

DIE VERBANDSVERHÄLTNISSE SÜDLICH VON TELLNES IM ZENTRALTEIL DES ÅNA-SIRA-MASSIVS (SÜDNORWEGEN)

HEINZ KNORN & HANS KRAUSE

Knorn, H. & Krause, H.: Die Verbandsverhältnisse südlich von Tellnes im Zentralteil des Åna-Sira-Massivs (Südnorwegen). *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol. 57, pp. 85–95. Oslo 1977.

Some results of the geological mapping of the southern-central part of the Åna-Sira-Massif are presented.

The Åna-Sira-Massif belongs to the massif anorthosites and is characterized by its numerous and manifold Fe-Ti ores.

The Åna-Sira-Massif shows a layered composition, resulting from its rock sequence and structure.

Cumulate textures, graded bedding, rhythmic layering, igneous lamination, cross-bedding, slumping and the whole structure of the mass, argue for a synkinematic, magmatic origin through fractional crystallization under the influence of convection currents.

The ilmenite ores are probably the products of the oxide-rich residual melt after the formation of the main part of the anorthositic rocks.

H. Knorn & H. Krause, Lehrstuhl für Lagerstättenforschung und Rohstoffkunde, TU Clausthal, D-3392 Clausthal-Zellerfeld, Germany.

Mit dieser Arbeit werden in geraffter Form einige Ergebnisse der geologischen Kartierung eines rund 50 km² großen Teiles des Anorthosit-Massivs von Åna-Sira (Südnorwegen) vorgelegt.

Das Kartiergebiet bildet einen ca. 5 km breiten und ca. 10 km langen, WSW–ENE orientierten Streifen im zentralen Teil des Åna-Sira-Massivs und schließt den südlichen Teil der Lagerstätte Tellnes ein (Fig. 1).

Zweck der Kartierung war, einen Beitrag zur Klärung der geologischen Verbandsverhältnisse sowie der Beziehungen zwischen Ilmenitvererzungen und Nebengestein zu liefern.

Der gesamte anorthositische Komplex in Süd-Rogaland wurde vor allem von Vogt, Kolderup, Barth, Bugge sowie von P. Michot (1934–1969) und J. Michot (1953–1969) untersucht. Zusammenfassende Beschreibungen der anorthositischen Einheiten geben P. Michot (1960) und dann J. & P. Michot (1969).

Das etwa 200 km² große Åna-Sira-Massiv liegt im südöstlichen Teil des anorthositischen Komplexes von Süd-Rogaland. Nach Norden und Westen grenzt es an den Lopolithen von Bjerkreim-Sokndal, im Südwesten und Süden an die Nordsee und im Osten an die südöstliche Apophyse des Bjerkreim-Sokndal-Lopolithen, die das Anorthosit-Massiv von den gebänderten norito-granitischen Gneisen trennt (Demaiffe 1972 und Arbeitsgruppe 1975).

Für die Entstehung des Åna-Sira-Massivs wurde von J. & P. Michot (1969) in Analogie zu den westlich gelegenen Massiven von Håland und

Åmdal-Hellaren-Rødland ein anatektischer Vorgang (»basische Palingene«) angeführt. Barth & Dons (1960) vermuten ebenfalls eine anatektische Bildung des Massivs.

Im Åna-Sira-Massiv liegen große Ilmeniteranreicherungen vor, deren bekannteste Blåfjell, Storgangen und Tellnes sind. Gegenwärtig befindet sich nur die Lagerstätte Tellnes im Abbau.

Der südliche Zentralteil des Åna-Sira-Massivs

Das Kartierverfahren

Die nördliche Begrenzung des Arbeitsgebietes bildet die WSW–ENE gerichtete Tellnes-Lineation, die südliche Begrenzung die ebenfalls WSW–ENE verlaufende Åna-Sira-Lundevatnet-Lineation. Im Osten wird die Grenze durch die Gesteine des mangeritischen Komplexes der sogenannten südöstlichen Apophyse des Bjerkreim-Sokndal-Lopolithen gebildet, und im Westen wird das Arbeitsgebiet durch den Jössingfjord und die Nordsee begrenzt.

Als Kartierungsunterlagen wurden Luftbilder im Maßstab ca. 1:15000 (1969) sowie vorläufige topographische Karten des Ökonomisk Kartverk der N.G.O. im Maßstab 1:5000 (1971) verwendet.

Die an sich ausgezeichneten Aufschlußverhältnisse (Aufschlußgrad über 50 %) und die doch monotonen Gesteinsserien erforderten bei den Massengesteinen eine eigene Kartiermethodik.

Es wurde versucht, im Gelände fünf Gesteinstypen auszuhalten, und zwar: »Anorthosit«, »Leukonoritischer Anorthosit«, »anorthositischer Leukonorit«, »Leukonorit« und »Norit«. Bei der im Feld angewandten Nomenklatur handelt es sich nur um Feldbezeichnungen. Die so gewonnene Einteilung der Massengesteine muß später anhand von typischen Proben in ihrer Variationsbreite definiert, und die Gesteine müssen nach petrographischen Gesichtspunkten bezeichnet werden.

Die Unterscheidung im Gelände geschah auf Grund des Pyroxenanteils. Da dieser leichter als die Plagioklase verwittert, hinterläßt er löchrige Eintiefungen, die dann ein Maß für den Pyroxengehalt sind.

Die Gesteinsansprache wurde nach dem Verwitterungsbild, d. h. nach dem durch die Eintiefungen bedingten Rauheitsgrad und dem farblichen Gesamteindruck durchgeführt.

Da die Gesteinsansprachen einen mehr oder weniger punktuellen Charakter besitzen und die Gesteinsübergänge außerdem fließend sein können, wurde versucht, den Anteil an den verschiedenen Gesteinen pro Flächeneinheit darzustellen.

Hierfür wurden die Ansprachen pro Quadratkilometer nach Gesteinsarten zusammengefaßt und das prozentuale Verhältnis angegeben.

Anschließend wurden für jede Gesteinsvarietät die Linien gleicher Verhältnisse gezogen und somit eine Pseudoisolinien-darstellung versucht (Fig. 2).

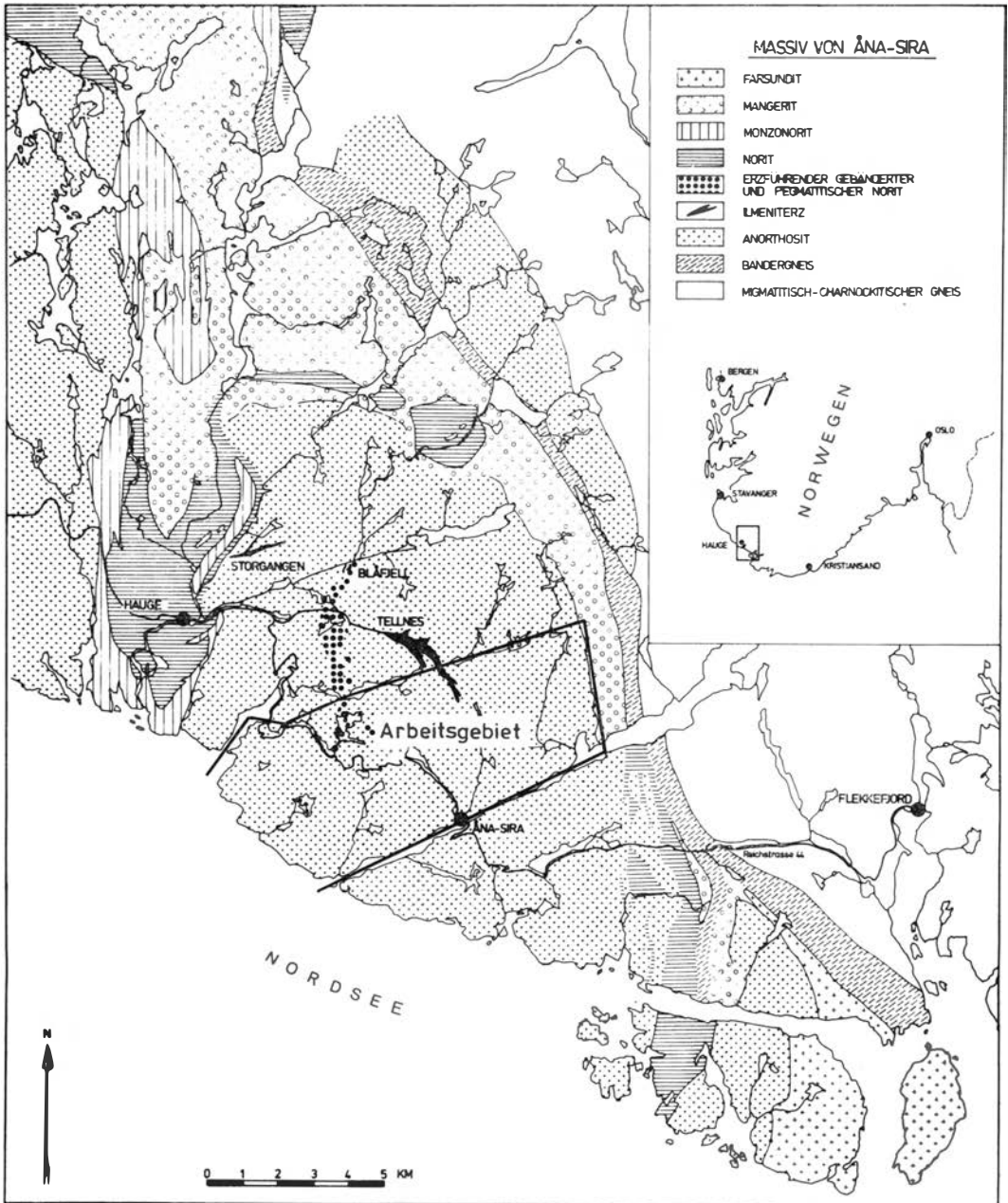


Fig. 1. Allgemeine geologische Karte des Åna-Sira-Massivs, Südnorwegen. Die vorliegende Arbeit bezieht sich auf das umrahmte Gebiet. Umgezeichnet nach Unterlagen der Titania A/S, Hauge i Dalane.

Die Gesteine im südlichen Zentralteil des Åna-Sira-Massivs

Das Arbeitsgebiet wird im wesentlichen aus anorthositischen bis noritischen Gesteinen aufgebaut. Diese sog. Massengesteine werden meist scharenweise von einer Anzahl verschiedenartiger Gänge durchzogen.

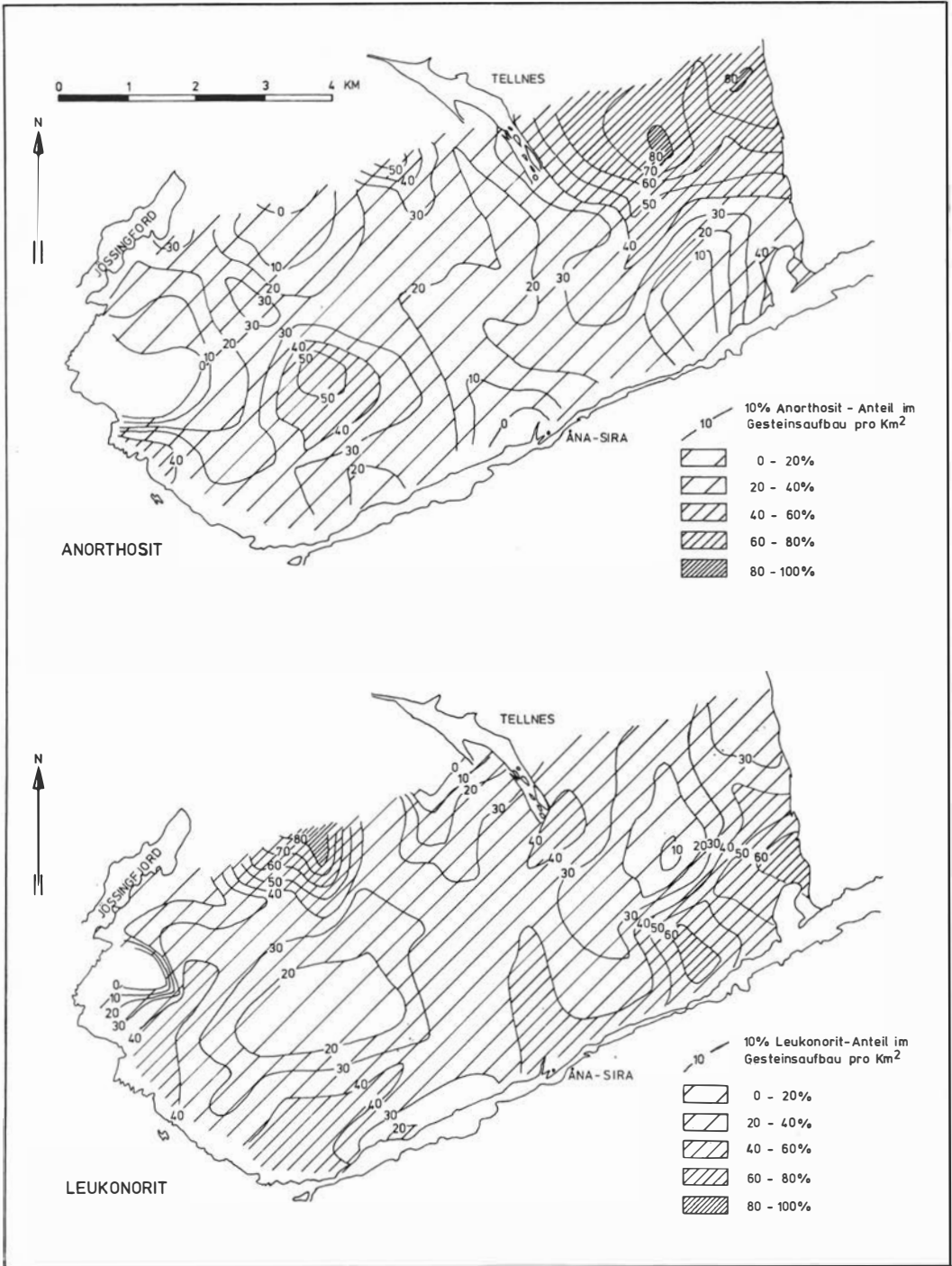


Fig. 2. Isolinien-darstellung gleicher Gesteinsverhältnisse für Anorthosit und Leukonorit.

Die Massengesteine. – Der monotone Eindruck der Massengesteine ergibt sich aus der relativ kleinen Anzahl der gleichen, sich aufbauenden Mineralkomponenten. Diese Mineralkomponenten sind: Plagioklas (zwischen 40 und 50 % An und wenige % O_{isomorph} , meist antiperthitisch), Orthopyroxen (Bronzit bis Hypersthen, daneben Klinopyroxen, Erz, weniger Ti-Biotit; akzessorisch Apatit und untergeordnet Sekundär- und Umwandlungsprodukte (Zeino–Mahmalat 1972).

Die Variation der Gesteine resultiert einerseits aus dem unterschiedlichen Gehalt an den Hauptkomponenten Plagioklas, Pyroxen und Erz und andererseits aus der unterschiedlichen Korngröße der Gesteinseinheiten.

Im kartierten Gebiet überwiegt der Anteil an »leukonoritischem Anorthosit«. »Anorthosit« und »anorthositischer Leukonorit« sind zu etwa gleich großen Teilen vertreten. »Leukonorit« kommt nur untergeordnet vor, wie auch »Norit«, der, wenn man vom Ilmenitnorit von Tellnes absieht, nur in einem relativ kleinen Areal im Nordwesten des Gebietes auftritt.

Der Aufbau der Massengesteine. – Die Verteilung der Massengesteine auf der Pseudoisolinien-Karte (Fig. 2) läßt im Nordwesten grob eine halbkreisförmige Anordnung erkennen. Der Mittelpunkt dieses Halbkreises ist dabei im Westen von Tellnes anzunehmen. Die lagig ausgebildeten Gesteine fallen im Kartiergebiet nach SW, S und SE ein.

Es können von Süden nach Norden (vom Hangenden zum Liegenden) folgende Gesteinseinheiten unterschieden werden:

Eine hier ca. 1500 m mächtige Folge aus überwiegend Anorthosit und leukonoritischem Anorthosit. Der lagige Aufbau ist nicht deutlich sichtbar. Typisch sind glomeroporphyrische, im Streichen gelängte Schlieren und Blöcke von Plagioklaskristallen (Korngröße im Dezimeterbereich). Vereinzelt kommen isolierte, gebänderte Partien aus anorthositischem Leukonorit und Norit vor. Xenolithe aus homogenen und gebänderten leukonoritischen Gesteinen sind relativ zahlreich. Ihre Längsachsen sind meist dem Streichen parallel eingeregelt. Im liegenden Teil dieser Einheit sind einzelne, sehr große Plagioklaskristalle festzustellen.

Eine rd. 300 m mächtige Folge, die durch eine Wechsellagerung von mittelkörnigem Anorthosit und feinkörnigem Leukonorit charakterisiert wird, schließt sich an. Diese etwa E-W verlaufende Zone ist leicht durch das ganze Kartiergebiet zu verfolgen und ergibt somit eine Art Leithorizont. Die Wechsellagerung bleibt im Zentimeter- bis Dezimeterbereich, wenn auch zum Liegenden hin die wechsellagernden Schichten bis zu einigen Metern mächtig werden können. Die einzelnen Bänder, oder vielmehr die flachen Linsen, sind wellig gefaltet, und die Wechsellagerung wirkt insgesamt unruhig. (Kreuzschichtung und slumping-Strukturen). Im Hangenden dieser Wechsellagerung kommen die ersten, wenige Zentimeter mächtigen und im Streichen einige Meter aushaltenden Erzlagen oder Erzkörperanreihungen vor.

Es schließt sich eine Zone variierender Mächtigkeit an, die durch unregel-

mäßige, flammig fingrige Übergänge von homogenem leukonoritischem Anorthosit zu gebändertem anorthositischem Leukonorit gekennzeichnet wird. Die Bänderung im leukonoritischen Teil verläuft parallel zum allgemeinen Streichen der Gesteinseinheiten.

Es folgt eine Kernzone aus relativ homogenem, grobkörnigem, leukonoritischem Anorthosit mit einigen, im Streichen mehr oder weniger aushaltenden, gebänderten leukonoritischen Partien. In dieser Kernzone schalten sich um die zentrale leukonoritisch bis noritische Einheit einzelne, feinkörnige leukonoritische Gänge ein.

Westlich von Tellnes erstreckt sich eine Zone mit leukonoritischen bis noritischen Gesteinen Hense (1975).

Morphologisch ist diese Zone eine flache Eintiefung, ohne merkliches Relief, die teilweise von einem See ausgefüllt wird. Der Übergang vom anorthositischen Leukonorit zum Leukonorit geschieht allmählich, es schieben sich immer mehr leukonoritische Folgen ein.

In diese zentrale Einheit schalten sich Pyroxen- und Erzbänder in absetzigen Zügen ein. Die Erzbänder können bis zu 0,5 m mächtig werden, meistens sind sie aber nur wenige Zentimeter breit. Einige Erzserien zeigen diskordante Apophysen, die einige Meter weit ins Nebengestein reichen können und mitunter in feinkörnigen Leukonoritgängen ihre Fortsetzung finden.

Im Norden dieser zentralen Einheit wurden zwei kleine Noritgebiete kartiert. Dieser Norit besitzt einen hohen, homogen verteilten Mafitgehalt.

Im Gebiet östlich und südlich der zentralen leukonoritischen Einheit wurden unregelmäßige, nicht klar begrenzte Noritpegmatitkörper ausgehalten. Sie sind stark verwittert und vergrust. Es handelt sich hier um eine grobkörnige Noritvarietät (Korngröße im Zentimeterbereich), die teilweise massig, aber auch in Schlieren parallel dem Generalstreichen auftritt.

Der östliche Kontakt zum mangeritischen Komplex. – Im östlichen Teil des Kartiergebietes können langgestreckte Einheiten von anorthositischem Leukonorit bis Leukonorit ausgehalten werden, die parallel zum Kontakt zwischen Anorthositkörper und mangeritischem Komplex verlaufen. Mit Annäherung zum Kontakt erhöht sich die Anzahl der Gängchen und Gänge, die den Anorthosit durchziehen. In einer rd. 250 m breiten Zone zum Kontakt hin ist eine Bleichung des Anorthosits auffällig. Für das Grenzgebiet ist ein mittelkörniges Gestein mit einem Wechsel von leukokratischen und melanokratischen Lagen im Zentimeter- bis Dezimeterbereich typisch. Der Einregelungsgrad der größeren Plagioklase nimmt mit Annäherung zum Kontakt zu, und die Pyroxene sind länglich ausgewalzt.

Mikroskopisch zeigt dieses Gestein ein granoblastisches Gefüge (Kehlenbeck 1972).

Die Plagioklase der Grundmasse bilden ein polygonales Mosaik aus rekristallisierten Körnern. Nur einzelne reliktsche, \pm gerundete Bruchstücke der ursprünglichen Plagioklase sind noch vorhanden. Die Plagioklase zeigen

in verschiedenem Maße Serizitisierungserscheinungen während die Pyroxene fast vollständig uralitisiert sind.

Der sich im Osten an den Anorthositkörper anschließende mangeritische Komplex ist verwitterungsbeständiger als der Anorthosit und hat eine mehr bräunliche Farbe. Die Gesteinsgrenze zwischen Anorthosit und dem mangeritischen Komplex wird als leichte Eintalung abgebildet.

Nur an einigen Stellen ist der Kontakt unmittelbar aufgeschlossen und ist dann scharf ausgebildet.

Östlich des Kontaktes überwiegt Quarzmangerit. Er zeigt makroskopisch ein rauhes Aussehen (»Mandelteigtextur«), das durch hervortretende Feldspat-Augen verursacht wird. Sie sind parallel dem Kontakt und ebenfalls parallel dem Interngefüge des Anorthosits eingeregelt. Mikroskopisch läßt sich erkennen, daß es sich bei diesen Feldspat-Augen um Mesoperthite handelt (Korngröße um 5 mm), die in eine pflasterförmige, feinkörnige Grundmasse aus Plagioklas, Mesoperthit und Quarz sowie aus Mafiten (Ortho- und Klinopyroxen, Erz) eingebettet sind. Akzessorisch kommt Apatit und untergeordnet Zirkon vor.

Im mangeritischen Komplex sind mehr oder weniger große Anorthosit-Einschlüsse zu finden. Sie treten besonders in den Bereichen auf, wo vom mangeritischen Komplex aus größere Gänge in den Anorthosit hineinreichen.

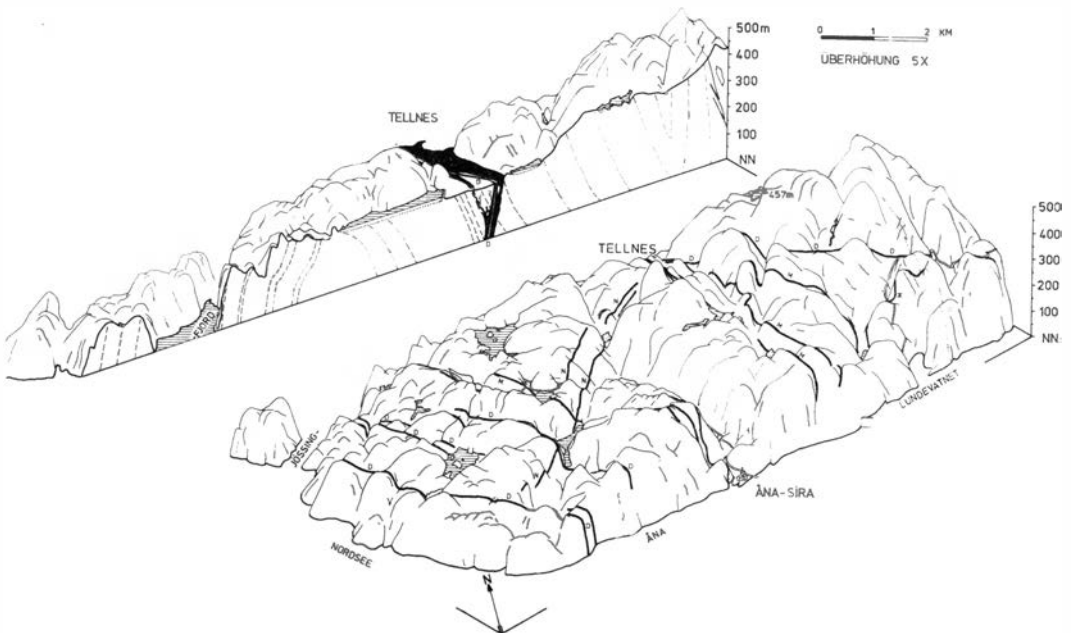


Fig. 3. Åna-Sira-Massiv, Schematisches Blockbild mit Gängen. N = Norit, M = Monzonit-Monzonorit, D = Basalt.

Die Gänge. – Die Massengesteine werden von einer Anzahl verschiedenartiger Gänge durchzogen (Fig. 3). Im Gelände wurden Leukonoritgänge, Norit- und Noritpegmatitgänge, Monzonoritgänge, Monzonit- bis Quarzmonzonitgänge und Basaltgänge ausgehalten. Diese Gänge sind zu verschiedenen Zeiten intrudiert, wobei die Basaltgänge die jüngsten sind. Charakteristisch für die noritischen bis quarzmonzonitischen Gänge ist, daß sie wahrscheinlich verschiedene Differentiationsstadien einer Schmelze darstellen, was durch die sauren Produkte der einzelnen Gänge, z. B. in Seitengängchen, angedeutet wird.

Tellnes. – Das Kartiergebiet schließt den südlichen, nicht im Abbau befindlichen Teil der Hämoilmenitlagerstätte von Tellnes ein. Es handelt sich nach Gierth & Krause (1973) um einen annähernd trogförmigen Körper aus Ilmenitnorit. In das Kartiergebiet reicht nur der östliche, gangförmig nach SW einfallende Zweig des Erzkörpers.

In dem hier bis zu 200 m mächtigen Erzkörper befinden sich große, länglich ovale Anorthosit-Schollen, die morphologisch aus dem flachen, eingetalten Ilmenitnorit herausragen. Sie werden vom Ilmenitnorit umschlossen und von ihm mit einem unregelmäßigen Netzwerk von Gängchen und Klüftchen durchzogen. Weiter nach Süden setzt sich nur eine Zerblockungszone fort, die von Ilmenitnorit durchhädet wird.

Aus dem Ilmenitnoritkörper erstrecken sich nach Süden eine Anzahl von parallelen Gängen, die bis zu 10 m Mächtigkeit erreichen und bis zur südlichen Kartiergrenze verfolgt werden können. Die Gesteinsbeschaffenheit dieser Gänge ist unterschiedlich. Sie reicht von noritischen über monzonoritische und monzonitische bis zu quarzmonzonitischen Gesteinen.

Diese Gangfolge ist als eigenes Differentiat des Erzkörpers anzusehen. Für eine Intrusion des Ilmenitnorits in den Anorthosit sprechen die scharfen Kontakte, die ins Nebengestein reichenden Erzapophysen und die im Erzkörper enthaltenen Anorthosit-Xenolithe (Dybdahl 1960, Gierth & Krause 1973).

Darüber hinaus könnte man die verschiedenen Texturen anführen, denn während der Ilmenitnorit nur eine schwach angedeutete Textur parallel zu den Kontakten zeigt, ist die Bänderung im Anorthosit dazu diskordant.

Die Struktur

Wie die meisten der sogenannten massigen Anorthosite weist auch das Åna-Sira-Massiv in unterschiedlichem Maß ein Interngefüge (Bänderung) auf.

Es handelt sich um eine dreidimensionale Struktur, die aus der Wechselagerung von Gesteinslagen resultiert.

Diese Gesteinslagen werden entweder aus verschiedenen Mineralien oder aus gleichen Mineralien in unterschiedlichem Verhältnis aufgebaut, sie zeigen eine andere Textur oder unterscheiden sich sowohl in der Zusammensetzung als auch in der Textur.

Diese Lagen und Bänke können zum großen Teil auf Bildung durch gravitative Differentiation zurückgeführt werden.

Zu beobachten sind Kumulat-Texturen (Ortho- bis Adkumulate) (Wager, Brown & Wadsworth 1960) und an einigen wenigen Stellen auch gradierte Schichtung.

Im Kartiergebiet handelt es sich hauptsächlich um eine rhythmische Bänderung, die sich aus dem wiederholenden Wechsel von Gesteinen mit einem anderen Mineralzusammensetzungsverhältnis oder/und verschiedener Textur ergibt.

Die Bänderung ist oft nur im Aufschluß und manchmal auch erst aus größerer Entfernung zu erkennen. Durch die Verwitterung wird die Bänderung herausgearbeitet, da die mafitreichen Bänder schneller und mit bräunlicher Farbe verwittern.

Ein anderes Planargefüge resultiert aus der Mineraleinregelung (igneous lamination). Diese ist stets der Bänderung parallel. Die Einregelung an der östlichen Kontaktzone, wo die Plagioklase zerkörnt und rekristallisiert und die Pyroxene gelängt und ausgewalzt sind, wird auf tektonische Beanspruchung zurückgeführt, wenn auch das Primärgefüge nur nachgezeichnet sein dürfte.

Ob es kryptische Lagerung der Massengesteine im Kartiergebiet gibt, konnte nicht nachgewiesen werden.

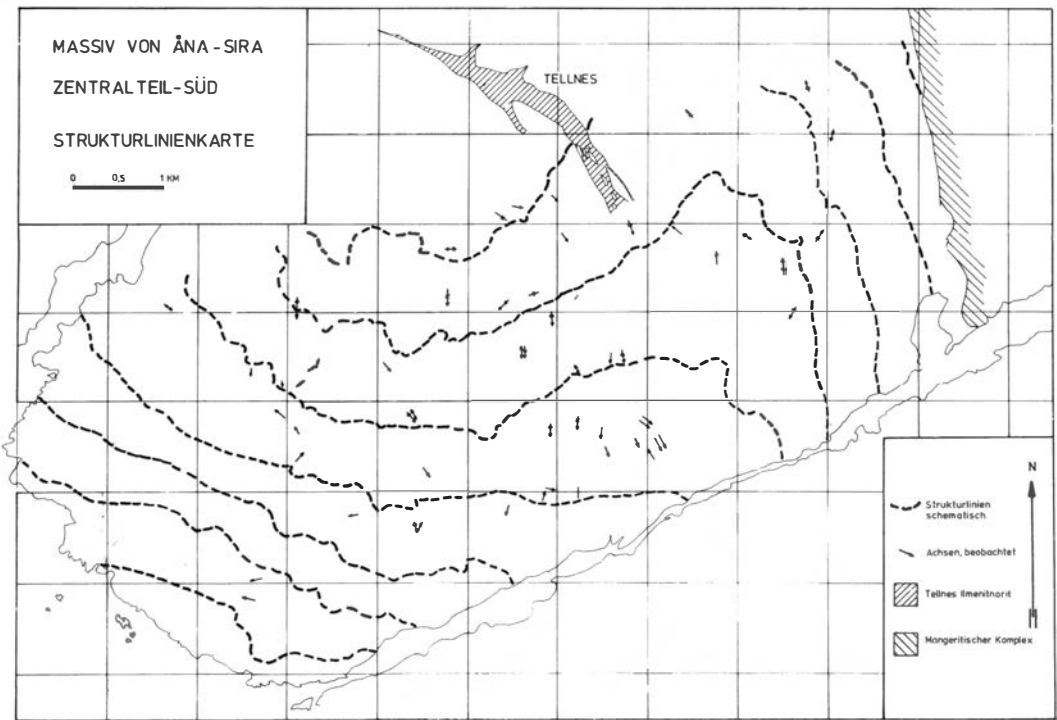


Fig. 4. Schematische Strukturlinienkarte.

Dagegen ist eine Phasen-Lagerung (phase layering) festzustellen. Sie wird durch das plötzliche Auftreten oder Verschwinden eines Kumulusminerals verursacht.

Das aus der Bänderung resultierende Gefüge wird, ohne auf die Bildungsart einzugehen, als paralleles Planargefüge »s« bezeichnet.

Dieses Planargefüge wurde nach Möglichkeit in regelmäßigen Abständen und bei augenscheinlicher Änderung seiner Raumlage gemessen. Die gewonnenen Daten sind in einer Strukturlinienkarte zusammengefaßt (Fig. 4).

Auf der Karte ist im westlichen Teil eine Antiklinalstruktur und im Osten eine Synklinalstruktur zu erkennen.

Aus der Strukturkarte wurden dann kleinere Homogenbereiche mit augenscheinlich verschiedenen Faltenachsen abgegrenzt, und das Planargefüge dieser Bereiche mit Hilfe der Lambert'schen flächentreuen Azimutalprojektion der unteren Hälfte der Lagekugel in Äquatorlage dargestellt.

Es ergeben sich zwei sich überlagernde Faltenysteme, ein bedeutenderes, F_1 , mit größeren Strukturen und einer resultierenden Faltenachse bei rd. $180^\circ/45^\circ$ S und ein weniger ausgeprägtes, F_2 , mit kleineren Strukturen und einer Achse bei rd. $130^\circ/30^\circ$ SE.

Im Gelände wurden auch zahlreiche mesoskopische Falten (in Aufschlußbereichsgröße) beobachtet und eingemessen.

Die Darstellung der Maxima der Besetzungsdichte der Achsen dieser mesoskopischen Falten zeigt verschiedene Maxima.

Diese Erscheinung läßt sich durch eine zweimalige Biegescherfaltung, wobei F_2 als das jüngere System F_1 überprägt, am besten erklären.

Diskussion und Einordnung der Ergebnisse

Das Massiv von Ana-Sira gehört zu den massigen Andesin-Anorthositen. Der Gesteinsaufbau und die aus der Bänderung resultierende Struktur, die beschriebenen Texturen (Kumulate, gradierte Schichtung) und die Fremdgesteinseinschlüsse sprechen für eine magmatische Entstehung des Massivs.

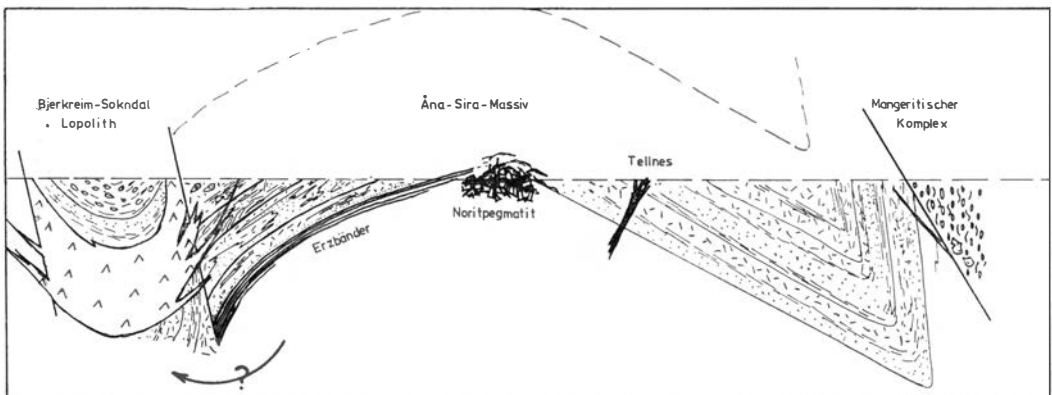


Fig. 5. Hypothetische Entwicklung des Ana-Sira-Massivs.

Bei der Bänderung handelt es sich um igneous layering, wenn auch am östlichen Kontakt zum magnetischen Komplex ihr Charakter durch tektonische Beanspruchung verändert worden ist.

Aufstieg und Kristallisation der Ursprungsschmelze muß mindestens teilweise während der Zeit tektonischer Beanspruchung geschehen sein (synkinematisch). Dafür sprechen die Falten-Strukturen im Kartiergebiet.

Für ein Aufsteigen der sich früh bildenden Plagioklase spricht die Lage der jüngeren noritischen Einheiten im Liegenden.

Das verbleibende Magma wird immer noritischer und erreicher. Es bilden sich die zentralen leukonoritischen bis noritischen Einheiten mit ihren Erzbändern.

Gleichzeitig steigt die Verformungsintensität.

Aus der darunterliegenden oxydreichen Schmelze intrudieren gang- bis stockförmig die Norit- und Noritpegmatitgänge, Tellnes und die Monzonoritgänge.

Erst später und nicht damit im Zusammenhang intrudierten die Basaltgänge.

Die eben geschilderten hypothetischen Verhältnisse werden in Fig. 5 schematisch dargestellt.

Danksagung. – Die Titania A/S Hauge i Dalane stellte Werksunterlagen zur Verfügung. Die Arbeit ist ein Teilergebnis des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützten Vorhabens zur Untersuchung der Ilmenitvorkommen und ihrer Nebengesteine im Åna-Sira-Massiv (Südnorwegen).

Januar 1976

LITERATURVERZEICHNIS

- Arbeitsgruppe des Lehrstuhls für Lagerstättenforschung und Rohstoffkunde der T.U. Clausthal 1975: Das Åna-Sira-Massiv und seine Titanerze. Vorläufige Mitteilung. *Erzmetall* 28, 208–212.
- Barth, T. F. W. & Dons, J. A. 1960: Precambrian of southern Norway. *Nor. Geol. Unders.* 208, 6–67.
- Demaiffe, D. 1972: Etude pétrologique de l'apophyse sud-est du massif de Bjerkrem-Sogndal (Norvège méridionale). *Ann. Soc. Géol. de Belgique* 95, 255–269.
- Dybdahl, I. 1960: Ilmenite deposits of the Egersund anorthosite complex. *Int. Geol. Congress, XXI Session*. Guide to excursion C 10, 48–53.
- Gierth, E. & Krause, H. 1973: Die Ilmenitlagerstätte Tellnes (Südnorwegen). *Nor. Geol. Tidsskr.* 53, 359–402.
- Hense, J. 1975: Lagerstättenkundliche Untersuchungen an den Ilmenitvorkommen am Måkevatn. Diplomarbeit, T.U. Clausthal. Unpublished. 27 p.
- Kehlenbeck, M. M. 1972: Deformation textures in the Lac Rouvray Anorthosite massif. *Can. J. Earth Sciences* 9, 1087–1098.
- Michot, J. & Michot, P. 1969: The problem of anorthosites: the South-Rogaland igneous complex, southwestern Norway. In Isachsen, Y. W. (ed.), *Origin of Anorthosite and Related Rocks*. N.Y. State Museum and Sci. Ser. Mem. 18, 399–410.
- Michot, P. 1960: La géologie de la catazone: le problème des anorthosites, la paléogénèse basique et la tectonique catazonale dans le Rogaland méridional (Norvège méridionale). *Int. Geol. Congress, XXI Session*. Guide to excursion A 9, 54 p.
- Wager, L. R., Brown, G. M. & Wadsworth, W. J. 1960: Types of igneous cumulates. *J. Petrology* 1, 73–85.
- Zeino-Mahmalat, R. 1972: Untersuchungen an Plagioklasen aus dem Anorthosit-Komplex von Åna-Sira (Südnorwegen). Dissertation, T.U. Clausthal. Unpublished. 140 p.