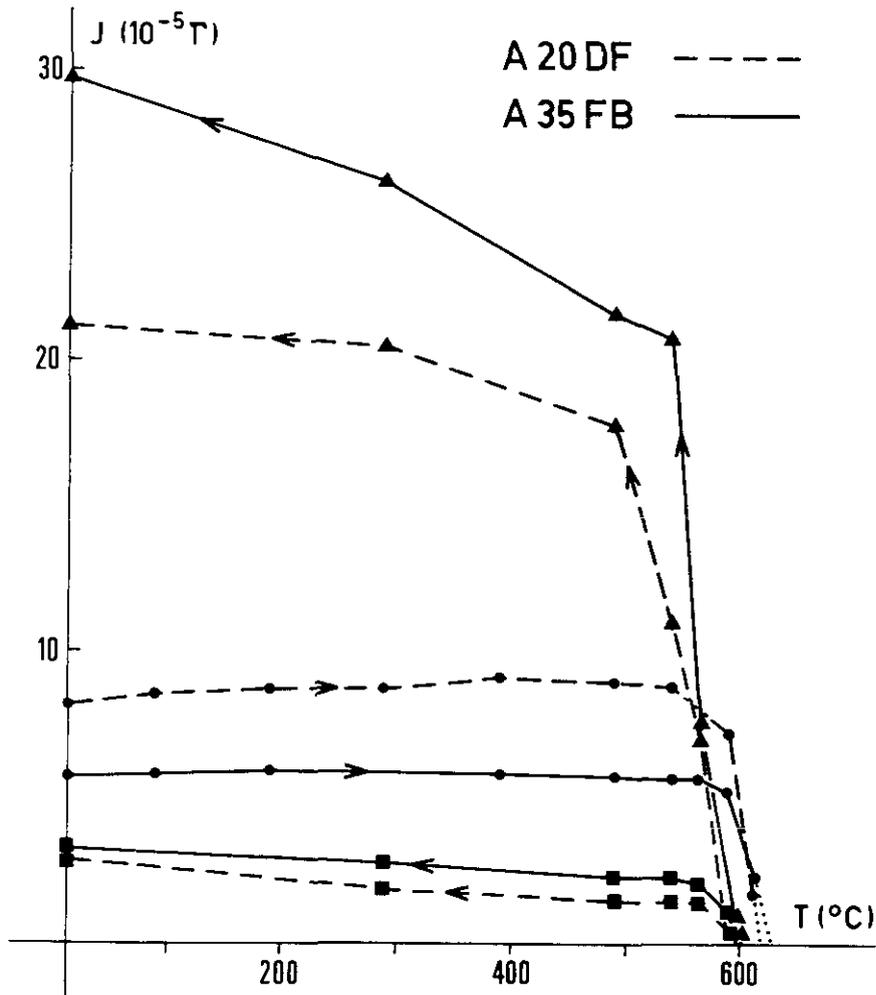


Fig. 19 - Thermisches Verhalten der remanenten Magnetisierung

- = thermische Entmagnetisierung im Nullfeld
- ▲ = gesamte künstliche PTRM
- = wechselfeld-stabile künstliche PTRM

Zu beachten ist die Verschiebung der Néeltemperaturen zwischen Entmagnetisierungs- und Aufmagnetisierungszyklus.

A 20DF besass ursprünglich negative ChRM - Inklination, A 35FB besass ursprünglich positive (normale) ChRM - Inklination.

(HELLER, SCRIBA et al 1970). Eine grössere Probenzahl wurde gleichzeitig in einer Luftatmosphäre schrittweise ent- bzw. aufmagnetisiert. Trotz langsamer Aufheizung und Abkühlung zersprang ein grosser Teil der Proben - besonders der Megakristallgranitproben - während der thermischen Behandlung infolge verschiedener Wärmeausdehnungskoeffizienten der enthaltenen Mineralien. Ausserdem mussten infolge der mehrfach wiederholten Heizzyklen chemische Aenderungen in Kauf genommen werden: Wie mikroskopisch

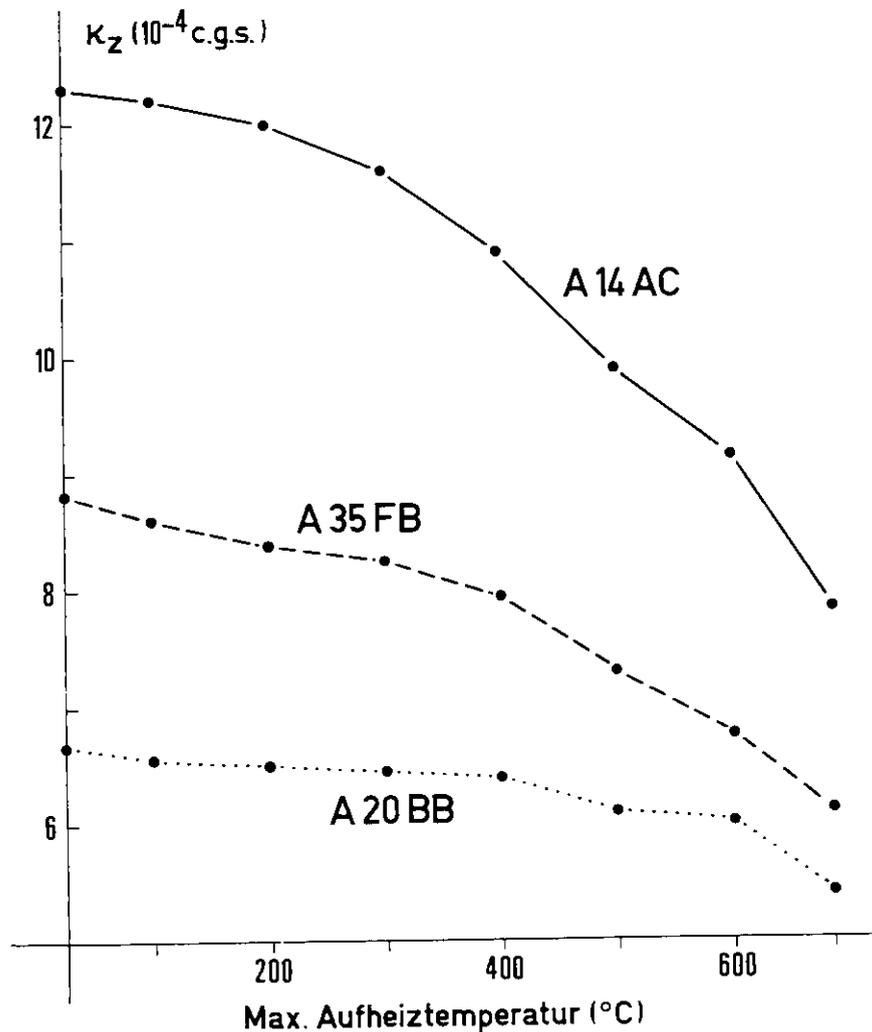


Fig. 20 - Abnahme der Volumenssuszeptibilität beim Erhitzen der Proben (in Luftatmosphäre) infolge Magnetit - Oxidation

beobachtet werden konnte, begannen die entmischten Phasen des Ilmenohämatits sich zu homogenisieren. Deshalb sind die Néeltemperaturen des Aufmagnetisierungszyklus (Fig. 19) stets etwas niedriger als die des Entmagnetisierungszyklus. Der Magnetit oxidierte meist nur oberflächlich; waren die Magnetitkörner mechanisch stärker beansprucht, so drang die Oxidation auf Spaltrissen tief in diese Erze ein: Infolgedessen wurden mit zunehmender Temperatur die Suszeptibilitätswerte stark herabgesetzt (z.B. Fig. 20, A 14AC).

Die NRM weist im Verlaufe des thermischen Abmagnetisierens einen instabilen Anteil auf, der bei Temperaturen zwischen 300°C und 400°C entfernt ist. Der Träger der instabilen Magnetisierungskomponente ist der Magnetit. Um das thermische Verhalten auch der ChRM - Komponente kennen zu lernen, wurden verschiedene Proben (z.B. A 20DF und A 35 FB in Fig. 19) vor der thermischen Behandlung im Wechselfeld (900 Oe Spitzenwert) entmagnetisiert. Während des thermischen Entmagnetisierungszyklus ist bis 550°C $d(\text{ChRM})/dT = 0$; oberhalb dieser Temperatur wird der Betrag der ChRM reduziert und verschwindet zwischen 610°C und 630°C . Eventuelle vorherige Richtungsänderungen werden nicht beobachtet. Es ergeben sich keine Zerfallsunterschiede der ChRM zwischen normal und invers polarisierten Proben. Die thermomagnetisch bestimmte Néeltemperatur und der daraus abgeleitete x -Wert werden in etwa bestätigt. Die Bildungstemperatur der ChRM liegt auf Grund der skizzierten thermischen Eigenschaften über 550°C .

Zur Erzeugung künstlicher partieller Thermoremanenz (PTRM) werden die Proben im Erdfeld von 650°C schrittweise auf immer niedrigere Temperaturen abgekühlt. Nach Erreichen der gewünschten Temperatur erkalten sie feldfrei bis auf Zimmertemperatur.

Bei dieser Behandlung steigt die totale PTRM zunächst bis ca. 550°C steil an. Unterhalb dieser Temperatur erfolgt eine langsamere Betragszunahme. Nach jedem Heiz-Kühl - Zyklus und nachfolgender Messung der totalen PTRM werden die Proben in Wechselfeldern mit Spitzenwerten bis

1500 Oe entmagnetisiert. Dabei können bei Temperaturen unterhalb 580°C zwei verschieden stabile Magnetisierungskomponenten nachgewiesen werden. Wiederum ist die instabile Komponente dem Magnetit zuzuschreiben, während die stabile Komponente, die wir im folgenden als charakteristische Thermoremanenz (ChTRM) bezeichnen, dem Ilmenohämatit (bzw. Titanhämatit) zuzuordnen ist. Ca. 2/3 - 3/4 der ChTRM werden im Temperaturbereich über 550°C erworben. Der Bildungsverlauf der ChTRM zeigt qualitativ keine Unterschiede zwischen ehemals inversen und normalen Proben. Selbstumkehranzeichen können bei dieser progressiven thermischen Behandlung nicht beobachtet werden, was aus verschiedenen Gründen verständlich ist. Zum einen ist im Labor bei der thermischen Behandlung der Zeitfaktor des ursprünglichen Magnetisierungsvorganges nicht reproduzierbar. Zum zweiten können die ehemaligen Magnetisierungsvorgänge, die nicht nur thermischen Ursprung hatten (vgl. S. 52), nicht wiederholt werden, und drittens kann durch die beobachtete Homogenisierung des Ilmenohämatits eine für einen möglichen Selbstumkehrmechanismus notwendige Bedingung zerstört worden

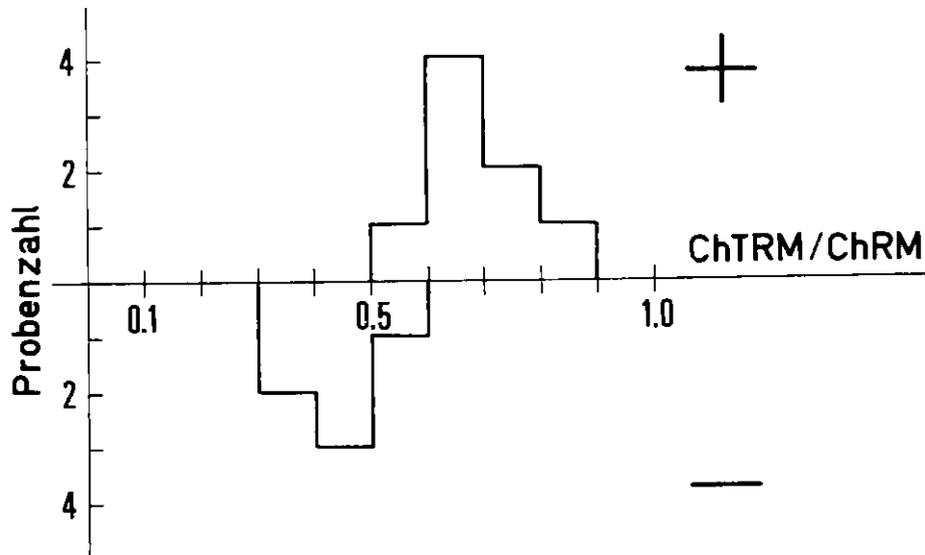


Fig. 21 - Abhängigkeit des Quotienten ChTRM/ChRM von der ursprünglichen Polarität der ChRM der untersuchten Proben

- + = ursprünglich normale Inklination der ChRM
- = ursprünglich inverse Inklination der ChRM

sein. Der Betrag der ChTRM erreicht durchschnittlich nur die Hälfte der ursprünglichen ChRM. Dabei hängt die Grösse des Quotienten ChTRM/ChRM von der originalen Polarität der ChRM ab. In Fig. 21 ist dieser Quotient für die 14 Megakristallgranitproben dargestellt, die die thermische Behandlung "überlebt" haben. Der Quotient ehemals normal polarisierter Proben liegt zwischen 0,5 und 0,9, derjenige früher inverser Proben zwischen 0,3 und 0,6 (Interpretation des Befundes s.S.52).

Die Wechselfeldstabilität der gesamten künstlich erzeugten TRM ist bedeutend höher als die der ursprünglichen NRM (vgl. Fig. 9a und Fig. 22). Das Verhältnis der Magnetisierungsbeträge liegt bei $TRM/NRM = 2,5$. Da in verschiedenen Dünnschliffen Sekundärmagnetit kleiner Korngrösse (bei der Chloritisierung des Biotits gebildet) beobachtet wurde, interpretieren wir obigen Befund dahingehend, dass der Sekundärmagnetit ursprünglich unterhalb der Blockungstemperatur T_B magnetisiert wurde, d.h. bei niedrigen Temperaturen ($\sim 300^\circ\text{C}$) nur einen kleinen TRM - Anteil erworben hat, wobei Domänen niedriger Koerzitivkraft magnetisiert wurden.

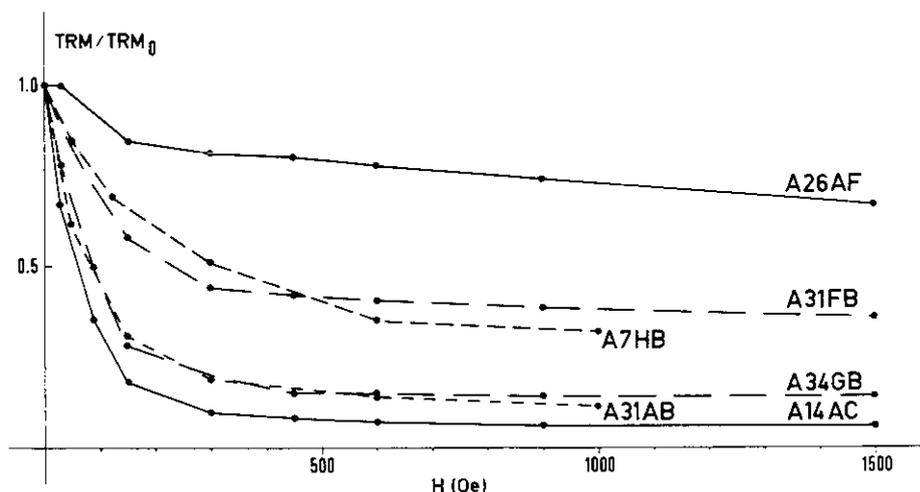


Fig. 22 - Wechselfeldstabilität der künstlichen Thermoremanenz

Trotz der unvollständigen Laboruntersuchungen (weitere magnetische Untersuchungen speziell thermischer Art, elektronenoptische Arbeiten sowie Röntgendiffraktionsanalysen sind geplant) halte ich im gegenwärtigen Zeitpunkt eine Selbstumkehr der Magnetisierung für die einzig mögliche Erklärung der im Bergell auftretenden Inversionen. Die Begründung dieser Ansicht muss auf den im Verlaufe dieser Arbeit erlangten phänomenologischen Argumenten basieren.

Wir wollen zunächst auf die komplexe mineralogische Beschaffenheit des Ilmenohämatits zurückkommen. Dem Titanhämatit, der in den meisten Fällen die Hauptmasse des Ilmenohämatits ausmacht, sind im gesamten Vorkommensbereich Ferrilmenitlamellen erster und zweiter Generation eingelagert. Die Lamellen 1. Generation führen vor allem in der normal magnetisierten Südzone sichtbare Titanhämatitentmischungen 2. Generation. Ausserdem ist im Ilmenohämatit dieser Zone als jüngste Entmischung besonders häufig Rutil gebildet worden. Submikroskopische Ferrilmenit- oder Rutilentmischungen verursachen scheinbar widersprüchliche Aussagen über den Chemismus des Titanhämatits.

Der verschiedene Entmischungsgrad des Ilmenohämatits ist nach unserer Meinung die Ursache der auftretenden Inversionen in den Megakristallgraniten und in den Ganggraniten. Dadurch wird Selbstumkehr bewirkt, vielleicht nach dem oben erwähnten Modell CARMICHAELs (1961) oder auch infolge negativer magnetostatischer Wechselwirkung nach dem Modell von NÉEL (1951).

Wenn man als Selbstumkehrmechanismus negative magnetostatische Wechselwirkung annimmt, können die erwähnten mikroskopischen Beobachtungen folgendermassen interpretiert werden: In der nördlichen invers magnetisierten Zone des Albignagebietes wurden infolge rascherer Abkühlung und/oder geringeren Oxidationspotentials (vgl. S. 58) Titanhämatitsekundärentmischungen gebildet, welche die hinsichtlich grosser Domänenrelaxationszeiten kritische Korngrösse nicht erreicht haben und sich deshalb superparamagnetisch verhalten. In der südlichen normal polarisierten

Zone würde diese kritische Korngrösse erreicht sein (der Uebergang erfolgt sehr rasch, vgl. NAGATA 1961) und infolgedessen Selbstumkehr durch negative magnetostatische Wechselwirkung verursacht. Der Umkehrvorgang wäre unter anderem vor allem gesteuert vom Verhältnis der Entmagnetisierungsfaktoren der primären und der sekundären Titanhämatitentmischungen $P_{\text{prim}} / P_{\text{sek}}$. Das ist die Hauptbedingung des NÉELSchen Umkehrmodells:

$$H_{\text{eff,sek}} = H_{\text{ex}} - P_{\text{sek}} \cdot \left(\frac{P_{\text{prim}}}{P_{\text{sek}}} - 1 \right) \cdot J_{\text{prim}}(T) \cdot c_{\text{prim}},$$

wobei $H_{\text{eff,sek}}$ das auf die sekundären Entmischungen wirkende Feld, H_{ex} das äussere Feld, P_{prim} und P_{sek} die Entmagnetisierungsfaktoren der primären bzw. sekundären Titanhämatitentmischungen, $J_{\text{prim}}(T)$ die Magnetisierung der primären Entmischungen bei der Temperatur T und c_{prim} die Volumenkonzentration der primären Entmischungen bedeuten.

Wenn der in der Klammer angegebene Ausdruck > 1 wird, kann Selbstumkehr stattfinden. Die Abplattung der primären Titanhämatite müsste demnach stärker ausgeprägt sein als diejenige der sekundären Titanhämatitentmischungen. Diese Bedingung scheint erfüllt, da die primären Titanhämatitentmischungen meist langgestreckt nach der Basis ausgebildet sind, während die im Südteil unter dem Mikroskop sichtbaren Sekundärhämatitkörner, die in der Basisebene entmischt sind, sich Kugelformen nähern. Konsequenterweise erfordert diese Vorstellung der Selbstumkehr in unserem Falle eine gegenüber dem heutigen geomagnetischen Feld antiparallele Ausrichtung des wirksamen Paläofeldes.

Die infolge verschiedenen Entmischungsgrades theoretisch mögliche und praktisch anzunehmende Selbstumkehr gewinnt durch folgende, bereits kurz erwähnte Befunde an Wahrscheinlichkeit.

1. Der Quotient $ChTRM:TRM$

Zur Zeit der ChRM - Bildung vor etwa 25 Mio Jahren war das mittlere

geomagnetische Dipolmoment etwas kleiner als das heutige. Intensitätsbestimmungen des tertiären Feldes (SMITH 1967) ergaben ein um 30 % reduziertes Dipolmoment. Dennoch ist die ChRM der Bergeller Megakristallgranite bis zu dreimal grösser als die im gegenwärtigen geomagnetischen Feld erzeugte ChTRM. Wie erwähnt wurde, ist der Quotient aus beiden Magnetisierungen anscheinend abhängig von der ursprünglichen ChRM - Polarität der Gesteine. Vorausgesetzt, dass bei der Laborbehandlung keine entscheidenden Eingriffe in die magnetischen Eigenschaften des Ilmenohämatits gemacht wurden, muss dem Prozess der thermischen Magnetisierung, welcher die ChRM formte, in beiden Polaritätszonen ein zweiter Magnetisierungsvorgang überlagert sein. Die auftretenden Entmischungen legen eine chemothermoremanente Magnetisierung (CTRM) nahe. Die CTRM wurde in zwei Stufen erworben gemäss den beiden Titanhämatit-Entmischungsgenerationen. Im invers magnetisierten Gebiet addieren sich nach unseren Vorstellungen die thermische und die chemothermische remanente Magnetisierung der ersten Stufe (ChTRM:ChRM = 0,3 - 0,6), wobei die dort superparamagnetischen Entmischungen der 2. Generation keinen Beitrag zur Remanenz leisten. In der normal magnetisierten Zone dagegen ist von der antiparallel gerichteten CTRM der zweiten Stufe die remanente Magnetisierung der ersten Stufe abzuziehen (ChTRM:ChRM = 0,5 - 0,9).

2. Feldbefunde

Die bereits in Kap. 3.4. skizzierte regionale Polaritätsverteilung der ChRM ist nach den Feldbefunden durch eine Umkehr des geomagnetischen Feldes kaum zu erklären. Eine solche Inversion ist Temperatur - Zeit - abhängig. Ändert während der Abkühlung des Intrusivkörpers das Feld seine Polarität, so müssen entsprechende Änderungen der Magnetisierungsvektoren gefunden werden können. Da die vom Rand ins Massivinnere wandernde Zone des die ChRM blockierenden Temperaturintervalls - nach den thermischen Versuchen werden $\frac{2}{3}$ bis $\frac{3}{4}$ der ChTRM im Temperaturbereich zwischen 600°C und 550°C "eingefroren" - eine breite (Grössenordnung: einige 100 m) Gesteinszone erfasst, sollte in diesem Bereich entweder kontinuierlicher Inklinationswechsel oder merklicher Intensitätsabfall

und -anstieg der remanenten Magnetisierung zu beobachten sein, wenn Feldumkehr eingetreten ist. Der in den Megakristallgraniten beobachtete Polaritätswechsel hat jedoch völlig andere Charakteristika: Scharfer Polaritätswechsel im mm-Bereich mit antiparalleler Ausrichtung der ChRM zu beiden Seiten der Inversionsgrenze (vgl. Fig. 13: die obersten Proben der direkt nebeneinanderliegenden Kerne 99X und 91E besitzen antiparallele ChRM) und starke Zerlappung des Verlaufes dieser Grenze im m - bis 10 m - Bereich.

Ein weiteres Argument ergibt sich aus dem magnetischen Verhalten der Ganggranite. In Fig. 13 durchschlagen invers magnetisierte Gänge die Megakristallgranit-Inversionsgrenze, ohne ihre eigene ChRM - Richtung zu ändern und ohne ihrerseits die Richtung der ChRM des anliegenden Megakristallgranits zu beeinflussen. Da einerseits die Ilmenohämatite der Ganggranite denen der Megakristallgranite völlig gleichen und die thermischen Entmagnetisierungskurven beider Gesteine übereinstimmen, da andererseits bei der Gangbildung nur äusserst geringe Temperaturdifferenzen zum Megakristallgranit (s. JAEGER 1957, WENK 1970) auftreten, müssen beide Gesteine nahezu gleichzeitig erkaltet sein (vgl. DRESCHER-KADEN 1969). Bei Annahme einer Feldumkehr ist deshalb ein hinsichtlich der Polarität der ChRM unterschiedliches Verhalten der Megakristall- und der Ganggranite im Bereich der Inversionsgrenze praktisch ausgeschlossen. Ebenso unverständlich sind unter dieser Annahme die mehrfachen Polaritätswechsel in den etwas mächtigeren Gangbildungen (vgl. Kap. 3.4.). Ihre geringe Mächtigkeit erfordert einen raschen Temperaturengleich quer zum Streichen der Gänge während ihrer Abkühlung, so dass ein Temperatur - Zeit - Effekt mit mehrmaliger Erdfeldumkehr, der zur wiederholten Inversion der ChRM führen könnte, ausgeschlossen werden kann.

Das Verhalten der ChRM während der thermischen Versuche und die mineralogischen und geologischen Befunde bezüglich der ChRM machen also eine Selbstumkehr im Falle der beobachteten Inversionen wahrscheinlich, wenn nicht sogar notwendig. Wie dieser Umkehrmechanismus tatsächlich abgelaufen

ist, können wir zur Zeit noch nicht entscheiden. Ein Zusammenhang mit dem Entmischungsgrad des Ilmenohämatits scheint jedoch sicher gegeben zu sein.

Ausser den Adirondack - Gneisen (BALSLEY and BUDDINGTON 1958) und der quarzdioritischen Aussenzone des Bucks - Batholithen in Kalifornien (MERRIL and GROMME 1969) sind uns aus der Literatur keine Gesteine bekannt, die ähnliche mineralogische und vor allem magnetische Eigenschaften besitzen. In diesen beiden Fällen wird innerhalb eines Gesteinskomplexes ebenfalls normale und inverse remanente Magnetisierung beobachtet, doch ist die normale Magnetisierung dem Magnetit, die inverse dem Ilmenohämatit zugeschrieben. Die Bergeller Gesteine scheinen deshalb eine Schlüsselstellung in der Frage nach dem Inversionsmechanismus einzunehmen, da hier nachgewiesen werden konnte, dass sowohl die normale als auch die inverse remanente Magnetisierung durch die verschiedenartige Magnetisierung des Ilmenohämatits allein bedingt ist.

4.2. Paläopollage

Die aus den in Tab. 2 gegebenen mittleren Richtungen der normalen und der inversen ChRM der Megakristallgranite berechneten virtuellen geomagnetischen Paläopollagen haben folgende geographische Koordinaten (vgl. Fig. 23):

Länge	Breite	dm	dp	Polarität
314,9°O	56,2°N	5,3°	6,1°	normal
326,6°O	56,1°N	3,5°	3,8°	invers

dp: Oeffnungswinkel des Fehlerovals des virtuellen geomagnetischen Pols, das durch den Halbwinkel α_{95} des 95% - Konfidenzkreises gegeben ist, entlang dem Grosskreis, der die geographischen Koordinaten des Untersuchungsgebietes und des virtuellen Pols verbindet.

dm: Oeffnungswinkel dieses Fehlerovals in zu dp senkrechter Richtung.

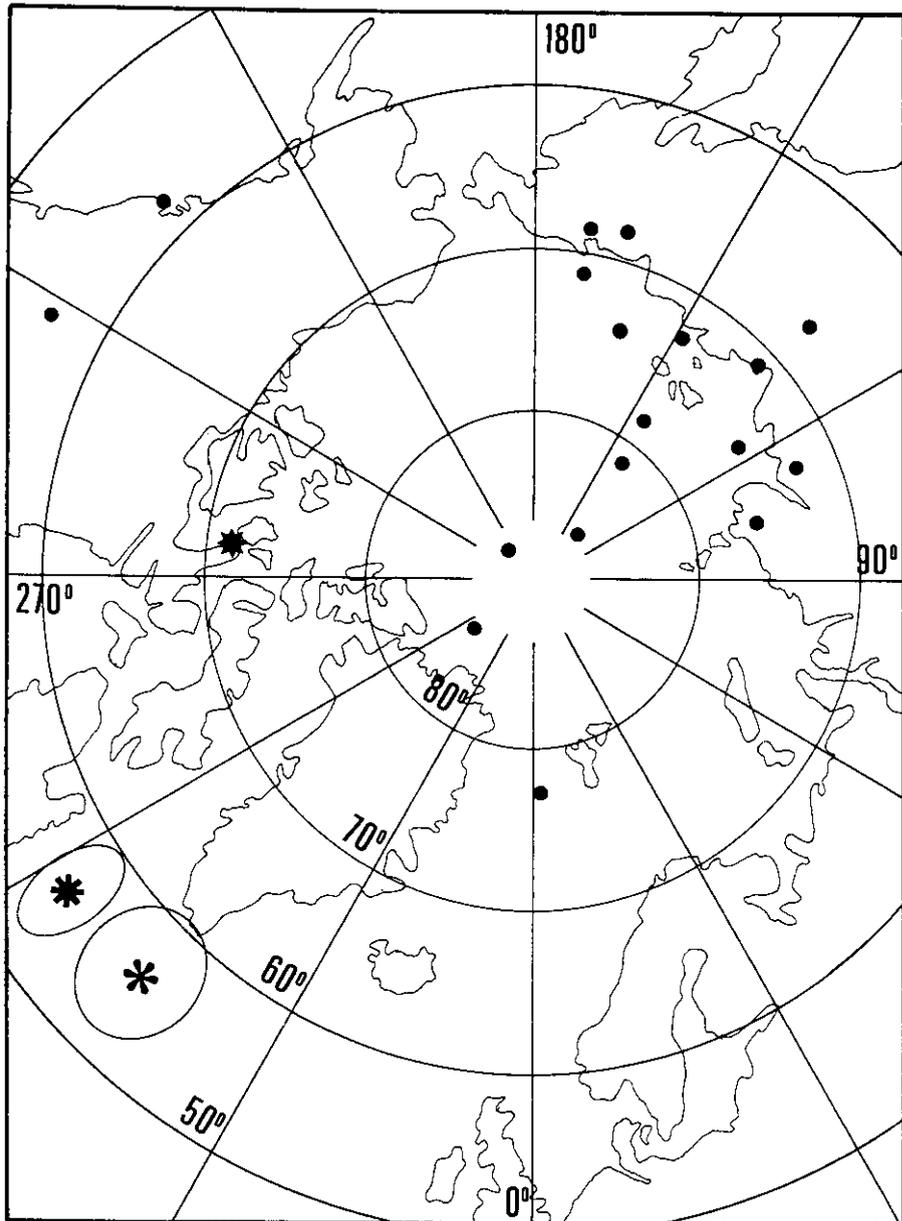


Fig. 23 - Virtuelle paläomagnetische Pollagen

- * , * = Pollage mit Fehleroval gegeben aus der mittleren ChRM - Richtung der Megakristallgranite normaler bzw. inverser Inklination
- * = Pollage nach Anisotropiekorrektur
- = sonstige mitteleuropäische Paläopollagen des Oligo- bis Miozäns nach IRVING (1960, 1961, 1963) und McELHINNY (1968, 1969)

Die Ganggranite besitzen ähnliche Pollagen. Die der nördlichen Zone angehörenden invers magnetisierten Megakristallgranitproben weisen eine steilere Inklination auf als die südlich anschliessenden normal magnetisierten

Proben. Dadurch ist die Längendifferenz beider Pollagen bedingt.

Die Diskrepanz zwischen den virtuellen Pollagen des Bergells und den übrigen mitteleuropäischen Paläopollagen des Oligozäns bis Miozäns ist augenfällig. Da die Richtung der ChRM auch von der Raumlage des Ellipsoids der Anisotropie der Suszeptibilität abhängt, wurden die Deklinations- und Inklinationenwerte der ChRM der einzelnen Proben (inverse und normale Proben zusammengefasst) nach der von HARGRAVES (1959) vorgeschlagenen Methode korrigiert. Die Korrektur erfolgt unter der Annahme, dass der Magnetisierungsvektor jeder Probe von der Richtung des magnetisierenden Feldes gegen die Richtung der Ebene der maximalen Suszeptibilität (aufgespannt durch κ_{Max} und κ_{Med}) abgelenkt ist. D.h. die wahre Feldrichtung liegt im Falle stereographischer Projektion auf dem Segment eines Gross-

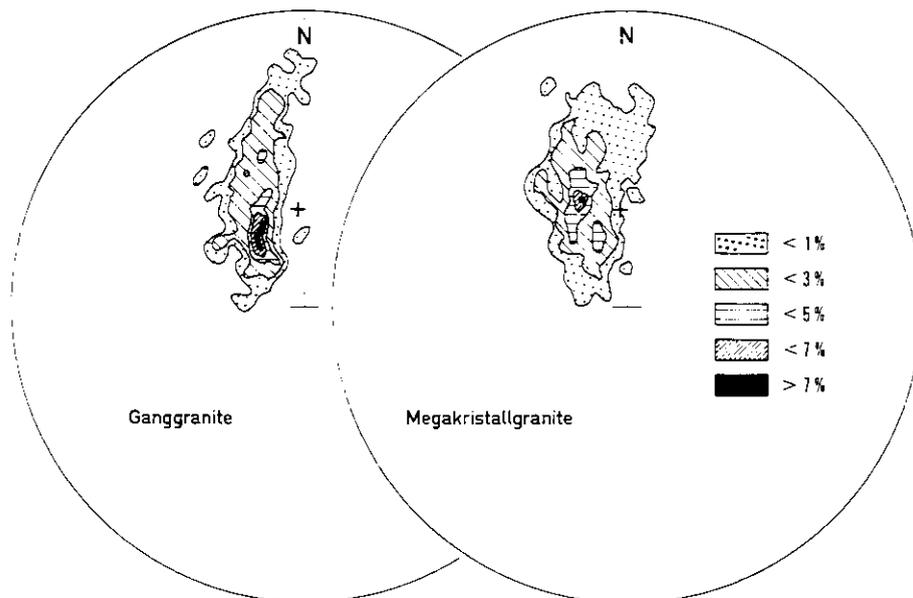


Fig. 24 - Flächenbesetzungsdichtediagramm der Intersektionspunkte aller Grosskreise, welche die Richtungen der ChRM und der kleinsten Hauptachse der Anisotropie der einzelnen Proben verbinden

Megakristallgranite: 51 Proben, 411 Intersektionspunkte
 Ganggranite: 37 Proben, 240 Intersektionspunkte

+ = Richtung des gegenwärtigen geomagnetischen Feldes

kreises, welcher die Richtungen der ChRM und der kleinsten Hauptachse κ_{Min} des Anisotropieellipsoids verbindet. Die Grosskreissegmente aller Proben sollten an einem Punkt intersekieren, der die wahre Richtung des magnetisierenden Feldes darstellt. Aus dem Maximum des Flächenbesetzungsdiagramms (Fig. 24) der Megakristallgranite kann unter dieser Annahme die Deklination $D = 337^{\circ}0$ und die Inklination $I = 58^{\circ}N$ des magnetisierenden Paläofeldes abgelesen werden. Daraus errechnet sich folgende Paläopollage: östl. Länge $263,6^{\circ}$; nördl. Breite $71,5^{\circ}$. Diese Pollage stimmt in Bezug auf die geographische Breite (vgl. Fig. 23) gut mit anderen oligozänen bis miozänen Polpositionen überein. Die scheinbare Längenabweichung in Fig. 23 ist angesichts der starken Längenvariation tertiärer (und quartärer) Pollagen (vgl. IRVING 1964) ohne Bedeutung.

Eine postintrusive Rotation des Massivs, wie wir sie zunächst auf Grund der unkorrigierten virtuellen Polpositionen angenommen hatten, entfällt. Im Gegenteil wird festgehalten, dass nach der Magnetisierung des Ilmenohämatits das Bergeller Massiv keinen rotationellen tektonischen Bewegungen unterlegen ist.

4.3. Geologische Aussagekraft der untersuchten gesteinsmagnetischen Parameter

4.3.1. Oxidationszustand

Das Verhalten des Betrages der Anfangsuszeptibilität und der Stabilität der NRM ergibt eindeutige Hinweise auf den Oxidationszustand während der Granitbildung. Die Suszeptibilität nimmt vom Kontakt des Massivs ins Innere rasch zu und erreicht in der Umgebung des Staudammes ein Maximum. Südlich des Damms werden etwas erniedrigte Werte gemessen. Die NRM besitzt ca. 50 m nördlich der Staumauer keine Magnetisierungsanteile, die gegenüber höheren Wechselfeldern stabil sind, d.h. umgekehrt: ChRM wird im Untersuchungsgebiet nur von etwa Staudammhöhe an nach Süden beobachtet.

Diese magnetischen Befunde korrelieren mit den petrographischen Eigenschaften und zeigen eine Erhöhung des Oxidationspotentials ins Massivinnere hin an (vgl. BALSLEY & BUDDINGTON 1958). Bei relativ geringem Magnetitgehalt besitzen die geflaserten Granite der Randzone hohe Biotitgehalte. Nach Süden nimmt der Magnetit auf Kosten des Biotits zu. - Die überall beobachteten Anzeichen retrograder Metamorphose (Chloritisierung mit Sekundärmagnetitbildung), die nach den magnetischen Thermoexperimenten bei Temperaturen zwischen 300 und 400°C stattgefunden hat (vgl. S. 47), sind überall im Untersuchungsgebiet gleichmässig ausgeprägt. - Etwa in Staudammhöhe wird der Magnetit durch den Ilmenohämatit zurückgedrängt, der seinerseits Anzeichen zunehmender Oxidation erkennen lässt, treten doch Rutilentmischungen vermehrt in der südlichen, normal polarisierten Zone auf.

4.3.2. Internstruktur

Die gesteinsmagnetischen Parameter ermöglichen Aussagen über Struktur und Gefüge der granitischen Gesteine. Die von der bekannten Richtung des tertiären geomagnetischen Feldes stark nach W bzw. O abweichende Deklination der ChRM deutet auf ein O-W - gerichtetes Gefüge der Megakristallgranite - eine Rotation des Massivs wurde in Kap. 4.2. ausgeschlossen -. Die in der Nordzone im Vergleich zur Südzone steileren Inklinationen der ChRM lassen eine leichte, nach Norden gerichtete Kippung des Nordteils relativ zum Südteil vermuten.

Diese aus den ChRM-Daten gewonnenen und nur sehr grob abschätzenden Feststellungen werden klar dokumentiert, wenn das magnetische Gefüge analysiert und mit der Gesteinstextur verglichen wird. Leider ist die Bestimmung des magnetischen Gefüges bisher bei strukturellen Untersuchungen geologischer Körper stark vernachlässigt worden, obwohl gerade solche Arbeiten (z.B. GRAHAM 1954, KING 1966) gute Resultate erbracht haben. Die Anisotropiemessungen können sehr rasch (ca. 5 Min/Probe) durchgeführt werden und liefern Gefügeraumdaten in viel kürzerer Zeit als die konventionellen

Methoden. Allerdings bleibt, wie nachstehend gezeigt wird, die Notwendigkeit bestehen, sich über die Bedeutung des magnetischen Gefüges im Rahmen des Gesteinsgesamtgefüges zu versichern.

Wie in Kap. 3.6. erwähnt, ist das magnetische Gefüge regional verschieden ausgebildet. Im Norden herrschen planare Elemente vor, während im Süden Linearität überwiegt (vgl. S. 43). Der Wechsel scheint scharf ausgeprägt. Die Linearen fallen stets leicht nach O ein, die Planaren zeigen ein von W nach O kontinuierlich änderndes Streichen bei mässig steilem bis steilem südlichen Einfallen (Fig. 18).

Die Störung, welche durch die im Nord- bzw. Südteil unterschiedlichen Inklinationen der ChRM angedeutet wurde, wird durch den Intensitätswechsel von bevorzugter Foliation zu Lineation und die plötzliche Fallwinkeländerung der Planaren bestätigt (Fig. 18).

Beim Gefügevergleich wollen wir zunächst die Intensität des magnetischen Gefüges und den Grad der Einregelung der übrigen Gesteinsgefügeelemente betrachten (vgl. Fig. 4 und Fig. 18). Von Norden nach Süden vorgehend ergibt sich folgendes: Die hohen Abplattungsfaktoren ($A > 2$) im Norden korrelieren mit einer ausgezeichneten planaren Regelung der Biotite und Kalifeldspatphänokristalle. Diese Regelung verleiht dem Megakristallgranit ein nahezu schiefriges Aussehen. Abplattungsfaktoren $A = 1-2$ werden an Proben gemessen, in denen die Kalifeldspäte und die Biotitplättchen mässig gut geregelt sind. Schliesslich überwiegt südlich der gestrichelten Linie F-L Linearintensität der Anisotropie ($A < 1$). Die Kalifeldspatphänokristalle lassen keine Ausrichtung mehr erkennen und sind im Gegensatz zu den meist länglich gestreckten Körnern im Norden als blockige, \pm isometrische Kristalle ausgebildet. An Proben zweier Bohrlokalitäten dieses Gebiets (Lokalitäten 35 und 37 in Fig. 12) wurden zwei, allerdings schlecht erkennbare Biotit - s-flächen beobachtet, die bei verschieden gerichtetem Einfallen NW-SO - bzw. SW-NO - Streichen besitzen.

Wenn die Raumrichtungen der Gefüge verglichen werden, ergeben sich

verschiedenartige Beziehungen. Die magnetischen Lineare sind gleichgerichtet wie die im Feld eingemessenen, makroskopisch erkennbaren B-Achsen. Dagegen kongruieren die Flächengefüge nur in der Randzone des Massivs eindeutig: Magnetische Planaren, Biotit - und Kalifeldspat - s-flächen fallen mässig steil nach Süden ein. In dem an die Randzone südlich anschließenden Gebiet (A = 1-2) streichen die Kalifeldspatplanaren zwar parallel zu den magnetischen Planaren und den Biotit - Flächen, doch ist ihr Einfallen deutlich steiler. In diesem Bereich unterscheidet sich also das Biotitgefüge, das mit den magnetischen Planaren übereinstimmt, von der Raumanordnung der Kalifeldspatphänokristalle - bedingt wahrscheinlich durch die späte Entstehung der Kalifeldspäte. Südlich der Linie F-L sind, wie erwähnt, zwei sich spitzwinklig bis rechtwinklig schneidende Biotit - s-flächen zu beobachten. Ihre Schnittlinie fällt mit dem magnetischen Linear zusammen; die den Ebenenschnittwinkel halbierende Fläche entspricht in etwa dem magnetischen Planar.

Bei der Analyse magnetischer Gefüge im Bezug auf das Gesteinsgesamtgefüge ist deshalb immer zu beachten, dass die magnetische Anisotropie einer Gesteinsprobe eventuell als Bruttoeffekt verschiedener Gefüge verstanden werden muss.

5. Zusammenfassung und weitere Zielsetzung

Die im Bereich des Albignatales untersuchten granitischen Gesteine des Bergeller Massivs weisen als Träger ihrer gesteinsmagnetischen Eigenschaften nahezu reinen und homogenen Magnetit und mehrfach entmischten Ilmenohämatit auf. Die charakteristische Remanenz des Ilmenohämatits der Megakristallgranite ist bei scharfer regionaler Trennung normal und invers polarisiert; die Ganggranite zeigen ebenfalls wechselnde ChRM-Polaritäten. Für die Umkehrphänomene wird eine durch die Entmischungsvorgänge im Ilmenohämatit verursachte Selbstumkehr als wahrscheinlich angenommen. Das Verhalten der Suszeptibilität und ihrer Anisotropie steht in engem Zusammenhang mit der Ausbildung der remanenten Magnetisierung und mit dem Gefüge der Gesteine und gibt - ebenso wie die ChRM - Hinweise auf den Oxidationszustand, die Tektonik und Internstruktur der massivischen Hauptgesteine.

Die vorliegende Arbeit stellt den Beginn gesteinsmagnetischer Forschungen im Bergeller Massiv dar. Um das Verständnis der magnetischen Eigenschaften der bearbeiteten Gesteine zu vertiefen, sind weitere Untersuchungen geplant. Elektronenoptische Beobachtungen, Prüfung des thermischen Verhaltens der remanenten Magnetisierung mithilfe der kontinuierlichen Entmagnetisierungsmethode sowie Röntgendiffraktionsanalysen werden die nächsten Schritte sein. Ausserdem soll durch Vergrößerung des Arbeitsgebiets Einblick erhalten werden in den weiteren Verlauf der Inversionsgrenze der Megakristallgranite, in die Beschaffenheit der Mehrfachinversionen der Ganggranite und die Ausbildung des magnetischen Gefüges in anderen Teilen des Bergeller Massivs.

6. Literaturverzeichnis

a) Geologie

- Balsley, J.R. and Buddington, A.F., 1958. Iron-titanium oxide minerals, rocks, and aeromagnetic anomalies of the Adirondack area, New York, *Econ. Geol.*, 53(7), 777-805.
- Buddington, A.F. and Lindsley, D.H., 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents, *J. Petr.* 54, 310-357.
- Carmichael, I.S.E. and Nicholls, J., 1967. Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks, *J. Geoph. Res.*, 72(18), 4665-4687.
- Cita, M.B., 1957. Studi stratigrafici sul terziario subalpino lombardo, sintesi stratigrafica della Gonfolite, *Ist. Geol. Pal. Univ. Milano*, Serie G, publ. no. 97.
- Cornelius, H.P., 1913. Geologische Beobachtungen im Gebiete des Forno-gletschers (Engadin), *Zbl. Min. Geol. Pal.*, 246-252.
- Drescher, F.K. und Storz, M., 1926. Ergebnisse petrographisch-tektonischer Untersuchungen im Bergeller Granit, *N. Jb. Min., B.B.* 54, Abt. A, 284-291.
- Drescher-Kaden, F.K., 1969. Granitprobleme, Akademie-Verlag, Berlin.
- Gyr, T., 1967. Geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrand des Bergeller Massivs, *Mitt. Geol. Inst. ETH Univ. Zürich*, N.F. 66.
- Moticska, P., 1970. Petrographie und Strukturanalyse des westlichen Bergeller Massivs und seines Rahmens, *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 50(2), 355-443.
- Ramdohr, P., 1960. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen, Akademie-Verlag, Berlin.
- Staub, R., 1918. Geologische Beobachtungen am Bergellermassiv, *Vjschr. Natf. Ges. Zürich*, 63, 1-18.
- Staub, R., 1921. Geologische Karte der Val Bregaglia 1:50000, *Beitr. Geol. Schweiz*, Spezialkarte Nr. 90.
- Staub, R., 1939. Tektonische Skizze Oberengadin-Bergell, in: *Schweiz.*

Alpenposten - Malojastrasse, PTT Bern.

Streckeisen, A.L. 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks (final report of an inquiry), N. Jb. Miner. Abh., 107(2,3), 144-240.

Tröger, W.E., 1959. Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1, Bestimmungstabellen, 3. Aufl., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Tröger, W.E., 1967. Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2, Textband, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Weibel, M., 1960. Chemismus und Mineralzusammensetzung von Gesteinen des nördlichen Bergeller Massivs, Schweiz. Min. Petr. Mitt., 40, 69-93.

Wenk, E., 1962. Das reaktivierte Grundgebirge der Zentralalpen, Geol. Rdschau, 52, 754-766.

Wenk, H.-R., 1970. Geologische Beobachtungen im Bergell. I. Gedanken zur Genese des Bergeller Granits. Rückblick und Ausblick, Schweiz. Min. Petr. Mitt., 50(2), 321-348.

b) Geophysik

Armstrong, R.L., Jäger, E. & Eberhardt, P., 1966. A comparison of K-Ar and Rb-Sr ages on Alpine biotites, Earth Plan. Sci. Letters, 1, 13-19.

Berset, G., 1968. Eine Apparatur zur Messung kleiner remanenter Magnetisierungen an Gesteinen (Rock Generator), Pure Appl. Geophysics, 69(1), 205-228.

Breunig, E.A. von, 1950. Magnetisch-petrographische Untersuchungen in der Störungszone westlich Locarno, Diplomarbeit (Maschinenschrift), Inst. Geophysik ETH Zürich.

Carmichael, C.M., 1961. The magnetic properties of ilmenite-haematite crystals, Proc. R. Soc. London, 263, Ser. A, 508-530.

Chessex, R., 1964. Déterminations d'âge sur des zircons de roches des Alpes et des Apennins par la méthode des "radiation damage",

- Schweiz. Min. Petr. Mitt., 44(1), 27-42.
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere, Proc. R. Soc. London, 217, Ser. A, 295-305.
- Fuller, M.D., 1963. Magnetic anisotropy and paleomagnetism, J. Geoph. Res., 68(1), 293-309.
- Gassmann, F., 1948. II. Kap. in: Hugi, E., Huttenlocher, H.F., Gassmann, F., Fehlmann, H., Die Eisen- und Manganerze der Schweiz, Die Magnetit-Lagerstätten, Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser., 13. Lfg., 4, 69-90.
- Graham, J.W., 1954. Magnetic susceptibility anisotropy an unexploited petrofabric element, Geol. Soc. Amer. Bull., 65, 1257-1258.
- Hargraves, R.B., 1959. Magnetic anisotropy and remanent magnetism in hemo-ilmenite from ore deposits at Allard Lake, Quebec, J. Geoph. Res., 64(10), 1565-1578.
- Heller, F., Scriba, H., Weber, M., 1970. A furnace for magnetic investigations of rocks, Geophys. J. R. astr. Soc., 21(5), 531-534.
- Irving, E., 1960, 1961, 1963. Palaeomagnetic directions and pole positions, parts I, II, III, VI, Geophys. J. R. astr. Soc., 3(1), 96-111; Geophys. J. R. astr. Soc., 3(4), 444-449; Geophys. J. R. astr. Soc., 5(1), 70-79; (mit Stott, P.M.) Geophys. J. R. astr. Soc., 8(2), 249-257.
- Irving, E., 1964. Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems, John Wiley & Sons, Inc., New York / London / Sydney.
- Ishikawa, Y. and Syono Y., 1963. Order-disorder transformation and reverse thermo-remanent magnetism in the $\text{FeTiO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ system, J. Phys. Chem. Solids, 24, 517-528.
- Jäger, E., Niggli, E., Wenk, E., 1967. Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen, Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., 134.
- Jäger, J.C., 1957. The temperature in the neighborhood of a cooling intrusive sheet, Amer. J. Sci., 255, 306-318.
- Kienle, J. und Wyss, M., 1964. Magnetische Messungen nord-westlich von

- Brissago in der Gesteinszone von Ivrea, Diplomarbeiten (Maschinschrift), Inst. Geophysik ETH Zürich.
- King, R.F., 1966. The magnetic fabric of some Irish granites, *Geol. J.*, 5, 43-66.
- Koenigsberger, J.G., 1930a. Ueber die magnetische Eigenschaft von Gesteinen, *Terr. Magn. Atmosph. Electr.*, 35(3), 145-148.
- Koenigsberger, J.G., 1930b. Grössenverhältnis von remanentem zu induziertem Magnetismus in Gesteinen; Grösse und Richtung des remanenten Magnetismus. *Zeitschr. Geophysik*, 6(4-7), 190-207.
- Koenigsberger, J.G., 1935. Die Abhängigkeit der natürlichen remanenten Magnetisierung bei Eruptivgesteinen von deren Alter und Zusammensetzung, *Beitr. angew. Geophysik*, 5(2), 193-246.
- Koenigsberger, J.G., 1936. Magnetische Suszeptibilität von zentral-schweizerischen Gesteinen und Areal-suszeptibilität der alpinen Strecke von Flüelen bis Bellinzona, *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 16, 209-214.
- Kubli, F., 1967. Bau einer Apparatur zur Messung der magnetischen Suszeptibilität von Gesteinen, Diplomarbeit (Maschinschrift), Inst. Geophysik ETH Zürich.
- McElhinny, M.W., 1968, 1969. Palaeomagnetic directions and pole positions, parts IX, X, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 16(2), 207-224, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 18(3), 305-327.
- Merril, R.T. and Grommé, C.S., 1969. Nonreproducible self-reversal of magnetization in diorite, *J. Geoph. Res.*, 74(8), 2014-2024.
- Meyer de Stadelhofen, C. et Favini, G., 1965. Premiers travaux du laboratoire de paléomagnétisme de Bioley-Orjulaz, *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, 69(1), 33-37.
- Nagata, T., 1961. *Rock magnetism*, rev. ed., Maruzen Company Ltd., Tokio.
- Nagata, T., Uyeda, S., Akimoto, S., 1952. Self-reversal of thermo-remanent magnetism of igneous rocks (I), *J. Geomagn. Geoelectr.*, 4, 22-38.
- Nagata, T. and Akimoto, S., 1956. Magnetic properties of ferromagnetic ilmenites, *Geofis. Pura Appl.*, 34, 36-50.

- Néel, L., 1951. L'inversion de l'aimantation permanente des roches, *Ann. Geophys.*, 7(2), 90-102.
- Niggli, E., 1946. Magnetische Messungen an der Mangan-Eisenerzlagerstätte Fianell (Val Ferrera), *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 26, 92-115.
- Pavoni, N., El Mikacher, S. und Weber, M., 1969. Gesteinsmagnetische Untersuchungen an den permischen Porphyriten der Morcote-Halbinsel südlich Lugano, *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 49(1), 103-107.
- Pouillard, E., 1950. Sur le comportement de l'alumine et de l'oxyde de titane vis-a-vis des oxydes de fer, *Ann. Chim., Ser. 12*, 5, 164-214.
- Scriba, H., 1967. Zusammenbau und Eichung einer Torsionswaage zur Messung der Anisotropie der Suszeptibilität von Gesteinen - Programmierung der Auswertung der Messungen, Diplomarbeit (Maschinenschrift), Inst. Geophysik ETH Zürich.
- Smith, P.J., 1967. The intensity of the ancient geomagnetic field: a review and analysis, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 12(4), 321-362.
- Uyeda, S., 1958. Thermo-remanent magnetism as a medium of palaeomagnetism, with special reference to reverse thermo-remanent magnetism, *Jap. J. Geophys.*, 2(1), 1-123.
- Vallabh Sharma, P., 1966. Application of A.C. demagnetization to investigate the stability of rock magnetism caused by lightning currents, *Pure Appl. Geophysics*, 64, 110-119.
- Van Hilten, D. and Zijderveld, J.D.A., 1966. The magnetism of the Permian porphyries near Lugano (Northern Italy, Switzerland), *Tectonophysics*, 3(5), 429-446.