

24 NOV 1978

OK

Bericht über die Geländearbeit des Sommers 1978
von Dipl.geol.B.Stribrny für Folldal Verk A/S.

INHALTSVERZEICHNIS

1.	Einleitung.....	S.1
2.	Die Kartierung.....	S.1
2.1	Die Magerfjell-Gruppe.....	S.2
2.2	Die Saltvann-Gruppe.....	S.4
2.2.1	Die Steinfjell-Formation.....	S.5
2.2.2	Die Djupelv-Formation.....	S.7
2.2.3	Die Fiskevann-Formation.....	S.7
2.3	Intrusionen.....	S.7
2.4	Pipes.....	S.8
2.5	Quartär.....	S.9
3.	Tektonik.....	S.10
3.1	Die Faltung.....	S.10
3.2	Die Schollentektonik.....	S.12
3.3	Die spezielle Tektonik der Grubenregion	S.13
4.	Die Tunnelkartierung.....	S.13
5.	Mineralogie und Lagerstättenkunde.....	S.14

1. EINLEITUNG

Im Juli 1978 begann ich meine Promotionsarbeit mit dem Thema:

Zur Geologie und Lagerstättenbildung des Kupfervorkommens am Ulveryggen, Repparfjord. Finnmark, Norwegen. Vergeben und betreut wird die Arbeit von Prof. H. Urban, Institut für Geochemie und Lagerstättenkunde der J.W. Goethe-Universität, Frankfurt a.Main.

Aufgabe und Ziel der Arbeit ist es, die Genese der Lagerstätte in einem umfassenden geologischen Rahmen zu untersuchen und zu klären. Für die Fertigstellung der Arbeit ist ein Zeitraum von mindestens zwei Jahren geplant, wobei sich die Geländearbeit auf die zwei Sommer verteilt. Der Geländeaufenthalt von Juni bis Oktober dieses Jahres stellt also den ersten Abschnitt der Geländeuntersuchungen dar. Infolgedessen sind die im vorliegenden Bericht dargestellten Ergebnisse lediglich eine Vorinformation, die bis zum Abschluß der Arbeit noch überarbeitet, erweitert und ergänzt werden wird.

Folgende Teilergebnisse ergab die diesjährige Geländearbeit:

2. DIE KARTIERUNG

Grundlage der geologischen Untersuchungen bildet die geologische Karte, die im Maßstab 1:5000 aufgenommen wurde. Kartiert wurden bisher ca. 15 qkm. Sie umfassen die Grubenregion und deren nähere Umgebung.

Folgende stratigraphische und lithologische Einheiten wurden auskartiert:

Hangschutt, Böden ungegliedert

QUARTÄR

Moränen

Intrusiva

Pipes

Fiskevann - Formation

PRÄKAMBRIUM

Saltvann-Gruppe Djupelv-Formation

Steinfjell-Formation

Angelvann-Formation

Magerfjell-Gruppe

Markfjell-Formation

Nomenklatur und Gliederung nach T. Pharaos 1976.

Diese Gliederung konnte im Kartiergebiet bestätigt werden.

2.1 DIE MAGERFJELL-GRUPPE

Stratigraphischer Begriff:

P. Reitan 1963 gab den Grünsteinen an der Basis seiner Repparfjord-Gruppe den Namen Holmvann-Formation.

T. Pharaos 1976 übernahm diese Bezeichnung nicht, sondern

führte die neue Bezeichnung Magerfjell-Gruppe, die er in die Markfjell- und Angelvann-Formation teilt, ein. Beide Autoren halten diese Grünsteine für die ältesten Schichten des Komagfjordfensters.

Untergrenze:

Im Kartiergebiet ist die Untergrenze dieser Gruppe nicht aufgeschlossen. Auch im gesamten Fenster treten nach den bisherigen Bearbeitern keine älteren Schichten auf.

Obergrenze:

Die Grenze der Grünsteine zu den wohl jüngeren Sedimenten der Saltvann-Gruppe ist im Untersuchungsgebiet tektonisch überprägt, so daß eine Altersbeziehung zwischen den beiden Gruppen nur an Hand der tektonischen Gesamtsituation abgeleitet werden kann.

Mächtigkeit:

Da im Kartiergebiet ein nur ca. 600 m mächtiger Teil der gesamten Serie ausstreckt, läßt sich deren Gesamtmächtigkeit nicht angeben.

Petrographie:

Die Serie setzt sich überwiegend aus schwach metamorphen Vulkaniten zusammen. Meist sind es subaquatisch geförderte Laven, zum Teil mit pillow-structures, in die gut geschichtete Tuffe und Tuffite eingelagert sind. Die Zusammensetzung der Laven ist zumeist basisch, die der Tuffe vorwiegend basisch oder intermediär. Mikroskopische Untersuchungen an Dünnschliffen zur genaueren petrographischen Bestimmung der Gesteine wurden noch nicht durchgeführt.

2.2 DIE SALTVANN-GRUPPE

Stratigraphischer Begriff:

P. Reitan 1963 führte den Begriff ein und untergliederte diese Gruppe in die Steinfjell-, Djupelv- und Fiskevann-Formation. Diese Gliederung wurde sowohl von T. Pharao 1976 als auch für diese Kartierung übernommen.

Untergrenze:

Wie bereits erwähnt, ist die Liegengrenze zu den wahrscheinlich unterlagernden Grünsteinen der Magerfjell-Gruppe tektonisch überprägt.

Obergrenze:

Da die Sedimente der Saltvann-Gruppe ein Synklinorium bilden, ist auch die Hangendbegrenzung ein tektonischer Kontakt wiederum zu Grünsteinen der Magerfjell-Gruppe, die sowohl von SE als auch von NW auf die Sedimentserie aufgeschoben sind.

Mächtigkeit:

Die Gesamtstärke dieser Gruppe lässt sich auf Grund der komplizierten Tektonik mit ca. 800-900 m nur abschätzen.

Stratigraphische Gliederung:

Die Saltvann-Gruppe lässt sich lithostratigraphisch in drei Formationen gliedern:

Fiskevann-Formation

Djupelv-Formation

Steinfjell-Formation

Das Liegende der feldspatführenden Metaquarzite der Steinfjell-Formation ist nicht aufgeschlossen. Sie werden tektonisch von den Grünsteinen der Magerfjell-Gruppe begrenzt, die auch im Liegenden vermutet werden. Die Obergrenze der ca. 400 m mächtigen Steinfjell-Formation bildet ein lithologischer Wechsel des Sediments.

Nach einem ca. 20 m mächtigen Übergangsbereich mit rasch wechselnden Schichten von groben Konglomeraten, Sand- und tonigen Siltsteinlagen setzt die ca. 250 m mächtige Grünsteinkonglomeratserie der Djupelv-Formation ein. Dieses Konglomerat wird im Hangenden durch ca. 30 m mächtige Metaquarzite begrenzt, die die Rhyolitkonglomerate der Fjølevann-Formation mit ca. 150 m Mächtigkeit unterlagern. Die Obergrenze der Fjølevann-Formation und damit auch die der Saltvann-Gruppe ist, wie erwähnt, eine Aufschiebung von Grünsteinen der Magerfjell-Gruppe.

Petrographie:

Die Saltvann-Gruppe besteht zum größten Teil aus schwach metamorphen, klastischen Sedimenten der Sand- und Kieskorngröße. Die älteste Formation dieser Gruppe, die Steinfjell-Formation, wird überwiegend aus sandigen Sedimenten, die der überlagernden Djupelv- und Fjølevann-Formationen aus größereren Konglomeraten gebildet. Da die Kupfermineralisierung des Ulveryggen in den Gesteinen der Steinfjell-Formation auftritt, standen diese im Mittelpunkt der Untersuchung und werden im folgenden etwas ausführlicher beschrieben.

2.2.1 DIE STEINFJELL-FORMATION

Petrographisch stellt die Steinfjell-Formation eine recht monotone Serie von schwach metamorphen, feldspatführenden Quarziten dar. In die hauptsächlich mittel- bis grobsandigen Schichten sind häufig konglomeratische Lagen der Fein- bis Mittelkieskorngröße eingeschaltet. Vereinzelt treten auch feiner klastische, feinsandig bis siltige Lagen auf, deren Feinmaterial zum Teil auch vulkanogenen Ursprungs sein kann.

Mit Ausnahme der konglomeratischen Horizonte sind die Sedimente gut sortiert. Der geringe Materialwechsel und die fast durchweg ausgebildete, großdimensionierte Schrägschichtung, mit Schrägschichtungsblättern bis zu 2 m Größe, geben dem meist dickbankigen Gestein

ein massiges Aussehen. Die einzelnen schichtungsbedingten Bankoberflächen mit durchschnittlich 0,3 - 1 m Abstand treten deutlich als Trennflächen auf.

Die meisten Körner sind kanten- bis schlechtgerundet oder ungerundet.

Als deutliche Sedimentstruktur sind in der gesamten Serie bogige Schrägschichtungsblätter zu finden.

Die einzelnen Leeblätter sind in Abhängigkeit von der Sedimentbeschaffenheit und der Transportgeschwindigkeit im Größenbereich von 0,3 - 2 m ausgebildet. Eine graduierte Schichtung des Materials ist sowohl innerhalb der Schrägschichtungsblätter, als auch innerhalb einzelner Bänke zu beobachten.

Fein- oder Rippelschichtung, die in den feinklastischen Lagen zu erwarten wäre, wurde auf Grund der intensiven Zerscherung dieser inkompetenten Gesteine durch die erste und zum Teil auch zweite Schieferung bisher nicht gefunden.

Die Gesteinsfarbe schwankt in Abhängigkeit von der Gesteinszusammensetzung sowie deren Beeinflussung durch Metamorphose und Verwitterung. So zeigt das durchschnittliche Sediment, zum Beispiel in graduierten Schrägschichtungsblättern, einen Übergang von größeren, feldspat- und quarzreicherem und deshalb hellgrauen Lagen zu feinkörnigen, glimmer- und schwermineralreicherem, dunkelgrauen Lagen.

Besonders stark wirken sich die unterschiedlichen Oxydationsstufen des Eisens auf die Gesteinsfarbe aus. So fallen vor allem die durch dreiwertiges Eisen rot-violett gefärbten und die durch zweiwertiges Eisen blaß blau-grün gefärbten Bereiche auf.

Zonen mit verblaßten Gesteinsfarben, die auf Verwitterungseinflüsse zurückzuführen sind, beschränken sich auf die Oberflächenbereiche von natürlichen Aufschlüssen sowie auf tektonische Bahnen, in denen Verwitterungerscheinungen durch die Zerrüttung des Gesteins auch in größerer Tiefe zu beobachten sind.

Weiterhin lässt sich eine deutliche Aufhellung des Gesteins in den kontaktmetamorph veränderten Bereichen um die vielen Kleinintrusionen und um die Schloten beobachten, die auf eine kontaktmetamorphe Veränderung der Feldspäte zurückzuführen ist.

2.2.2 DIE DJUPELV-FORMATION

Die beiden konglomeratischen Formationen der Saltvann-Gruppe unterscheiden sich in ihrer Komponentenzusammensetzung.

In der Djupelv-Formation treten hauptsächlich Grünsteingerölle neben Quarz-, Chalcedon-, Karbonat- sowie verschiedenen Magmatit- und Sedimentgeröllen auf, die in einer sehr feinkörnigen, glimmerreichen Matrix liegen. Vereinzelt zwischengelagerte, bis zu 0,5 m mächtige Sand- und Grobsandlagen, die zumeist schnell auskeilen, sowie ein paar Karbonathorizonte ermöglichen das Erkennen der Schichtung in dem sehr stark durch die erste Schieferung zerscherten Gestein. Selbst mechanisch kompetente Gerölle sind durch die Schieferung ausgelängt und fein zerklüftet.

2.2.3 DIE FISKEVANN-FORMATION

Die schwach metamorphen Konglomerate der überlagernden Fiskevann-Formation werden durch die zahlreichen Vulkanitgerölle mit rhyolithischer Zusammensetzung charakterisiert, neben Quarz- und verschiedenen Magmatit- und Sedimentgeröllen. Die Basis der Fiskevann-Formation bilden meist schräggeschichtete Metaquarzite, die mit Zunahme von größeren Komponenten allmählich in die Konglomerate überleiten.

2.3 INTRUSIONEN

Im gesamten Kartiergebiet trifft man auf Intrusionen, die die oben beschriebenen Serien durchsetzen.

Verbreitung und räumliche Ausdehnung:

Die einzelnen Intrusivkörper sind generell an tektonische Störungszonen gebunden. Zum Teil sitzen sie perlschnurartig auf diesen Schwächezonen. Ihre räumliche Ausdehnung ist recht unterschiedlich und reicht von kleinen 10-20 m langen, elliptisch begrenzten Körpern bis zu mehr als 3 km langen und 50 m breiten gangartigen Intrusionen.

Petrographie:

Bei diesen Intrusionen handelt es sich durchweg um Metabasite.

Die kleineren, relativ schneller abgekühlten Intrusionen sind meist feinkristallin und dicht, während die größeren Körper bis auf den Kontaktbereich aus grober kristallinem, gabbroidem Gestein aufgebaut sind. Die feinkristallinen Abschreckungsänder sind bis zu 2 m mächtig, das Nebengestein zeigt bis zu einer Breite von 4-5 m kontaktmetamorphe Veränderungen.

Eine mikroskopische Untersuchung an Dünnschliffen konnte bisher noch nicht durchgeführt werden.

Stratigraphische Einordnung:

Da die Intrusionen an tektonischen Zonen, die der karelischen Faltungsperiode zugeordnet werden können, gebunden sind, ist auch der Intrusionszeitpunkt in diese Periode zu legen.

2.4 PIPES

Im Untersuchungsgebiet und dessen näherer Umgebung gibt es drei Schloten, die diskordant die Sedimente der Steinfjell-Formation durchschlagen.

Lage und räumliche Ausdehnung:

Fast im Zentrum der Lagerstätte, im Tagebau John und im Transporttunnel angeschnitten, liegt einer der Schloten, mit einer Winkeldiskordanz von ca. 20° zu den hier mit durchschnittlich 70° steil einfallenden Metaquarziten.

Der 500 m lange bis zu 60 m breite Schlot steht also fast senkrecht, die etwas unebene Grenzfläche fällt mit ca. 85° nach SE hin ein.

Der zweite Schlot liegt ca. 400 m SE vom John-Schlot auf dem gegenüberliegenden Talhang der Vestre Ariselv. Er ist etwa ebenso groß wie der John-Schlot, wenngleich seine genauen Umgrenzungen auf Grund der relativ schlechten Aufschlußverhältnisse nur ungefähr auskartiert werden können.

Der dritte Schlot liegt ca. 3 km WSE der beiden oben erwähnten pipes im Paul Felt. Mit ca. 200 m Länge und 80 m Breite ist der elliptische Schlot etwas kleiner als die beiden anderen.

Petrographie:

Alle Schlote bestehen aus pyroklastischem Material, dessen Zusammensetzung jedoch recht unterschiedlich ist. Makroskopisch lassen sich sehr feinkörnige, dichte Gesteine von konglomeratartigen, fragmentreichen Pyroklastika unterscheiden. Da die größeren Partien die feiner klastischen zum Teil durchschlagen, lässt sich ein zeitliches Nacheinander in der Förderung des unterschiedlichen Materials festlegen.

Mikroskopische Dünnschliffuntersuchungen zur genauen Bestimmung der verschiedenen Gesteine und Gesteinsfragmente sind geplant.

2.4 QUARTÄR

Die quartären Lockergesteine lagern im tektonischen Komagfjordfenster direkt auf dem Präkambrium. Gesteine, die einen dazwischenliegenden Zeitraum repräsentieren könnten, sind bisher nicht bekannt.

Regionale Verbreitung:

Weite Teile, vor allem die höheren Lagen des Kartiergebietes sind frei von quartären Deckschichten, da die geographische Lage und die dort vorherrschenden,

klimatischen Verhältnisse nur in den geschützten Tallagen chemische Verwitterung und Bodenbildung zulassen. Die Morphologie und Oberflächenbedeckung ist deshalb noch stark von den Spuren der letzten quartären Vereisung und deren Abtragungsprodukten sowie von physikalischen Verwitterungsbildungen geprägt.

Gliederung:

Die quartären Lockergesteine werden deshalb zunächst grob in zwei Kartiereinheiten gegliedert.

- 1.) Glaziale Bildungen, Grund- und Seitenmoränen sowie bereits umgelagertes Moränenmaterial.
- 2.) Jüngere Lockergesteinsbildung, Hangschutt, Schuttkegel kleinerer Nebentäler und Bodenbildungen.

3. TEKTONIK

Der Gebirgsabschnitt des Untersuchungsgebietes wurde von zwei dominierenden Deformationen geprägt.

- 1.) Von einer alpinotypen Faltung karelischen Alters.
- 2.) Von einer germanotypen Schollentelektionik bedingt durch eine großregionale, flachwellige Faltung, die mit der kaledonischen Gebirgsbildungperiode und deren Deckenüberschiebungen in Verbindung steht.

3.1 DIE FALTUNG

Breits in der Feldsaison 1977 wurde ein geologisch-tektonisches Profil des gesamten Fensters aufgenommen und im entsprechenden Feldbericht beschrieben.

Das tektonische Fenster schließt im Zentralteil ein Synklinorium auf, das randlich in zwei Antiklinorien überleitet. Die beiden Antiklinorien werden jedoch bereits teilweise von der kaledonischen Decke überlagert.

Das diesjährige Kartiergebiet umfaßt den zentralen Teil dieses Synklinoriums.

Die einzelnen Faltenzüge bilden einen fast symmetrischen Vergenzfächer, der sich in einen monoklin, NW-vergenten SE-Teil, einen rhombisch gefalteten Zentralteil sowie einen monoklin, SE-vergent gefalteten NW-Teil aufgliedern läßt. Der lithologische Wechsel von den Quarziten zu den mechanisch anders reagierenden Konglomeraten bedingt, daß der NW-Teil weniger deutlich ausgebildet ist. Im Gegensatz zu den vollständig entwickelten Biegefalten der Quarzite reagierte das inkompetentere, konglomeratische Gestein in Form von intensiver Schieferung, Zerscherung und Scherfaltung auf den einengenden Gebirgsdruck. Ein Profil durch diesen Gebirgsabschnitt zeigt Anlage 1.

Die Einengung in Richtung des tektonischen Transportes parallel der a-Achse führt zur Faltung des Gebirges um die Faltenachsen B, die rechtwinklig zu a liegen. Die c-Achse gibt die Vergenz der Faltenachsenfläche an, in rhombischen Falten steht sie rechtwinklig auf a und b, in vergenten Falten bildet sie nur mit der B-Achse einen rechten Winkel, ihr Winkel zur a-Achse ist der Vergenzwinkel.

Resultierend aus der Einengung senkrecht zu B dehnte sich der Gebirgskörper parallel zur B-Achse aus. Im Gestein führten diese Dehnungsspannungen zu Sprung- und Kluftsystemen, die sich nach ihrer räumlichen Orientierung in ac-Dehnungsklüfte und hk0-Diagonalklüfte einteilen lassen.

Ein Faltenmodell Anlage 2 verdeutlicht die Raumlage dieser Gefügeelemente.

Im Kartiergebiet dominieren die hk0-Diagonalklüfte. An diesen paarigen Scherklüften fanden vorwiegend Blattverschiebungen und Abschiebungen statt, die das sich faltende Gebirge in Schollensysteme mit dreieckig oder rautenförmig begrenzten Einzelschollen zerlegten.

Die unpaaren, senkrecht zur B-Achse und meist steil stehenden ac-Klüfte treten nur vereinzelt als Schollenbegrenzungen auf, wenngleich sie im kleineren Bereich als häufiges Gefügeelement deutlich ausgebildet sind. Die dreieckigen oder rautenförmigen Einzelschollen führten bei zunehmender Einfaltung formbedingt sowohl Kipp- als auch Rotationsbewegungen aus, die zu Schrägauf- und Abschiebungen mit Schleppungen und Spezialfaltungen führten. Bei guten Aufschlußverhältnissen lässt sich dieser Bewegungsmechanismus bis hin zu den internen Rotationsbewegungen einzelner Schollen rekonstruieren.

3.2 DIE SCHOLLENTEKTONIK

Dieser komplizierte Gebirgsbau wurde einer zweiten, jüngeren Deformation unterworfen, die in Verbindung mit der kaledonischen Gebirgsbildung und deren weiträumigen Deckenüberschiebungen steht. Diese ebenfalls einengende Deformation traf auf ein bereits gefaltetes und deshalb stabilisiertes Gebirge, das unterstützt durch die relativ hohe Kompetenz der Gesteine nicht ein zweites Mal gefaltet werden konnte. Dieser Gebirgsabschnitt wurde deshalb nur von einer germanotypen Schollentektonik überprägt.

Da diese jüngere Einengungsrichtung mit der des karelischen Faltenbaues nahezu übereinstimmte, kam es naturgemäß vor allem an präexistierenden Störungs- und Schwächezonen, wie zum Beispiel an den großen Schollengrenzen, zu neuen Bewegungen und Dislokationen. Das karelische Interngefuge einzelner Schollen blieb also mehr oder weniger unbeeinflusst, nur die Lage einzelner Schollen oder Schollensysteme zueinander wurde beeinträchtigt.

Die kaledonische Deformation zeigt sich deshalb vor allem im größer regionalen Bereich. Hier lassen sich weiträumige Verbiegungen und Knickzonen der karelischen Faltenzüge beobachten, die nur im überregionalen Bereich

in Zusammenhang zu bringen sind. Eine genetische Verbindung dieser Faltenachsenumbiegungen mit einer generellen Aufbeulung der gesamten Fensterregion, die letztlich zu deren tektonischer Sonderstellung führte, ist anzunehmen.

3.3 DIE SPEZIELLE TEKTONIK DER GRUBENREGION

Bereits in der letztjährigen Feldsaison wurde der tektonische Bau der Grube im Detail aufgenommen, in einem dreidimensionalen Paneeldiagramm dargestellt und im Bericht beschrieben.

In diesem Jahr wurde das Untersuchungsgebiet erweitert, da einzelne Besonderheiten des tektonischen Baustils erst im größeren Zusammenhang erkannt und dargestellt werden können.

Um den komplizierten Faltenbau veranschaulichen zu können, wurde ein dreidimensionales Blockbild im Maßstab 1:5000 angefertigt (Anlage 3).

Das Blockbild zeigt im SW eine Mulde und einen Sattel, in dessen NW-Flanke zur Bildmitte nach NE die Lagerstätte liegt. Von SW nach NE kompliziert sich dieser Sattel durch die von NE einfingernden Mulden in Speialsattel bis zu der NNE-SSW streichenden Schollengrenze. Die benachbarte NE Scholle fällt in diesem Teil ohne spezielle Faltenstrukturen mit durchschnittlich 60° nach SE ein. An dieser Schollengrenze endet neben den Spezialfalten auch der bisher bekannte Bereich der Mineralisierung.

4. DIE TUNNELKARTIERUNG

In dieser Feldsaison wurde mit der Kartierung des insgesamt ca. 3 km langen Transporttunnels, der bis unter den Lagerstättenbereich für den Erzabtransport angelegt wurde, begonnen.

Bisher wurde die hintere Tunnelstrecke, die direkt unter den Tagebauen liegt, im Maßstab 1:500 zusammen mit dem eingemessenen tektonischen Inventar kartiert.

Die Kartierung ergab folgende Ergebnisse:

Größere, an der Oberfläche kartierte Strukturen lassen sich mit den im Tunnel aufgeschlossenen korrelieren.

So wird zum Beispiel die Muldenumbiegung, in deren Zentralteil der John-Schlot liegt, auch im Tunnel angeschnitten. Der SE Rand des Schlotes ist ebenfalls aufgeschlossen. Dadurch lässt sich sein steiles Einfallen mit 85° nach SE gut konstruieren. Dieses Einfallen entspricht etwa dem der Faltenachsenflächen dieses Gebirgsabschnittes, somit liegt der Schlotin einer tektonisch vorgezeichneten Bahn parallel der relativen Schwächezone im Bereich der Faltenumbiegung.

Außerdem lassen sich große Störungszonen und Schollen-grenzen, die an der Oberfläche erkennbar, aber oft als morphologische Depression ausgebildet und deshalb zu-meist mit Verwitterungsschutt überdeckt sind, mit bis zu 4 m breiten Zerrüttungszonen im Tunnel verbinden.

Die Tunnelkartierung ermöglicht außerdem eine gezielte Probenentnahme in dem frischen, unverwitterten Material. Hierbei fielen besonders einige kleine karbonatführende und zum Teil auch erzführende Gänge auf, die in den oberflächennahen Bereichen bereits weggelöst sind.

5. MINERALOGIE UND LAGERSTÄTTENKUNDE

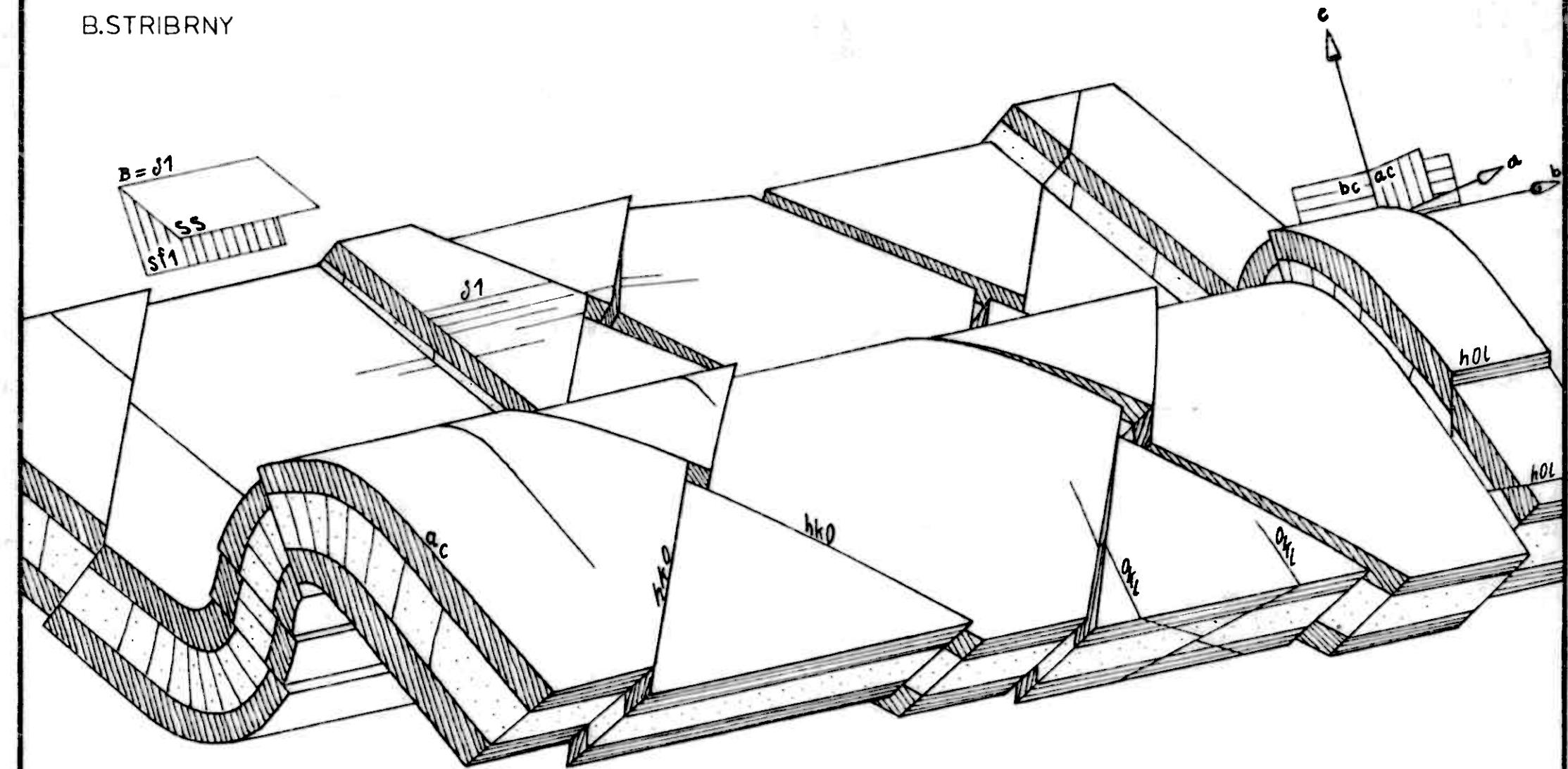
Neben der Untersuchung der geologischen Gesamtsituation liegt das Schwerpunkt der Arbeit auf der Klärung der Prozesse, die zur Bildung der Kupfermineralisierung am Ulveryggen führten.

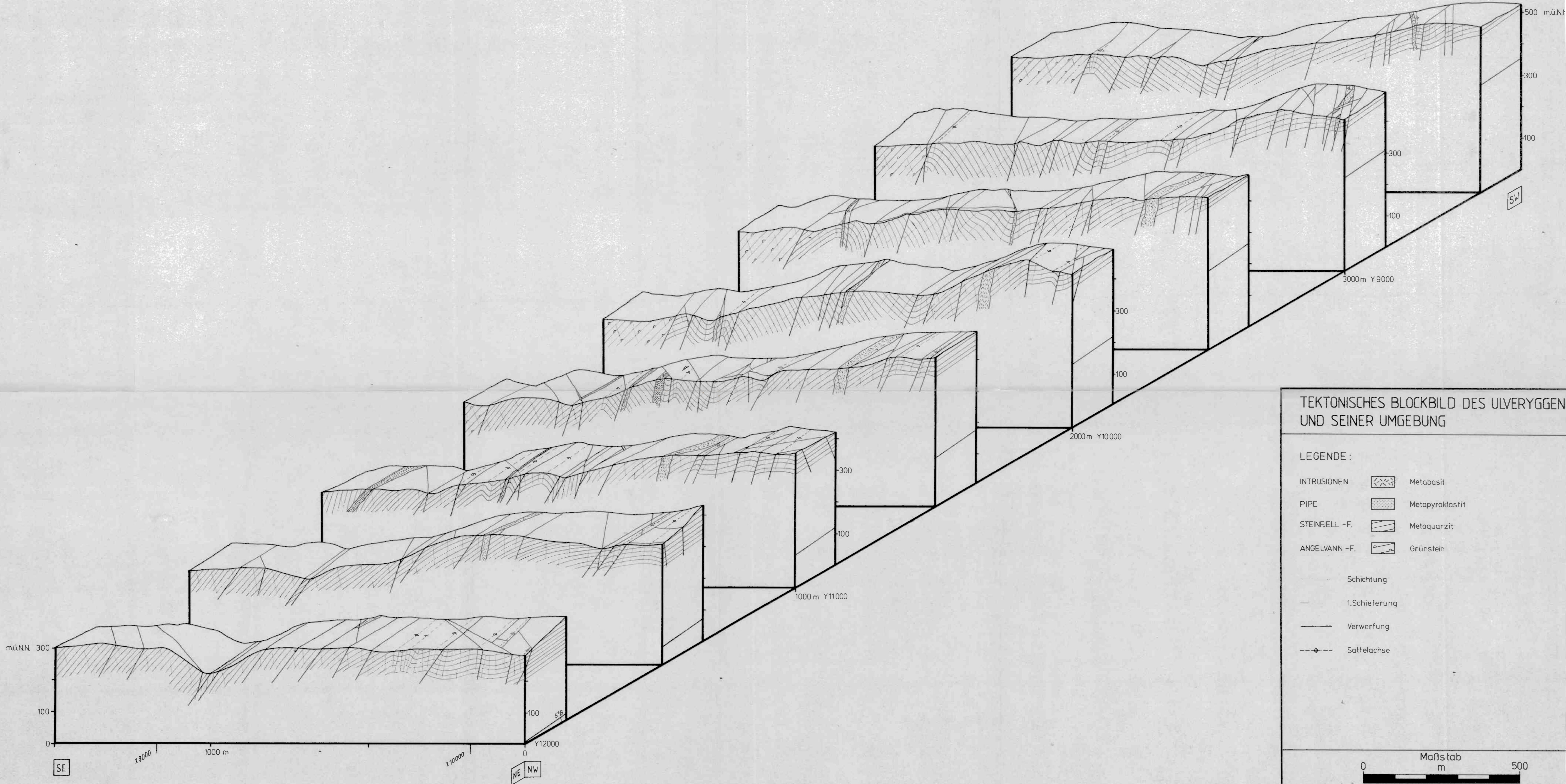
Grundlage bildet auch hierfür die geologische Kartierung und die kleintektonische Aufnahme des Gebietes. Sie ermöglichen, die Ergebnisse der weiterführenden Unter-suchungen an dem gesammelten Probematerial in dem geo-graphischen und geologischen Rahmen zu orientieren.

Diese Proben werden zunächst an Hand von Dünn- und Anschliffen im Durch- bzw. Auflichtmikroskop untersucht. Bis zum Abschluß dieses Arbeitsabschnittes können noch keine voreiligen Beobachtungen oder gar Aussagen und Ergebnisse über die komplizierten Zusammenhänge zwischen den petrographischen Gesteinszusammensetzungen, den faciellen und sedimentologischen Bedingungen, den Mineralführungen sowie deren Beeinflussung oder Förderung durch Metamorphose, Magmatismus und Verwitterung beschrieben werden.

MODELL DES NW-VERGENTEN FALTENBAUES UND DES TEKTONISCHEN INVENTARS

B.STRIBRNY





TEKTONISCHES BLOCKBILD DES ULVERYGGEN
UND SEINER UMGEBUNG

LEGENDE :

INTRUSIONEN	(cross-hatch)	Metabasit
PIPE	(dotted)	Metapyroklastit
STEINFJELL -F.	(diagonal lines)	Metaquarzit
ANGELVANN -F.	(diagonal lines with dots)	Grünstein

- Schichtung
- 1.Schieferung
- Verwerfung
- Sattelachse

Maßstab
m
1:5000