

DIE KUPFERKIESLAGERSTÄTTE
VON
OUTOKUMPU, FINNLAND

(IHRE LAGE, IHRE STRUKTUR UND IHRE FORM)

VON
JÜRG DISLER

MIT 39 FIGUREN IM TEXT, 9 DIAGRAMMEN UND 4 TAFELN

HELSINKI
1953

THESE

présentée à la Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel pour obtenir
le grade de docteur ès sciences

par

Jürg Disler.

La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel, sur le rapport de Messieurs les professeurs E. WEGMANN, R. GALOPIN et H. LAGOTALA, autorise l'impression de la présente thèse, intitulée:

"Die Kupferkieslagerstätte von Outokumpu"

sans exprimer d'opinion sur les propositions qui y sont contenues.

Neuchâtel, le 20 décembre 1951.

Le Doyen: Prof. E. Guyot.

VORWORT

Dank der Vermittlung meines verehrten Lehrers, Herrn Professor C. E. Wegmann, hatte ich 1946—47 Gelegenheit, 10 Monate in Outokumpu, Finnland, zu verbringen, um die Verhältnisse der dortigen Kupfergrube zu studieren. Infolge des langen finnischen Winters mussten die Untersuchungen vorerst auf die Grube selbst beschränkt werden, wurden dann aber im Sommer 1947 durch das Studium der näheren Umgebung des Minenfeldes (ca. 600 km²) ergänzt. Anlässlich eines weiteren Aufenthaltes in Outokumpu während einigen Wochen des Sommers 1949 konnten zusätzliche Untersuchungen, die sich im Verlaufe der Durcharbeitung des Stoffes als notwendig erwiesen hatten, vorgenommen werden. Beide Male wurde ich von Herrn Bergrat Dr. E. Mäkinen in lebenswürdigster Weise aufgenommen und in jeder Hinsicht in meiner Arbeit unterstützt. Ich bin ihm dafür aufrichtig dankbar.

Herrn Professor C. E. Wegmann, unter dessen Anleitung der Stoff ausgearbeitet wurde, spreche ich hier meinen herzlichen Dank aus für seine fördernden Ratschläge und für das Interesse, das er dieser Arbeit stets entgegengebracht hat.

Zu grossem Dank bin ich auch den Herren Professor H. Lagotala und Dr. R. Galopin verpflichtet für die vielen Anregungen, die sie mir in ihrer nicht immer leichten Aufgabe als Experten gegeben haben.

Bei der Untersuchung des von Outokumpu mitgebrachten Gesteinsmaterials und der Dünnschliffe im geologischen Institut der Universität Neuenburg gab mir Herr Professor E. H. Kranck manchen bereichernden Hinweis. Von Herrn Professor H. Muegeli wurden lebenswürdigerweise die Einrichtungen des Laboratoire Suisse de Recherches Horlogères (L.S.R.H.) zur Verfügung gestellt, um ergänzende Anschliffe und Mikrophotographien zu machen.

In Finnland versagte mir Herr Professor P. Eskola nie seinen wertvollen Rat. Das Personal der Grube, besonders die Herren Ing. E. Hakapää, Ing. P. Maijala, Mag. E. Peltola und Mag. V. Vähätalo, standen mir bei allen Untersuchungen hilfreich zur Seite.

Herrn Dir. A. Laitakari verdanke ich die Aufnahme dieser Arbeit zum Druck im Bulletin der geologischen Reichsanstalt von Finnland.

Frau Dr. T. Mikkola und Herr Dr. A. Simonen waren mir bei der Drucklegung in freundlicher Weise behilflich.

Vor allem aber danke ich meinen lieben Eltern dafür, dass sie mir in grosszügigster Weise das Studium möglich gemacht haben.

INHALT

	Seite
ERSTER TEIL: ALLGEMEINE UND REGIONALE TEKTONIK.....	7
EINFÜHRUNG	7
DIE KUPFERGRUBE VON OUTOKUMPU	7
DIE PRÄKAMBRISCHEN GERIRGSZÜGE FINNLANDS (UNTER BES. BERÜCKSICHTIGUNG DER KARELIDEN).....	8
ARBEITSPLAN	17
DIE GEGEND VON OUTOKUMPU	19
DIE TEKTONISCHEN EINHEITEN	19
METHODE DER GRAPHISCHEN DARSTELLUNG DER MESSUNGEN	25
BESCHREIBUNG UND AUSWERTUNG DER DIAGRAMME	26
ZWEITER TEIL: DIE GESTEINE DER UMGEBUNG DER LAGERSTÄTTE	30
DIE GESTEINE	30
DIE GLIMMERSCHIEFER	30
DIE SCHWARZSCHIEFER	31
DIE QUARZITE	33
DIE DOLOMITGESTEINE	41
DIE SERPENTINGESTEINE	46
DIE ERZE	49
DIE ENTDECKUNG DER LAGERSTÄTTE	49
ARBEITSMETHODE	50
DIE ZUSAMMENSETZUNG DER ERZE	51
DIE STRUKTURTYPEN DES ERZES	54
DIE ENTSTEHUNG DER 3 STRUKTURTYPEN	58
DIE RÄUMLICHE VERTEILUNG DER EINZELNEN SULFIDKOMponentEN	62
RESTLÖSUNGEN UND SEKUNDÄRE BILDUNGEN	67
PLATZNAHME UND HERKUNFT DER SULFIDE	67
DRITTER TEIL: STRUKTURFORMEN UND DEFORMATIONEN	76
FORM UND KONTARTE DER LAGERSTÄTTE	76
FORM DES ERZKÖRPERS	77
BEZIEHUNG DER KONTARTE DES ERZKÖRPERS ZU DEN UMGEBENDEN GESTEINEN	82
SPALTEN UND GÄNGE	85
PEGMATITGÄNGE	85
KARBONAT- UND QUARZGÄNGE	88
DIE KLÜFTE	90
KLÜFTE IN DEN QUARZITEN	90
KLÜFTE IN DEN SCHIEFERN	92
MIKROTEKTONISCHE BEOBSACHTUNGEN	93

	Seite
VERWERFUNGEN UND QUERVERSCHIEBUNGEN	94
ZEITLICHE REIHENFOLGE DER DEFORMATIONEN	96
VIERTER TEIL: ZUSAMMENFASSUNG: CHRONOLOGIE ALLER	
EREIGNISSE	100
RÉSUMÉ	104
LITERATURVERZEICHNIS	105
DIAGRAMME UND TAFELN	110

ERSTER TEIL ALLGEMEINE UND REGIONALE TEKTONIK

EINFÜHRUNG

DIE KUPFERGRUBE VON OUTOKUMPU

Die Kupfergrube von Outokumpu liegt im mittleren Teil von Ost-Finnland bei 62°44' nördlicher Breite und 29°44' östlicher Länge von Greenwich.

Das Grubenareal befindet sich am NW-Rande eines gleichnamigen Dorfes von ca. 8 000 Einwohnern.

Die Gegend von Outokumpu besitzt die charakteristischen Landschaftsmerkmale der finnischen Seenplatte, zu deren nördlichem Teil sie gehört: Ausgedehnte Birken- und Nadelwälder wechseln ab mit Mooren und weitverzweigten Seen. Das Gelände ist leicht gewellt¹⁾, die Niveauunterschiede sind jedoch so gering, dass man von dieser Landschaft vor allem den Eindruck einer flachen, grenzenlosen Weite gewinnt.

Deshalb wird dem Besucher, der sich Outokumpu nähert, schon von weitem eine markante Bodenerhebung auffallen. Es handelt sich dabei um einen Hügel von 175 m Höhe ü. M., der das umgebende Gelände um ca. 40 m überragt. Er bietet in dieser flachen Gegend einen so überraschenden Anblick, dass er schon den frühen Bewohnern des Gebietes zur Namensgebung diente: Outokumpu = aussergewöhnlicher Hügel.²⁾

Das ganze Gebiet ist stark bedeckt von Quartärablagerungen. Die oben erwähnten Bodenwellen werden meistens von Moränen und fluvio-glazialen Ablagerungen gebildet, die, zusammen mit mächtigen kristallinen Felsblöcken, denen man allenthalben begegnet, von einer einst gewaltigen Gletschertätigkeit Zeugnis ablegen. Diese quartären Ablagerungen lassen nur selten den präkambrischen Felsgrund zu Tage treten; dieser ist dann meist so glattgeschliffen (Felswannen der Seen, roches moutonnées, oft mit deutlichen Schrammen), dass sich das Messen des Streichens und Fallens von Schichten recht schwierig gestalten kann.

Das Grubenareal selbst, das sich dem NW-lichen Abhang des oben erwähnten Hügels entlang zieht und sich von dort noch etwa 3 km nach SW ausdehnt, ist dank zahlreichen Bohrlöchern weitgehend erschlossen (vgl. Väyrynen 1939, Taf. II).

¹⁾ Nach Tanner (1938, Seite 102) Kleinhügelland, mit Höhenunterschieden von 10–20 m.

²⁾ Der Hügel besteht aus Quarziten und Serpentinegesteinen, die sich hier als Erosionsrest von den weicheren Schieferen der Umgebung abheben.

In der Grube von Outokumpu werden Kupferkies, Schwefelkies, Magnetkies und Zinkblende gewonnen. Das gebrochene Erz kommt bei 2 Förderschächten zu Tage (Taf. II: Outokumpu und Mökkivaara) und erfährt die erste Verarbeitung in der Mühle und in der Aufbereitungsanlage, die auf den Hügel gebaut worden sind. Dort wird es gemahlen und flottiert. Anschliessend wird das Kieskonzentrat (Schwefelkies und Magnetkies) an die einheimischen Zellstofffabriken verkauft, während das Zinkkonzentrat (Zinkblende) exportiert und das Kupferkonzentrat (Kupferkies) zur weiteren Verarbeitung zunächst in die Kupferhütte von Harjavalta ¹⁾ (bei Pori) und nachher zur elektrolytischen Verarbeitung nach Pori ²⁾ transportiert wird.

Die Eisenbahn verbindet Outokumpu über Pieksämäki (110 km SW-lich von Outokumpu) einerseits mit Pori, andererseits mit Helsinki. Eine E-liche Linie führt nach Joensuu (ca. 40 km ESE-lich von Outokumpu).

Erst seit dem Jahre 1928, seit der Konstruktion einer Bahnlinie bis zum Grubenfeld, kann das Erzvorkommen rationell ausgebaut werden. Das geht auch aus den folgenden Produktionsziffern deutlich hervor: Mäkinen (1938, S. 2).

1913 bis 1928	252 000 t Roherz
1929	102 000 t „
1936	369 000 t „
1949	ca. 600 000 t „

DIE PRÄKAMBRISCHEN GEBIRGSZÜGE FINNLANDS

(unter besonderer Berücksichtigung der Kareliden)

Zum besseren Verständnis der tektonischen Verhältnisse des Gebietes von Outokumpu ist es nötig, sich vorerst einmal mit der Geschichte und dem Aufbau des dortigen Gesteins vertraut zu machen.

Das Grundgebirge Finnlands wird von langgestreckten Faltungszonen durchzogen. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um die Spuren ehemaliger, jetzt eingeebneter Gebirgszüge.

Nach der heute herrschenden Auffassung teilt man diese Ketten mehreren orogenen Zyklen zu, von denen wir hier die zwei wichtigsten anführen:

1. Die Svekofenniden
2. Die Kareliden

Die Svekofenniden lassen sich auf Grund der heute noch vorhandenen Überreste grosso modo in zwei Gebirgszonen unterteilen:

Eine davon erstreckt sich in SW-licher Richtung durch das südliche Finnland über die Insel Åland bis nach Schweden.

Die zweite Zone, die manchmal auch Bothniden genannt wird, nimmt den W-lichen Teil von Mittelfinnland ein und setzt sich W-lich vom Bottnischen Meerbusen in Schweden fort.

Im nördlichsten Teil von Finnland und auf der Halbinsel Kola be-

¹⁾ Bis 1943 befand sich die Kupferhütte in Imatra in SE-Finnland.

²⁾ Pori (schwedisch = Björneborg) liegt in SW-Finnland am Bottnischen Meerbusen.

finden sich die Überreste einer weiteren Zone, die früher als Norwegosamiden bezeichnet und den Svekofenniden zugeteilt wurde. Nach neueren Ansichten muss diese Zone nun aber zu den Kareliden gerechnet werden.

Die Kareliden erstrecken sich vom Ladogasee aus in NNW-licher Richtung durch ganz Karelien und Kainuuland bis nach Lappland¹⁾, um dort im Gebiet der norwegischen Finnmark unter den Kaledoniden zu verschwinden. Im W sind sie begrenzt durch das Schiefer- und Migmatitgebiet von Savo, im E durch das ostfinnische Gneisgranitgebiet (auch ostkarelischer Block genannt).

Da das Gebiet von Outokumpu einen Teil der Kareliden bildet, soll hier noch näher auf sie eingegangen und so der Rahmen für die folgenden Beschreibungen dargelegt werden.

Im Querprofil kann man die Kareliden in 3 Zonen unterteilen, die grosso modo als tektonische Einheiten aufgefasst werden können. Es sind dies von E nach W:

1. Die jatulische Zone
2. Die kalevische Zone
3. Die ladogische Zone.

Die jatulische Zone setzt sich zusammen aus dem ostkarelischen Block, der den Untergrund bildete für eine Sedimentserie, die sich auf der alten Abtragungsfläche des Sockels absetzte. Da es sich bei diesen Sedimenten um epikontinentale Ablagerungen handelt, lassen sie sich mit der germanischen Trias vergleichen. Diese Zone wird charakterisiert durch eine intensive Grundfaltung des Sockels einerseits und andererseits durch die Faltung der verhältnismässig dünnen Sedimentschicht, deren Merkmale mit gewissen Zügen des Juras vergleichbar sind.

Die kalevische Zone schliesst sich W-lich an die jatulische an und würde somit dem Gebiet des ehemaligen Kontinentalrandes entsprechen. An die Stelle der epikontinentalen Sedimente treten hier mächtige Flyschbildungen und daher ist diese Zone in gewissem Sinne mit der Wurzelzone des Helvetikums der Alpen vergleichbar.

Die ladogische Zone kann als die zentrale Gebirgszone aufgefasst werden und entspräche somit dem Pennikum der Alpen. Es ist aber oft sehr schwierig, die ladogische Zone von der kalevischen zu trennen, denn die eine kann ohne scharfe Grenze in die andere übergehen. Diese beiden Zonen werden daher oft zu einer einzigen zusammengefasst. Wegmann (1929, S. 66) gibt dafür folgende Erklärung:

»Infolge der Überschiebung, Überfaltung und späteren Metamorphose durch Granitintrusionen wird die genaue Abgrenzung der Sedimente der kalevischen Zone von derjenigen der ladogischen erschwert. Wenn wir annehmen, dass sie sich zueinander verhalten wie die Glanzschiefer (schistes lustrés) der pennischen Zone und des

¹⁾ Deshalb auch Lappokareliden genannt.

Briançonnais zum helvetischen Flysch in den Alpen, so können diese Serien ohne scharfe Grenze in einander übergehen.»

Die Kareliden bildeten im Präkambrium eine mächtige Gebirgskette:

Die Bewegungen und somit auch die Deformationen rückten von W nach E vor (in einzelnen Abschnitten auch von NW oder SW). Dabei lassen sich verschiedene Phasen unterscheiden:

Durch eine erste intensive Faltung wurden die im W liegenden Massen aufgewölbt. Diese rückten dann im weiteren Verlaufe der Bewegungen nach E vor und kamen als Decken oder Überschiebungsmassen über die E-lichen Teile zu liegen (die ladogische Zone über die kalevische). Die Überschiebungsbahnen und Gleitflächen bildeten sich dabei oft zwischen Gesteinen, deren Resistenz verschieden war von der des vorherrschenden Materials oder aber zwischen dem kristallinen Untergrund und der darauf liegenden Sedimentschicht. Weitere Verfaltungen folgten diesen Überschiebungen und führten neben komplizierten Verbiegungen der Gleitflächen zu einer Einwicklungstektonik (*encapuchonnement*) wie wir sie von den Alpen her kennen: Grosse Massen des kristallinen Untergrundes drangen in die Sedimente ein und wickelten diese teilweise ein. Die Sedimentserie löste sich stellenweise vom Sockel ab, löste dabei kristalline Kerne vom Untergrund ab und riss sie mit sich. An der heutigen Oberfläche treten solche Teile als Kupolen zu Tage.

Der alpinen Tektonik der plastischen Sedimentmassen stehen die Grundfaltungen (Argand 1924: *plissements de fond*) des rigideren Sockels gegenüber: Dieser wurde, besonders im Gebiete des ehemaligen Kontinentalrandes, von tiefgehenden Scherflächen durchzogen und so in einzelne Blöcke zerlegt. Durch die Bewegung dieser Teile gegeneinander wurden sie z. T. aufgestellt und drangen so, wie oben beschrieben, als Schuppen oder Keile in die Sedimenthülle ein. Der früher wahrscheinlich recht ebene Untergrund weist heute als Folge dieser Deformationen Verdickungsstellen und Tröge auf.

Fassen wir die Bewegungen in einem kleinen Schema zusammen:

Hebung des Sockels im W:

Erste Verfaltung der Sedimente.

Überschiebungen, damit Zerschörung
bestimmter Horizonte.

Decken rücken gegen E vor,

ev. sek. Linsenform der ultrabasischen
Massen.

} bas.-ultrabas. Intrusionen

Zweite Verfaltungen:

Encapuchonnement,

Verbiegung der Überschiebungshorizonte.

Es ist trotz der totalen Einebnung der Kareliden auch heute noch möglich, verschiedene Kulminationen und Depressionen zu erkennen. Wegmann (1928a, S. 6) unterscheidet von S nach N folgende Kulminationen (K) und Depressionen (D): Südkarelische D., K. von Liperinsalo, mitteltkarelische D., Joensuuk., nordkarelische D., K. von Nurmes, D. des Oulujärvi,¹⁾ K. von Puolanka, D. von Kuolajärvi. Die Kulmination von Nurmes ist am deutlichsten ausgeprägt und bringt die tiefsten Teile des Gebirges an die heutige Oberfläche. Nach ihr orientiert man sich bei der Gliederung der Kareliden in einen nördlichen und einen südlichen Teil.

An Hand dieser Kulminationen und Depressionen hat Wegmann (1928a) die Kareliden zerlegt und analysiert und vermittelt uns durch verschiedene Längs- und Querprofile ein ausgezeichnetes Bild von ihrer Struktur.

Wir wollen nun die Lagerstätte von Outokumpu in das eben gegebene Bild einfügen, indem wir ihre Lage in den 3 Hauptebenen festlegen:

Im Querprofil liegt die Lagerstätte in der kalevischen Zone, genauer gesagt, in einem Aste derselben: Die kalevische Zone ist hier nämlich im E teilweise durch ein älteres Massiv (Massiv von Sotkuma, 20 km E-lich Outokumpu) und im W durch jüngere Granite unterbrochen (postkalevische Granite von Maarianvaara, 5—6 km NW-lich Outokumpu). Der zwischen diesen beiden Gebieten liegende Ast der kalevischen Zone hat eine Breite von 25—30 km und ist aufgebaut aus allochthonen Sedimentmassen, die hier, wie gezeigt werden soll, eine Deckensynklinale bilden.

In einem Längsprofil liegt die Lagerstätte im Bereiche des südlichen Abfalls der Achse von der Kulmination von Nurmes.

Auf der Karte beschreiben die kalevischen Sedimentmassen einen mächtigen Bogen: Wenn man dem S-lichen Achsialfalle der Kulmination von Nurmes folgt, so streichen sie von Petrovaara her zuerst nach SE, d.h. sie folgen während ca. 20 km der allgemeinen Richtung der Kareliden. Dann biegen sie langsam um und Streichen auf der Höhe von Polvijärvi (vgl. Taf. I) in NS-licher Richtung. Bei Outokumpu haben wir eine mittlere Streichrichtung von N 45°E. Dieser Bogen umfasst somit einen Winkel von 90°.

Zusammengefasst können wir also sagen, dass sich die Lagerstätte im nordkarelischen Aste der kalevischen Sedimentmassen befindet, dass dieser Ast einen mächtigen nach E konvexen Bogen beschreibt und dass somit die Streichrichtung des Gebietes von Outokumpu vom Streichen der Kareliden als Ganzes um ca. 90° abweicht.

Das behandelte Gebiet ist begrenzt: Im E durch das Massiv von Sotkuma, im W durch die Granite von Maarianvaara, im S (SW) durch den Juojärvi und im N durch eine EW-lich verlaufende Linie, die durch Polvijärvi geht.

¹⁾ järvi = See.

Nach dieser tektonischen Einführung wollen wir nun in einer stratigraphischen Übersicht das Gesteinsmaterial der Kareliden beschreiben.

Die drei Zonen der Kareliden sind folgendermassen aufgebaut:

Ladogische Zone	{ Schiefer (Glimmersch., Amphibolitsch.) Dolomite Quarzite (z. T. graphithaltig)
Kalevische Zone	{ Schiefer (Glimmersch., Phyllite) Dolomite Quarzite
Jatulische Zone	{ Phyllite (kohlenhaltige Schiefer) Dolomite Quarzite (Konglomerate)
Sockel	Altkristallin (Granitgneis, Leptite, Amphibolite)

Den tektonischen Zonen entsprechen also die Gesteinsserien der Kareliden.

Der Sockel stellt die Fortsetzung des ostkarelischen Grundgebirgsblockes dar, der sich E-lich der Kareliden vom Ladogasee bis an die Eis-meerküste erstreckt. In ihrer ganzen Ausdehnung wurde diese Region schon früh als Granitgneisgebiet (oldest gneissose granites) bezeichnet.

Petrographisch ist das Gebiet jedoch sehr uneinheitlich: Neben schief-rigen und gebänderten Graniten treten dort Leptite, Amphibolite, Amphibol-schiefer und eingeschlossene Massen von Dioriten und Gabbros auf. Der ganze Sockel ist stark durchdrungen von verschiedenen Generationen prä-kalevischer Granite (Oligoklas- und Mikroklinggranite).

Wo dieser Sockel von der karelischen Gesteinsserie überlagert ist, bilden Basalkonglomerate den Übergang vom kristallinen Untergrund zu der Sedimentdecke. An der Basis der jatulischen Serie enthalten diese Konglo-merate zum Teil polymikte und tillitartige Gerölle (= sariolische Fazies). Gelegentlich liegt darauf noch eine weitere Konglomeratschicht mit Quarz-geröllen und serizitreichem Zement (= kainuuische Fazies). Konglomerate zwischen dem Sockel und der kalevischen Serie werden zusammen mit den aufliegenden Quarziten gelegentlich auch Jaurakkafazies genannt.

Die Quarzite bestehen meistens nur aus Quarz und Glimmer (Serizit). Lokal können hingegen noch Feldspat, Disthen, Diopsid, Tremolit, Chrom-mineralien oder Magnetit auftreten. Ausser dem Quarz und den Chrom-mineralien dürfen die Bestandteile der Quarzite als metamorphe Produkte des Zementes der ehemaligen Sandsteine angesprochen werden: Aus kali-reichem Zement bildete sich Glimmer oder Kalifeldspat, aus tonerde- und aus dolomitreichem Zement bildete sich Disthen, resp. Diopsid oder Tre-molit. Der Magnetit deutet darauf hin, dass die ehemaligen Sandsteine

stellenweise Eisenverbindungen enthielten. Die Chromminerale, die für die Quarzite von Outokumpu besonders charakteristisch sind, verdanken ihre Bildung sekundären Zufuhren, wie wir später noch sehen werden.

Nach Eskola (1927, S. 67) unterscheiden sich die Quarzite der drei Gesteinsserien vor allem auf Grund des Gefüges ihrer heutigen, metamorphen Ausbildung voneinander: Es finden sich innerhalb der

jatulischen Serie: Klastische Quarzite mit Serizit als Bindemittel

kalevischen Serie: Kristallisationsschiefrige Quarzite, Serizit mit Linearkonstruktion

ladogischen Serie: Kristalline, oft glasartige Quarzite.

Die Dolomitgesteine überlagern die Quarzite, das heisst, dass sie bei ihrer Bildung als epikontinentale Ablagerungen auf die auf dem Sockel liegenden Sandsteine zu liegen kamen. Auch die Dolomite wurden von Eskola auf Grund der metamorphen Ausbildung, unter der sie sich heute zeigen, in drei Typen unterteilt. Allerdings stimmt die räumliche Verteilung der Dolomittypen nicht genau mit der Ausbreitung der drei Gesteinsserien überein. Eskola unterscheidet von E nach W:

1. Quarzdolomit: Dolomit mit einzelnen Quarzkörnern
2. Tremolitdolomit: Dolomit mit Tremolit (ev. mit Glimmer)
3. Diopsiddolomit: Dolomit mit Diopsid (ev. mit Tremolit und Glimmer).

Eskola schreibt diese Variationen einer von E nach W ansteigenden Temperatur während der Metamorphose zu. Neben diesen drei Grundtypen finden sich alle Übergänge zwischen 1, 2 und 3.

Die Schiefer sind zur Hauptsache aus Quarz, Glimmer (Biotit, ev. Muskowit) und Feldspat (Plagioklas, ev. Mikroklin) zusammengesetzt; ferner können sie Graphit und Aluminiumsilikate enthalten. Die einzelnen Bestandteile sind in sehr wechselndem Umfange an der Zusammensetzung der Schiefer beteiligt. So wechselt z. B. der Glimmergehalt oft sehr stark auf kurze Distanz; manchmal kann er sogar an erste Stelle treten. Die Verschiedenheiten in der Zusammensetzung der Schiefer sind wohl durch eine entsprechende Zusammensetzung der primären Tonsedimente bedingt. Die Verteilung der einzelnen Bestandteile in einer stellenweise noch erhaltenen Bänderung unterstützt diese Vermutung. Nur in der Nähe von jüngeren Graniten machen sich fremde Einflüsse (Injektion) bemerkbar.

Die Schiefer lassen sich auf Grund ihrer metamorphen Ausbildung unterteilen in Phyllite und Glimmerschiefer.

Die feinkörnigen Phyllite haben meist einen stark metamorphen Mineralbestand und unterscheiden sich dadurch von den in anderen Gebieten bekannten Phylliten. An einigen Stellen enthalten sie feinverteiltes Kohlen-

pigment (Schungite) oder Graphit (Graphitphyllite), was ihnen ein schwarzes Aussehen verleiht. Wo sie mit Dolomiten oder Quarziten zusammen auftreten, können sie gebändert sein.

Wir finden die Phyllite hauptsächlich in den E-lichen Teilen der Kareliden. Gegen W können sie allmählich in Glimmerschiefer übergehen. Wo dieser Übergang plötzlich ist, wurden Überschiebungen angenommen (z. B. kalevische Zone über jatulische).

Die Glimmerschiefer haben, im Gegensatz zu den feinkörnigen Phylliten, ein makrokristallines Aussehen. Ihr Glimmer ist grobschuppig ausgebildet; im übrigen unterscheiden sie sich von den Phylliten noch dadurch, dass sie stellenweise Andalusit, Almandin, Staurolith oder Cordierit enthalten. Der Graphit ist, wenn er in Glimmerschiefern auftritt, meist mit Sulfiden vergesellschaftet.

Die Grenzen der normalen, sich folgenden Sedimentserien (Quarzite-Dolomite-Schiefer) sind in der Natur oft verwischt, manchmal auch umgestaltet; gelegentlich ist auch die ganze Reihenfolge durch tektonische Vorgänge gestört. Die jatulischen Quarzite sind zum Beispiel an einigen Stellen von ihrem Untergrunde abgeschoren, so dass an ihrer Stelle Phyllite die Basis bilden. Störungen in der Reihenfolge durch Faltungen und Überschiebungen sind besonders häufig in der kalevischen und der ladogischen Zone. Dort sind die Quarzit- und Dolomitgesteine oft nur noch in Form von Linsen vorhanden, die umgeben sind von Glimmerschiefern.

In den Sedimentmassen stecken saure und basische Tiefengesteine:

Die sauren Tiefengesteine sind vertreten durch Granite. Es handelt sich dabei meist um gleichkörnige, seltener auch um pegmatitische Granite. Sie sind alkalireich (hauptsächlich Mikroklin oder Albit) und können neben Biotit auch Muskowit enthalten. Analysen: Eskola (1927, S. 100).

Vom Ladogasee bis Lappland nehmen diese Granite weite Gebiete ein. Besonders häufig sind sie in den W-lichen Zonen (kalevische und ladogische), wo sie die Glimmerschiefer zum Teil in Gneis (Ader- oder Augengneis) umgewandelt oder Migmatite gebildet haben.

Diese Granite werden als postkalevische oder postkarelische bezeichnet, doch ist ihre genaue zeitliche Stellung noch nicht ganz abgeklärt. Bei einigen Massiven zeigt die Form keine Abhängigkeit vom tektonischen Aufbau ihrer Umgebung: Die *mise en place* dieser Teile wäre somit an das Ende der Gebirgshildung zu stellen. Die Platznahme anderer Granite wiederum dürfte früher stattgefunden haben, denn ihre Formen stehen offensichtlich in Zusammenhang mit den letzten westlichen Aufschiebungen.

An basischen (metamorphen) Tiefengesteinen unterscheiden wir in den Kareliden Metabasite und ultrabasische Gesteine.

Die Gruppe der Metabasite umfasst Spillite, epidotreiche Grünsteine, Uralitdiabase und Amphibolite. Analysen: Eskola (1927, S. 65).

Da die Basalkonglomerate an einigen Stellen Metabasitgerölle führen, dürfte ein Teil der Metabasite zum Sockel gehören.

Andere wieder haben die Konglomeratzone und die Quarzite, nicht aber die darüber liegenden Schiefer durchdrungen. Diese Tatsache ist aber durch eine grössere Plastizität der Schiefer, die das Eindringen der Tiefengesteine verhinderte, erklärbar, lässt also keine Schlüsse auf die zeitliche Stellung ihrer *mise en place* ziehen.

Man kann annehmen, dass diese Metabasite durch die tiefgehenden Scherflächen des Sockels aufgestiegen sind. Diese Annahme wird unterstützt durch ihr häufigeres Auftreten in der Gegend des ehemaligen Kontinentalrandes. Die *mise en place* dieser Metabasite dürfte also mit den Aufrichtungen und Verstellungen des Sockels in Zusammenhang stehen.

Die ultrabasischen Gesteine sind vertreten durch Serpentine, Talk-Dolomit-(Topfstein) und Talk-Magnetitgesteine.

Die Serpentine finden sich vor allem in der kalevischen Zone, wo sie in den Schiefeln konforme Linsen von einigen km Länge bilden. Diese Linsen folgen oft bestimmten Horizonten, in deren Bereich die Deformationen besonders heftig waren.

Stellenweise enthalten die Serpentine Reste von Olivin. Es ist aber nicht möglich, nachzuweisen, dass sie alle dunitischen Ursprunges sind.

Die Topfsteine sind besonders häufig in den E-lichen Teilen der Kareliden, während im W eher Asbestgesteine auftreten.

Die ultrabasischen Massen treten häufig im Gebiete starker Deformationen auf. Dies lässt vermuten, dass ihre *mise en place* mit den westlichen Überschiebungen in Zusammenhang steht.

Diese Überschiebungen waren schon vor dem Eindringen der ultrabasischen Massen im Gange, denn gelegentlich sind Sedimentgesteine als Linsen in den ultrabasischen Gesteinen eingeschlossen.

Die ultrabasischen Gesteine sind gemeinsam mit diesen Einschlüssen verfaltet. Ihre Platznahme fand also vor der auf die Überschiebungen folgenden Faltungsphase statt, z.T. sogar, was aus der sek. Linsenform gewisser Vorkommen von ultrabasischen Intrusivgesteinen hervorgeht, beträchtliche Zeit vor dem Abschluss der Überschiebungen.

Nach dieser Zusammenfassung über Material und Aufbau der Kareliden wollen wir uns noch kurz mit ihrem Schicksal von der Entstehung an bis heute beschäftigen.

Die Abtragung der Kareliden begann natürlich schon während des Aufbaus, der sukzessiv und in mehreren Phasen vor sich ging. Die zuerst gebildeten Gebirgsketten wurden teilweise abgetragen bevor die nächsten sich bildeten (Flyschbildung). Am Ende der Gebirgsbildung dürften die Kareliden eine Gebirgskette gebildet haben, deren Höhenverhältnisse vielleicht denjenigen der Alpen entsprachen. Die abgetragenen Massen wurden

in die tieferliegenden Teile des umliegenden Geländes transportiert und setzten sich dort auf einer neuen Unterlage ab. Das Material der Kareliden, das an deren Peripherie abgelagert wurde, kann heute noch zum Teil erforscht werden. Auf Grund der Erosionsflächen, auf denen es sich abgesetzt hat, (vgl. unten) lassen sich Schlüsse darauf ziehen, wie weit die Abtragung zu bestimmten Zeiten fortgeschritten war: Man unterscheidet so eine aubjotnische Landoberfläche (auch präkambrische oder algonkische Peneplain genannt) und eine aubeokambrische. Auf der ersteren, welche an der Südküste der Halbinsel Kola, am Ladogasee, in Dalekarlien und in Ångermanland noch erhalten ist, liegen kontinentale Ablagerungen, die als das Resultat eines langen ariden Zyklus angesehen werden. Die jüngere, subeokambrische Erosionsfläche ist u.a. in Petsamo, auf der Fischerinsel und den Heinäsaaret erhalten. Sie ist bedeckt von Sparagmiten, deren Gesteinsbestand zum Teil ebenfalls von den Kareliden stammen dürfte. Die kambrischen Sedimente, die heute an der Peripherie des skandinavischen Schildes bekannt sind, liegen auf flachem und wenig verwittertem Untergrund; man schliesst daraus, dass die aubkambrische Erosionsfläche in ganz Finnland schon ziemlich flach war, das heisst, dass die Abtragung der Kareliden bereits im jüngeren Präkambrium zur Hauptsache abgeschlossen war.

Die im Silur stattfindende Auffaltung der Kaledonischen Gebirgskette im W hatte auch einen Einfluss auf das finnische Gebiet: Durch diese Bewegungen begannen wahrscheinlich bereits vorhandene Brüche zum Teil wieder zu spielen und die Wasserscheide, die sich vorher im Gebiet der Kareliden befunden hatte, wurde nun nach W verlagert. Während den anschliessenden Epochen bis zum Tertiär waren die Verhältnisse im Gebiet von Finnland wahrscheinlich verhältnismässig ruhig. Man nimmt an, dass das heutige Finnland zur Zeit der Trias ein Festland mit Wüstenklima war. Aus den anschliessenden Epochen (ob. Jura, unt. Kreide) sind Spuren randlicher Transgressionen erhalten. Es ist nicht ausgeschlossen, dass Transgressionen in grösserem Umfange stattgefunden haben, dass die betreffenden Ablagerungen aber wieder abgetragen worden sind. Im Gegensatz hierzu deuten aber kaolingefüllte Spalten (z.T. mit radiellen Bewegungsapuren), wie sie in verschiedenen Teilen Finnlands vorkommen (Soanlahti, Puolanka, Pargas, Kimito, Savukoski), eher auf ein Festland mit milderem Klima (humide Verwitterung) gegen Ende des Mesozoikums. Im Tertiär machten sich wieder Unruhen bemerkbar: Das nordatlantische Senkungsbekken wurde gebildet und der angrenzende NW-liche Rand von Fennoskandia hob sich um ca. 2 000 m. Durch diese Hebungen wurde das alte Relief verjüngt und das hydrographische Netz wurde nochmals umgestellt. Auch verschiedene Brüche und Verwerfungen dürften sich in dieser Zeit noch gebildet haben.

Die heutigen Oberflächenformen im grossen stellten zum Teil das Resultat dieser letzten Abtragungen der Kareliden dar: Die gegen die Erosion re-

sistenteren Gesteine (haupts. Quarzite) bilden heute Hügel (Outokumpu) oder langgestreckte Höhenzüge. Die letzteren erheben sich 50—200 m über ihre Umgebung und folgen dem Streichen der Quarzite (NW oder NNW). Sie sind besonders charakteristisch für das Gebiet der mächtigen Quarzitablagerungen des Jatuls (I. Zone). Diese Gegend wird deshalb auch »vaara«-oder »selkä«-Landschaft genannt (= finn. Bezeichnung für Hügel und Rücken). Ein in Finnland wohlbekannter Aussichtspunkt, der Koli in Ostkarelien, findet sich auf einem solchen Hügel (347 m) aus resistenteren Gesteinen.

Neben der petrographischen Verschiedenheit der Gesteine (Härte, Zusammensetzung etc.) waren auch die strukturellen Eigenschaften massgebend für die heutigen Oberflächenformen: Seen oder Flüsse folgen zum Teil erweiterten Klüften, Spalten und Verwerfungen.

Für die Detailformen der Oberfläche sind die Vorgänge während dem Quartär verantwortlich: Durch die erosive Tätigkeit des Inlandeises wurden die oben beschriebenen Formen teilweise noch mehr ausgeprägt. Andererseits wurden diese Unebenheiten des präkambrischen Felsgrundes zum Teil ausgeglichen durch quartäre Ablagerungen, die in unserem Gebiet etwa 85 % des Felsgrundes überdecken. Diese Ablagerungen bestehen zur Hauptsache aus Grundmoränenmaterial (bis ca. 20 m mächtig). Daneben finden sich auch fluvioglaziale Ablagerungen, die zwar eine kleine Fläche einnehmen, aber für das Landschaftsbild doch sehr charakterisch sind: Sie bilden nämlich 5—20 m hohe Ose, die mit ihrer Längsachse die Bewegungsrichtung des Eises angeben. Durch die quartären Ablagerungen wurden auch einige kleinere Seen und Tümpel aufgestaut (Moorseen, Osseen). Die meisten Seen aber — besonders in unserem Gebiet — gehören zu den glazialen Seen vom finnländischen Typus, das heisst ihre Entstehung ist durch die präglaziale Spaltentektonik und durch die Tätigkeit des Inlandeises bedingt. Wenn wir den Juojärvi, der an unser Gebiet grenzt, ausser Acht lassen, so nehmen die Gewässer in unserem Gebiet ca. 10 Flächenprozent ein. Unter Einberechnung des Moränenmaterials (ca. 85 %) können wir also sagen, dass ungefähr 90—95 % des präkambrischen Felsgrundes in unserem Gebiet bedeckt sind.

Wir haben hier versucht, eine kurze Zusammenfassung der Geschichte der Kareliden gemäss den heutigen Ansichten zu geben. Ausführlichere Zusammenfassungen und die Entwicklung der verschiedenen Ansichten werden in folgenden Publikationen behandelt: Eskola (1924b und 1948); Frosterus und Wilkman (1916); Frosterus (1928); Sederholm (1930); Tanner (1938); Väyrynen (1933 und 1939); Wegmann (1928a, 1929a und b).

ARBEITSPLAN

Nachdem in dieser allgemeinen Einleitung der Rahmen skizziert wurde, wollen wir das Hauptziel dieser Arbeit kurz umreissen:

Die Lage eines Erzvorkommens, seine chemische und mineralogische Zusammensetzung, sein struktureller Aufbau, seine Form — dies alles sind nicht etwa Zufälligkeiten, sondern die Folge ganz bestimmter Vorgänge. Diese Arbeit ist ein Versuch, die Vorgänge kennen zu lernen, die dazu geführt haben, dass bei Outokumpu ein Erzlager existiert und die für die Zusammensetzung, die Struktur und die Form, unter der sich uns die Lagerstätte heute zeigt, verantwortlich sind. Dabei wollen wir vor allem vom tektonischen Standpunkt aus an diese Fragen heran gehen.

Die Lage eines Erzvorkommens steht in engem Zusammenhang mit den tektonischen Vorgängen, die sich in seiner Umgebung abgespielt haben. Im nächsten Kapitel werden deshalb zunächst einmal die tektonischen Einheiten der Gegend von Outokumpu beschrieben. Darauf werden die Messungen, die an diesen Einheiten zum Teil vorgenommen wurden, dargestellt und ausgewertet. Diese Messungen erlauben uns nämlich, Rückschlüsse auf die Bewegungen dieses Gebiets zu ziehen, die für die Lage des Erzkörpers teilweise verantwortlich sind.

Anschliessend werden die das Erzlager umgebenden Gesteine beschrieben werden (II. Teil). Dies nicht nur der Vollständigkeit halber, sondern vor allem deshalb, weil sie für die uns beschäftigenden Probleme von Bedeutung sind: Einerseits lassen sich aus dem Charakter der umgebenden Gesteine Schlüsse auf einen eventuellen »Erzbringer« ziehen, andererseits kann das Gestein, in dem sich die Sulfide abgesetzt haben, einen Einfluss auf die Zusammensetzung der Erze gehabt haben. Dabei werden besonders ausführlich diejenigen Gesteine behandelt, die noch keine eingehende Bearbeitung erfahren haben, während wir uns bei den Gesteinen, die schon das Thema einer Abhandlung gebildet haben, im wesentlichen auf die für uns interessanten Tatsachen beschränken werden.

Darauf wird das Erzlager selbst zur Beschreibung gelangen, vor allem sein struktureller Aufbau. Auf die chemische und mineralogische Zusammensetzung werden wir nur soweit eingehen, als dies für unsere Arbeit nützlich ist, weil sich Mag. V. Vähätalo in einer speziellen Arbeit, die nächstens erscheinen wird, mit den Fragen, die sich auf die chemische und mineralogische Zusammensetzung der Erze von Outokumpu beziehen, eingehend auseinandergesetzt hat.

Der strukturelle Aufbau des Erzkörpers wird dann in Zusammenhang gebracht mit den im ersten Teil der Arbeit beschriebenen Bewegungen. Aus dem strukturellen Aufbau der Lagerstätte, der räumlichen Verteilung ihrer Sulfide und aus den früher schon gemachten Beobachtungen können wir dann Schlüsse ziehen auf die Vorgänge bei der Platznahme der Erze und daraus wiederum auf die zeitliche Stellung dieser Platznahme und auf die Herkunft der Erze.

Der letzte Teil der Arbeit (III. Teil) ist der Form des Erzlagers gewidmet. Die heutige Form des Erzlagers ist das Resultat des Deformationsstils zur

Zeit der *mise en place* der Erze und aller darauffolgenden Deformationen. Es werden deshalb einmal alle Deformationen, die der Erzkörper und seine nähere Umgebung erfahren haben, beschrieben und die Gründe für diese Deformationen gesucht. Die Feststellung der zeitlichen Reihenfolge aller dieser Deformationen schliesslich wird uns mithelfen, den Zeitpunkt der *mise en place* der Erze zu bestimmen.

Den Abschluss der Arbeit wird dann ein Kapitel bilden, in dem alle Ereignisse in ihrer chronologischen Reihenfolge zusammengefasst werden sollen, in dem also alle Ergebnisse, zu denen wir bei der Erörterung der verschiedenen Probleme gekommen sind, enthalten sein werden.

Wenn das Hauptgewicht dieser Arbeit bei solchen Fragen liegt, die mit dem Erzlager in Zusammenhang stehen, so sind dafür zwei Gründe massgebend: Erstens einmal sind diese Fragen nicht nur von rein wissenschaftlichem, sondern auch von ökonomischem Interesse und zweitens mussten die Untersuchungen, die wir für diese Arbeit anstellten, längere Zeit auf die Grube beschränkt werden, weil der lange finnische Winter die Arbeit an der Tagesoberfläche nicht gestattet.

DIE GEGEND VON OUTOKUMPU

DIE TEKTONISCHEN EINHEITEN

Im Gebiet von Outokumpu wollen wir vier tektonische Einheiten unterscheiden. Es sind dies (geordnet entsprechend dem stratigraphischen Alter der sie aufbauenden Gesteine):

1. Das Massiv von Sotkuma
2. Die kalevische Sedimentmasse
3. Die Serpentin- (Quarzit-) Zone
4. Die Granite von Maarianvaara.

Das alte Massiv von Sotkuma (von Väyrynen 1939 auch Vaivio-massiv genannt) beginnt 20 km E-lich von Outokumpu. Seine Längsausdehnung in NNW-licher Richtung beträgt 23 km, seine grösste Breite 10 km. Seine beiden Enden sind gegen E umgebogen, so dass das nach W konvexe Massiv eine sichelähnliche Form hat.

Die Gesteine des Massivs variieren in ihrer Zusammensetzung von Graniten zu Granitgneis und adrigen Gneisgraniten; eingeschlossen finden sich Amphibolitlinsen und das ganze Massiv ist durebzogen von jüngeren Pegmatitgängen.

Es ist also aus denselben Gesteinsarten zusammengesetzt wie der Sockel im Osten. (Ein weiteres aus ähnlichem Material aufgebautes Massiv, das Eno—Kontiolahtimassiv, tritt 14 km E-lich vom Sotkumamassiv an die Oberfläche.)

An einigen Stellen im W und SW finden sich Basalkonglomerate am Rande des Massivs (vgl. Frosterus und Wilkman 1916, Fig. 18). Stellenweise ist auch die ehemalige Quarzitbedeckung noch erhalten. Wir nehmen allerdings an, dass diese ursprünglich viel mächtiger war als die heute noch vorhandenen Teile, denn verschiedene Brekzienzonen (Sotkumabrekzie, Frosterus und Wilkman 1916, S. 59—60 und Fig. 19; Väyrynen 1933 und 1939, S. 41) am Rande des Massives oder in der Quarzithülle deuten darauf hin, dass die letztere im Verlaufe der Deformationen zerschoren und zum Teil weggerissen wurde.

Das Massiv ist von Phylliten und Glimmerschiefern umgeben. Ursprünglich war es von solchen auch bedeckt. Die überlagernden Schiefer wurden aber abgetragen, so dass das Massiv heute in Form einer Kupole zu Tage tritt.

W-lich an das Massiv von Sotkuma schliesst sich der nordkarelische Ast der kalevischen Zone an. Dieser Ast ist vor allem aus Schiefern aufgebaut: Randlich (2—3 km) am Massiv von Sotkuma befinden sich sog. Phyllite, die dann in Glimmerschiefer übergehen, welche mit Ausnahme von einigen Zonen aus Quarziten, Dolomiten oder Serpentinegesteinen den restlichen Teil des Gebietes einnehmen.

Das langsame Abdrehen der Streichrichtung wurde bereits erwähnt: Die Schiefermasse beschreibt zwischen dem Massiv von Sotkuma und demjenigen von Maarianvaara einen mächtigen, nach E konvexen Bogen. Für das Einfallen ergaben unsere Messungen vor dem Massiv von Sotkuma 80° — 90° gegen W, bei Outokumpu (20 km W-lich von Sotkuma) 40° — 50° gegen SE. Weiter NW-lich, gegen die Granite von Maarianvaara hin, wird das Einfallen flacher und die Schiefer sind dort stellenweise stark verfaultet. Wir haben es hier also mit einer breiten Synklinale zu tun, deren zentrale Teile durch den Viinijärvi verdeckt sind.

Die ganze Schiefermasse wird für allochthon angesehen. Die Gründe, die dafür sprechen, wurden von Wegmann (1928a und 1929c) dargelegt.

In dieser Schiefermasse finden sich schmale Zonen oder Linsen von graphithaltigen Schiefern, Quarziten und Dolomiten. Die genaue Verteilung und Ausdehnung dieser Zwischenlagen ist wegen der starken Bedeckung des Geländes durch quartäre Ablagerungen schwer zu bestimmen. Aus dem Streichen der umgebenden Schiefer geht hervor, dass sie immer konform sind. Ihre Länge scheint oft mehrere Kilometer zu betragen. Die wahrscheinlich längste Zone mit Einschlüssen von Schwarzschiefern, Quarziten und Dolomiten (wie auch Serpentinegesteinen) erstreckt sich von Outokumpu bis in die Gegend von Polvijärvi (vgl. Taf. I).

Auch die ultrabasischen Tiefengesteine (Serpentinegesteine) finden sich in Form von Linsen oder langgestreckten Körpern in der kalevischen Sedimentmasse. Sie sind so charakteristisch, dass Väyrynen (1939) das Gebiet als »area of serpentine intrusions« bezeichnet hat. Das

Ausmass dieser Zwischenlagen konnten wir in den einzelnen Fällen nicht genau bestimmen, da in der Natur oft nur Aufschlüsse von einigen m² anstehend zu sehen sind.

Die Serpentinkörper treten immer innerhalb gewisser Zonen auf, die dem Streichen der Schiefer parallel verlaufen. Diese Zonen werden vor allem von Serpentin- und Quarzgesteinen eingenommen, aber auch das Auftreten von Quarziten und ferner von Schwarzschiefern und von Dolomitgesteinen ist an diese Zonen gebunden, so dass wir sie auch als Serpentin-Quarzitzone bezeichnen können.

Die längste und mächtigste dieser Zonen dürfte die von Polvijärvi—Outokumpu sein. Diese Zone beginnt bei Polvijärvi (der genaue Punkt liegt 4 km NW-lich Polvijärvi) und erstreckt sich bis Outokumpu (3 km SW-lich Outokumpu), also über eine Distanz von ca. 20 km. Das Ende dieser Zone bei Polvijärvi scheint ein normales zu sein (Auskeilen, resp. Ausstreichen der Zone). Wenn man ein durchschnittliches achsiales Fallen von 10°—15° SE annimmt, so müssen die tiefsten Teile dieser Zone SE-lich von Outokumpu in einer Tiefe von ca. 2 000—3 000 m liegen. In dieser Tiefe biegt die Zone um, d.h. sie bildet wie die umgebenden Schiefer eine Synklinale. Man findet deshalb im E-lichen Schenkel der Synklinale wiederum Serpentin- und Quarzgesteine. Sie treten auch dort mit Quarzitgesteinen zusammen auf, und zwar nicht nur innerhalb einer, sondern zweier Zonen, die ca. 2—3 km voneinander entfernt sind. Wir werden darauf später noch zu sprechen kommen.

Eine Extrapolation der Zone Outokumpu—Polvijärvi nach oben ist nicht möglich, da sie im SW von Outokumpu durch eine Verwerfung unterbrochen ist. An der Oberfläche ist von dieser Verwerfung allerdings nichts zu sehen, aber schon auf den älteren Grubenkarten wurde die Serpentin-Quarzitzone (und der Erzkörper) im SW von Outokumpu abgeschnitten dargestellt, weil die 1 000 m mächtige Zone SW-lich der angenommenen Verwerfung nur noch in 50—100 m mächtigen Linsen erscheint. Ausserdem scheint der Scheitel einer Sekundärantiklinale in den an die Serpentinzone grenzenden Schiefer im SW-lichen Flügel 500—1 000 m SE-licher zu liegen als im NE-lichen Teil; (den genauen Betrag konnten wir nicht ermitteln, da der Scheitel der Antiklinale ziemlich breit ist und sich nicht eindeutig festlegen lässt). Weiter spricht für die Wahrscheinlichkeit einer Verwerfung die Tatsache, dass die magnetometrischen Messungen in diesem Gebiet starke Störungen zeigen. Durch diese Punkte wird wahrscheinlich gemacht, dass die Serpentin-Quarzitzone durch eine Verwerfung getrennt ist, in deren Folge nun ihr SE-licher Teil tiefer und zugleich 500—1 000 m SE-licher liegt als ihr NW-licher Teil. Der vertikale Verschiebungsbetrag kann nicht berechnet werden, da die Antiklinale nicht übergekippt ist.

Die Breite der einzelnen Serpentinmassen im Bereiche dieser Zone konnte nur im Sektor von Outokumpu an Hand der vielen Bohrungen genau er-

mittelt werden. Sie beträgt dort zwischen den Schiefern des Liegenden und des Hängenden im Plane ziemlich genau 1 000 m. Unter Einberechnung eines mittleren Einfallens von 45° erhalten wir eine Mächtigkeit von ca. 700 m. Die Mächtigkeit der Linsen und Lamellen von Quarziten, Schwarzschiefern und Dolomitgesteinen dieser Zone muss aber von den 700 m noch subtrahiert werden, um die effektive Mächtigkeit der Serpentine zu erhalten. Bei Outokumpu beträgt die Mächtigkeit der Quarzitlinsen ca. 250 m, die der Schwarzschiefer ca. 100 m und die der Skarn- und Dolomitgesteine ca. 50—100 m. Die Mächtigkeit der Serpentinesteine wird also auf 250—300 m reduziert.

Die Linsen aus Quarziten, Schwarzschiefern, Skarn- und Dolomitgesteinen finden sich randlich oder im Innern der Serpentinmassen. Die einzelnen Linsen und Lamellen haben Mächtigkeiten von einigen m bis ca. 30 m. Viele von diesen Linsen sind an einem ihrer Enden oder auch an beiden in Richtung der Längsachse mehrmals aufgespalten. Die durch diese Aufspaltung entstandenen fingerförmigen Teile sind im allgemeinen mit der Linse noch in Zusammenhang; einzelne von ihnen sind aber abgetrennt worden und bilden nun Schuppen oder kleinere Linsen. Die Längsachsen dieser kleineren wie auch der grossen Linsen stimmen im grossen mit der Hauptachse der Serpentinmassen überein. Diese Linsen sind für uns von besonderer Bedeutung, da sich das Erzlager im Innern einer solchen Quarzitlinse befindet.

Ansser den eben beschriebenen Linsen trafen wir von den Dolomitgesteinen auch kleinere Elemente in den Serpentinesteinen; wir werden darauf noch zu sprechen kommen (vgl. S. 43). Von den quarzitischen Gesteinen sind solche aber nur bei Polvijärvi anstehend gefunden worden (Haapala 1936 S. 13). Man kann aber auf Grund von cm-schmalen Zwischenlagen quarzitischer Gesteine in Bohrkernen aus Serpentin schliessen, dass solche kleine Einschlüsse auch bei Outokumpu existieren.

Auch für die Beantwortung der Frage nach der Platznahme der ultrabasischen Gesteine sind diese Linsen und Lamellen von Quarziten, Schwarzschiefern und Dolomitgesteinen wesentlich: Wie wir gezeigt haben (vgl. S. 12), lagen die Quarzite ursprünglich auf dem kristallinen Sockel und wurden ihrerseits von den Dolomitgesteinen, und diese wiederum von den Schiefern überlagert. Durch die Aufwölbung und Faltung des Untergrundes (und damit auch der Sedimentmassen) bildeten sich im W Überschiebungsmassen, die nach E vorrückten. Durch diese Bewegungen wurden die Quarzit- und Dolomit- und teilweise auch die Schwarzschieferschieht zerschoren, und die so entstandenen Schuppen, Linsen und kleinen Bruchstücke wurden von der vorrückenden Schiefermasse zum Teil mitgerissen.

In die so entstandenen Überschiebungshorizonte drangen die ultrabasischen Massen ein. Deshalb schwimmen heute Linsen, Lamellen und kleine Bruchstücke von Quarziten usw. in den Serpentinesteinen.

Wir kommen also zum Schluss, dass die Platznahme der ultrabasischen Gesteine stattgefunden hat, nachdem die Überschiebungen bereits begonnen hatten. Die letzteren nahmen, wie wir später noch sehen werden, auch weiterhin ihren Fortgang. Im Verlaufe dieser weiteren Bewegungen wurden die ultrabasischen Intrusivmassen dann von ihrer Wurzelzone getrennt, die, der allgemeinen Bewegungsrichtung in unserem Gebiet entsprechend, weiter im NW liegen dürfte, also in einem Gebiet, das heute von jüngeren Graniten eingenommen wird.

Solche von ihrer Wurzelzone isolierte ultrabasische Gesteinsmassen sind auch in anderen Faltengebirgen bekannt. Man bezeichnet diese Massen auch als Grünsteine (*pietri verdi*) oder als Ophiolite.

Die Vorkommen solcher Ophiolite haben meistens eine charakteristische Linsenform mit ausgeprägter Längsachse. Eine solche Linsenform wird daher auch als ophiolitische Form bezeichnet (vgl. Wegmann 1928b).

Manchmal ist die ophiolitische Form primär, meistens aber ist sie, wie dies auch für die Serpentinlinsen bei Outokumpu zutrifft, bedingt durch Bewegungen, die auf die Platznahme der ultrabasischen Massen folgten, also sekundär.

Im NW von Outokumpu, in der Umgebung des Dorfes *Maarianvaara*, nimmt ein Massiv von jungen Graniten eine Fläche von ca. 250 km² ein.

Die Grundform des Hauptmassivs entspricht einem Oval, dessen NS gerichtete Längsachse ca. 25 km und dessen Breite ca. 12 km beträgt. N-lich und W-lich dieses Hauptmassives finden sich über eine Distanz von 15 km (vom Rande des Hauptmassives an gerechnet) noch zahlreiche kleinere, unregelmässig geformte Granitvorkommen.

Die Granite dieser Massive sind zusammengesetzt aus Quarz, Oligoklas (Ab 85—An 15) und Biotit. Stellenweise treten Mikroklin, Muskowit und Chlorit hinzu. Mäkinen hat ihre Zusammensetzung analysiert, Frosterus und Wilkman (1916 S. 131—132) und Sahama und Rankama (1939) haben ihre geochemischen Eigenschaften untersucht.

Der vorherrschende Granittypus ist grau und mittelkörnig. Daneben findet sich, vor allem im E, eine rötliche Modifikation. Pegmatitisch ausgebildete Granite treten randlich im Massiv in Form von ziemlich breiten Zonen oder als schlierenartige Einschlüsse im Innern des Massives auf. Mit ihnen sind auch ein Teil der Spalten in den ans Massiv grenzenden Schiefen ausgefüllt. Dieser Granittypus ist mikroklinreich und zum Teil schriftgranitisch ausgebildet.

Die Grenze der Granite zu den umgebenden Schiefen ist teilweise scharf, teilweise allmählich. Wo die Grenze scharf ist, folgt sie meistens dem Streichen der Schiefer. Bei allmählichem Übergang finden sich in den Graniten Schieferlinsen bis zu einem Abstand von einigen 10 m von der Peripherie des Massives. Die Streichrichtung dieser Linsen weicht von der-

jenigen der das Massiv umgebenden Schiefer im allgemeinen nicht stark ab. Es wurden nur Differenzen bis zu 10° gemessen.

Die randlich in den Graniten liegenden Schieferlinsen wie auch die an das Massiv angrenzenden Partien der umgebenden Schiefermassen wurden grösstenteils in Augen- oder Adergneis umgewandelt (Eskola 1933a S. 15).

Im Gebiete W-lich und NW-lich von Maarianvaara (in der Gegend von Tuusniemi und Kaavi) sind Granitvorkommen recht häufig. Es handelt sich dabei um kleinere Massive, oft auch um konforme Linsen von nur einigen m Länge. Sie bestehen meist aus demselben gleichkörnigen, grauen Granittypus, wie wir ihn bei Maarianvaara fanden.

Bei der Feststellung des Zeitpunktes der Platznahme dieser Granite halten wir uns an folgende Punkte:

1. Die teilweise scharf und teilweise allmählich verlaufenden Kontakte Granite:Schiefer
2. Die Orientierung der randlich in den Graniten liegenden Schieferlinsen
3. Der Verlauf der mit den Graniten in Zusammenhang stehenden Pegmatitgänge.

Dass die Kontakte teilweise scharf und dem Streichen der Schiefer parallel verlaufen, deutet darauf hin, dass während der *mise en place* der Granite noch Bewegungen stattgefunden haben. Dafür spricht auch das Vorhandensein von Pegmatitgängen, die in den die Granite umgebenden Schiefermassen der Schieferung der letzteren parallel verlaufen, denn die Lage dieser Pegmatitgänge lässt sich am ehesten so erklären, dass während dem Eindringen der Pegmatite noch Differentialbewegungen stattgefunden haben, die die Schieferungsflächen für die Pegmatitlösungen öffneten. Andererseits scheinen die Stellen, an denen die Kontakte einen allmählichen Übergang zeigen, wie auch die Orientierung der randlich in den Graniten liegenden Schieferlinsen, die von derjenigen der das Massiv umgebenden Schiefermassen nur wenig abweicht, darauf hinzudeuten, dass diese Differentialbewegungen nicht sehr stark waren. Es scheint sich dabei um ein Ausklingen der 2. Faltungsvorgänge zu handeln (Eskola 1933b S. 26 nennt die Granite von Maarianvaara »late-kinematic granites«). Ein Ausklingen deshalb, weil offensichtlich schon während der Granitisation jene Bewegungen ihren Anfang nahmen, die auf die 2. Faltungen folgten: Zahlreiche Pegmatitgänge verlaufen nämlich in den Sedimentmassen senkrecht zu deren Schieferung. Das bedeutet, dass in unserem Gebiet zur Zeit der Bildung dieser Gänge bereits Quersprünge vorgebildet waren, welche dann erweitert und von Pegmatiten ausgefüllt wurden. Diese Quersprünge (z.T. mit leichten Verschiebungen) zählen aber bereits zu den rigiden Deformationen, welche auf die plastischen Verformungen (Verfaltungen) der Gebirgsbildung folgten.

Die Platznahme der Granite von Maarianvaara wäre somit an das Ende der letzten Faltungsvorgänge zu setzen.

Mit Hilfe der eben dargelegten tektonischen Gliederung der Gegend von Outokumpu ist es möglich, das Erzlager im Raume zu plazieren:

1. Das Erzlager von Outokumpu befindet sich in der Serpentin-Quarzitzone von Outokumpu—Polvijärvi.
2. Das Erzlager nimmt die inneren Teile einer Quarzitlinse innerhalb dieser Zone ein.
3. Die Erz-Quarzitlinse befindet sich in der Nähe der liegenden Schiefer, also nahe dem NW-lichen Rande der Serpentin-Quarzitzone, und zwar dort, wo die Zone am breitesten ist (ca. 700 m), nämlich an ihrem SW-lichen Ende im Bereiche der Verwerfung, welche die Zone (und mit ihr auch den Erzkörper) unterbricht.

Bevor wir die Ergebnisse dieses Abschnittes zu einem Bewegungsbild zusammenfügen, sollen noch die Messungen, die wir in der Sedimentmasse ausführten, beschrieben werden.

METHODE DER GRAPHISCHEN DARSTELLUNG DER MESSUNGEN

Zur besseren Darstellung und Übersicht der Messungen (Streichen, Fallen, Achsen- und Linearstrukturen), die wir in den Schiefen und Quarziten der Gegend von Outokumpu gemacht haben, verwenden wir die Kreisprojektion. Diese Darstellungsmethode wurde in der präkambrischen Geologie zum ersten Mal von Wegmann (1929c) angewendet. Neben der klaren Darstellung bietet sie noch einen weiteren Vorteil: Durch das Übereinanderlegen von mehreren Bogen Transparentpapier, von denen jeder die Darstellung der Verhältnisse eines bestimmten Gebietes enthält, kann man die verschiedenen Befunde miteinander vergleichen.

Leider wurde diese Methode bis vor kurzem nur selten für die Darstellung und Interpretation von tektonischen Elementen in Fennoskandia (zum Beispiel zur Konstruktion von Achsen) angewendet, trotzdem sie bei solchen Arbeiten ein ausgezeichnetes Hilfsmittel ist. Nur sie erlaubt es nämlich, eine grössere Anzahl von Messungen zweckvoll auszuwerten und die Richtungen tektonischer Bewegungen zu analysieren, sei es bei Decken oder, wie in unserem Falle, bei einem Erzvorkommen.

Für unsere Darstellungen wurde die Postal- oder mittabstandstreue Azimutalprojektion zu Hilfe gezogen. Sie ist für Achsen- und Flächenprojektionen deshalb günstig, weil sie für Winkel gleicher Grösse immer denselben Abstand hat. Randliche Verzerrungen, wie sie bei der stereographischen Projektion auftreten, sind hier somit ausgeschlossen.

Ihre Anwendung ist ähnlich wie die der Kristallprojektionen. Die Flächen (Schichten, Klüfte, Verwerfungen etc.) werden als Flächenpole, das heisst als Durchstichspunkte der durch das Zentrum der Kugel gelegten Ebenen dargestellt, während die Achsen oder Linearstrukturen direkt als Ausstichspunkte der Radien eingetragen werden.

Für die Bezeichnung der Achsen halten wir uns an das System von Sander (1930): Als *b* werden die Faltenachsen bezeichnet, *a* steht senkrecht auf *b* und verläuft somit in der Ebene der Bewegungsrichtung, während *c* senkrecht auf *a—b* zu stehen kommt. *a—c* ist also die Symmetrieebene der Strukturen, *a—b* die Hauptebene und *b* die Hauptachse. Die Ebenen *a—b*, *a—c* und *b—c* entsprechen oft den Klüftungsflächen, wie wir es noch beschreiben werden (vgl. S. 90). Wir verwenden also die Achsen *a*, *b* und *c* als Symbole für die geometrische Darstellung.

Neben den Schieferungsflächen (*s*) und den Achsen wurden bei den Quarziten und Schiefen des zur Diskussion stehenden Gebietes vor allem auch die Linearstrukturen untersucht. In diesen Gesteinen kann man eine deutliche Regelung der Glimmer beobachten: Sie sind untereinander parallel und ihre Längsstreckung kann meist leicht gemessen werden.

In vielen Fällen stimmt die Richtung der Linearstrukturen mit der Richtung der *b*-Achse überein. Dies muss aber nicht immer der Fall sein, besonders im detail können nämlich grössere Schwankungen auftreten. Aus diesem Grunde werden wir in den folgenden Kapiteln die Gross- und Kleinfaltenachsen mit *b*, die Linearstrukturen mit *l* bezeichnen.

Die Eintragungen sind in unseren Darstellungen auf 2 Grad genau, bei Messungen in der Grube allerdings nur auf 4 Grad, weil dort wegen dem magnetischen Einfluss ¹⁾ des Magnetkieses die Streichrichtungen nur durch Visieren gemessen werden konnten. (Mehrere Kontrollen ergaben eine Fehlergrenze von ± 4 Grad.)

An den auf dem Kompass abgelesenen Beträgen wurde die Deklination korrigiert und erst diese korrigierten Werte wurden für die Diagramme verwendet. Unsere Diagramme beziehen sich also auf den geographischen Nordpol.

BESCHREIBUNG UND AUSWERTUNG DER DIAGRAMME

Auf Diagramm A wurden die Messungen des Gebietes NW-lich von Outokumpu zusammengefasst. Es ist dies das Gebiet der Glimmerschiefer von Outokumpu—Lietukkajärvi bis Juojärvi, wo die Schiefer allmählich in Adergneis und in die Granite von Maarianvaara übergehen (vgl. Taf. I).

¹⁾ Der Einfluss des Magnetkieses macht sich in der Grube und teilweise auch in den umliegenden (imprägnierten) Schiefen bemerkbar. Er äussert sich in Abweichungen der Magnetnadel (Väyrynen 1928 und 1935, Fig. 5).

Die Punkte im Abschnitt 1 umfassen die Messungen der Linearstrukturen. Ihre grösste Anhäufung liegt zwischen $N\ 40^{\circ}$ — 50° E, das achsiale Einfallen variiert von 0° — 25° und ist gegen SW gerichtet, in einigen Fällen (Abschnitt 2) aber gegen NE. Die Pole, die die Streich- und Fallrichtung der Schiefer darstellen, verteilen sich über eine Zone (Grosskreis), welche senkrecht zur Achse steht. Das heisst, dass man Richtung und Fallen der Faltenachse durch den Durchstichpunkt der Senkrechten auf diesen Grosskreis darstellen kann. Man kann also die Faltenachse mit Hilfe der projizierten Streich- und Fallrichtungen konstruieren. Bei X befindet sich auf unserem Diagramm die zur Zone 3—4 gehörige b-Achse. Die meisten Durchstichpunkte der Linearstrukturen sind um diesen Punkt X gruppiert; die Linearstrukturen sind also annähernd gleich orientiert wie die b-Achse; beide fallen nach SW ein. Einige wenige Durchstichpunkte von Linearstrukturen liegen allerdings den oben beschriebenen gegenüber, das heisst, dass die entsprechenden Linearstrukturen nach NE einfallen; dies ist aber relativ selten der Fall.

Diagramm B enthält die Projektionen der Messungen, die in der Zone von Quarziten, Dolomit- und Serpentinegesteinen gemacht wurden, welche sich von Polvijärvi bis nach Outokumpu erstreckt.

Die Projektionspunkte sind stärker verstreut als auf Diagramm A. Die Linearstrukturen zeigen im NE, in der Gegend von Polvijärvi, ein starkes Einfallen gegen SW (bis zu 30°), während sie gegen den Juojärvi hin wieder leicht in entgegengesetzter Richtung einfallen (5° — 10° NE). Die Achsenrichtung selbst hat sich gegenüber Diagramm A wenig verändert. Wenn wir die Länge der Zone (ca. 20 km) in Betracht ziehen, so wird uns klar, dass wir es hier mit einem relativ regelmässigen tektonischen Element zu tun haben.

Diagramm C bezieht sich auf das Gebiet SE-lich der Zone Polvijärvi—Outokumpu bis an das Massiv von Sotkuma. Die Messungen beziehen sich vor allem auf den SE-lichen Schenkel der Deckensynklinale, deren mittlerer Teil unter dem Viinijärvi liegt.

Hier fällt vor allem ein stärkeres Abweichen der Achsen gegenüber Diagramm A auf: Betrug ihre Streichrichtung auf Diagramm A 40° — 50° NE, so dreht sie, je mehr wir uns gegen E begehen, gegen N und beträgt unmittelbar beim Massiv von Sotkuma $N\ 20^{\circ}$ E (Verschiebung auf Diagramm C von 1 zu 1', von 1' zu 1''). Ebenso verschiebt sich das Streichen und Fallen der Schiefer von 3 zu 3', und von 3' zu 3'', was bedeutet, dass die Schiefer, die in der Gegend von Outokumpu gegen SE einfallen, in der Nähe vom Sotkumamassiv steil in WNW-licher Richtung einfallen (80° — 90°).

Aus den Diagrammen lassen sich folgende Schlüsse ziehen:

W-lich vom Sotkumamassiv bilden die Sedimentmassen eine ca. 20 km breite Deckensynklinale, deren E (SE)-licher Schenkel wesentlich steiler einfällt als der NW-liche, in dessen Bereich Outokumpu liegt (Diagramm

B und C). Der NW-liche Schenkel geht allmählich über in eine Sekundärantiklinale mit breiter, flacher Scheitelzone (Diagramm A). Im Bereiche dieser Sekundärantiklinale sind die Schiefer stark verfaltet (vgl. Fig. 1; schwarze Ausstichspunkte auf Diagramm A = Kleinfaltenachsen). Die b-Achsen dieser Falten fallen mit den Linearstrukturen zusammen. Ihr Einfallen ist im ganzen Gebiet ziemlich einheitlich, es beträgt 5° — 20° SW (das Gebiet liegt im S (SW)-lichen Achsialfalle der Kulmination von Nurmes). Die Richtung der Achsen (und des Streichens) weicht von der allgemeinen Streichrichtung der Kareliden um 50° — 90° ab. Am grössten ist diese Abweichung im W-lichen Teile unseres Gebietes; gegen das Massiv von Sotkuma hin wird sie allmählich geringer.

Aus dem bisher Dargelegten ergibt sich für unsere Gegend folgendes Bewegungsbild:

Ursprünglich lagen die Quarzite als Rumpfbedeckung auf dem kristallinen Soekel und die Dolomitgesteine bildeten als epikontinentale Ablagerungen den Übergang von den Quarziten zu den mächtigen Flyschbildungen des eigentlichen Senkungsgebietes. Durch die im W beginnenden Faltungen wurden die dortigen Sedimentmassen aufgewölbt und drangen schliesslich nach E vor. Die Überschiebungsbahnen bildeten sich dabei hauptsächlich im Bereiche der Quarzite, Dolomitgesteine und Schwarzschiefer infolge der dort häufig wechselnden Resistenz der Gesteine. Diese Schichten wurden so zersehoren. Die vorrückenden Schiefermassen rissen einzelne Linsen von Quarziten usw. mit sich und kamen schliesslich in der nordkarelischen Depression, W-lich vom heutigen Massiv von Sotkuma, als Decken übereinander zu liegen. Im Verlaufe dieser Überschiebungen draugen die ultrabasischen Massen in die Bewegungshorizonte ein. So kamen die Linsen von Quarziten usw. ins Innere oder an den Rand der ultrabasischen Massen zu liegen.

Heute sind im N-karelischen Bogen die Reste von 2 solchen Decken erhalten: Von einer höheren, auch Outokumpu-Decke und von einer tieferen, auch Paltamo-Decke genannt (Wegmann 1928a). Diese bilden die oben beschriebene Deckensynklinale. Im E-lichen Schenkel dieser Synklinale bezeichnen die 2 Serpentin-Quarzitzone die Überschiebungshorizonte, im W-lichen Schenkel ist nur eine dieser Zonen sichtbar; die andere dürfte in dem durch jüngere Granite umgeprägten Gebiet liegen.

Die ultrabasischen Massen wurden infolge der weiter andauernden Überschiebungen zu Linsen ausgewalzt und von den Schieferu umflossen. Deshalb stimmen heute die Achsenverhältnisse der Serpentinlinsen im grossen mit denen der umgebenden Schiefer überein (vgl. Diagr. A und C mit Diagr. B).

Gegen Ende der Deckenüberschiebungen setzte die 2. Faltungsphase ein:

Die einheitliche Bewegung der nach E (SE) vordringenden Sedimente wurde durch einen aus dem Soekel in die Sedimentmassen hineindringenden

Keil, das heutige Massiv von Sotkuma, gestört: Einerseits brandeten die Sedimentmassen im W des Keiles an diesem empor (steileres Einfallen des E-lichen Schenkels der Synklinale; vgl. Diagram C) und schoben dabei einen Teil seiner ursprünglichen Quarzitbedeckung ab. Andererseits umflossen die Sedimentmassen den Keil (Abweichen der Achsen- und Streichrichtung auf Diagramm C), welcher unter dem Einfluss der Bewegungen leicht nach E überkippte (vgl. Wegmann 1928a, Fig. 2) und die dortigen Sedimente zum Teil einwickelte (*encapuchonnement*).

Im E des heutigen Massives von Sotkuma zeigen die Sedimentmassen wieder das für die Kareliden charakteristische Streichen NW—SE. Es dürfte daher nicht verfehlt sein, das Abweichen der Streichrichtung in unserem Gebiet auf den Widerstand zurückzuführen, den dieser Keil den vordringenden Sedimentmassen entgegensetzte. Durch das Abbiegen der Sedimente geriet das Gebiet unter Spannungen, welche sich bis ans Ende der Faltungen bemerkbar machten. Im Verlaufe der erneuten Faltungsvorgänge wurden auch die Überschiebungshorizonte und die Linsen verbogen und die Sekundärantiklinale aufgewölbt.

Am Ende dieser zweiten Faltungsphase, also zur Zeit der Platznahme der Granite von Maarianvaara, stand das Gebiet von Outokumpu, wie oben erwähnt, noch immer unter dem Einflusse einer gewissen Spannung. Diese führte zur Bildung von Quersprüngen, welche dann geöffnet und mit Pegmatit gefüllt wurden. Es stellt sich noch die Frage, ob die Lage der Granite mit dieser Spannung in Zusammenhang steht. Die Möglichkeit eines solchen Zusammenhanges ist deshalb sehr gross, weil die Granite von Maarianvaara eindeutig in dem Bogen liegen, den der N-liche Teil des nordkarelischen Bogens mit den übrigen Kareliden bildet.

Wir können also bisher folgende Phasen unterscheiden:

Erste Faltungen; Aufwölbung der Massen im W.

Überschiebungen der Decken:

Zerschierung der Quarzit-Dolomit-Formation,
Platznahme der ultrabasischen Massen,
Ultrabasische Massen erhalten sekundäre Linsenform.

Zweite Faltungen:

Eindringen des altkristallinen Keiles,
Verbiegung der Überschiebungshorizonte und der Linsen, Aufwölbung der Sekundärantiklinale.

Granitisierung:

Pegmatite bei Outokumpu und Platznahme der Granite von Maarianvaara.

ZWEITER TEIL DIE GESTEINE DER UMGEBUNG DER LAGERSTÄTTE

DIE GESTEINE

In diesem Kapitel wird von den Gesteinen, aus denen die Gegend von Outokumpu aufgebaut ist, die Rede sein. Es sind dies:

Glimmerschiefer	Quarzite
Schwarzschiefer	Dolomit- und Serpentinegesteine.

Die Erze werden später besonders eingehend beschrieben (vgl. S. 49).

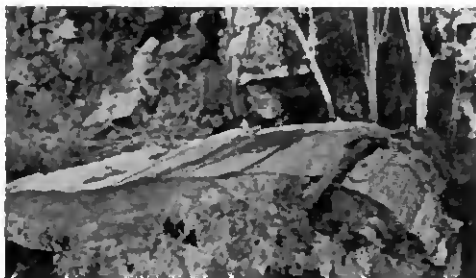
DIE GLIMMERSCHIEFER

Die Glimmerschiefer (vgl. Fig. 1) formen bei Outokumpu das Hangende und Liegende der Serpentin-Quarzitzone.

Sie sind zusammengesetzt aus Quarz, Biotit ($\pm$ Muskovit) und Oligoklas ($\pm$ Kalifeldspat). Stellenweise treten noch Pyrit und Magnetkies hinzu. Die Glimmerschiefer sind stark metamorph. Folgt man der Richtung des achsialen Einfallens (gegen W), so sollte man erwarten, dass die dortigen höheren Niveaus weniger metamorph seien. In Wirklichkeit nimmt aber der Metamorphosegrad gegen W und NW, also gegen das Massiv von Maarianvaara hin, noch zu, weil sich dort der Einfluss der starken Granitisation bemerkbar macht.

Die ursprüngliche Schichtung dieser Glimmerschiefer ist meist verschwunden. Immerhin konnten wir stellenweise noch Lagen mit stärkerem Biotitgehalt über einige m hin verfolgen (stärkerer Tonerdegehalt der Sedimente).

Die Schieferung ist überall stark ausgeprägt. Man beobachtet eine deutliche Orientierung der Glimmer, die mit ihrer Basisfläche (001) in den Schieferungsflächen liegen und auf diesen s-Flächen selbst durch ihre Längsstreckung (nach b) eine deutliche Linearstruktur markieren.



NW

SE

Fig. 1. Liegende Falte im Glimmerschiefergebiet NW-lich von Outokumpu. b-Achse in Richtung des Hammerstiels. b verläuft parallel zur Linearstruktur, vgl. Diagramm A.

In diesen Glimmerschiefern finden sich Quarzlinsen. Ihre Länge variiert zwischen einigen cm und einigen dm; ihre Längsachse stimmt mit der b-Achse der umgebenden Glimmerschiefer überein (vgl. Fig. 2). Diese Linsen wurden mit den Schiefen zusammen verfaltet; sie werden von allen jüngeren Deformationen (Klüfte, Spalten etc.) geschnitten (vgl. Fig. 3).

Diese Linsen folgen oft bestimmten Horizonten, in denen sich anscheinend stärkere Bewegungen abgespielt haben. Daher dürfte es möglich sein, dass die Bildung dieser Linsen auf eine Zufuhr von SiO_2 in diese Horizonte während stärkeren Bewegungen zurückzuführen wäre. Es ist nicht aus-



Fig. 2. Schiefer mit Quarzlinsen (bei Polvijärvi). Die Quarzlinsen wurden zusammen mit dem Schiefer verfault. Richtung des Hammerstiels = SW.

d1



d2

Fig. 3. Schiefer mit Quarzlinsen (bei Polvijärvi). Hier folgen die Quarzadern und -linsen dem Streichen ($N43^\circ E$) der stark einfallenden Schiefer. Senkrecht dazu ($N41^\circ W$) sind Spuren von Querklüften zu sehen (d1—d2).

geschlossen, dass diese zugeführten Lösungen durch Lateralsekretion aus den Schiefen selbst hervorgegangen sind.

DIE SCHWARZSCHIEFER

Die Schwarzschiefer kommen in Form von Zwischenlagen in den Glimmerschiefern und in Form von Linsen in den Serpentinegesteinen vor. Manchmal

finden sich auch Schwarzschiefer im Innern der Quarzitlinsen der Serpentin-Quarzitzone. Die Zwischenlagen und Linsen sind bis zu 30 m mächtig.

Ihre dunkle Farbe verdanken die Schwarzschiefer einem hohen (stark variierenden) Gehalt an Graphit, der oft mit Pyrit vergesellschaftet ist. Daneben enthalten sie noch Quarz (daher werden sie manchmal auch graphitische Quarzitschiefer genannt) sowie Biotit und in einigen Dünnschliffen Apatit. Der Pyrit wird stellenweise durch Magnetkies ersetzt.

Der Übergang von Glimmer- zu Schwarzschiefern verläuft ganz allmählich über eine Strecke von 10—50 cm. Ausgehend von den Glimmerschiefern nimmt der Gehalt an Quarz langsam zu und zugleich tritt Graphit auf, so dass wir schliesslich Schwarzschiefer vor uns haben. Ähnlich verhält es sich mit den Übergängen von Quarziten zu Schwarzschiefern: Dort nimmt in Richtung der Schwarzschiefer allmählich der Biotit- und Graphitgehalt zu (Graphitgehalt = 20—43 Vol. %).

Wo die Schwarzschiefer viel Graphit und Biotit enthalten, sind sie stark verschiefert. Der Graphit sowie auch der Biotit sind dann leistenförmig ausgehildet. Wo hingegen Quarz vorherrschend ist, findet sich der Graphit in Form von Körnern und die Pyritkristalle können Kantenlängen bis zu 2 mm erreichen. Diese massige Ausbildungsart bildet mm-feine Zwischenlagen oder Bänder in den verschieferten Partien.

Die Schwarzschiefer sehen wir als ursprünglich bituminöse Sedimente an. Graphit- und Sulfidgehalt deuten auf Sauerstoffarmut und Anwesenheit von Schwefelwasserstoff in den Sedimenten; diese entsprechen also den bituminösen Schieferen jüngerer Formationen. Später wurden sie dann zu Schwarzschiefern metamorphosiert.

Graphit findet sich nicht nur in den Schwarzschiefern, sondern auch in einigen Quarziten, die graphithaltige Zwischenlagen aufweisen. Diese Legen sind im allgemeinen schmal, können aber an einigen Stellen bis zu 1 dm mächtig werden.

Der Graphit tritt dort meistens als Pigment zwischen den einzelnen Quarzkörnern auf; manchmal erscheint er auch in Form von kugel-, muschel- oder schuppenartigen Gebilden, die einige mm gross sein können (vgl. Frauenfelder 1924, Fig. 13, 14, 15). (Die schönsten Exemplare dieser Ausbildungsart mit Durchmesser bis zu 8 mm befinden sich in der mineralog. Sammlung der Universität von Helsinki.)

Einzelne Graphitkörner wurden im Innern der Quarzkristalle angetroffen (Grössenordnung 0.3—1 mm), andere wieder zeigen eigenartig eckige Formen.

Der Graphit von Outokumpu hat schon verschiedentlich zu Diskussionen Anlass gegeben. Vor allem die Frage, ob sein Ursprung sedimentogen sei oder mit Tiefengesteinen in Verbindung stehe, wurde erörtert (Frauenfelder 1924, Laitakari 1925, Rankama 1948).

Unsere Beobachtungen von Graphit in Quarzkörnern zeigen uns, dass schon vor der Rekristallisation Kohlenstoff in den Quarziten vorhanden war. Dies scheinen auch die graphithaltigen Zwischenlagen in Quarziten zu bestätigen, die weder an besonders stark deformierte Stellen gebunden sind, noch irgendwelche Anzeichen dafür aufweisen, dass es sich dabei um jüngere Zufuhren handeln könnte.

Das langsame Anwachsen des Graphitgehaltes im Schwarzschiefer von der Glimmerschiefergrenze gegen den ersteren hin sowie die Verteilung des Graphites im Schwarzschiefer zeigen, dass auch hier der Graphit aus der primären Zusammensetzung der Schwarzschiefer hervorging.

Wir dürfen daher für den Graphit in den Schwarzschiefern und in den Quarziten von Outokumpu einen primär sedimentären Ursprung annehmen, wie man dies für die meisten finnischen Graphitvorkommen tut.

Man kann sich denken, dass der Kohlenstoff organischen Ursprungs sei. Es kann sich dabei natürlich, dem Alter der Gesteine entsprechend, nur um sehr niedere Organismen, wie z.B. Algen, gehandelt haben. Da das Ablagerungsmilieu, wie schon erwähnt, sauerstoffarm war, konnte keine Oxydation stattfinden, so dass sich der Kohlenstoff erhalten konnte.

DIE QUARZITE

Die Quarzite finden sich als 10—50 m mächtige Linsen am Rande und im Innern der Serpentinzone (zum Teil zusammen mit den schon erwähnten Schwarzschiefern). Auf der Höhe von Outokumpu beträgt die Gesamtmächtigkeit der Quarzite im Querprofil ca. 250 m. Gegen NE scheint die Mächtigkeit der Linsen auf Kosten der Serpentinegesteine zuzunehmen.

Die Quarzite von Outokumpu bestehen aus Quarz und Serizit. Lokal können Skarn (Tremolit und Diopsid), Chromminerale, Graphit und Sulfide hinzutreten. Die Farbe der Quarzite ist weisslichgrau-grau. Einzelne Partien können auch dunkler sein. Die Chromminerale bewirken oft eine grünliche Tönung, die für die Quarzite von Outokumpu charakteristisch ist.

Nach ihrer Textur unterscheiden wir zwei Quarzittypen, die in der Folge als Typus 1 und Typus 2 bezeichnet werden.

Typus 1: Diese Quarzite sind stark verschiefert (Die Grösse der Quarzkörner schwankt zwischen 0.1—0.4 mm). Sie enthalten viel Serizit und daneben noch Chromminerale, Skarn und Sulfide. Auf den Schieferungsflächen tritt eine deutliche Orientierung der Glimmer hervor, wie wir sie auch bei den Glimmerschiefern erwähnt haben (vgl. Fig. 4).

Typus 2: Hier handelt es sich um eher

SW

NE



Fig. 4. Quarzite (beim Bahnhof von Outokumpu) mit deutlich sichtbarer, leicht in Richtung des Hammerstieles einfallender Linearstruktur. Senkrecht zur Linearstruktur verlaufende Querklüfte (ae) sind gut erkennbar.

massive Quarzite von zum Teil glasartigem Aussehen. Ihre Schieferung ist nur manchmal noch schwach erkennbar. (Die Quarzkörner dieses Typus sind bedeutend grösser; sie variieren im Durchschnitt zwischen 1.5—2 mm.) Der Serizitgehalt ist gering; manchmal sind die Quarzite auch ganz serizitfrei. Ebenfalls können Skarn, Chromminerale und Sulfide ganz fehlen.

Die Hauptmasse der Quarzite von Outokumpu wird vom Typus 1 gebildet, der 2. Typus tritt im allgemeinen nur als Zwischenlagen von einigen cm bis einigen dm Breite in den Quarziten des 1. Typus auf. Auf Grund ihres glasigen Aussehens und ihrer meist helleren Farbe (wenn frei von Einschlüssen) lassen sich diese Zwischenlagen makroskopisch sehr deutlich erkennen. Sie sind konform und konkordant, d.h. die Kontaktfläche Zwischenlage : umgebende Quarzite verläuft sowohl der Schieferung der letzteren wie auch der schwach erkennbaren Schieferung der Zwischenlage selbst parallel. Wenn wir annehmen, dass diese Zwischenlagen primär bedingt sind (geringer Tonerdegehalt der Sedimente), so würde die Schieferung parallel zur Schichtung verlaufen.

Um die Texturunterschiede der zwei Typen besser übersehen zu können, haben wir an verschiedenen Dünnschliffen der Quarzite beider Typen das Verhältnis vom Umfang² zur Fläche einzelner Quarzkörner untersucht.

Die Arbeitsmethode dabei ist folgende: Die Umrisse der Kristallschnitte (Quarzkörner) werden gemessen, indem man sie mit Hilfe eines Okularspiegels in vergrössertem Masstab auf ein Papier zeichnet und dann ihre Länge mit einem Kurvenmesser bestimmt. Die Flächen der Schnitte lassen sich leicht berechnen, indem man das Gewicht der ausgeschnittenen Zeichnungen mit dem Gewicht eines Stückes vom gleichen Papier, dessen Grösse man kennt, vergleicht.

Die Ergebnisse haben wir graphisch dargestellt (vgl. Fig. 5). Wenn U = Umfang des Kristallschnittes und F = Fläche desselben, so haben wir

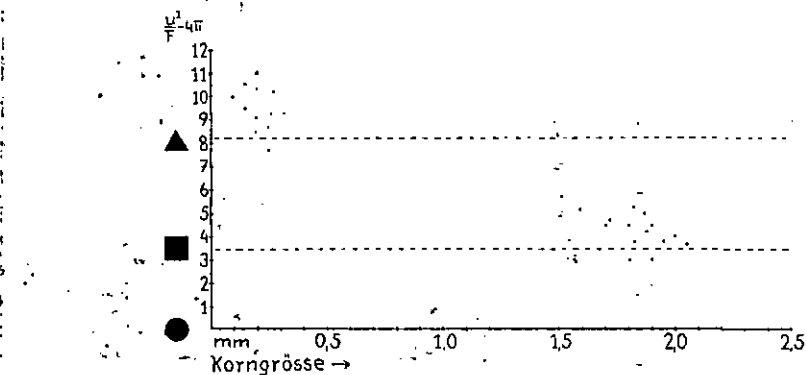


Fig. 5. Graphische Darstellung des Verhältnisses von $\frac{U^2}{F} - 4\pi$ zur Korngrösse der Quarzkörner bei den zwei Quarzitypen.

($U^2 : F$) — 4π auf der Abszisse, den mittleren Korndurchmesser auf der Ordinate abgetragen. (Die Subtraktion von 4π ($= 12.56$) wurde deshalb vorgenommen, weil so der Wert $U^2 : F$ für einen Kreis, der 12.56 beträgt, gleich 0 wird). Entsprechend den zwei Quarzittypen ergeben sich im Koordinatensystem an zwei Stellen Ansammlungen von Punkten.

Da das Verhältnis $U^2 : F$ für alle gleichseitig dreieckigen, alle kreisförmigen und alle quadratischen Formen jeweils konstant ist, ergeben sich für diese drei geometrischen Figuren in unserer Darstellung je eine Gerade (vgl. Formeln unten). Diese Geraden wurden in unser Koordinatensystem eingetragen und zeigen uns, welcher Form das Verhältnis $U^2 : F$ der untersuchten Körner am ehesten entspricht. Fig. 5 zeigt uns, dass das Verhältnis $U^2 : F$ der Quarzkörner des verschieferten Quarzites (Typus 1) grösser ist als bei den Körnern des massiven Quarzites (Typus 2; auf der Fig. rechts).

Ein Querschnitt von einem Quarzkorn des 1. Quarzittypus hat also im Durchschnitt einen grösseren Umfang als ein Querschnitt von einem Quarzkorn des 2. Quarzittypus, wenn die Flächen der beiden Schnitte gleich gross sind. Daraus folgt, dass von zwei Quarzkörnern gleichen Volumens das zum verschieferten Quarzittypus gehörige Korn eine grössere äussere Oberfläche besitzt als das Korn des Quarzittypus 2.

Es scheint uns wahrscheinlich, dass diese Tatsache darauf zurückzuführen ist, dass die verschieferten Quarzite stärkere Deformationen erlitten haben als die Quarzite des 2. Typus und dass ihre Quarzkörner daher mehr von der Kugelform abweichen als die der massiven Quarzite. Die Möglichkeit stärkerer Deformationen der Quarzite des 1. Typus wären durch ihren Glimmergehalt, der Translationen erleichterte, gegeben gewesen. Diese Annahme wird ausserdem dadurch unterstützt, dass einzelne Partien der verschieferten Quarzite durch eine undnlöse Auslöschung charakterisiert werden. Diese ist besonders heftig, wenn die Quarzite vererzt sind. Darauf werden wir noch einmal zu sprechen kommen. Die Möglichkeit einer primären Verschiedenheit der Korngestalt der 2 Typen muss aber trotzdem noch erwähnt werden.

Die Verschiedenheit im Verhältnis $U^2 : F$ der Quarzkörner der zwei Typen hat auch bei der Erzimprägnation eine wesentliche Rolle gespielt.

Wie wir im folgenden Kapitel noch sehen werden, wurden die verschieferten Quarzite viel stärker vererzt als die massiven, was teilweise auch auf eben diese grössere Angriffsfläche, die die Körner der verschieferten Quarzite boten, zurückzuführen sein wird.

Formeln zu Fig. 5:

a) gleichseitiges Dreieck:

$$F = \frac{a^2}{4} \sqrt{3} = \frac{U^2}{36} \sqrt{3} \quad \frac{U^2}{F} - 4\pi = \underline{8.21}$$

$$U = 3a; \quad a = \frac{U}{3}$$

b) Quadrat:

$$F = a^2 = \frac{U^2}{16} \quad \frac{U^2}{F} - 4\pi = \underline{3.44}$$

$$U = 4a; \quad a = \frac{U}{4}$$

c) Kreis:

$$F = \frac{U^2}{4\pi} = \frac{U^2}{12.56} \quad \frac{U^2}{F} - 4\pi = \underline{0}$$

F = Fläche

U = Umfang der Figur

a = 1 Seite bei Dreieck, resp. Quadrat.

An dieser Stelle soll noch einiges über die Chrom- und Skarnminerale gesagt werden, die beide in den Quarziten vorkommen.

Da Chromminerale im allgemeinen selten sind, war ihr verhältnismässig häufiges Vorkommen bei Outokumpu schon vor der Entdeckung des Erzlagers bekannt.

Im hier behandelten Gebiet finden sich folgende Chromminerale:

Uvarowit (Chromgranat)

Fuchsit (Chromglimmer)

Tawmawit ($H_2Ca_4(Cr, Al, Fe)_6Si_6O_{26}$)

Chromit

Chromdiopsid

Chromtremolit

Die Anteile an SiO_2 und CaO beim Chromdiopsid und Chromtremolit sind folgende:

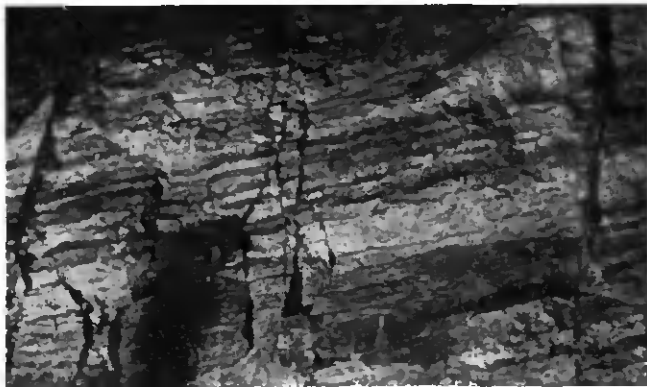
	1	2
	Chromdiopsid	Chromtremolit
SiO_2	52.88 %	57.74 %
MgO	17.76 »	22.38 »
CaO	25.43 »	14.64 »

1. Anal. Lokka (1943)

2. Anal. Tomula (vgl. Frosterus und Wilkman 1916)

Diese Mineralien kommen in verschiedenen Gesteinen vor:

In den Quarziten findet man vor allem Chromdiopsid, Chromtremolit und Fuchsit. Die ersteren bilden cm bis dm mächtige konforme Zwischenlagen in den Quarziten (vgl. Fig. 6 und 7), wobei die Tremolitkristalle oft eine deutliche Orientierung ihrer Längsachse nach *b* zeigen. Fuchsit und Uva-



1 m

Fig. 6. Quarzite (dunkel) mit Zwischenlagen von Skarn (hell). Die Skarnzwischenlagen verlaufen der Schieferung der Quarzite parallel.

rowit finden sich zwischen den Schieferungsflächen oder in feinen Querrissen, die in der *ac*-Richtung verlaufen (die aber nicht mit den wesentlich jüngeren Querklüften zu verwechseln sind). Der grösste bisher bekannte Chromgranat dieser Gegend hat einen Durchmesser von 16 mm.

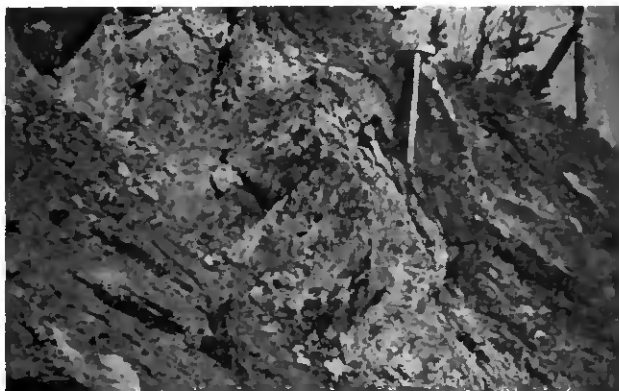


Fig. 7. Leicht verbogene und deformierte Quarzite (beim Bahnhof von Outokumpu). Darunter liegt Skarn (Diopsid und Tremolit), der den Übergang zu Dolomiten (auf dem Bilde nicht mehr zu sehen) bildet.

In Form von fein verteilten Chromitkristallen findet sich Chrom in den Serpentin- und stellenweise in den Dolomitgesteinen. Ausserdem finden sich Chromitadern im Skarn: Dort haben wir eine Chromitader von ca. 1 cm Breite über ca. 20 cm hin verfolgen können.

Im Innern des Erzkörpers fanden wir an wenigen Stellen idiomorphe Uvarowit-, Tawmawit- und Tremolitkristalle, die ganz von Erz (Magnet- und Kupferkies) umgeben sind. Ebenso finden sich Relikte von Chromdiopsid- und Chromtremolitkristallen in der Erzmasse.

Während die Chromminerale in den Quarziten überall unregelmässig verteilt sind und ihr Auftreten gegen die Serpentinegesteine hin zuzunehmen scheint, ist der Chromgehalt der Serpentinegesteine überall annähernd gleich gross. Der Prozentsatz ist nicht übermässig hoch: Analysen ergeben nach Haapala (1936) 0.18 %—1.05 %, nach Eskola (1933 b) 0.28 %—0.83 %; (vgl. Tabellen S. 49). Vergleichende Analysen zeigen, dass der Chromgehalt ähnlicher Serpentine aus dem Ural dem der Serpentinegesteine von Outokumpu weitgehend entspricht.

Im allgemeinen wird das in den Magmen vorhandene »Spurenelement« Cr zur Hauptsache im Zusammenhang mit den frühmagmatischen Kristallisationen der Silikatmagmen, also mit den ultrabasischen bis basischen Gesteinen, ausgeschieden. Dies geht u.a. deutlich hervor aus den neueren Arbeiten von Lundegårdh (1949) und Wagner und Mitchell (1950), in denen der Chromgehalt von verschiedenen Magmengesteinen verglichen wurde.

Die regelmässige Verteilung der Chromminerale in den Serpentinegesteinen von Outokumpu lässt vermuten, dass dieser Zusammenhang auch hier bestanden hat, dass also die ultrabasischen Massen als »Chrombringer« betrachtet werden dürfen.

Damit ist aber die Frage, wann die Chromminerale in den umliegenden Gesteinen gebildet wurden, noch nicht beantwortet. Bevor wir aber darauf näher eingehen, möchten wir die Bildung der Skarnminerale (Tremolit und Diopsid) beschreiben, weil diese mit der Bildung der Chromminerale in den Serpentin benachbarten Gesteinen in engem Zusammenhang steht.

Zu den Skarnbildungen gehören einmal die oben beschriebenen chromdiopsid- und chromtremolithaltigen Zwischenlagen in den Quarziten. Weiter finden sich ebenfalls chromhaltige Skarnbildungen von beträchtlicher Mächtigkeit zwischen den Dolomitgesteinen und den Quarziten oder, seltener, den Serpentinegesteinen. Dabei liegt auf der Seite der Quarzite (Serpentine) immer eine bis zu 1 m mächtige Schicht von Diopsiden, deren Kristalle meistens schön idiomorph sind und Kantenlängen bis zu 10 cm erreichen können. Die Zwischenmasse dieser Diopsidkristalle besteht zur Hauptsache aus Calcit und gelegentlich auch aus Sulfiden (Magnetkies). Auf der Seite der Dolomitgesteine findet sich meist eine bis 10 m mächtige Lage von Tremolit $\pm$ Talk, der als Tremolitfels und häufiger noch als

Tremolitschiefer ausgebildet ist. (Seine s-Flächen laufen denjenigen der Quarzite parallel).

Bei diesen mächtigen Skarnbildungen scheint es sich um Reaktions-skarn zu handeln, das heisst, es hat ein Austausch von einzelnen Komponenten zwischen den Kalksteinen (Dolomit) und den Silikatgesteinen (Quarzit oder Serpentin) stattgefunden. Eine solche Reaktion kann in einem bestimmten Moment nur in einer Richtung verlaufen, wie dies Wegmann dargelegt hat:

„Die Reaktion ist entweder eine Umwandlungsreaktion, oder eine Austauschreaktion. Meist wird sie als eine Umwandlung betrachtet; man würde sie aber besser als einen Austausch zwischen einer Karbonatphase und einer Silikatphase definieren. Dabei kann die Karbonatphase entweder aus zugeführten karbonatreichen Lösungen, oder dann aus festen Karbonaten früherer Sedimentgesteine bestehen. Jedenfalls verläuft die Reaktion in einem bestimmten Moment nicht gleichzeitig nach beiden Seiten: Das heisst, es können sich nicht gleichzeitig Skarnminerale bilden und Umwandlung von Silikaten in Karbonate. In einem bestimmten Momente wechselt das Magnesium entweder von der Silikatphase in die Karbonatphase über, oder von der Karbonatphase in die Silikatphase; keineswegs in beiden Richtungen miteinander. Will man beides annehmen, so muss das eine n a c h dem andern geschehen; es bliebe dann natürlich festzustellen, welche von beiden Reaktionen die erste war.“

Es scheint, dass in unserem Falle die Skarnminerale hauptsächlich auf Kosten der Dolomitgesteine entstanden sind, d.h., dass die Wanderung vor allem von den Silikatgesteinen ausgegangen ist. Es finden sich nämlich in den Tremolitschichten Dolomiteinschlüsse, die ganz von Skarn umgeben sind. Da bei der Tremolitbildung mehr Mg als Ca gebunden wurde, konnte aus den Dolomitgesteinen CaCO_3 frei werden, das einerseits die Diopsidkristalle verkittete und andererseits in Adern abgewandert ist.

Die Skarnzwischenlagen in den Quarziten sind ebenfalls chromhaltig; ihre Entstehung dürfte daher im grossen mit den oben beschriebenen Skarnbildungen zusammenfallen. Es fehlen bei diesen Zwischenlagen Spuren einer jüngeren Zufuhr (z.B. Karbonatlösungen). Ihre Entstehung scheint uns daher am natürlichsten so erklärbar, dass es sich auch hier um Reaktions-skarn handelt, d.h., dass hier ursprünglich kalkhaltige Zwischenlagen in den Quarziten (Sandsteinen) vorhanden gewesen waren, die dann umgewandelt wurden.

Da diese Skarnbildungen im allgemeinen chromhaltig sind, fiel ihre Entstehung wahrscheinlich mit der der übrigen Chromminerale zusammen. Die Bildung der Chrom- und Skarnminerale hat, da die ultrabasischen Massen als Chrombringer angesehen werden dürfen, entweder während oder erst nach der Platznahme der letzteren eingesetzt. Der zweite Fall scheint eher zuzutreffen: Wären die Chromminerale durch primäre Kontaktwirkung entstanden, so müssten sich an den Kontakten der ultrabasischen Massen mit den umliegenden Gesteinen besondere Anhäufungen

solcher Mineralien finden. Solche sind aber nicht bekannt. Die Extraktion des Chroms scheint daher erst nach der Platznahme der ultrabasischen Massen stattgefunden zu haben (es ist allerdings nicht mehr ersichtlich, in welcher Form das Chrom gewandert ist), aber zu einer Zeit, in der noch Differentialbewegungen im Bereiche der Schieferungsflächen der Quarzite stattgefunden haben, die zur Orientierung der Tremolitkristalle nach b führten.

Die Bildung dieser Mineralien muss sich über eine längere Zeit erstreckt haben: Die Chrommineralien weisen nämlich untereinander Verschiedenheiten des Alters auf. Es finden sich zum Beispiel im Innern von Diopsidkristallen kleine Uvarowitkristalle. Wieder andere Uvarowitkristalle sitzen den Diopsidkristallen randlich auf. Wir können also mindestens 2 Generationen von Uvarowit unterscheiden, deren eine jünger und deren andere älter ist als die Bildung des Chromdiopsids. Ferner schneiden Chromitadern chromhaltige Skarnbildungen. Die Chromitfüllung dieser Adern ist also jünger als der von ihnen geschnittene Chromtremolit.

Die Wesentlichsten dieser Bildungen dürften vor dem Abschluss der Fixierung der Erze beendet gewesen sein: Die Skarnminerale (Tremolit und Diopsid) wurden ja teilweise von den Erzen verdrängt (Relikte im Innern des Erzkörpers) und die idiomorphen Chrommineralkristalle, die sich heute ganz von Erzen umgeben im Innern der Lagerstätte finden, müssen, wie aus ihrer Form und Lage hervorgeht, schon vor der Vererzung der Quarzitinse vorhanden gewesen sein.

Haapala (1936) nimmt für diese Bildungen ein wesentlich geringeres Alter an. Nach seiner Ansicht entstanden die Dolomite durch Umwandlungen aus den Serpentinegesteinen; die Bildung der Skarnmineralien, die hier vom Vorhandensein von Dolomitgesteinen abhängig ist, hätte demnach erst nach der Umwandlung der Serpentine in Dolomit, also relativ spät, stattfinden können. Nach unserer Auffassung sind die Dolomite von Outokumpu aber sedimentär, sie waren also zur Zeit der Platznahme der ultrabasischen Massen schon vorhanden. Einer Skarnbildung zur oben angegebenen Zeit stand also nichts im Wege. Die zur Skarnbildung nötigen Temperatur- und Druckbedingungen wurden wohl durch die Intrusion der ultrabasischen Massen erfüllt.

Die Granitisation unseres Gebietes, die lange nach den ausgedehnten Skarnbildungen stattfand (die Skarnmineralien werden von Pegmatitgängen geschnitten) bewirkte abermals eine, wenn auch relativ geringe, Tremolitbildung. Solche (zum Teil chromfreie) jüngere Tremolitbildungen von bescheidenen Ausmassen können in einigen Serpentin- und Dolomitgesteinen beobachtet werden. Im Verlaufe dieser Prozesse wurden wahrscheinlich auch die Karbonatlösungen frei, die die Füllung der jüngeren Karbonatgänge darstellen.

DIE DOLOMITGESTEINE

Auch die Dolomitgesteine treten bei Outokumpu in Form von Linsen auf. Aus senkrecht zur Streichrichtung verlaufenden Bohrungen geht hervor, dass die Mächtigkeit dieser Linsen bis zu 25 m betragen kann. Dolomitaufschlüsse an der Oberfläche sind selten; in grösseren Massen findet sich Dolomit anstehend in und um den Tunnel von Raivionmäki und beim künstlichen Einschnitt der Eisenbahnlinie in der Nähe des Bahnhofes von Outokumpu.

Die Linsen sind entweder ganz von Serpentinegesteinen umgeben oder grenzen im Liegenden oder Hangenden an Quarzite. Ganz in Quarzite eingeschlossene Dolomite wurden bis jetzt noch nicht angetroffen.

Die Farbe der Dolomite zeigt alle Übergänge von weiss zu grau. Die Brechungsindizes liegen nach Haapala (1936, S. 48) zwischen 1.682 und 1.691 für ω . Analysen ergeben folgende Zusammensetzung für die Dolomite: Ca = 10.66—10.81 %; Mg = 6.58—6.73 %. Die Dolomite sind selten ganz rein: Meistens enthalten sie Tremolit, Talk, Serpentin, Chromit oder Sulfide, die alle sehr unregelmässig verteilt sind.

Mit der Frage nach dem Ursprung der Dolomitgesteine haben sich Eskola (1933b S. 32) und Haapala (1936 S. 75) eingehend beschäftigt. Eskola erwähnt zum ersten Mal die Möglichkeit eines metasomatischen Ursprungs dieser Gesteine. Diese Hypothese wurde von Haapala unterstützt und weiterentwickelt.

Haapala (1936 S. 75—76) erwähnt folgende Punkte, die für einen metasomatischen Ursprung der Dolomite sprechen sollten:

1. „The general mode of occurrence of dolomites in connection with serpentines suggests a close relationship of some kind between the carbonate rocks and the ultrabasics. As visible in the Outokumpu complex, in the outcrops, in the mine and in the drill-holes, the carbonate rocks surround, as a rule, zonally the serpentine bodies.

2. The gradual passage from the carbonate rock into serpentine indicates a host-guest relation between them, i.e. a replacement.

3. The microscopical examination of serpentines shows that a carbonatization of the silicate minerals has occurred, the alteration, consequently having occurred in the direction ultrabasic rock $\rightarrow$ carbonate rock.

Apparently the parts of dolomite next to the contact can be taken as products of a metasomatic replacement of serpentines, as to the portions farther from the contacts, the following facts are to be considered:

4. The carbonate material, though often mixed with impurities, has the same composition.

5. The presence of chromite in dolomites as a complete image of the chromite in serpentines can hardly be explained but by assuming a similar origin for both of them. Besides the resemblance in the outer habit, the properties indicate also a similar content of chromium in them.

6. Patches of serpentine have been found, though rarely, far away within the carbonate rock.

7. The mode of occurrence of the ore particles in clouds without any relation at all to the structural features of the present constituents indicates residual structure of a replaced host rock.

8. The general content of chromium both in the dolomites and in the skarn rocks is easily explained on the assumption that these rocks are replacement products of the ultrabasies.

The writer is of the opinion that all these evidences lead to the conclusion that the carbonate rocks have formed as a result of a strong carbon dioxide metasomatism.

Unsere eigenen Beobachtungen sprechen eher für einen sedimentären Ursprung dieser Dolomite. Die oben angeführten Argumente Haapalas scheinen uns nicht durchwegs stichhaltig zu sein: Einige von ihnen lassen sich mit einfachen Überlegungen widerlegen; die übrigen können auch zu Gunsten unserer Auffassung ausgelegt werden.

Bei einer Stellungnahme zu Haapalas Argumenten können wir Folgendes sagen:

Zu Punkt 1: Das Gebundensein der Dolomitgesteine an die Serpentinzone kann nicht als Beweis für ihren metasomatischen Ursprung gewertet werden. Wie die Dolomitgesteine kommen ja auch die Quarzite im Serpentin vor. Da nach der allgemeinen Sedimentationsfolge die Dolomitgesteine den Quarziten folgen, liesse sich ihr Auftreten im Serpentin wie das der Quarzite erklären, nämlich so, dass sie zur Zeit der Platznahme der ultrabasischen Massen in Form von Linsen und kleinen Bruchstücken der zerschorenen Quarzit-Dolomitformation, die von den Schieferungen mitgerissen worden waren, schon vorhanden waren. Während der Platznahme der ultrabasischen Massen wurden diese Linsen und Bruchstücke dann zum Teil auseinandergedrängt und von den ultrabasischen Massen umgeben.

Weiter kann von einem »in der Regel« zonenhaften Auftreten der Dolomite an den Rändern der Serpentine nach den neueren Bohrresultaten keine Rede mehr sein. An den meisten Stellen sind die ultrabasischen Massen nämlich ohne Zwischenschaltung von Dolomitgesteinen mit den Schieferungen oder Quarziten in Kontakt. Zudem wurden auch isolierte Dolomitlinsen im Innern der Serpentinesteine ermittelt.

Zu Punkt 2: Der gradweise Übergang von Serpentin in Dolomitgesteine kann ebenso gut zum grossen Teil aus der stark zerschorenen Kontaktzone der letzteren resultieren; wir werden darauf noch näher zu sprechen kommen.

Zu Punkt 3: Solche Umwandlungen haben auch wir beobachtet; sie scheinen jedoch nicht nur in der Richtung ultrabasische Gesteine → Karbonatgesteine, sondern auch in entgegengesetzter Richtung zu verlaufen. Diese Umwandlungen scheinen sich ferner auf die Kontaktzone zu beschränken.

Zu Punkt 4: Eine gleiche Zusammensetzung der Dolomitgesteine am Rande und im Innern der Linsen ist kein Argument, das eindeutig für einen metasomatischen Ursprung der Dolomitgesteine sprechen würde; es kann daher den Schlüssen aus unseren eigenen Beobachtungen, die wir später beschreiben werden, nicht standhalten.

Zu Punkt 5: Bei den neueren Bohrungen wurden grosse Teile von chromitfreien Dolomiten gefunden. Nur die Dolomite beim Tunnel von Raivionmäki sind chromithaltig. Es stimmt also nicht, dass der Chromit über alle Dolomitgesteine gleichmässig verteilt sei. Der Chromgehalt der Dolomitgesteine beim Raivionmäkitunnel lässt sich durchaus mit der gewöhnlichen Mobilität des Chroms erklären: Die Mächtigkeit der Dolomitlinsen ist ja verhältnismässig gering (bis 25 m). Sie entspricht etwa den Distanzen, die das Chrom auch in den Quarziten gewandert ist.

Zu Punkt 6: Die wenigen serpentinhaltigen Einlagerungen, die wir im Innern von Dolomitlinsen beobachtet haben, können durch tektonische Vorgänge (kleine Spalten,

Scherzonen etc.) erklärt werden. Diese lassen sich allerdings wegen der starken Metamorphose im mikroskopischen Bilde oft nicht mehr feststellen.

Für Punkt 7 und 8 können dieselben Erwägungen in Betracht gezogen werden wie bei Punkt 5. Wie das Chrom waren nämlich, wie wir noch sehen werden, auch die Erze in gewissem Sinne mobil.

Vor allem aber sprechen folgende Beobachtungen dafür, dass die Dolomitgesteine zur Zeit der *mise en place* der Serpentine bereits vorhanden waren:

1. Einige der Dolomitlinsen zeigen ähnliche gabelartige Aufspaltungen ihrer Enden wie das bei den Quarzitlinsen schon beschrieben wurde. Die Zwischenräume zwischen den einzelnen Ästen dieser Gabeln sind mit Serpentin angefüllt. Es liegt natürlich die Vermutung nahe, dass diese Aufspaltungen der Dolomitlinsenden mit den ähnlichen Gabelungen der Quarzitlinsen in zeitlichem Zusammenhang stehen.

Somit wären die Dolomitgesteine schon zur Zeit der Platznahme der ultrabasischen Gesteine vorhanden gewesen. Die Lage des Serpentin zwischen den Gabelästen der Dolomitlinsen wäre bei einem metasomatischen Ursprung der Dolomitgesteine durchaus unerklärlich.

2. Aus Brekzienbildungen an einigen Stellen randlich der Dolomitlinsen lassen sich ebenfalls Schlüsse ziehen, die für unsere Annahme sprechen:

In der Grube selbst konnten nur an zwei Stellen Dolomitbrekzien gefunden werden: Einmal im Hangenden der Serpentine in einem Stollen am südlichen Ende des Erzkörpers (vgl. Fig. 8). Die Dolomitelemente dieser Brekzie sind längsgestreckt und zum Teil zerbrochen. Sie werden verkittet durch einen Zement aus Serpentin. Die Brekzie ist stark in Tremolit umgewandelt. Dieser Tremolit ist chromhaltig und also lichtgrün gefärbt. An der Stelle des zweiten Dolomitbrekzienfundes innerhalb der Grube liegen deformierte Dolomitmassen zwischen dem Erzkörper und den liegenden Quarziten.

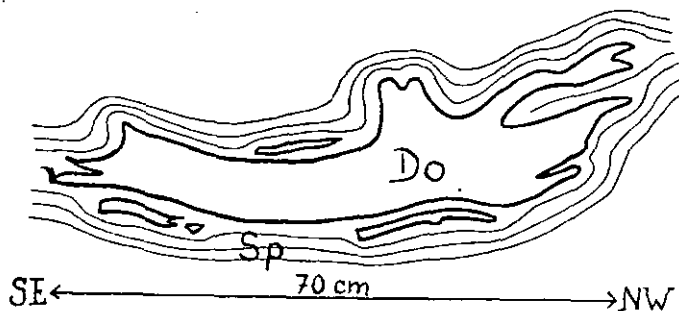


Fig. 8. Dolomiteinschluss in Serpentin (in einem Stollen im NW-lichen Teil der Erzlamelle). Der Dolomiteinschluss ist leicht ausgewalzt in der Bewegungsrichtung; er ist umgeben von Serpentin und Skarn. Das Hangende wird von Serpentinesteinen gebildet, das Liegende von Erzen (beide auf der Fig. nicht mehr zu sehen).

Wie diese Dolomitmassen dorthin gelangt sind, ist bis jetzt unerklärlich, weil der Stollen selbst keine Dolomitaufschlüsse zeigt.

Ausserhalb der Grube finden sich schöne Blöcke und Handstücke von Dolomitbrekzien in den Haufen des aus der Grube stammenden sterilen Materials. Die genaue Herkunft dieser Stücke konnte leider nicht festgestellt werden.

Die Dolomitelemente dieser Brekzien haben Durchmesser von 1—10 mm. Bei einem Teil dieser Elemente lässt sich deutlich eine Längsachse unterscheiden, andere wieder zeigen eher abgerundete Formen, was auf eine stärkere Korrosion zurückzuführen ist. Oft lässt sich aus der Form der einander zugekehrten Flächen der einzelnen Elemente erkennen, dass sie einst miteinander in Verbindung waren, dass es sich also um *Trümmer* von grösseren Dolomitmassen handelt. Eingebettet in den Serpentinzement dieser Brekzie finden sich noch einzelne Dolomitekristalle oder Fragmente von solchen, die vorzüglich längs ihren Spaltflächen deformiert und auseinandergerissen worden sind. Einzelne Fragmente weisen eine Bildung von Druckzwillingen nach 0001 auf. Oft zeigt von zwei Fragmenten, die ganz eindeutig aus demselben Kristall hervorgegangen sind, das eine eine solche Druckzwillingsbildung, während das andere keine solche aufweist. Die Entstehung dieser Druckzwillinge hat somit nach der Bildung der Brekzie stattgefunden. Einige Haarspalten durchziehen sowohl die Elemente wie auch die Fragmente der Brekzie. Diese feinen Spalten sind mit Serpentin oder Calcit gefüllt. Schmale Calcitränder umgeben auch stellenweise die einzelnen Brekzienelemente (Vgl. Fig. 9).

Aus all diesem geht eindeutig hervor, dass die Brekzienelemente schon vor der *mise en place* der ultrabasischen Gesteine vorhanden waren. Ihre Entstehung, wie die der Linsen, ist mit der Zerschörung der Dolomit-Quarzitformation in Zusammenhang zu bringen.

3. In einigen Dolomiten beobachtet man am Kontakt gegen die Serpentine hin feine Spalten, die mit Serpentin gefüllt sind.

Diese Erscheinung kann in der Grube bei Mökkivaara (im 250 m-Stollen) und in schwacher Masse auch beim bereits erwähnten Eisenbahneinschnitt beobachtet werden. Die schönsten Beispiele fanden sich ebenfalls wieder in den Ablagerungen des sterilen Materials bei Mökkivaara, so dass die genaue Herkunft nicht mehr ermittelt werden



Fig. 9. Dolomiteinschlüsse (weiss) in Serpentin (schwarz). Die Schraffur entspricht der Parallelstreifung des Dolomites.

konnte. Wie aber aus den Bohrkernen hervorgeht, ist diese Erscheinung am Dolomit-Serpentinkontakt ziemlich häufig.

Diese Spalten können Längen von einigen cm bis 20 cm haben. Ihre Breite variiert von 0.5—5 mm. Sie verlaufen bisweilen fast ausschliesslich nach 2—3 bestimmten Richtungen, so dass sie die Dolomite netzförmig durchziehen. Dabei schneiden sich diese Spalten aber nur selten. Wenn zwei Spalten aufeinander zulaufen, so setzt sich meist nur eine über den Punkt hinaus fort, an dem sie sich kreuzen müssten, während die andere kurz vor diesem Punkte sich verjüngend abbricht, um auf der anderen Seite der nicht unterbrochenen Spalte sich zuerst schmal, dann langsam breiter werdend wieder fortzusetzen (Vgl. Fig. 10). Im Mikroskop gesehen ist der Rand dieser Spalten oft sehr unregelmässig und zerrissen: Bei der Entstehung dieser Spalten sind kleine Dolomitelemente abgebröckelt und lassen sich nun im Innern der Serpentinfüllung mikroskopisch erkennen.

Die Dolomitgesteine, in denen sich diese Spalten finden, unterscheiden sich nicht von den Dolomiten der zentraleren Linsenteile. Die Serpentine, welche diese Spalten füllen, bestehen hauptsächlich aus Bastit; einige Reste von Olivin konnten noch bestimmt werden. In den Dolomitgesteinen wie auch in der Serpentinfüllung finden sich jüngere Tremolitbildungen.

Nach ihrer Orientierung können diese Spaltenbildungen in zwei Gruppen unterteilt werden:

1. Spalten, deren Ebene ungefähr senkrecht zur Kontaktfläche Dolomit-Serpentingesteine gerichtet ist und deren Einfallsrichtungen stark variieren (vgl. Fig. 10 a). Diese Spalten haben Längen von 5—7 cm, kleinere erreichen oft nur 1—3 cm.

2. Grössere Spalten (15—20 cm), deren Ebenen dem Serpentin-Dolomitkontakt parallel verlaufen. Zwischen diesen grossen Spalten ist die Dolomitmasse ihrerseits von einem Netz von kleineren, transversalen Spalten mit verschiedener Orientierung durchzogen (vgl. Fig. 10 b).

Neben diesen beiden Fällen gibt es alle Übergänge: Spalten ohne besondere Orientierung, die zum Teil auch leicht gebogen sein können (vgl. Fig. 11). In der Mitte von Fig. 11 sehen wir ein dolomitisches Brekzienelement; es ist umgeben von Spaltenbildungen. Die Serpentinfüllung dieser Spalten bildet teilweise Boudinagen.

Das Auftreten von serpentingefüllten Spalten in den Dolomitgesteinen

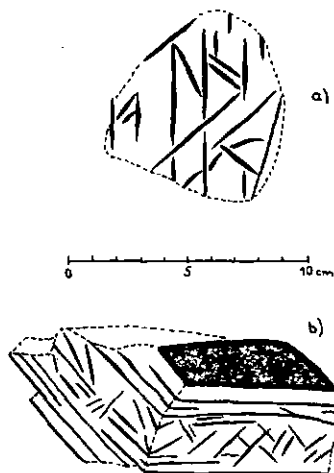


Fig. 10. Dolomit (weiss) mit Serpentinadern (schwarz). Gezeichnet nach Handstücken.

führt uns zur Annahme, dass wir es hier mit »tektonisierten Gesteinen«¹⁾ zu tun haben.

Soweit wir wissen, sind solche mit Serpentin gefüllte Spalten in Dolomitgesteinen noch nicht beschrieben worden.

Es stellt sich nun noch die Frage, in welchem zeitlichen Verhältnis die Bildung der Spalten zu derjenigen der Brekzienelemente steht. Da einige der Brekzienelemente von solchen Spalten durchzogen sind, scheinen die



Fig. 11. Dolomit (hell) mit Serpentinadern (dunkel).

letzteren die jüngeren Bildungen zu sein. Die Brekzienbildung haben wir mit der Zerschierung der Dolomitformation in Zusammenhang gebracht. Die Spaltenbildung dürfte in einer starken Bewegungsphase der Überschiebungsvorgänge, am wahrscheinlichsten während der Platznahme der ultrabasischen Gesteine, stattgefunden haben.

Da also diese Punkte deutlich zeigen, dass die Dolomitgesteine zur Zeit der *mise en place* der ultrabasischen Gesteine schon vorhanden waren, also nicht metasomatischen Ursprungs sein können, sehen wir sie als primär sedimentäre Bildungen an, wie dies auch für die Quarzite der Fall ist.

DIE SERPENTINGESTEINE

Die ultrabasischen Gesteine, die in Form von Linsen in den Schiefern und Phylliten der nordkarelischen Zone vorkommen (vgl. S. 15), wurden in einer Dissertation von Haapala (1936) behandelt. Wie bereits erwähnt, folgen diese ultrabasischen Gesteine im allgemeinen den quarzitischen Zwischenlagen in den Schiefern. Als mächtigste Serpentin-Quarzitzone haben wir diejenige von Outokumpu—Polvijärvi erwähnt. Im Bereich dieser Zone sind die Serpentinmassen in Linsen unterteilt; die mächtigste dieser Linsen dürfte diejenige von Outokumpu sein.

Haapala unterscheidet innerhalb dieser Linse drei Serpentin Typen:

1. Dunitischer Typus, zusammengesetzt aus: Olivin, Cbromit, Amphibol und sekundären Mineralien wie z.B. Serpentin, Magnetit, Chlorit, Karbonate und Talk.

¹⁾ Dieser Ausdruck wurde in jüngster Zeit auch von Eskola angewendet (mündliche Mitteilung).

2. Saxonitischer Typus, charakterisiert durch Olivin, Enstatit, Anthophyllit, Tremolit, Bastit, Chlorit, Kämmererit, Talk, Karbonate, Chromit, Magnetit und Magnetkies.

3. Porphyritischer Typus mit länglichen Olivinkristallen und Pseudomorphosen von Olivin-Serpentin. Zusammensetzung: Olivin, Anthophyllit, Chrysotil, Dolomit, Talk, Chlorit, Chromit, Magnetit und Sulfide.

Der dunitische Typus weist nach Haapala's Auffassung zum Teil noch die ursprüngliche Zusammensetzung der ultrabasischen Massen auf (Olivin, Amphibol, Chromit). Bei den anderen Typen ist die Umwandlung weiter fortgeschritten: Die Serpentinisierung ist oft so stark, dass von den ursprünglichen Mineralien nur noch Relikte oder Strukturmerkmale (3. Typus) erhalten sind.

Bei Untersuchungen von Dünnschliffen lassen sich amphibolisierte Olivinkristalle wie auch serpentinierte Olivine und Amphibole erkennen. Die ultrabasischen Massen scheinen also wirklich ursprünglich dunitischen Charakter gehabt zu haben. Olivin wurde dann durch eine Amphibolitisierung (Anthophyllitbildungen) in Amphibol und anschliessend durch eine Serpentinisierung in Serpentin umgewandelt (Hydratisierung und Zufuhr von Sauerstoff und Kieselsäure; vgl. du Rietz, 1935).

Haapala unterscheidet für Outokumpu folgende Phasen der Umwandlung:

- a) Amphibolitisierung
- b) Serpentinisierung
- c) Karbonatisierung
- d) Bildung von Talk.

Die Amphibolitisierung spielte bei Outokumpu keine bedeutende Rolle, da, wie dies aus Dünnschliffuntersuchungen hervorgeht, ein grosser Teil der Olivinkristalle direkt serpentiniert wurde.

Die Serpentinisierung nimmt bei Outokumpu nach dem Innern der ultrabasischen Massen hin zu. Eine Zufuhr von Mineralisatoren scheint daher kaum stattgefunden zu haben. Haapala spricht deshalb von einem autometamorphen Charakter dieses Prozesses, während Väyrynen (1939 S. 75—76) den grösseren Olivin-gehalt der äusseren Teile (nach Haapala also weniger serpentiniert) mit Neubildungen von Olivin während der Granitisation in Zusammenhang bringt. Die Dünnschliffe von Haapala, die wir durchzusehen Gelegenheit hatten, sprechen gegen solche Neubildungen.

Nach Haapala hat nach der Serpentinisierung noch eine Karbonatisierung (Bildung von Dolomit, und erst anschliessend die Skar nbildung), wie auch noch eine Bildung von Talk stattgefunden.

Die zeitliche Stellung dieser Umwandlung in Dolomit lässt Haapala offen, da für diese Bildungen eine Zufuhr von Ca und CO_2 in grösserem Ausmass stattgefunden haben müsste, für die schwerlich eine Erklärung zu finden ist.

Wir haben die Gründe, aus welchen wir diese Annahme ablehnen, bereits eingehend dargelegt. Nach unserer Auffassung hat nach der Serpentinisierung nur noch die Bildung von Talk (und in geringem Umfange eine Bildung von zum Teil chromfreiem Skarn) stattgefunden. Wir gehen allerdings darin mit Haapala einig, dass diese Bildungen mit der Granitisation in Zusammenhang stehen, weil sie in Richtung gegen die Granite hin zunehmen.

Es stellt sich noch die Frage, wann die Serpentinisierung stattgefunden hat. Nach neueren Arbeiten (Bowen und Tuttle 1949; Koark 1950) drängen die ultrabasischen Massen nicht als flüssige Magmen, sondern in Form eines Kristallbreies ein. Die Serpentinisierung, die früher als postmagmatische Umkristallisation angesehen wurde, wird in diesen Arbeiten bereits mit spätmagmatischen Stadien der Erstarrung in Zusammenhang gebracht (Reaktion mit Restlösungen der magmatischen Erstarrung).

Es ist nicht unmöglich, dass diese Annahme für Outokumpu Gültigkeit besitzt: Sie bietet nämlich eine Erklärung für die Zunahme der Serpentinisierung nach den inneren Teilen der ultrabasischen Massen hin. Sicher ist, dass die Serpentinisierung schon vor der Platznahme der Erze stattgefunden hat, denn einzelne Erzadern schneiden die Serpentinesteine.

Ferner möchten wir annehmen, dass die Serpentinisierung nach den umfangreichen Bildungen von chromhaltigem Reaktionsskarn stattgefunden hat: In den Serpentinesteinen ist der Chrom als Chromit gebunden, der Chrom der ultrabasischen Massen war also nach der Serpentinisierung nicht mehr mobil, er dürfte also schon vor der Serpentinisierung in die Skarnmineralien gelangt sein.

Wir unterscheiden also 3 Umwandlungsphasen:

1. Amphibolitisierung (sehr gering)
2. Serpentinisierung
3. Talkbildung.

Die genaue heutige Zusammensetzung der Serpentinesteine geht aus einigen Analysen (siehe unten) hervor. Duparc (1916) hat in seinen Arbeiten über den Ural chemisch und mineralogisch ähnliche Serpentine beschrieben. Die von Duparc erwähnten Serpentine sind in ihrem Chromgehalt den Serpentin von Outokumpu sehr ähnlich, weisen aber einen relativ hohen Plattingehalt auf, während sich bei Outokumpu nur wenige schwache Spuren von Platin im Serpentin befinden.

Zusammenfassend möchten wir also noch einmal festhalten:

Während den ersten Auffaltungen wurden die Quarzite und Schiefer verschiefert. Anschliessend rückten die Schiefermassen nach E vor, wo sie als Decken übereinander zu liegen kamen. Dabei rissen sie Linsen und Brekzienelemente der zerschorenen Quarzit-Dolomit-Formation mit sich. Während diesen Überschiebungen drängen ultrabasische Massen in die Überschiebungshorizonte ein, wo sie die Linsen und Brekzienelemente von Dolomitgesteinen usw. umgaben. Gleichzeitig hat in den randlichen Partien der Dolomitlinsen eine Bildung von Spalten stattgefunden; diese wurden von den ultrabasischen Magmen ausgefüllt. Bevor die ursprünglich wahrscheinlich dunitischen Magmen in Serpentin umgewandelt wurden (in sehr geringem Umfang ging dieser Serpentinisierung eine Amphibolitisierung voraus), wanderte das Chrom in die umliegenden Gesteine aus, wo eine Bildung von Chrommineralien (in den verschieferten Quarziten) und von z.T. chromhaltigem Skarn (an den Kontakten Quarzit-Dolomit und als Zwischenlagen in den Quarziten) stattfand.

Am Ende der 2. Faltungsphase, die auf die Überschiebungen folgte, fand durch die Granitisierung eine umbauende Regionalmetamorphose statt, die sich vor allem auf die Schiefer auswirkte: Diese wurden ohne Rücksicht auf die achsialen Verhältnisse in von E nach W, also gegen das Massiv von Maarianvaara hin, zunehmendem Masse metamorphosiert. Diese Metamorphose äussert sich auch am Serpentin in Form von Talkbildungen und an den Dolomitgesteinen in Form von jüngeren Skarnbildungen von nur geringem Ausmass.

Serpentinanalysen (in Gew. %)

	a)	b)	c)	d)	e)	f)	g)
SiO ₂	35.92	40.58	39.80	37.44	35.70	38.00	39.95
Al ₂ O ₃	1.47	0.69	2.11	0.53	0.75	1.33	0.93
Fe ₂ O ₃	5.27	4.92	5.47	2.97	4.29	3.05	1.35
FeO	2.63	2.23	2.49	4.71	5.38	4.46	5.64
MgO	35.77	39.27	36.86	43.70	43.84	41.92	41.61
CaO	1.45	—	—	0.12	—	—	—
MnO	—	0.19	0.50	—	0.26	0.23	0.25
K ₂ O Na ₂ O	—	—	—	0.55	—	—	—
H ₂ O	13.47	12.60	12.34	8.36	9.35	11.18	8.86
Cr ₂ O ₃	1.05	0.59	—	0.18	0.58	0.21	0.70
S	0.21	—	—	1.47	—	—	—
NiO	0.28	—	—	0.28	—	—	—
TiO	—	—	0.21	—	0.21	—	0.21
CO ₂	2.26	—	—	—	—	—	—

a) Serpentinestein (Bastit) von Outokumpu (Haapala 1936)

b) » » Ural (Duparc 1916)

c) » (Bastit und Magnetit) (Duparc 1916)

d) » von Kuusjärvi (Haapala 1936)

e) Dunit (Olivin, Chromit, Pyroxen) (Duparc 1916)

f) Harzburgit (Olivin, Pyroxen, braun. Spinell) (Duparc 1916)

g) wie f.

DIE ERZE

DIE ENTDECKUNG DER LAGERSTÄTTE

Im Jahre 1908 stiess man bei Kanalarbeiten in der Gegend von Rääkkylä, 55 km SSE-lich von Outokumpu, auf einen von Erzen durchsetzten Quarzitblock. Es handelte sich dabei um einen erratischen Block¹⁾, der während dem Quartär durch das Eis transportiert worden war. Analysen ergaben, dass diese Quarzite 3.75 % Cu enthielten.

¹⁾ Der Block war ca. 5 m³ gross. Einzelne Handstücke davon finden sich heute in der mineralogischen Sammlung der Universität von Helsinki.

Die geologische Kommission beauftragte darauf Grubeningenieur Dr. Otto Trüstedt, der Herkunft dieses Blockes nachzuforschen. Das genaue Studium der geologischen Karten und der Struktur der quartären Ablagerungen, der Schrammen und der roches moutonnées der Umgebung von Rääkkylä bewog diesen, die weiteren Untersuchungen auf die Gegend von Outokumpu zu konzentrieren. Dort waren schon seit längerer Zeit Quarzite bekannt, die denen des erratischen Blockes glichen, aber erzfrei waren.

Die Umgebung von Outokumpu wurde nun genau untersucht und bei der dritten Diamantbohrung, im Jahre 1910, stiess man denn auch wirklich auf Erz. Es handelte sich dabei, wie sich später herausstellte, um ein reiches Lager von Kupfer- und Eisensulfiden im Inneren einer Quarzitlinse in der Serpentinzone.

Die Geschichte dieser Entdeckung zeigt die Bedeutung der Quartärforschung für das Auffinden von Lagerstätten und wurde deshalb schon mehrmals beschrieben (Sauramo 1924; Väyrynen 1939; Saksela 1948).

ARBEITSMETHODE

Zum Studium der Erze standen uns drei Möglichkeiten offen:

1. Die makroskopische Analyse
2. die mikroskopische Analyse und
3. die chemische Analyse.

Bei der makroskopischen Analyse wurden die Erze auf ihre mit unbewaffnetem Auge feststellbaren strukturellen und texturellen Merkmale hin untersucht. Diese Merkmale, vor allem die wechselseitigen Beziehungen zwischen den Sulfiden einerseits und den Quarzkristallen (resp. quarzitischen Einschlüssen) andererseits, erlauben es, die Erze in drei makroskopisch leicht unterscheidbare Typen zu unterteilen. Diese drei Strukturtypen werden später eingehend beschrieben werden.

Für die mikroskopische Analyse standen uns die Anschliffe der Grubensammlung (ca. 200 Stück) zur Verfügung. Ergänzende Schliffe wurden in Neuchâtel im Laboratoire Suisse de Recherches Horlogères (L.S.R.H.) unter Anleitung von Herrn Prof. Mügeli gemacht.

Wir mussten uns allordings immer vor Augen halten, dass die Anschliffe, die uns zur Verfügung standen, nur einen sehr kleinen Teil des Erzvorkommens repräsentieren. Aus diesem Grunde haben wir bei der Beschreibung der mikroskopischen Merkmale hauptsächlich solche gewählt, die sich in mehreren Schliffen wiederholten. Auch haben wir speziell auf mikrotektonische Phänomene Rücksicht genommen, die uns erlaubten, genetische Fragen mit der Tektonik in Zusammenhang zu bringen, während wir die Erscheinungen, die Auskunft geben könnten über den Druck und die Temperatur, die zur Zeit der *mise en place* der Erze herrschten, oder die allfällige Fragen nach dem Vorhandensein seltener Erze, Entmischungserscheinungen etc. beantworten könnten, nur berührten oder absichtlich unberücksichtigt gelassen haben. Mit diesen Problemen hat sich nämlich Mag. V. O. Vähätalo in einer speziellen Abhandlung, die demnächst erscheinen wird, auseinandergesetzt.

Chemische Analysen werden in Outokumpu seit einigen Jahren zu Prospektierungszwecken in grossem Umfange ausgeführt und zwar in folgender Weise:

Von der Tagesoberfläche oder von Stollen aus werden Bohrungen durch verschiedene Teile des Erzkörpers vorgetrieben. Die daraus gewonnenen Bohrkern werden der Länge nach halbiert. Darauf wird die eine der Bohrkernhälften in Längen von 2—3 m zusammengefasst, pulverisiert und analysiert. So erhält man Durchschnittsanalysen von 2—3 m langen Stücken von Bohrkernen. Die nicht zermahlene Hälfte der Bohrkern werden aufbewahrt, damit man die Erze mit den entsprechenden Analysen vergleichen kann.

Wie wir später noch sehen werden, ist es möglich, an Hand solcher Analysen Gesetzmässigkeiten in der räumlichen Verteilung der einzelnen Erzkomponenten herauszufinden.

Auch Handstücke von Erzen aus den Stollen werden chemisch analysiert, doch sagen solche Analysen wenig aus, weil sie nur stark eingeschränkte lokale Gültigkeit besitzen.

DIE ZUSAMMENSETZUNG DER ERZE

Die Erze von Outokumpu bestehen aus folgenden mit Quarz vermengten Sulfiden: Pyrit, Magnetkies, Kupferkies und Zinkblende (vgl. Durchschnittsanalysen Fig. 12 und 13).

Die Sulfide wie auch der Quarz sind im allgemeinen feinkörnig. (Mäkinen 1938, S. 4):

»Im übrigen ist die Verwachsung so fein, dass der Quarz erst bei einer Vermahlung von 60 % unter 0.15 mm durch Aufbereitung von den Sulfiden getrennt werden kann,

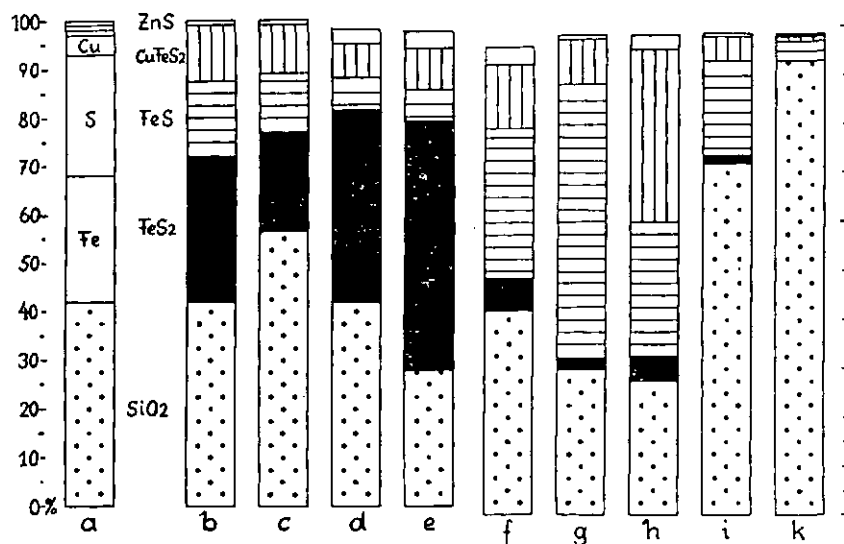


Fig. 12. a = durchschnittliche chemische Zusammensetzung der Erze. b = durchschnittliche mineralogische Zusammensetzung der Erze. c = Volumenprozent, berechnet nach b. d = massiger Erztypus. e = massiger Erztypus, sehr reich an Pyrit (vgl. Fig. 13). Durchschnitt von 10 Analysen. f = Typus mit quarzitischem Einschüssen. g = wie f, jedoch sehr reich an Magnetkies (vgl. Fig. 13). Durchschnitt von 10 Analysen. h = kupferkiesreiches Erz (vgl. Fig. 13). Durchschnitt von 7 Analysen. i = schichtförmiger Erztypus. k = verschieferte Quarzite, leicht von Erzen durchsetzt. Für a, b und c vergleiche Tabellen S. 61 und 62.

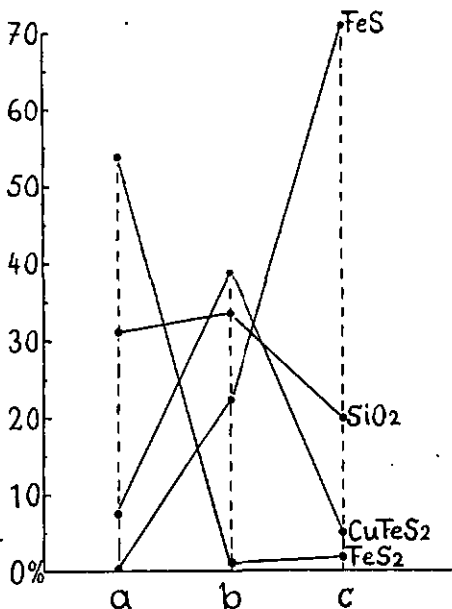


Fig. 13. Aus Bohrkernanalysen ermittelte Maximalgehalte an a) Pyrit, b) Kupferkies und c) Magnetkies.

während die Trennung der Sulfide voneinander eine Vermahlung von 70 % unter 0.07 mm voraussetzt.»

An einigen Stellen allordings können die Sulfide grobkörnig und mit Durchmesser von 1—20 mm auftreten; die Quarzkörner können noch grössere Ausmasse erreichen.

Der Pyrit zeigt meist schöne idiomorphe Formen, die Kombinationen des Würfels, des Pentagondodekaeders und des Oktaeders darstellen (vgl. Fig. 14). Der grösste bisher gefundene Pyritkristall von Outekumpu hat eine Kantenlänge von 22 mm. Er wurde von Mag. E. Peltola gefunden.

Mit Ausnahme der kleineren Kristalle sind fast alle Pyrite zerbrochen. Sie werden verkittet und umgeben von Quarz, Magnetkies, Kupferkies und Zinkblende.

Der Magnetkies tritt hier in 3 verschiedenen Generationen auf. Einmal zeigt er sich stellenweise als Füllung von Rissen in Pyrit- oder Quarzkristallen oder

er umgibt diese Kristalle (oft in Form eines mm-feinen Randes).

Eine 2. Generation bildet flammen- oder bajonettförmige Gebilde bis zu einigen mm Länge im Kupferkies. Dieser Magnetkies ist durch Entmischung aus dem Kupferkies gebildet worden.

In Magnetkies umgewandelte Pyrite stellen die 3. Generation dar. Laitakari (1929; S. 42—43) hat diese Pyritpseudomorphosen bereits beschrieben:

»Wie bekannt enthält das Kupfererz von Outekumpu auch Schwefelkies in abgerundeten idiomorphen Kristallen. Ein Teil dieser Kristalle ist stark magnetisch. Diese Eigentümlichkeit bekommt ihre natürliche Erklärung, wenn man die Kristalle in mikroskopischen Anschliffen untersucht. Die besagten Schwefelkieskristalle stehen eben im Begriff, sich in Magnetkies umzuwandeln».

Von der Zinkblende sind 2 Generationen bekannt: Die Zinkblende der 1. Generation bildet stellenweise die Füllmasse zwischen Pyrit, Quarz und Magnetkies, die 2. tritt im Kupferkies in Form von Sternchen auf. Diese Sternchen sind meist 4-strahlig, und die einzelnen Strahlen stehen senkrecht aufeinander. In den einzelnen Kupferkieskristallen sind die Sternchen deutlich orientiert, d.h. ihre Strahlen verlaufen alle nach derselben Richtung. Diese Sternchen sind im Kupferkies von Outokumpu ziemlich häufig. Manchmal können an Stelle der Sternchen auch tropfenförmige Gebilde angetroffen werden (vgl. Fig. 15).

Nach Schneiderhöhn (1930) und Berehert (1935) scheint es sich bei diesen Sternchen (resp. Tropfen) um eine ziemlich allgemeine Erscheinung in den Kupferkieslagerstätten zu handeln. Man nimmt an, dass sie durch Entmischung entstanden sind.

Der Kupferkies umgibt Pyrit, Quarz, Magnetkies und Zinkblende oder füllt in ihnen entstandene Risse. Wie wir noch sehen werden, ist der Kupferkies vor allem gegen den Rand des Erzkörpers hin lokalisiert. Er findet sich sogar in einigen Rissen der den Erzkörper umgebenden Quarzite in fast reiner Ausbildung.

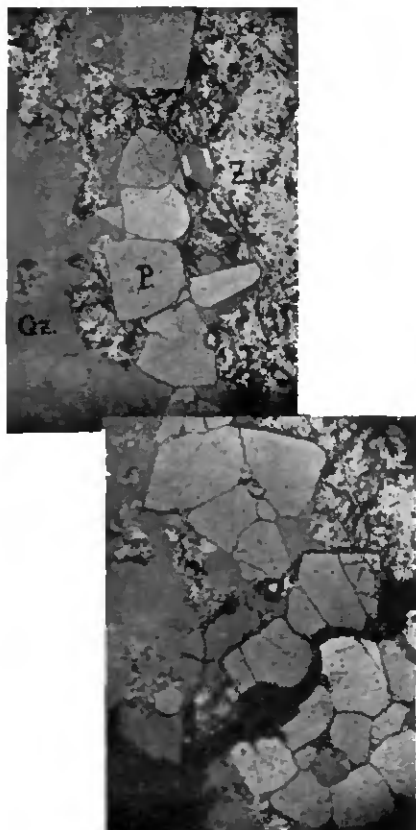


Fig. 14. Idiomorphe Pyritkristalle (P), umgeben von Quarz (Qz) und Zinkblende (Zn). Anschliff, Vergrößerung 12fach.

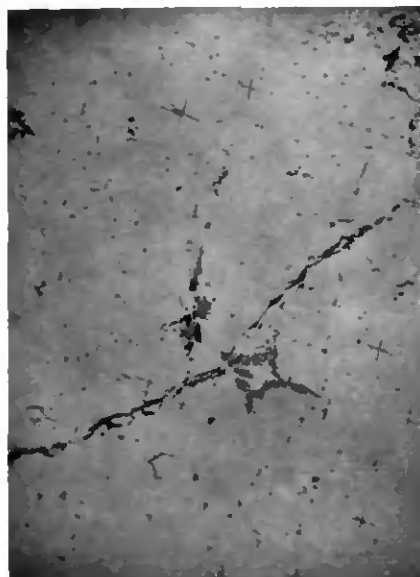


Fig. 15. Ziakblendesternchen in Kupferkies. Die Strahlen der Sternchen sind alle gleich orientiert. Anschliff, Vergrößerung 12fach.

In einer jüngeren Generation tritt Kupferkies als verdrängendes Erz auf. Laitakari (1931, S. 61): «In Outokumpu ist das verdrängende Erz entweder Magnetkies oder Magnetkies und Kupferkies zusammen, und im Pyrit längs Spaltrissen nach dem Würfelsystem vorgeschritten.» (Vgl. Laitakari 1931, Fig. 5 und 6.) Eine ähnliche Erscheinung wurde in der Kupfererzlagerstätte von Mt. Isa (Australien) beobachtet und von Grondijs und Schouten (1937, S. 437) beschrieben. Carstens (1935, S. 28) stellte solche Verdrängungen auch bei einigen norwegischen Lagerstätten fest.

Der Quarz umgibt die idiomorphen Pyritkristalle oder bildet selbst idiomorphe Kristalle in Magnetkies oder Kupferkies. Es wurden Quarzkristalle bis zu 3 cm Länge gefunden (vgl. Fig. 16). Daneben hat es auch noch einzelne Quarzkörner oder Aggregate von solchen, die von den Sulfiden umgeben und zum Teil korrodiert sind. Zwischen den Quarzkörnern und den Sulfiden, oder, wo die letzteren in Aggregaten beisammen liegen, zwischen den einzelnen Quarzkörnern, finden sich stellenweise Serizit und Chromminerale (Chromtremolit, Chromdiopsid und Chromgranat). Dieses stellenweise Auftreten von Serizit und Chrommineralen lässt vermuten, dass der Ursprung des Quarzes, in dem sie vorkommen, mit den Quarziten, die den Erzkörper umgeben, in Zusammenhang steht.

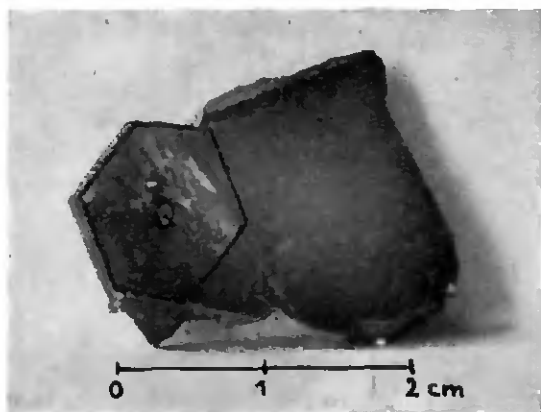


Fig. 16. Idiomorpher Quarzkristall (Q), umgeben von Kupferkies und wenig Magnetkies. Anschliff.

Wir hätten so mit den Sulfiden vermischt:

a) Quarz, der mit den Sulfiden eingedrungen und an Ort und Stelle gelangt ist.

b) Korrodierte Quarzkörner (von Quarziten) oder Relikte (Einschlüsse im Erz) von solchen noch erkennbaren Quarziten.

c) Quarz, der aufgelöst und aus der Lösung neu abgesetzt wurde; die Korrosion (siehe b) ist ein Anzeichen für diesen Vorgang.

a) und c) sind oft schwer zu unterscheiden (beide haben oft idiomorphe Formen), da die teilweise Auflösung der Quarzkörner

von b), die zur Bildung von c) geführt hat, gleichzeitig mit der Platznahme von Sulfiden und Quarz a) stattgefunden hat.

Immerhin können natürlich Einschlüsse von Glimmer und Chrommineralien, sowie die erhalten gebliebene undulöse Auslöschung, oft als Indikatoren für die von Quarziten herkommenden, also älteren, Quarzkörner betrachtet werden.

Eine weitere Zufuhr von Quarz fand nach der Fixierung der Erze statt; wir nehmen an, dass dieser Quarzanteil aus Restlösungen hervorgegangen ist (vgl. S. 67).

Neben den bereits erwähnten Chrommineralien finden sich in geringen Mengen, teils nur in Spuren, folgende Mineralien im Erz von Outokumpu:

Gold, Silber, Kobalt, Bleiglanz, Molybdänglanz, Magnetit, Cubanit, Pentlandit und Vallerit.

Mäkinen (1938, S. 4): „Die Edelmetalle befinden sich zum grössten Teil im Kupferkies, während Kobalt im Schwefelkies vorkommt, was man durch die Anreicherung der Edelmetalle im Kupfer- und des Kobalts im Pyritkonzentrat feststellen kann.“ (Prozentualer Anteil an Edelmetallen und Kobalt siehe Tab. S. 62.)

Kobalt lässt sich auch durch spektrographische Analysen im Pyrit feststellen.

Bleiglanz wurde in geringen Mengen im NE-lichen, jetzt ausgebeuteten Teil des Erzlagers festgestellt. Einige Handstücke mit Bleiglanz befinden sich noch in der Grubensammlung.

Magnetit, Cubanit, Pentlandit und Vallerit wurden von V. O. Vähätalo in einigen Anschliffen bestimmt. Die letzten drei Mineralien werden im allgemeinen als Entmischungsprodukte gedeutet und können auch als »geologisches Thermometer« dienen, wie dies Borchert (1935) und zum Teil Ramdohr (1937) dargelegt haben.

DIE STRUKTURTYPEN DES ERZES

Wie schon erwähnt, wollen wir bei den Erzen auf Grund der wechselseitigen Beziehungen zwischen den Sulfiden und dem Quarz (Quarziten) drei Strukturtypen unterscheiden. Es sind dies:

1. Massiger Typus (Normaltypus)
2. Typus mit quarzitischen Einschlüssen oder Relikten
3. Schichtförmiger Typus.

Weiter unterscheiden sich die drei Typen auch im Mengenverhältnis der einzelnen Sulfidkomponenten.

Massiger Typus. Für diesen Typus sind charakteristisch:

1. Eine innige Vermengung der Sulfide mit dem Quarz,
2. Eine mengenmässig ziemlich konstante Verteilung der einzelnen Sulfidkomponenten.

Die Häufigkeit der Sulfide in diesem Typus nimmt in folgender Reihenfolge ab: Pyrit, Kupferkies oder Magnetkies, Zinkblende. Auf Fig. 12 d ist ihr mengenmässiges Verhältnis zum Quarz in Gewichts-Prozenten angegeben. Dieser Typus ist der sulfidreichste von den dreien.

Der Quarz dieses Erztypus besteht aus einzelnen Kristallen (mit zum Teil idiomorpher Ausbildung) oder aus Körnern oder Aggregaten von mehreren Quarzkristallen, die zum Teil korrodiert sind und Serizit- und Chromminerale enthalten.

Die Erze sind massig ausgebildet und meist ist die Verwachsung der Sulfide mit dem Quarz so intensiv und fein, dass man sie nur unter dem Mikroskop trennen kann.

Auf Grund von Bohrkernuntersuchungen schätzen wir den Anteil des massigen Typus am Erzlager auf 70—80 %; wir können diese Ausbildungsart deshalb auch Normaltypus nennen. Einer solchen Schätzung darf allerdings nicht zu viel Gewicht beigelegt werden, weil ja die Bohrkern nur einen sehr kleinen Teil des Erzvorkommens darstellen.

Der massige Typus nimmt fast alle zentralen Teile des Erzlagers ein. Manchmal stösst er auch bis an den Rand des Lagers vor. Dies ist aber nur an einigen der wenigen Stellen der Fall, wo die sterilen Quarzite, die den Erzkörper umgeben, fehlen. Dort grenzt der massige Erztypus dann an die umliegenden Serpentine.

Typus mit quarzitischen Einschlüssen. Das Charakteristikum dieses Typus sind makroskopisch grosse quarzitische Einschlüsse, die in einer Zwischenmasse von mit Quarz vermischten Sulfiden liegen.

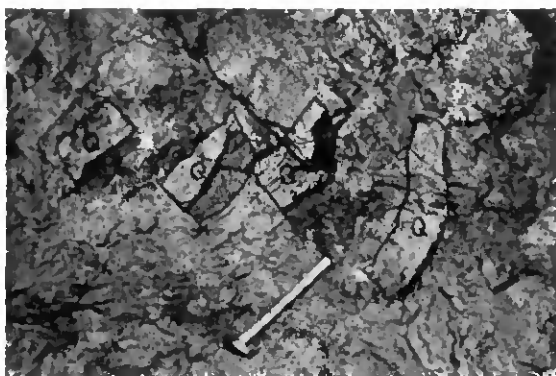
An Sulfiden finden wir hier zur Hauptsache Kupferkies und Magnetkies; letzterer ist oft rein ausgebildet. Pyrit und Zinkblende treten stets in geringerem Masse auf (vgl. Analyse Fig. 12 f). Da der prozentuale Anteil des SiO_2 an den Erzen dieses Typus sehr stark variiert mit der Grösse der einzelnen Quarziteinschlüsse, ist auch der Gehalt an Sulfiden verschieden hoch. Im allgemeinen ist er aber niedriger als beim massigen Erztypus.

Die Sulfidmasse zwischen den Quarziteinschlüssen ist in gleicher Weise mit Quarz vermischt wie beim Normaltypus. Auch hier finden wir sowohl idiomorphe als auch korrodierte Quarzkristalle.

Die quarzitischen Einschlüsse zeigen vorwiegend rundliche Formen mit Durchmessern von 0.5 bis 2 cm. Auf einer Fläche von 1 dm² wurden 20—50 Einschlüsse ausgezählt. Oft sind alle quarzitischen Einschlüsse innerhalb einer bestimmten Zone im Erz annähernd gleich gross.

Ansnahmsweise finden sich auch wesentlich grössere Einschlüsse als die eben beschriebenen; diese lassen dann meistens deutlich eine Längsachse erkennen, die eine Länge von einigen dm erreichen kann. In seltenen Fällen sind solche Einschlüsse auch ganz von Erz des massigen Typus umschlossen. Die Orientierung dieser grossen Einschlüsse konnte an wenigen Orten gemessen werden. Es ergab sich dabei, dass die Einschlüsse vor allem um die b-Achse gedreht worden waren, das heisst, dass ihr Streichen noch demjenigen der das Erzlager umgebenden Quarzite entspricht, während das Einfallen stark variiert (vgl. Fig. 17).

Es ist oft schwer, bei diesen Einschlüssen festzustellen, ob sie aus Quarz oder Quarzit bestehen, wenn man sie von blossen Auge sieht. Wenn man sie mit der Lupe untersucht, lassen sich jedoch bereits einzelne Schieferungsflächen erkennen, die zum Teil mit Pyrit oder Kupferkies durchsetzt sind. Im Mikroskop werden auch noch Serizit (orientiert) und Chromminerale sichtbar. Diese einzelnen Schieferungsflächen mit Serizit und Chrommi-



SE 120 cm NW

Fig. 17. Quarzitische Einschlüsse (Q) in Erz. Die Umrisse der Einschlüsse wurden durch Tuschlinien hervorgehoben.

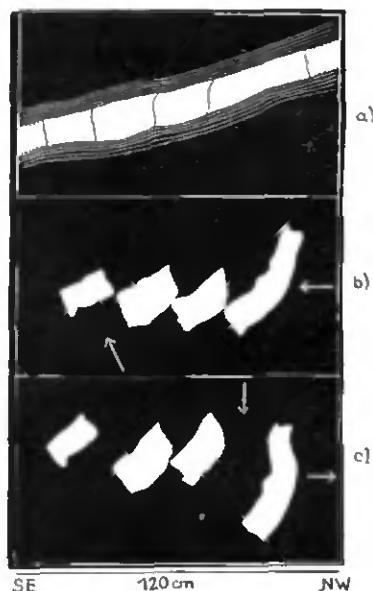


Fig. 18. Darstellung der Etappen, über welche die Entstehung der quarzitischen Einschlüsse auf Fig. 17 stattgefunden haben dürfte.

neralen entsprechen ganz den Verhältnissen, die wir bei den Quarziten (2. Quarzittypus, vgl. S. 33) von Outokumpu bereits beschrieben haben.

Teilweise liegen die Glimmer randlich an die quarzitischen Relikte an, so dass diese von einer Serizithülle umgeben sind. Dieser Umstand lässt annehmen, dass diejenigen quarzitischen Einschlüsse, die eine solche Serizithülle aufweisen, ursprünglich grösser waren, dass ihr randlich liegender Quarz aber aufgelöst wurde und sich die Glimmer dann um den verbleibenden festen Kern des Reliktes herumgelagert haben.

In diesem Fall können auch die Quarzkörner der Relikte der Quarzite vom massiven Typus eine undulöse Auslöschung zeigen.

Dieser Erztypus kommt, unregelmässig verteilt, im Innern des Erzkörpers vor. Ausserdem ist er manchmal zwischen den massigen und den schichtförmigen Typus, dessen Beschreibung noch folgen wird, eingeschaltet. Wo die sterile Quarzithülle des Erzkörpers fehlt, kommt auch dieser Typus manchmal mit den Serpentinegesteinen in Kontakt. In der Nähe solcher Kontaktstellen können Einschlüsse von Serpentin oder Talk den Platz der quarzitischen Relikte dieses Typus einnehmen.

Der schichtförmige Typus wird charakterisiert durch ein lagenförmiges Aufeinanderfolgen von Sulfiden und Quarziten.

Seine Sulfide bestehen zur Hauptsache aus Pyrit und Magnetkies. Nur an wenigen Stellen bei Kumpu B (250 m Stollen) und bei Mökkivaara (285 m Stollen) trafen wir Kupferkies und Magnetkies an. An diesen Stellen scheint eine Verdrängung des Pyrites durch Kupferkies und Magnetkies, wie sie bereits erwähnt wurde, stattgefunden zu haben.

Die Quarzite dieses Erztypus sind stark verschiefert (1. Quarzittypus); die Sulfide treten hauptsächlich den Schieferungsflächen entlang auf. Im Mikroskop wird diese Beobachtung bestätigt: Man sieht dort, dass die Sulfide vor allem glimmerreichen Partien folgen. Zum Teil werden die Glimmer in schwacher Masse durch die Sulfide ersetzt, resp. verdrängt, oder die Sulfide folgen randlich den Glimmern und umgeben diese teilweise ganz. Auch die von Väyrynen (1935) beschriebene Verdrängung der Skarnminerale (Tremolit und Diopsid) durch die Sulfide konnten wir an verschiedenen Stellen beobachten.

Oft finden sich die Sulfide auch zwischen den einzelnen Quarzkörnern; diese sind manchmal ganz von Sulfiden umgeben. Auch hier zeigen die Quarzkörner oft eine undulöse Auslöschung. Diese ist besonders heftig, wenn sich idiomorphe Pyritkristalle zwischen den Quarzkörnern befinden. Die bereits erwähnte undulöse Auslöschung der Quarzkörner der verschieferten Quarzite wird also verstärkt durch die Kristallisationskraft der Sulfide (speziell der Pyrite).

Dieser Erztypus findet sich fast ausschliesslich in den randlichen Teilen der Erzlamelle. Er folgt entweder plötzlich oder allmählich (mit

Zwischenschaltung des Typus mit quarzitisehen Einschlüssen) auf die zentralen Erzmassen vom massigen Typus. Wo der schichtförmige Erztypus in den randlichen Teilen des Erzkörpers fehlt, finden wir dafür Erze vom massigen Typus.

Gegen den Rand der Linse hin geht der schichtförmige Erztypus über Distanzen von ca. 1—5 m in leicht sulfidhaltige bis sterile Quarzite über; sein Sulfidgehalt nimmt also in dieser Richtung ab.

Aus diesem Grunde ist dieser Typus der sulfidärmste (vgl. Analysen Fig. 12 i und k). Sein Sulfidgehalt ist oft so gering, dass sich eine Ausbeutung gar nicht mehr lohnt.

Nur lokale Anhäufungen von reinen Sulfiden werden innerhalb des schichtförmigen Erztypus angetroffen, und zwar entweder in kleinen em-langen Quer-, resp. Längsspalten im Quarzit oder in schmalen, den Schieferungsflächen parallel verlaufenden Deformationszonen von 1—2 em Breite. In beiden Fällen besteht die Sulfidfüllung hauptsächlich aus Magnetkies und Kupferkies.

DIE ENTSTEHUNG DER STRUKTURTYPEN

Der Charakter der Übergänge zwischen den 3 Strukturtypen gibt uns wichtige Auskünfte darüber, auf welche Art und Weise die 3 Typen zustande gekommen sind. Besonders aufschlussreich ist der allmähliche Übergang schichtförmiger Typus — Erz mit quarzitischen Einschlüssen — massiger Typus. Die einzelnen Stadien dieses Übergangs stellen nämlich noch jetzt verschiedene Entwicklungsstadien der drei Erztypen dar; wenn wir diese Stadien logisch aneinanderreihen, erhalten wir ein kinematisches Bild von der Entstehung der drei Typen.

Wir dürfen annehmen, dass der schichtförmige Typus den Ausgangspunkt für die Bildung des massigen Typus einerseits und des Typus mit quarzitischen Einschlüssen andererseits darstellt. Zu dieser Annahme haben uns folgende Beobachtungen geführt:

Wie wir bereits gesagt haben, befinden sich die Sulfide des schichtförmigen Typus in den verschieferten Teilen der Quarzite. Dass gerade die verschieferten Quarzite vererzt wurden, scheint uns bedingt durch:

1. Die grössere äussere Oberfläche der Quarzkörner (vgl. S. 35).
2. Durch die gegenüber den massiven Quarziten verschiedene chemische und mineralogische Zusammensetzung der verschieferten Quarzite (Glimmergehalt und Skarnzwischenlagen).

Durch die kompliziertere Form der Quarzkörner und die dadurch bedingte grössere Oberfläche hatten die Sulfide eine gute Angriffsmöglichkeit. Der Glimmergehalt spielte indirekt eine Rolle, weil durch ihn die Verschieferung erleichtert wurde (grössere Translationsmöglichkeit) und die

Sulfide diesen Schieferungsflächen folgen konnten. In den Skarnzwischenlagen fanden ferner Verdrängungserscheinungen durch Sulfide statt.

Wir haben also hier noch das Bild der Einwanderung der Sulfide vor uns und schliessen daraus, dass der schichtförmige Typus der ursprüngliche war.

Je höher nun der Sulfidgehalt im schichtförmigen Typus in Richtung gegen das Innere des Erzkörpers hin ansteigt, desto mehr wird die ursprüng-

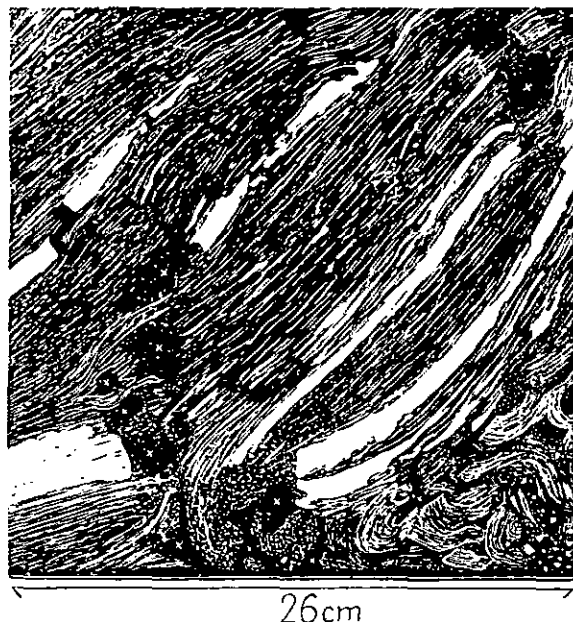


Fig. 19. Schichtförmiger Erztypus, gezeichnet nach einem Anschliff. Quarzite weiss, Sulfide schwarz.

liche Textur der verschieferten Quarzite verwischt: Die einzelnen Quarzkörner werden mehr und mehr von Sulfiden umgeben, bis sie schliesslich ganz voneinander isoliert sind.

Die Zwischenlagen von massiven Quarziten (2. Quarzittypus), die in die verschieferten Quarzite eingelagert sind, bleiben als lange Bänder in diesem Gemisch von Quarzkörnern und Sulfiden erhalten.

Hier sind wir nun beim Ausgangsstadium des massigen Erztypus wie auch des Typus mit quarzitischen Einschlüssen angelangt:

Der massige Typus ist entstanden durch eine weitere Intensivierung der Durchsetzung der Quarzkörner mit Sulfiden. Die nach einem Anschliff gezeichnete Fig. 19 illustriert diesen Übergang vom schichtförmigen zum massigen Typus: Wir sehen dort zur Hauptsache verschieferte Quarzite mit derart eingelagertem Pyrit, dass die Schieferungstextur der Quarzite erhalten geblieben ist. Rechts unten auf der Figur aber sind die einzelnen

Lagen von verschieferten Quarziten von der übrigen Masse abgelöst und zum Teil aufgerollt und teilweise bereits so innig mit den Sulfiden vermischt, dass ihre ursprüngliche Textur nur noch schwer, manchmal sogar überhaupt nicht mehr, erkennbar ist. Auch an allen Punkten X sind die Quarzite durchbrochen und ganz mit Sulfiden durchsetzt. An allen diesen Punkten, wie auch an der Übergangsstelle rechts unten auf der Figur, handelt es sich bei den Sulfiden nicht mehr um reinen, sondern um hauptsächlich mit Magnetkies und Kupferkies vermischten Pyrit.

Der Entstehung des Typus mit quarzitischen Einschlüssen resp. Relikten liegen unserer Ansicht nach die Bänder aus massiven Quarziten zu Grunde, die auf Figur 19 als weisse Flächen zu erkennen sind.

Bei der Vererzung der verschieferten Quarzite wurden die Zwischenlagen aus massiven Quarziten von den Erzen umgangen und nur ihre wenigen Schieferungsflächen, die eine geringe Angriffsmöglichkeit boten, wurden von Pyrit besetzt (vgl. Fig. 19). Manchmal drangen die Sulfide auch in keilförmige Risse in den massiven Quarziten ein und schufen sich so den Durchgang zu der nächsten darunter oder darüber liegenden Schicht von verschieferten Quarziten. Am Rande des Erzlagers ist dieser Vorgang nicht überall abgeschlossen worden. Es lassen sich dort heute noch verschiedene seiner Entwicklungsstadien beobachten. Ein solches Stadium ist auf der Figur 20 schematisch dargestellt.

Im Verlaufe der weiteren Deformationen aber sind diese Bänder von massiven Quarziten vielfach zerrissen oder durch Boudinagen unterteilt worden. Wegmann (1930a) beobachtete und beschrieb solche Boudinagen.

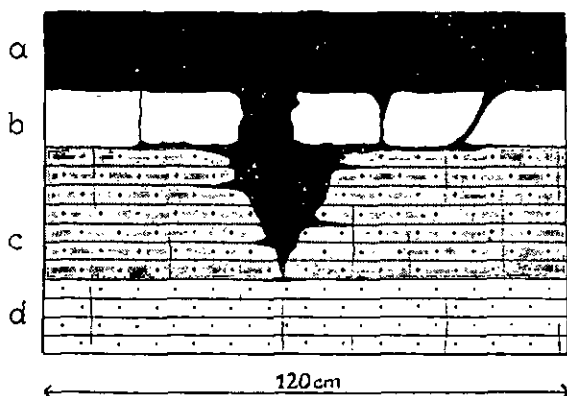


Fig. 20. Kontakt Erz: Quarzite. a = Erz vom massigen Typus, das keilförmig zwischen den Bruchstücken eines zerrissenen Bandes von massivem, sulfidfreiem Quarzit (= b) vorgestossen ist. Die verschieferten Quarzite wurden in der Nachbarschaft des Keiles stark von Sulfiden durchsetzt (= c); das Liegende wird von erzfreiem, verschieferten Quarziten gebildet (= d).

Uns war es infolge der fortwährenden Ausbeutung der Grube nicht mehr möglich, solche zu finden.

In der Folge wurden diese Bandbruchstücke dann auseinandergedrängt und in ihre heutige Lage gebracht (vgl. Fig. 21).

Für die Wahrscheinlichkeit dieser Entstehungsart der quarzitischen Einschlüsse sprechen vor allem zwei Beobachtungen:

1. Die quarzitischen Einschlüsse innerhalb einer bestimmten Zone im Erz sind oft alle annähernd gleich

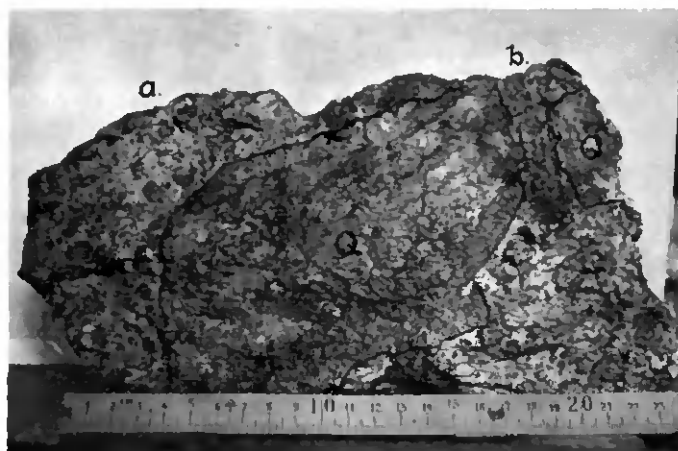


Fig. 21. Quarzitische Einschlüsse in Erz. Q = Teilstücke eines zerbrochenen Bandes von massivem Quarzit. Bruchstelle bei b. Bei a kleinere Relikte von massivem Quarzit. Die Umrisse der grösseren Teilstücke sind durch Tuschklinien hervorgehoben.

gross. Die gleichmässige Grösse solcher Einschlüsse wie auch ihr Auftreten innerhalb einer bestimmten Zone lässt sich nur so erklären, dass sie alle von demselben Quarzitband herkommen.

2. Bei den grösseren Einschlüssen, die z.T. ganz von massigem Erz umgeben beobachtet wurden, geht aus der Form von benachbarten Einschlüssen oft deutlich hervor, dass sie ursprünglich miteinander in Zusammenhang waren. Auf Figur 17 u. 18 ist ein besonders deutliches Beispiel dieser Art und seine vermutliche Entstehungsweise dargestellt:

a) Zeigt uns ein Band von massiven Quarziten, das inmitten einer Masse von Normalerz verläuft. An den Rändern des Bandes sind noch schmale Lagen von bereits stark vererzten verschieferten Quarziten erkennbar.

b) Hier sind auch die letzten Reste des schichtförmigen Erztypus in massiges Erz umgewandelt worden. Das Quarzitband ist zerbrochen und seine einzelnen Bruchstücke sind bereits verschoben worden.

c) Zeigt die heutige Form und Lage der Einschlüsse.

Durchschnittliche mineralogische Zusammensetzung des Erzes: Mäkinen (1938, S. 4):

Kupferkies	11—12 %
Schwefelkies	30 »
Magnetkies	15—16 »
Zinkblende	1 »
Quarz	42 »

Tiefe unter dem Niveau Null der Grube	Bohrung No. 99a (Ana-					
	CuFeS ₂ %	Fe ₇ S ₁₃ %	ZnS %	NiS %	CoS %	unl. %
185.72—190.68 m = 4.10	40.55	1.54	0.84	0.39	51.81	
190.68—194.00 m = 2.94	17.59	1.13	0.39	0.09	74.25	
194.00—199.62 m = 0.81	2.40	0.42	—	—	92.46	
199.62—203.62 m = 2.11	8.13	0.33	—	—	86.67	
203.62—207.62 m = 0.98	1.07	0.40	0.26	0.08	94.30	
207.62—211.70 m = 0.85	0.52	0.69	—	—	95.63	

- Beachte: 1. Abnehmen des Erzgehaltes vom Hangenden gegen das Liegende
 2. Das Erz besteht haupts. aus Magnetkies
 3. Pyrit fehlt vollständig.

Durchschnittliche chemische Zusammensetzung des Erzes: Mäkinen (1938, S. 4):

Kupfer	4	%
Zink	0.8	»
Eisen	26	»
Schwefel	25	»
Kieselsäure	42	»
- Aluminiumoxyd	}	1 %
Kalziumoxyd		
Magnesiumoxyd		
Alkalimetalloxyde		
Kohlenstoff		
Kobalt	0.2	%
Nickel	0.1	»
Arsen	0.01	»
Selen	0.001	»
Gold	0.8	g/t
Silber	12.0	g/t

Volumenprocente, errechnet nach obenstehenden Analysen:

Kupferkies	9.77	%	
Schwefelkies	20.63	»	
Magnetkies	12.05	»	
Zinkblende	0.90	»	Erz = 43.35 %
Quarz	56.65	»	Quarz = 56.65 %

DIE RÄUMLICHE VERTEILUNG DER EINZELNEN SULFIDKOMPONENTEN

Auf S. 61 und 62 sind zwei Analysen wiedergegeben, die sich auf die durchschnittliche chemische und mineralogische Zusammensetzung des Erzlagers beziehen.

In den einzelnen Teilen des Erzkörpers weicht aber das Mengenverhältnis der einzelnen Komponenten zueinander stark von dieser Durchschnitts-

lysen der Erztypen)

Au g/t	Ag g/t	Erztypen oder Gesteine:
0.05	8	Typus mit quarzitischen Einschlüssen
0.05	8	schichtförmiger Erztypus
—	—	verschieferte Quarzite mit Skarn und Erz
—	—	» » » » » »
0.02	5	» » » » » »
—	—	» » » » » »

analyse ab; die einzelnen Sulfidkomponenten sind nicht gleichmässig über das ganze Lager verteilt.

Schon von blossen Auge sind lokale Unregelmässigkeiten erkennbar. Es handelt sich dabei um nestartige Anhäufungen der einzelnen Komponenten, deren Entstehung schwer erklärbar ist und deren Anordnung vorerst zufällig zu sein scheint. Stellt man aber ausgedehntere Untersuchungen an, so ist es möglich, im grossen Gesetzmässigkeiten in den Anhäufungen der Komponenten in bestimmten Bereichen des Erzkörpers festzustellen.

Diese Untersuchungen bestehen vor allem in Analysen, die von den früher erwähnten Bohrkernen gemacht wurden.

Figur 22 zeigt den zentralen Teil der Erzlinse im Längsprofil (N—S) und den Verlauf von 6 Bohrungen, die in diesem Gebiet vorgenommen wurden. Die Analysen von einzelnen Abschnitten der Bohrkern zeigen für alle 6 Bohrungen:

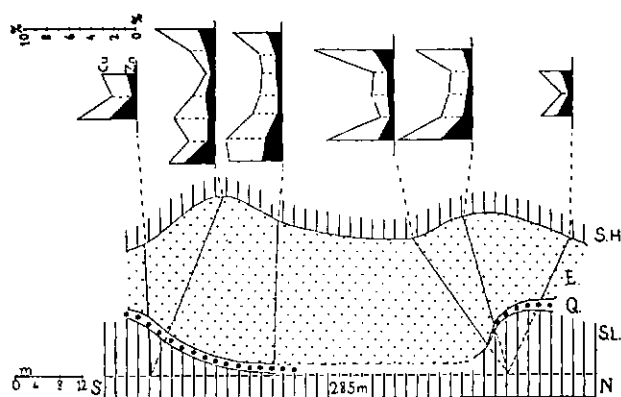


Fig. 22. Räumliche Verteilung von Cu und Zn über den Erzkörper. SH = Serpentinesteine (Hangendes); E = Erzlager; Q = Quarzite; SL = Serpentinesteine (Liegendendes); 285 m = 285 m— Stollen (N-S-Richtung).

1. Dass mit einem Ansteigen oder Abfallen des Kupfergehaltes auch immer ein solches des Zinkgehaltes einhergeht; Zink- und Kupfergehalt gehen also parallel.

2. Dass gegen die Peripherie der Linse hin eine Anhäufung dieser beiden Metalle stattgefunden hat. Besonders die Anhäufung des Kupfers (natürlich in Form von Kupferkies) gegen den Rand hin kommt sehr deutlich zum Ausdruck. Auch in verschiedenen anderen Gruben konnte eine solche randliche Anhäufung des Kupferkieses festgestellt werden, so zum Beispiel in den Kupfergruben von Rörös in Norwegen.

Andere Analysen zeigen ein Ansteigen des Cu- und Zn-Gehaltes vom Boden der Erzlinse gegen ihr Dach hin und umgekehrt (vgl. Bohrung 99a, S. 62), während wieder andere gar keine Gesetzmässigkeit in der Verteilung der einzelnen Komponenten aufweisen.

Auf Figur 23 ist das Mengenverhältnis (in Gewichts-%) von Pyrit: Magnetkies: Kupferkies von 60 Analysen aus verschiedenen Teilen des Erzlagers dargestellt. Die Dreiecksprojektion zeigt, in welchem Verhältnis diese drei Sulfide in den verschiedenen Regionen des Erzkörpers, die durch unterschiedliche Zeichen symbolisiert sind, zueinander stehen und zwar

1. Im zentralen Teil der Erzlinse
2. In ihren auskeilenden Spitzen
3. In ihren peripheren Teilen.

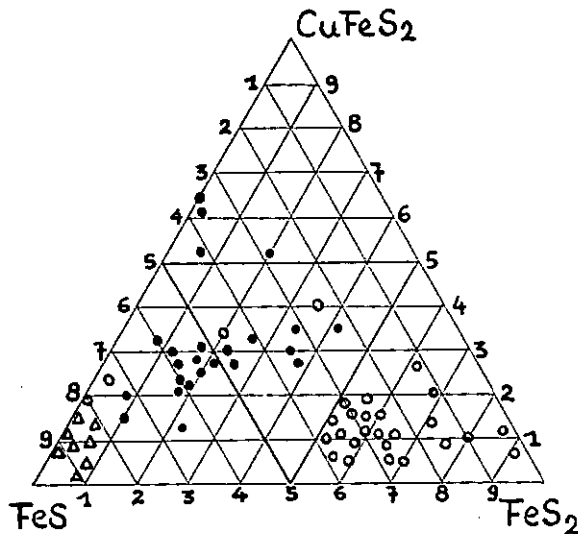


Fig. 23. Verteilung der einzelnen Sulfidkomponenten über die verschiedenen Teile des Erzlagers, ermittelt aus 60 Analysen. ○ = Erz aus den zentralen Teilen der Erzlinse (28 Analysen); △ = Erz aus den auskeilenden Spitzen (8 Analysen); ● = Erz aus den peripheren Teilen (24 Analysen).

Es zeigt sich, dass das Erz im Innern der Linse besonders reich an Pyrit ist, während die Spitzen durch einen hohen Magnetkiesgehalt ausgezeichnet sind. Weniger deutlich, aber doch noch eindeutig feststellbar ist eine Anhäufung von Kupferkies in den peripheren Teilen.

Figur 24 bezieht sich auf die Analysen, die von 4 Abschnitten eines Bohrkernes gemacht wurden, der, ausgehend von den sterilen Quarziten, quer durch den ganzen Erzkörper hindurchgeht. Die ausgezogene Linie stellt die mineralogische, die gestrichelte die chemische Zusammensetzung dar.

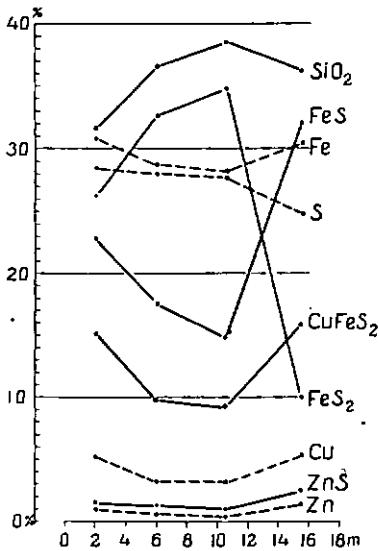


Fig. 24. Ergebnisse von 4 Analysen eines Bohrkernes durch den Erzkörper: Bei annähernd konstantem Cu-Fe-S-Gehalt (gestrichelte Linie) schwankt der Anteil an einzelnen Sulfiden sehr stark (ausgezogene Linie). Die Meterskala am unteren Bildrand gibt die Tiefe an, aus der die einzelnen Proben stammen.

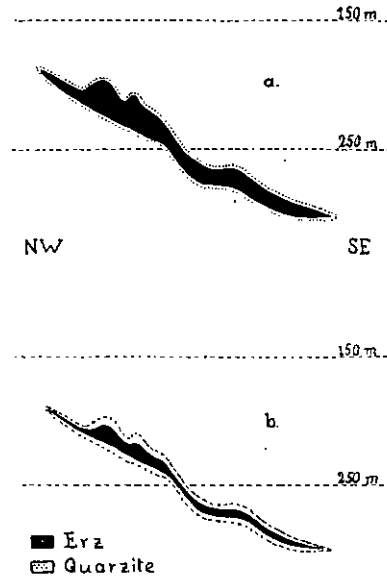


Fig. 25. a = Querprofil durch den Erzkörper. b = dasselbe Querprofil (punktierter Umriss); die schwarze Fläche entspricht einer reduzierten Lamelle, für die ein Erzgehalt von 100 % angenommen worden ist.

Diese Analysenserie wurde von den Hunderten, die uns zur Verfügung standen, deshalb ausgewählt, weil der Fe- und der S-Gehalt für alle 4 Analysen ziemlich konstant ist und deshalb hier sehr schön zu sehen ist, dass trotz der Konstanz der chemischen Bestandteile die mineralogische Zusammensetzung sehr stark variieren kann. Wir sehen hier wiederum, dass die zentralen Teile vor allem reich an Pyrit sind, während in den randlichen Teilen Kupferkies und Magnetkies vorherrschen. Die grösste Schwankung zeigt der Magnetkies mit einem Maximum von 35 % in den raudlichen Teilen und einem Minimum von 10 % im Zentrum.

Bei allen diesen Analysen wurden die zäusserst am Rande liegenden Erze vom schichtförmigen Typus nicht in Betracht gezogen. Da ihr Sulfid-

gehalt so gering ist, dass sie meistens nicht mehr ausgebeutet werden, hat man sie in die Bohrkernanalysen, die ja zu Prospektierungszwecken vorgenommen werden, gar nicht mehr einbezogen.

Aus den Durchschnittsanalysen auf Seite 62 wurden ferner die Volumprozentage der Sulfide und des SiO_2 errechnet. Dabei ergaben sich für die Sulfide 43.35 % und für das SiO_2 56.65 %.

Vom Volumen des ganzen Erzlagers nehmen also die Sulfide nur $\frac{3}{7}$ ein, während der Quarzanteil $\frac{4}{7}$ ausmacht. Auf Figur 25 ist ein Querschnitt durch das ganze Erzlager dargestellt (a) und darunter (h) wurde schematisch gezeigt, welche Fläche die Sulfide in reinem Zustand in diesem Querschnitt einnehmen würden.

Ferner schien es uns interessant, mit Hilfe eines Pycnometers das spezifische Gewicht der verschiedenen Erztypen zu bestimmen.

Auf Fig. 26 wurde das spezifische Gewicht der drei verschiedenen Typen (durch versch. Signaturen) und seine Abhängigkeit vom Sulfidresp. Quarzgehalt dargestellt.

Es zeigt sich, dass das Erz vom schichtförmigen Typus das geringste spezifische Gewicht hat (3—3.5), während dasjenige des massigen Typus 5 erreichen kann. Die Punkte für den Typus mit quarzitischen Einschlüssen zeigen eine grosse Streuung, was durch die unterschiedliche Grösse und Frequenz der Einschlüsse bedingt ist. Das aus den Durchschnittsanalysen (vgl. Fig. 12) errechnete mittlere spez. Gewicht ergibt:

Massiger Typus	ca. 4
Typus mit Einschlüssen	ca. 3.7
Schichtförmiger Typus	ca. 2.9

Das mittlere spez. Gewicht des gesamten Erzkörpers (nach Tab. S. 62) beträgt 3.87, während dasjenige der Serpentinzone bei ca. 2.8 liegen dürfte.

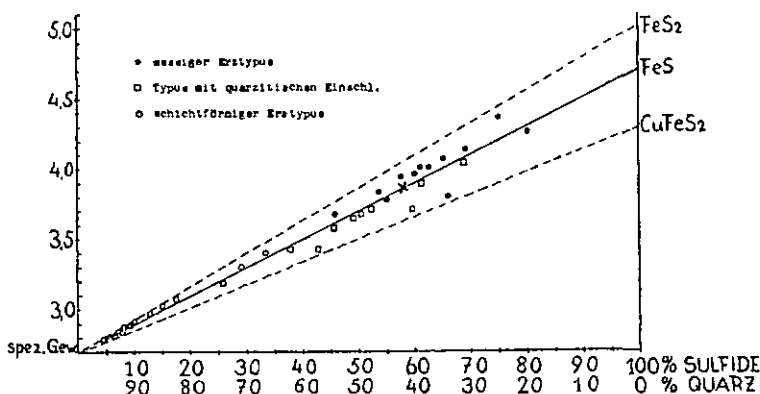


Fig. 26. Spezifisches Gewicht der 3 Erztypen bei schwankendem prozentualen Anteil der einzelnen Sulfidkomponenten.

RESTLÖSUNGEN UND SEKUNDÄRE BILDUNGEN

Randlich des Erzkörpers, d. h. zwischen dem Erzlager und den umliegenden Quarziten (Serpentingesteinen, wo die Quarzite fehlen), finden sich an mehreren Stellen Quarzlinsen von einigen dm bis m Länge. Diese meist sehr flachen Linsen (einige cm bis 2 dm) liegen parallel zu den eben erwähnten Kontakten.

Diese Quarzlinsen bestehen aus einem milchigweissen Quarz, dessen Kristalle 5—10 mm Durchmesser erreichen können. Im Inneren der Quarzkristalle oder randlich davon, zwischen den einzelnen Kristallen, finden sich oft Fragmente von Sulfidkörnern.

Aus der Lage dieser Quarzlinsen lässt sich schliessen, dass sie aus den Restlösungen, die sich während der Vererzung gebildet haben, hervorgegangen sind:

Da zu dieser Zeit Spalten, Klüftungen etc. noch fehlten, setzten sich diese Restlösungen längs des Kontaktes Erzlager:Quarzite oder Serpentin-gesteine ab. Dort spielten sich nämlich die ersten Bewegungen nach der *mise en place* der Erze ab, wie wir später noch sehen werden.

Als sekundäre Bildung ist der »Eiserne Hut« zu nennen.

Wie bei den meisten Erzlagern der skandinavischen Halbinsel spielen auch bei Outokumpu die sekundären Bildungen nur eine geringe Rolle, weil sie ihre Ausmasse durch die erosive Tätigkeit der Gletscher zur Zeit des Quartärs verloren und sich seither nicht wieder gebildet haben.

Ursprünglich lag an den beiden Stellen, wo der Erzkörper an die Tagesoberfläche tritt, eine Oxydationszone von 1—2 m Mächtigkeit. Da es sich aber an diesen Stellen um alte und zerfallene Grubeneingänge handelt, ist der eigentliche »Eiserne Hut« nicht mehr zugänglich.

Laitakari (1931 S. 62) schrieb über diese Bildungen: »In Outokumpu gibt es eine dünne, 1—2 m dicke Oxydationszone mit einem Quarzgerüst ohne Erz, und etwas tiefer liegt eine Eisenerzhutbildung mit Limonit.«

PLATZNAHME UND HERKUNFT DER SULFIDE

Wir kommen nun zu den zentralen Problemen dieser Arbeit: Wie und wann hat die *mise en place* der Erze stattgefunden und woher kam die Sulfidsubstanz?

An diese Fragen wollen wir vor allem vom tektonischen Standpunkt aus herangehen. Da im allgemeinen bei der Besprechung von Erzlagerstätten die tektonischen Verhältnisse nur wenig oder gar nicht berücksichtigt werden, möchten wir vorerst einmal versuchen, diejenigen Lagerstätten, die ihre Entstehung mobilen Zufuhren (flüssig, dampf- oder gasförmig) ver-

danken, neu einzuteilen auf Grund der Abhängigkeit der Platznahme der Erze von tektonischen Vorgängen.

Wir schlagen vor, grosso modo »Injektions«-, »Imprägnations«- und »Verdrängungs«-Lagerstätten zu unterscheiden. Alle drei Gruppen können sowohl für die liquidmagmatischen, die pneumatolytischen und die hydrothermalen Bildungen in Frage kommen.

A) Die Injektionslagerstätten verdanken ihre Entstehung tektonischen Vorgängen, die die Öffnung bestimmter Räume zur Folge hatten, in welche die unter Druck stehende Sulfidsubstanz eindringen konnte und in denen sie dann erstarrte, ohne in grösserem Masse auf das Nebengestein einzuwirken.

Je nach dem Entwicklungsstadium der Gebirgsbildung zur Zeit der Entstehung dieser tektonischen Lagerstätten kann man diese weiter unterteilen: Die auf tieferen Niveaus des Gebirges entstehenden Scherungs- und Brekzienzonen führten zur Bildung von für diese Horizonte charakteristischen Erzlagerstätten mit vorwiegend opbolitischen Formen, während in den oberflächennäheren Teilen Risse und Spalten gangartige Lagerstätten zur Folge haben konnten (vgl. Wegmann 1928a).

B) Die Bildung von Imprägnationslagerstätten hängt weniger von tektonischen Vorgängen als von der Struktur und der Textur der zu imprägnierenden Gesteine einerseits und vom imprägnierenden Material andererseits ab.

Die Vorbedingung für das Eindringen der Sulfidsubstanz ist in diesem Falle nicht die Öffnung grosser Räume, sondern das Einwirken einer Sulfidsubstanz auf poröses oder permeables Gestein, wobei die Viskosität der Sulfidsubstanz in einem angebrachten Verhältnis zur Durchlässigkeit des Gesteins stehen muss. Der Zusammenhang zwischen der Entstehung von Imprägnationslagerstätten und tektonischen Vorgängen besteht darin, dass z. B. Differentialbewegungen (Verschiebung) eine Imprägnation erleichtern können.

C) Bei den Verdrängungslagerstätten wiederum ersetzen einzelne Komponenten der Sulfidsubstanz gewisse Bestandteile der Gesteine, in denen sich das Lager bildet. Die Bildung dieser Lagerstätten ist von tektonischen Vorgängen nur indirekt abhängig, hingegen sind die chemische Zusammensetzung der Sulfidsubstanz (Reaktionsfähigkeit) und der mit ihr in Berührung stehenden Gesteine, sowie Druck- und Temperaturverhältnisse von grösster Bedeutung.

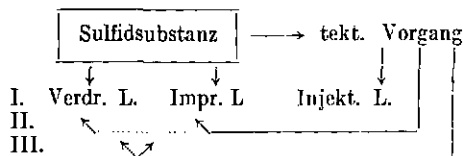
Die mechanische Einwirkung bei der *mise en place* der Erze nimmt also von Gruppe A bis C an Bedeutung ab, während der Umfang der chemischen Reaktionen zunimmt.

Für die Beschreibung der Gruppen wählten wir drei extreme Fälle: Es können aber auch tektonische Vorgänge zur Öffnung von Räumen in solchen Gesteinen führen, die die Bedingungen für die Bildung von B oder C er-

füllen. In diesem Falle wird auf ein Eindringen der Sulfidsubstanz in diese Räume natürlich eine Imprägnation, bezugsweise eine Verdrängung, folgen. Sind die Bedingungen für B und C erfüllt, so können in ein und demselben Fall Imprägnation und Verdrängung miteinander Hand in Hand gehen. Werden diese Bedingungen nicht erfüllt, so kann natürlich nur eine Lagerstätte vom Typus A entstehen, deren primäre Form dann im Detail den Öffnungsräumen entsprechen muss, aber durch spätere Bewegungen umgeprägt werden kann, so dass die Lagerstätte eine sekundäre Form erhält.

Neben den oben dargestellten Lagerstätten vom Typus B oder C, die recht seltene Fälle darstellen, gibt es also auch solche Imprägnations- und Verdrängungslagerstätten, die, wenn nicht in Bezug auf ihre Ausbildungsform, so doch in Bezug auf ihre Lage, in engem Zusammenhang mit der Tektonik stehen.

Die verschiedenen Möglichkeiten können wir folgendermassen schematisch darstellen:



Ein recht deutliches Beispiel dafür, dass neben den drei aufgestellten Grundtypen alle Übergänge bestehen können, bietet die Lagerstätte von Outokumpu. In Outokumpu haben wir den Fall III verwirklicht: Die erste Phase der Entstehung dieses Erzlagers steht deutlich mit grosstektonischen Vorgängen in Zusammenhang.

Um dies besser darlegen zu können, wollen wir einige aus den bisherigen Beobachtungen gefolgerte Tatsachen in Erinnerung rufen:

Die Erze befinden sich im Inneren einer Quarzitlinse, die im Verlaufe der Überschiebungsvorgänge aus ihrem Verbande gelöst und von den ultrabasischen Massen umgeben wurde. Bei ihrer Platznahme drangen die Sulfide offensichtlich tief in die zentralen Teile dieser Linse ein, denn der Sulfidgehalt ist im Inneren des Erzlagers am grössten und nimmt gegen die randlichen Teile zu ab.

Es stellt sich nun zuerst folgende Frage: Ist die Sulfidsubstanz durch bereits vorhandene oder aber durch neu sich öffnende Räume eingedrungen?

Wie Mäkinen (1938) darlegte, wurden diese Öffnungen schon während der Platznahme der ultrabasischen Massen gebildet. Dies scheint uns aber nicht gut möglich zu sein: Wenn die Öffnungen damals bereits vorhanden gewesen wären, so wären sie doch wohl von den noch mobilen ultrabasischen Massen aufgefüllt worden. Von solchen wurden aber bis heute im Inneren des Erzlagers keine Spuren angetroffen.

Nach unserer Auffassung waren zur Zeit der Platznahme der Erze die ultrabasischen Massen bereits erstarrt, denn einzelne Erzadern schneiden die Serpentinegesteine. Zwischen der Platznahme der ultrabasischen Massen und derjenigen der Erze muss also eine längere Zeitspanne liegen, während der die ultrabasischen Massen mit ihren Einschlüssen (Linsen von Quarziten usw.) und den umgebenden Schiefen verschweisst wurden. In dieser Zeitspanne fand nach unseren Beobachtungen die Bildung der Chromminerale und der Hauptmasse des Skarns und schliesslich die Serpentinisierung statt.

Folglich mussten, damit die Sulfidsubstanz an Ort und Stelle gelangen konnte, neue Wege und Bahnen geöffnet werden, die ihr erlaubten, bis zur Quarzitlinse und schliesslich in deren Inneres zu gelangen.

Es muss sich also dabei um Öffnungen von mehr als nur lokalen Ausmassen gehandelt haben, nämlich um eine erneute Zerschierung der bereits verschweissten Serpentin-Quarzitzone. Diese erneute Zerschierung darf sicher mit der Fortsetzung jener Überschiebungsvorgänge, die schon für die Platznahme der ultrabasischen Gesteine von grösster Bedeutung waren, in Zusammenhang gebracht werden. Das Eindringen der Sulfidsubstanz wurde also durch tektonische Vorgänge ermöglicht.

Wir haben somit auch einen ersten Anhaltspunkt für die zeitliche Stellung des Eindringens der Sulfidsubstanz erhalten:

1. Das Eindringen der Sulfidsubstanz fand während den Überschiebungen statt.

Wenn wir uns in Erinnerung rufen, dass einzelne Erzadern die Serpentinegesteine schneiden, so können wir feststellen, dass

2. die Sulfidzufuhr nach der Serpentinisierung stattgefunden hat.

Die obere Grenze der Zeitspanne, während der die Sulfidsubstanz eindringen ist, lässt sich folgendermassen feststellen:

Am Erzlager zeichnen sich alle jene Deformationen ab, die jünger sind als das Eindringen der Sulfidsubstanz. Die ältesten dieser Deformationen stellen die Spuren derjenigen Bewegungen dar, die unmittelbar auf die Sulfidzufuhr gefolgt sind.

Im nächsten Kapitel sollen diese Deformationen beschrieben und ihre chronologische Folge aufgestellt werden. Es sei hier nur vorweggenommen, dass die ältesten Deformationen, die sich am Erzlager abgezeichnet haben, mit der 2. Faltungsphase in Zusammenhang zu bringen sind. Die Überschiebungen haben sich also nach der Platznahme der Erze nicht mehr lange fortgesetzt. Halten wir deshalb fest, dass

3. das Eindringen der Sulfidsubstanz kurz vor dem Beginn der 2. Faltungsphase abgeschlossen war.

Wir kommen also zu folgendem Ergebnis:

Das Eindringen der Sulfidsubstanz hat gegen das

Ende der Überschiebungsvorgänge, nach der Serpentinisierung und vor dem Einsatz der 2. Faltungsphase stattgefunden.

Es stellt sich nun noch die Frage, aus welcher Richtung die Zufuhr der Sulfidsubstanz kam.

Rufen wir uns noch einmal in Erinnerung, dass bei der Platznahme der Erze die bereits verschweisste Serpentin-Quarzitzone erneut zerschoren wurde. Die Quarzitlinse, in deren Innerem die Erze heute fixiert sind, kam in diese Bahn, welche sich der eindringenden Sulfidsubstanz öffnete, zu liegen und wurde selbst eröffnet. Die Sulfidsubstanz konnte so in die zentralen Teile der Quarzitlinse eindringen.

Die Stelle, an der dies geschehen ist, konnte bis heute noch nicht ermittelt werden, weil sich die Stollen und der Abbau des Erzlagers hauptsächlich auf dessen zentrale, sulfidreiche Teile beschränken, so dass die randlichen Quarzite nur selten aufgeschlossen sind. Vielleicht liegt die Zufuhrstelle in den erst durch Bohrungen ermittelten SW-lichen Teilen der Erzlamelle.

Wenn also die Frage, aus welcher Richtung die Sulfidsubstanz kam, auf Grund von Beobachtungen an der Erz-Quarzitlamelle selbst nicht beantwortet werden kann, so können wir doch vielleicht einer Antwort näher kommen, wenn wir einem eventuellen Zusammenhange der Sulfide mit den Intrusivgesteinen der Gegend nachforschen.

An Intrusivgesteinen finden sich anstehend einmal die ultrabasischen Massen und, wenn man sie als Magmengesteine betrachten will, die Granite.

Der Entdecker der Grube, Dr. O. Trüstedt, hatte die Granite als »Erzbringer« betrachtet, weil ihre Ausläufer sich ja in Form von Pegmatitgängen bis zum Grubenfeld erstrecken und weil diese Pegmatitgänge im Innern des Erzkörpers oft reichlich Sulfide enthalten. Da es sich aber herausstellte, dass die Pegmatitgänge den ganzen Erzkörper durchschneiden und dass sie im Liegenden des Erzlagers keine Sulfide enthalten, dass sie also jünger sind als das Erzlager, wurde diese Annahme hinfällig. (Wir haben bereits gezeigt (S. 24), dass die Granitisierung nicht derselben tektonischen Phase angehört wie die Platznahme der Erze, da sie erst am Ende der auf die Überschiebungen folgenden zweiten Faltungsphase stattgefunden hat.)

Es ist deshalb naheliegend, die Sulfide mit den ultrabasischen Massen in Zusammenhang zu bringen. Da aber zwischen der Intrusion der ultrabasischen Massen und der Platznahme der Sulfidsubstanz bekanntlich ein längerer Zeitabschnitt liegt, dürfen die ultrabasischen Massen kaum direkt als »Erzbringer« angesprochen werden. Hingegen scheint doch ein tektonischer Zusammenhang zwischen den Sulfiden und den ultrabasischen Gesteinen zu bestehen, denn die letzteren, die ausser den jüngeren Graniten die einzigen anstehenden Magmengesteine in der Gegend von Outokumpu sind, finden sich ja in unmittelbarer Nähe und z.T. sogar in Kontakt mit dem Erzkörper.

Ein tektonischer Zusammenhang der Sulfide mit den ultrabasischen Gesteinen liesse sich folgendermassen formulieren: Die Sulfidsubstanz benützte beim Aufsteigen im grossen die gleichen Wege wie vor ihr die ultrabasischen Massen.

Wenn wir für die ultrabasischen Gesteine annahmen, dass ihre Wurzel im W von Outokumpu in dem von den Graniten von Maarianvaara verdeckten Gebiete zu finden sei, so dürfte auch die Sulfidsubstanz aus dieser Richtung gekommen sein.

Rufen wir uns die tektonischen Ereignisse und somit die heutige Lage der Überschiebungshorizonte, resp. den Verlauf der Serpentin-Quarzitzone, in Erinnerung (vgl. auch Taf. IV), so kommen wir zum Ergebnis, dass, mit den heutigen Lageverhältnissen gesprochen, die Zufuhr von oben (von NW) erfolgte.

Ein solcher tektonischer Zusammenhang zwischen Intrusivkörpern und Erzen ist auch bei einigen norwegischen Lagerstätten, die sich im Liegenden eines basischen Intrusivkörpers (oder einige m unter demselben) befinden, gut ersichtlich, z.B. bei den Gruben Hestekletten und Storsvarts (bei Røros) und z.T. bei Sulitjelma.

Mit dem tektonisch bedingten Eindringen der Sulfidsubstanz ins Innere der Quarzitlinse war die erste Phase der Bildung der Lagerstätte abgeschlossen und wir kommen somit zur II. und III. Phase, den Imprägnations- und Verdrängungsprozessen. Man kann die verschiedenen Phasen allerdings zeitlich nicht scharf voneinander trennen. Wahrscheinlich hat die Imprägnation schon während dem Eindringen der Sulfidsubstanz eingesetzt.

Imprägniert wurden nur die verschieferten Quarzite. Die Möglichkeit einer solchen Imprägnation war gegeben durch die s-Flächen und die grosse äussere Oberfläche der Quarzkörner (vgl. S. 35). Die Quarzite vom massiven Typus konnten nicht imprägniert werden, weil ihnen diese Eigenschaften fehlten. Die grössere Permeabilität der verschieferten Quarzite im Vergleich zu den massiven kann experimentell nachgewiesen werden: Bei Bohrkernen, die wir in eine eosinhaltige Alkohollösung legten, ist die Lösung nach 3 Monaten 2—3 mm in die verschieferten Quarzite eingedrungen, (parallel zu den Schieferungsflächen), während die massiven Quarzite gar nicht durchdrungen waren.

Hand in Hand mit den Imprägnationsvorgängen haben auch Verdrängungsprozesse stattgefunden. Abgesehen von einer langsamen Auflösung der Quarzkörner (des Quarzites) wurden z.T. die schon früher gebildeten Skarnmineralien und auch Glimmer verdrängt. Auf Grund dieser Vorgänge wurde Outokumpu von Schneiderhöhn (1944) unter den »sulfidischen Skarnerzen« erwähnt, die eine Untergruppe der »polymetamorphen

komplexen Erzlagerstätten mit magmatisch und paläogen mobilisierten Zufuhren» bilden.

Geben wir nun genauer auf die Imprägnationsvorgänge ein: Bei der Imprägnation wurden, wie Fig. 19 zeigt, vorerst einmal die Schieferungsflächen der verschieferten Quarzite mit Pyrit besetzt. Magnetkies und Kupferkies drangen erst später in Risse der Quarzite vom massiven und verschieferten Typus ein, die nach der Imprägnation der Schieferungsflächen mit Pyrit, wahrscheinlich im Zusammenhang mit späteren Deformationen, entstanden sind.

Die naheliegendste Erklärung für diese zeitlich getrennte Imprägnation mit Pyrit und mit Magnet- und Kupferkies ist wohl die Annahme, dass die Sulfidsubstanz in 2 oder mehreren Phasen in die Quarzitlinse eingedrungen wäre, wobei ihre Zusammensetzung von Phase zu Phase variiert hätte. So beschreiben Grondijs und Schouten (1937) für die Kupferlagerstätte von Mt. Isa (Australien), die einen ähnlichen Mineralbestand wie Outokumpu aufweist, mehrere Phasen von Pyrit und erst anschliessend das Eindringen der übrigen Sulfide.

Für Outokumpu scheint aber eine solche Annahme nicht richtig zu sein, weil hier die Zusammensetzung der Sulfide der ganzen Längsachse der Lagerstätte entlang annähernd konstant ist.

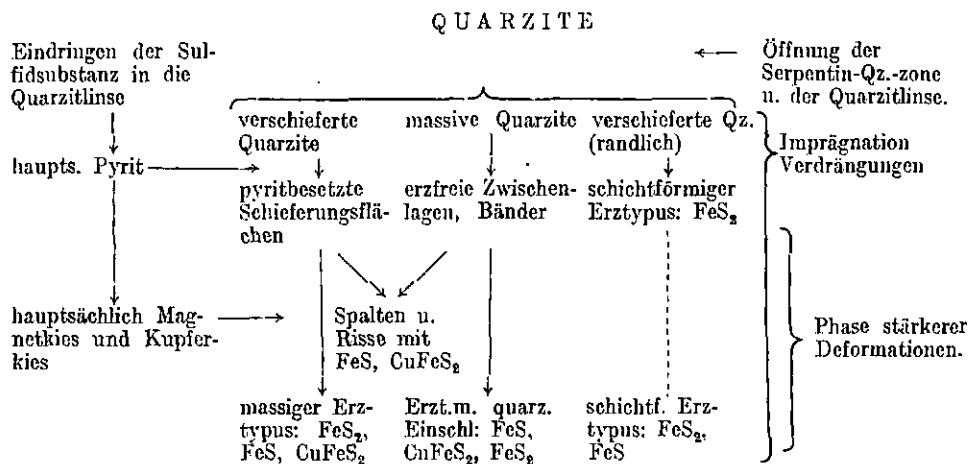
Zutreffender ist wahrscheinlich Väyrynen's Erklärung (1935, S. 16). Er führt die Bildung von stark pyrithaltigen Erzen in Outokumpu auf einen höheren Schwefelgasdruck, der anfänglich in der Sulfidsubstanz herrschte, zurück. Dieser Druck nahm mit der Bildung von pyritreichen Erzen allmählich ab, so dass Magnet- und Kupferkies entstehen konnten.

Diese Annahme bietet auch eine Erklärung für die heutige Verteilung der einzelnen Sulfidkomponenten im Erzlager.¹⁾ Bevor wir darauf näher eingehen, möchten wir diese Verteilung noch einmal kurz beschreiben: Die zentralen Teile der Erzlamelle sind vor allem pyritreich (massiger Typus). Unregelmässig über die zentralen Partien verteilt finden sich zudem magnet- und kupferkies-reiche Stellen (Erztypus mit quarzitischem Einschlüssen). In den randlichen Teilen hingegen sind Magnet- und Kupferkies vorherrschend, wobei sich Magnetkies in besonders hoher Konzentration an den auseinanderziehenden Enden der Linse findet (vgl. Fig. 23).

Infolge des anfänglich in der Sulfidsubstanz herrschenden hohen Schwefelgasdruckes wurde zuallererst einmal Pyrit ausgeschieden, der in der Folge die verschieferten Quarzite imprägnierte. Dabei wurden die vom Zentrum weit entfernten Schieferungsflächen weniger stark von Pyrit besetzt als die zentrumnahen. Im Verlaufe von auf die Pyritimprägnation folgenden Deformationen bildeten sich dann sowohl in den bereits imprägnierten ver-

¹⁾ Da die Zinkblende nur 1 % des Erzes ausmacht, kann sie bei diesen Betrachtungen vernachlässigt werden. Gesagt sei nur, dass sie meistens mit dem Kupferkies zusammen auftritt (vgl. Fig. 22), was wahrscheinlich auf die molekulare Verwandtschaft zurückzuführen ist.

schieferten wie auch in den noch sulfidfreien massiven Quarziten Risse und Spalten. Da der Schwefelgasdruck infolge der anfänglichen Pyritausscheidung stark gesunken war, konnten nun Magnet- und etwas später noch Kupferkies gebildet werden. Diese 2 Sulfide drangen fast gleichzeitig in die neu gebildeten Risse ein. Die bereits pyritdurebsetzten verschieferten Quarzite erfuhren also eine weitere Sulfidbereicherung, in deren Verlauf ihre ursprüngliche Struktur verwischt wurde und eine innige Vermischung ihrer Quarzkörner mit dem bereits vorhandenen Pyrit und dem neu hinzugekommenen Magnet- und Kupferkies stattfand. So entstand der vor allem pyritreiche, aber auch kupfer- und magnetkieshaltige massige Erztypus. In den randlichen Teilen, wo die Schieferungsflächen nur schwach von Pyrit besetzt waren, kam es allerdings nicht so weit: Dort hatte die Magnet- und Kupferkieszufuhr neben der Auffüllung der Spalten lediglich zur Folge, dass die Schieferungsflächen vollends von Magnetkies besetzt wurden (schichtförmiger Typus mit Magnetkies). Der Kupferkies scheint sich auf die Ausfüllung der Spalten beschränkt zu haben: Der schichtförmige Erztypus enthält nämlich Pyrit und Magnetkies, ist aber meist ganz kupferkiesfrei. Auch die Spalten in den massiven Quarziten (Zwischenlagen in den verschieferten Quarziten) wurden von Magnet- und Kupferkies besetzt. Dabei wurden die Bänder von massiven Quarziten unterbrochen und die Bruchstücke wurden ganz von Sulfiden umgeben. Das Resultat dieser Vorgänge ist der Erztypus mit quarzitischem Einseblüssen, der sich durch einen hohen Gehalt an Magnet- und zum Teil Kupferkies auszeichnet. In den randlichen Teilen blieben diese Vorgänge aber wiederum auf einer früheren Stufe stehen: Es wurden dort nur die vorhandenen Spalten ausgefüllt, in denen sich denn heute fast reiner Magnet- und Kupferkies findet. Etwas schematisiert lässt sich unsere Vorstellung von der Entwicklung der Erztypen, mit der die Verteilung der Sulfidkomponenten über das Erzlager aufs innigste zusammenhängt, folgendermassen darstellen:



Carstens (1935, S. 28) erklärt die hohe Magnetkies-Konzentration, wie sie ebenfalls in den Auskeilungen einiger norwegischer Kieslagerstätten anzutreffen ist, folgendermassen:

»Das Verhältnis $\text{FeS} : \text{FeS}_2$ scheint bei abnehmender Temperatur sich im allgemeinen zu Gunsten des FeS_2 zu verschieben. Bei abnehmendem Druck geht doch anscheinend die Reaktion in entgegengesetzter Richtung—ebenfalls werden auch Gasreaktionen zur Bildung von FeS beitragen können. In Übereinstimmung damit findet man an einer Reihe der Kiesvorkommen Magnetkies in den Auskeilungen der Kieskörper angereichert.»

Vogt (1914, S. 340) schreibt über norwegische Kupferkiesgruben, bei denen ebenfalls eine Anreicherung von Kupferkies in den peripheren Teilen beobachtet wurde:

»Die häufig beobachtete Anreicherung des Kupferkieses namentlich in den peripheren Teilen der Lagerstätten muss auf einer besonderen magmatischen Differentiation innerhalb der Sulfidmagneten beruhen.

Diese Erscheinung lässt sich durch magmatische Differentiation *in situ*, d.i. innerhalb des schon gebildeten sulfidischen Magmas erklären.»

Zavaritsky (1948) wiederum erklärt ähnliche Anreicherungen an Cu und Zn in russischen Kieslagerstätten (Ural) durch eine Rekristallisation und durch Verdrängungserscheinungen im Verlaufe der Metamorphose.

Auch in unserem Gebiet hat bekanntlich eine Regionalmetamorphose stattgefunden infolge der Platznahme der Granite von Maarianvaara, die, wie schon öfters betont, beträchtlich jünger ist als die *mise en place* der Erze. Im Verlauf dieser Metamorphose wurden vor allem die Schiefer (Phyllite in Glimmerschiefer) umgewandelt. Ausserdem bewirkte sie in den Serpentinegesteinen die Bildung von Talk und ferner eine geringe Neubildung von Skarnmineralien.

Diese Regionalmetamorphose hat bestimmt auch die Sulfide nicht geschont. Es liegen jedoch keine Anzeichen dafür vor, dass sie zu einer durchgreifenden Neuordnung der Komponenten des Erzlagere führte, wie dies Zavaritsky für jene Kieslagerstätten im Ural annimmt. Verdrängungserscheinungen, bei denen Kupferkies und Magnetkies auf Kosten von Pyrit entstehen, konnten nur an wenigen Stellen beobachtet werden.

Dass sich Magnet- und Kupferkies vor allem in den randlichen Teilen des Erzlagere angereichert haben, lässt sich damit erklären, dass die randlichen Teile infolge ihrer Lage und Brüchigkeit, die grösser war als die der inneren Teile, in denen die noch mobilen Erze einem allfälligen Druck ausweichen konnten, den Deformationen in stärkerem Masse ausgesetzt waren. Die Häufigkeit der Spalten nahm dabei wahrscheinlich mit ihrer Entfernung von den zentralen Teilen der Linse zu. Da Magnet- und Kupferkies vor allem diese Spalten besetzten, steigt die heutige Konzentration dieser 2 Sulfide in vielen Teilen des Erzlagere vom Zentrum zur Peripherie hin an.

Im Verlaufe der Abkühlung konnten dann auch die verschiedenen Entmischungsmineralien entstehen (vgl. S. 54), die von Borchert (1935) als »geologisches Thermometer« verwendet werden. Nach ihm haben sich Zinkblendesternchen bei 470°—550°, Magnetkies (2. Generation, als Entmischung) bei 300°—250°, Cubanit bei 235° und Vallerit und Pentlandit bei 225° gebildet. Ramdohr (1937) hält diese niederen, von Borchert ermittelten Temperaturen nur für Zeichen einer gewissen Reaktionsträgheit oder einer schnellen Abkühlung nach einem langsamen Durchlaufen der für diese Mineralien charakteristischen Bildungstemperaturen. Für die Sulfidparagenesis des Typus Sudbury, wo man ähnliche Entmischungserscheinungen wie in Outokumpu vorfindet, hält er weiter an höheren Temperaturen fest (400°—500°).

Wir wollen die wichtigsten Ergebnisse dieses Abschnittes noch einmal kurz zusammenfassen: Das Eindringen der Sulfidsubstanz fand gegen das Ende der Überschiebungen, nach der Serpentinisierung und vor dem Beginn der 2. Faltungsphase statt. Es steht in engstem Zusammenhang mit tektonischen Ereignissen: Das Eindringen der Sulfidsubstanz wurde dadurch ermöglicht, dass infolge der Überschiebungsvorgänge, die zu einer Zerschierung der bereits verschweissten Serpentin-Quarzitzone führten, neue Öffnungsräume gebildet wurden. Die Sulfidsubstanz drang in einer einzigen Phase ins Innere einer geöffneten Quarzitlinse ein und imprägnierte vorerst deren verschieferte Quarzite. Anschliessend drang sie auch in neugebildete Risse zwischen die noch sulfidfreien massiven und die bereits imprägnierten verschieferten Quarzite ein. Durch Druck- und Temperaturveränderungen wurde das Verhältnis Fe : Cu : S fortwährend verändert, wodurch sich an vielen Stellen des Erzlagers eine zonenmässige Verteilung der einzelnen Komponenten ergab: Die S-reichen Sulfide finden sich vornehmlich im Innern des Erzkörpers, während infolge der geringeren S-Zufuhr in die randlichen Teile (Auskeilungen) und der grösseren Mobilität der letzteren Magnetkies resp. Kupferkies vor allem dort angereichert wurde.

DRITTER TEIL

STRUKTURFORMEN UND DEFORMATIONEN

FORM UND KONTAKTE DER LAGERSTÄTTE

Wir wollen uns nun noch mit der Frage beschäftigen, welche Faktoren verantwortlich sind für die Form, unter der sich das Erzlager heute zeigt.

Im grossen wird die Form eines Erzlagers bestimmt durch die räumlichen Verhältnisse, die während seiner Bildung an seinem Entstehungsorte herrschten; in den Feinheiten der Form zeichnen sich alle jene Deformationen, die gleich alt oder jünger sind wie die *mise en place* der Erze, ab.

Auf die räumlichen Verhältnisse, die bei der Platznahme der Erze von Outokumpu geherrscht haben, sind wir im letzten Kapitel ausführlich zu sprechen gekommen:

Die Sulfidsubstanz hat sich in den zentralen Teilen einer sich öffnenden

Quarzitlinse abgesetzt und hat von dort aus die Quarzite vererzt. Es ist daher zu erwarten, dass die Lagerstätte in ihrer Form der ehemaligen Quarzitlinse einigermaßen entspricht und dass somit ihre tektonischen Verhältnisse mit denen ihrer Umgebung übereinstimmen.

Nach einer allgemeinen Beschreibung der Form der Erzlamelle soll deshalb untersucht werden, ob diese Erwartung bestätigt wird. Dabei werden wir auf alle jene Bewegungen zu sprechen kommen, die nach dem Eindringen der Sulfidsubstanz stattgefunden und ihre Spuren am Erzlager zurückgelassen haben.

Die Deformationen, von denen das Erzlager und seine unmittelbare Umgebung betroffen worden sind und die die Spuren eben dieser Bewegungen darstellen, sollen besonders ausführlich zur Beschreibung gelangen. Diese Deformationen sind aus zwei Gründen interessant:

Einerseits geben sie eine Erklärung für die Feinheiten der Form der Erzlamelle. Auf der anderen Seite ermöglicht eine chronologische Anordnung aller dieser Deformationen die relative Platzierung des Zeitpunktes des Eindringens der Sulfidsubstanz:

Alle Deformationen, die sich am Erzlager abgezeichnet haben, können ja erst während oder nach der *mise en place* der Erze stattgefunden haben.

FORM DES ERZKÖRPERS

Die Grundform der Erzlagerstätte entspricht einer Lamelle. Diese Lamelle erstreckt sich mit ihrer Längsachse über eine Distanz von ca. 3 500 m. Die NE-lichen und zentralen Teile der Lamelle sind über eine Distanz von ca. 2 500 m durch den Abbau und die Stollen der Grube weitgehend zugänglich gemacht worden, während die SW-lichen 1 000 m bis jetzt erst durch Bohrungen erforscht werden konnten.

Die Distanzen von einer Längskante der Lamelle zur andern variieren zwischen 300 und 420 m. Gegen die Enden der Lamelle im NE und SW hin werden sie natürlich immer kürzer (vgl. Taf. III). Die Mächtigkeit der Lamelle beträgt 50 cm bis ca. 22 m.

Aus den Querprofilen geht hervor, dass die Lamelle ein durchschnittliches Einfallen von 30° — 50° gegen SE zeigt; in einzelnen Teilen kann das Einfallen aber auch 75° — 0° gegen SE oder gar 0° — 20° gegen NW betragen. Das achsiale Einfallen im grossen ist aus dem Längsprofil durch den Erzkörper (vgl. Taf. II) ersichtlich: Es beträgt im NE-lichen Teil des Erzkörpers 30° — 50° gegen SW und wird dann in dieser Richtung immer flacher, bis die Längsachse der Lamelle schliesslich im wesentlichen waagrecht verläuft und diese Lage bis an das SW-liche Ende des Erzlagers beibehält.¹⁾

¹⁾ Messungen in den randlichen Quarziten der Erz-Quarzitlamelle zeigen allerdings, dass dieses achsiale Einfallen im Detail stärkeren Schwankungen unterworfen ist, worauf wir später noch zu sprechen kommen werden.

Durch eine Verwerfung (im NE) und eine Verschiebung (im SW) wurde der Erzkörper in drei Abschnitte geteilt.

Im NE tritt die Lamelle an 2 Stellen an die Oberfläche. Das eine Mal handelt es sich dabei um das Ende des Erzkörpers; der 2. Ausstich, der sich ca. 500 m SE-lich vom ersten befindet, ist durch eine Verwerfung bedingt (vgl. Taf. II). An beiden Stellen ist heute nicht mehr viel zu sehen, da die ehemaligen Oxydationszonen durch alte Grubeneingänge verbaut sind. Gegen den weiter NE-lich gelegenen der beiden Ausstiche hin ist die Lamelle so stark zugespitzt, dass man annehmen darf, dass dieses Ende des Erzlagers ein normales sei (Auskeilen der Lamelle). Immerhin dürfte sich das Erzlager noch über mehrere Meter hin fortgesetzt haben, was aus zum Teil vom Eis transportierten Erz-Quarzitblöcken, die in der weiteren Umgebung von Outokumpu noch gefunden werden, hervorgeht (vgl. Sauramo 1924). Hingegen scheint an dem durch die Verwerfung bedingten Ausstich bei Kumpu B (vgl. Taf. II) die Erosion nicht weit fortgeschritten zu sein, denn durch ein schematisches Zusammenfügen der durch die Verwerfung getrennten Teile erhält man ein ziemlich vollständiges Bild der Lamelle.

Über das SW-liche Ende der Erzlamelle ist noch wenig bekannt, weil es vorläufig noch ausserhalb der Grube liegt. Immerhin konnte der Verlauf der Lamelle gegen ihr SW-liches Ende hin an Hand von Bohrungen ermittelt werden. Der Erzkörper scheint sich nur wenig über den Punkt der Bohrung 99a hinaus zu erstrecken: Die Bohrung 99a ist nämlich die am weitesten SW-lich liegende, bei der Erze festgestellt werden konnten. Für die Erze, die der Bohrkern 99a enthielt, sind ein hoher Gehalt an Magnetkies und das Fehlen von Pyrit charakteristisch (vgl. Analysen der Bohrkern 99a S. 62). Die Zusammensetzung dieser Erze entspricht also der, die wir für die Erze, die die Längskanten der Lamelle formen, beschrieben haben. Diese Tatsache lässt uns vermuten, dass es sich bei dem SW-lichen Ende der Erzlamelle um ein normales Auskeilen derselben handelt. Dieser Annahme steht allerdings die Möglichkeit einer Verwerfung gegenüber, die durch starke magnetometrische Anomalien einerseits und durch die tektonischen Erscheinungen in der Umgebung dieser Teile andererseits gestützt wird. Diese beiden Punkte wurden bereits bei der Beschreibung der Serpentin-Quarzitzone dargelegt (vgl. S. 21).

Haben wir die Form des Erzlagers mit einer Lamelle verglichen, so besitzt dieser Vergleich nur eine beschränkte Gültigkeit. Im Detail ergeben sich nämlich mannigfache Abweichungen von dieser Grundform, die sich am besten durch eine Beschreibung der Umrisse von verschiedenen Querschnitten darstellen lassen.

Hätte der Erzkörper genau die Form einer Lamelle, so ergäben die Umrisse der Querschnitte etwa das Bild eines langen, dünnen, konkav-konvexen Gebildes. Diese Form trifft man aber nur selten an. Meistens erscheint der Erzkörper im Querschnitt als längliches Gebilde, dessen

Mächtigkeit ziemlich gering (manchmal beträgt sie nur 1 m) und gleichbleibend ist mit Ausnahme von zwei Verdickungen, die unmittelbar vor den sich zuspitzenden Enden des Gebildes gelegen sind. Die Umrisslinie ist im Bereich der verdickten Stellen unregelmässig gewellt: Sie weist sowohl Einbuchtungen gegen den Erzkörper wie auch Ausbuchtungen gegen die diesen umgebenden Gesteine hin auf (vgl. Taf. III).

Das Einfallen des schmalen Mittelstückes ist meistens steiler als das der verdickten Enden. Besonders das untere Ende liegt oft fast horizontal oder kann sogar ein schwaches Einfallen nach der Gegenseite (NW) zeigen.

Daneben weist der Erzkörper in manchen Querschnitten auch ein verdicktes Mittelstück auf, das sich dann gegen die Enden hin langsam zuspitzt, so dass sich ein fischförmiger Umriss ergibt.

Um die Form und Orientierung des Erzlagers im Detail besser erfassen und darstellen zu können, wurde die Lamelle in 4 Abschnitte unterteilt. Die Messungen von Faltenachsen (Linearstrukturen), Streich und Fallrichtungen von jedem dieser Abschnitte wurden auf einem besonderen Diagramm dargestellt (Diagramme E/F/G/H). Diese Diagramme können mit denen, die die Messungen an der Oberfläche darstellen, verglichen werden (Diagramme A/B/C). Die Methode dieser Darstellung wurde bereits erläutert (vgl. S. 25).

Da die Erze in den zentralen Teilen der Lamelle meist massiv ausgebildet sind (vgl. S. 55), mussten wir uns für die Messungen an

1. den randlich gelegenen schichtförmigen Erztypus und
2. an die den Erzkörper umgebenden Quarzite halten. In diesem Umstand liegt aber deshalb kein Nachteil, weil gerade die äusseren Teile der Lamelle für uns besonders wichtig sind: In diesen Teilen lassen sich nämlich die Schwankungen im Streichen und Fallen, die durch die Detailform bedingt sind (zum Beispiel die Ausbuchtungen, die an den verdickten Stellen gewisser Querschnitte sichtbar werden) besser erfassen.

Richtung der Längsachse: Die Hauptrichtung der Längsachse ist im ersten Teil der Lamelle N 60°—70° E, in den übrigen Teilen beträgt sie N 50°—60° E. Auf den Diagrammen F/G liegen aber einzelne Projektionspunkte stark ausserhalb dieses Bereiches: Die Streuung beträgt ca. 20° nach beiden Seiten. Besonders stark weicht die Längsachsenrichtung am NE-lichen Ende des 3. Teiles der Lamelle von der oben angegebenen Hauptrichtung ab: An dieser Stelle beträgt die Achsenrichtung N 0°—20° E (Diagramm H). Da der 3. Teil des Erzkörpers (mit Ausnahme seines NE-lichen Endes) bereits ausserhalb des heutigen Grubenareals

gelegen ist, ist es nicht möglich, die Richtung der Längsachse in diesem Teil durch Messungen festzustellen. Aus dem weiteren Verlauf der Lamelle, der durch zahlreiche Bohrungen ermittelt worden ist, geht aber hervor, dass dort die Längsachsenrichtung wiederum N 50°—60° E betragen dürfte. Die Abweichung von dieser Richtung im NE-lichen Ende des 3. Teiles scheint daher eine Folge der Verschiebung zu sein, welche die Teile 2 und 3 der Lamelle von einander getrennt und dabei offensichtlich dieses durch Messungen noch erfassbare Ende des 3. Teiles abgedreht hat.

Einfallen der Achsen: Ausgehend vom NE-lichen Ende der Lamelle beträgt das Einfallen der Achsen für die ersten 1 000 m 35°—25° gegen SW; dann wird es allmählich flacher, bis die Lamelle nach 1 500 m im grossen subhorizontal verläuft. Im Detail machen sich jedoch stärkere Schwankungen bemerkbar: Das Einfallen der Achsen weicht häufig bis zu $\pm 10^\circ$ von den hier angegebenen Werten ab. Durch die beiden Störungen, welche die Teile 1, 2 und 3 voneinander trennen, wurde das achsiale Einfallen nicht merkbar gestört.

Streichen und Fallen. Die Pole des Streichens und Fallens zeigen auf allen Diagrammen eine so starke Streuung, dass es nicht möglich war, die Punkte durch einen Grosskreis zu verbinden und so die Zonenachse zu konstruieren.

Das Einfallen ist in vielen Teilen des Erzlagers deutlich abhängig von der Mächtigkeit des letzteren. Diese Abhängigkeit wurde auf Fig. 27 graphisch dargestellt: Die Ordinate gibt das Einfallen des Erzlagers an verschiedenen Stellen an, die Abszisse die Mächtigkeit der Lamelle an den betreffenden Stellen. Es zeigt sich, dass im 1. Teil des Erzlagers die gegen die Kanten hin verdickten Partien der Erzlamelle flacher liegen als die dünneren Mittelstücke. Im II. Teil ist dies nur mehr für die Unterkante der Lamelle der Fall, während sich im III. Teil keine Gesetzmässigkeiten mehr feststellen lassen.

Aus den Diagrammen E/F/G/H geht also Folgendes hervor:

1. Die Richtung der Hauptachse der Erzlamelle stimmt im grossen mit der Längsachse der Serpentin-Quarzitzone einerseits und mit der b-Achse der umgebenden Schiefer andererseits überein.

Die Längsachsen der verschiedenen Wülste, die das Erzlager aufweist und die

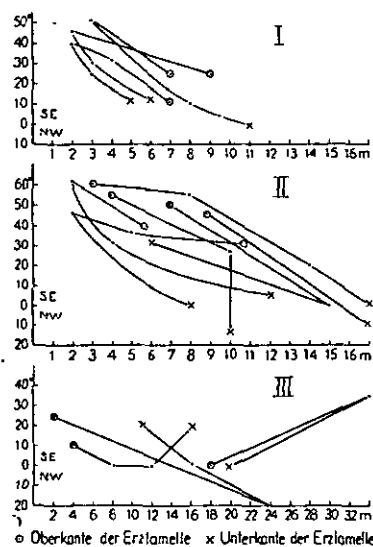


Fig. 27. Abhängigkeit der Mächtigkeit der Erzlamelle von ihrem Einfallen. I; II; III = Teile der Erzlamelle; (vgl. Taf. III).

im Querprofil als Verdickungen erscheinen, stimmen in ihrer Richtung mit der Hauptachse der Erzlamelle überein.

2. Das Einfallen der Achse weicht zwar über eine kurze Distanz im NE-lichen Teile der Erzlamelle relativ stark vom Einfallen, das für die umgebenden Gesteine gemessen wurde, ab (35° — 25°), stimmt aber in den übrigen Teilen mit diesem überein.

In Bezug auf die Achsen bildet die Erzlamelle also ein ziemlich regelmässiges und einheitliches Element, das sich gut in die Tektonik seiner Umgebung eingliedern lässt.

3. Das Einfallen der Lamelle wechselt stark, zum Teil infolge des Winkels, in dem in vielen Querschnitten die verdickten Enden zum schmalen Mittelstück stehen. Ein flaches Einfallen scheint meist mit einer relativ grossen Mächtigkeit der Lamelle verbunden zu sein (vgl. Taf. III u. Fig. 27).

4. Auch das Streichen der Lamelle ist, selbst auf kleinem Raume, grossen Schwankungen unterworfen. Diese Schwankungen des Streichens und Fallens sind eine Eigenheit des Erzkörpers; sie fehlen den tektonischen Elementen seiner Umgebung.

Diese Eigentümlichkeit des Erzkörpers ist erklärbar durch die Ein- und Ausbuchtungen der randlichen Teile der Lamelle, auf die bei der Beschreibung der Querprofile bereits hingewiesen wurde.

Diese Beulenbildungen sind aber noch viel häufiger, als man beim Betrachten der Querprofile annehmen könnte: Ihre Dimensionen sind nämlich oft, so gering, dass sie durch die Querprofile gar nicht erfasst werden können.

In den Stollen und den ausgebeuteten Teilen der Erzlamelle zeigt sich deutlich, dass die Quarzite an vielen Stellen beulenförmig in das Erzlager hineinragen und an anderen Stellen wiederum gewölbeartig nach aussen gebogen sind. Trotz einigen Schwankungen zeigen die Längsachsen der Beulen zwei bevorzugte Richtungen (vgl. Fig. 28). Sie verlaufen nämlich entweder parallel der Bewegungsrichtung unseres Gebietes (NW—SE, vgl. Achsen 1 und 2 auf Fig. 28) oder annähernd parallel der Hauptachse des Erzkörpers, resp. senkrecht zur Bewegungsrichtung (NE—SW, vgl. Achse 3 auf Fig. 28). Wo die Quarzite sehr stark gewölbt sind, entstanden im Scheitel der Ein- und Ausbuchtungen Risse und Keile, die jetzt mit Erzen gefüllt sind (vgl. Fig. 21). Die Risse, resp. Keile, verlaufen im allgemeinen der Längsachse der Beulen parallel;

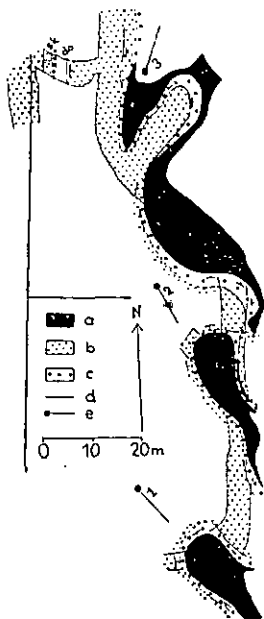


Fig. 28. Beulenbildungen; Plan des 285m-Stollens (Ausschnitt). a = Erz; b = Serpentinesteine; c = Quarzite; d = Stollen; e = Achsen der Beulen; sk = Skarngesteine; do = Dolomitgesteine.

den oben beschriebenen Achsenverhältnissen entsprechend fallen sie somit in die a—c oder in die b—c Richtung.

Diese Beulenbildungen sind auch verantwortlich für die Schwankungen, die sich im Detail im Streichen und Fallen der Linearstrukturen ergeben.

Die Ein- und Ausbuchtungen in den randlichen Teilen der Erzlamelle sind plastische Verformungen. Zu einer Zeit also, als die Erze noch nicht vollständig fixiert waren, wurden die randlichen Quarzite infolge von Druckdifferenzen in die plastische Erzmasse gedrückt.

BEZIEHUNGEN DER KONTAKTE DES ERZKÖRPERS ZU DEN UMGEBENDEN GESTEINEN

Die eigentliche Erzlamelle ist an vielen Stellen von einer 1—5 m mächtigen Quarzithülle umgeben. Ausnahmsweise kann diese Hülle auch mächtiger sein. Im SW-lichen Teil des Erzlagers scheint sie 10 m und mehr zu betragen.

Was wir als Quarzithülle bezeichnen, stellt die randlichen Relikte einer ehemaligen Quarzitlinse dar, die heute fast ausschliesslich vom Erzlager eingenommen wird.

Die Kontaktverhältnisse zwischen dem Erzlager und den umgebenden Quarziten können folgende sein:

1. Plötzlicher Übergang von Erzen zu den sterilen Quarziten. Der Kontakt verläuft oft auf längere Strecken geradlinig; er folgt den Schieferungsflächen der Quarzite, dies auch bei Beulenbildungen (vgl. Fig. 29/30). Der plötzliche Übergang ist bedingt durch eine breitere Lage von massiven Quarziten, welche für die Sulfide undurchlässig waren.

2. Allmählicher Übergang von massiven Erzen zum schichtförmigen Erztypus und zu leicht erhaltigen bis sterilen Quarziten. Hier bestehen die Quarzite aus dem verschieferten Quarzittypus.

An den in den Stollen sichtbaren Kontaktstellen ist der 1. Fall häufiger verwirklicht als der 2. Es ist aber leider nicht möglich, anzugeben, in welchem numerischen Verhältnis die 2 Fälle um den ganzen Erzkörper herum auftreten, denn der weitaus grösste Teil aller Kontakte ist nicht zugänglich.

Die Kontakte zwischen der Erzmasse und den Quarziten sind nicht wesentlich deformiert; die Quarzite wurden durch die Erstarrung der Erze mit dem eigentlichen Erzkörper verschweisst. Nur bei der Bildung der oben erwähnten Beulen bildeten sich Bewegungshorizonte in sehr beschränktem Ausmasse: Einzelne Gleitspuren in den verschieferten Quarziten zeugen davon, dass mancherorts eine Gleitung senkrecht zu den Längsachsen der Beulen stattgefunden hat, die durch lokale Dehnungserscheinungen im Verlaufe der Bildung der Beulen bedingt war.

An den Stellen, wo die umgebenden Quarzite fehlen, treten die Erze direkt mit den Serpentinegesteinen in Kontakt. Dies ist der Fall:

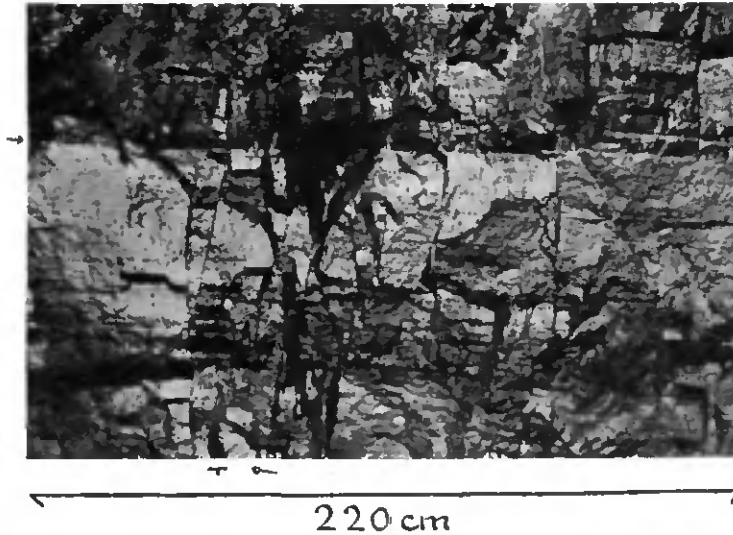


Fig. 29. Erz: Quarzitkontakt. Unten (Liegendes) verschieferte Quarzite, leicht skarnhaltig und mit Sulfiden imprägniert. Oben Erze vom schichtförmigen Typus; die Struktur der Quarzite ist darin noch gut erhalten. Der Kontakt Quarzite : Erz ist deutlich zu sehen; er verläuft geradlinig ($\rightarrow \leftarrow$). In den Quarziten deutlich ausgeprägte Klüfte. Einige davon setzen sich ins Erz hin fort.

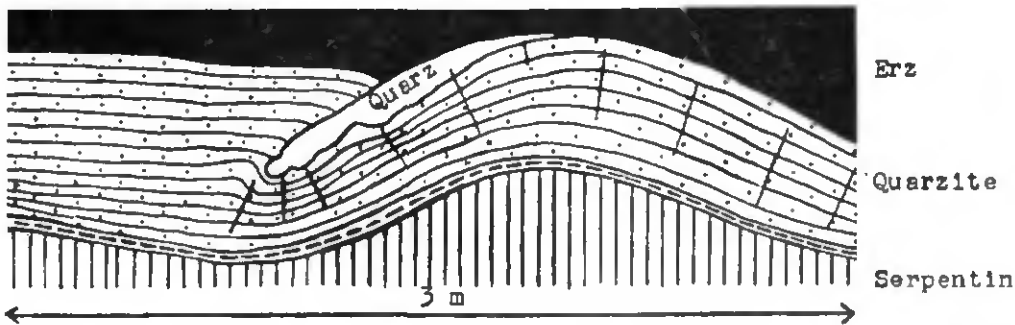


Fig. 30. Kontakt Serpentin : Quarzit : Erz. Deformationszone mit Bewegungshorizonten (— — —) zwischen den Quarziten und den Serpentinesteinen. Der Kontakt Quarzit: Erz ist konform. Quarz ist in die Quarzite eingedrungen (vgl. Restlösungen).

1. Wo die Vererzung bis an die Peripherie der Quarzitlinse vorgedrungen ist;

2. An einigen Stellen, wo die umgebenden Quarzite durch Deformationen entfernt wurden. An den Scheiteln der bereits erwähnten Einbuchtungen der Quarzithülle gegen den Erzkörper hin zum Beispiel schritt die Keilbildung in einzelnen Fällen infolge des starken, durch die Wölbung bedingten Zuges bis zu einem Auseinanderklaffen der Quarzithülle fort, so dass dort den Erzen der Weg bis an die Serpentinesteine freigegeben war.

Dieser letztere Fall ist aber ziemlich selten; an den weitaus meisten sicht-

baren Kontakten der Erze mit den Serpentinegesteinen ist die Vererzung bis in die äussersten Teile der Quarzitlinse fortgeschritten.

Zwischen den Serpentin und den Quarziten oder, wo die letzteren fehlen, zwischen den Serpentinegesteinen und den Erzen findet sich überall eine Deformationszone; diese umgibt also die Erz-Quarzitlamelle.

Die Mächtigkeit dieser Deformationszone variiert von einigen cm bis zu 150 cm. Der Rand der Erz-Quarzitlamelle verläuft über grössere Distanzen relativ glatt den Schieferungsflächen der Quarzite parallel. An anderen Stellen wiederum sind die Quarzite verbogen und zerrissen: Einzelne Schieferungsebenen der Quarzite sind als Gleitflächen ausgebildet¹⁾, auf denen

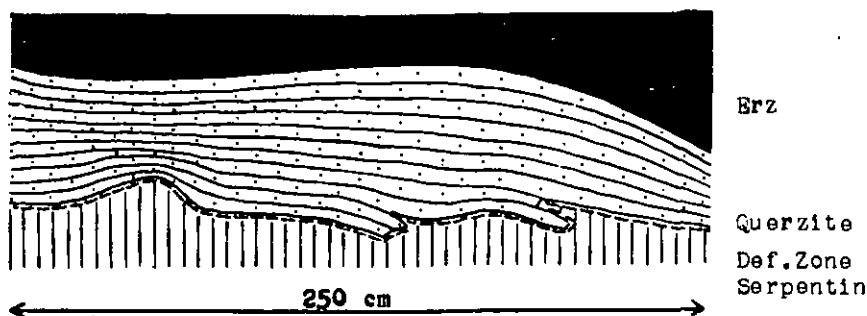


Fig. 31. Kontakt Serpentin : Quarzit : Erz. Der Kontakt Erze : Quarzite ist konform, während der Kontakt der Quarzite mit den Serpentinegesteinen unregelmässig ist. Einzelne Quarzitbänder sind zerrissen. Fig. 30 und 31 sind schematische Darstellungen der Verhältnisse in einem Stollen.

randliche Quarzitbänder und Blöcke stärker bewegt worden sind oder sich gegeneinander verschoben haben. Diese Bänder und Blöcke ragen nun in die Deformationszone hinein, resp. schwimmen als Elemente in ihr (tektonische Brekzie; vgl. Fig. 31).

Die Deformationszone selbst wird von zermahlenen Serpentinegesteinen und Quarzitfragmenten gebildet. Zum Teil finden sich dort Talkzwischenlagen (bis 20 cm mächtig), in Chloritschiefer umgewandelte Serpentinegesteine und Adern oder breitere Lagergänge mit Karbonaten (in mehreren Fällen als Calcit bestimmt) oder amorphem Serpentin (bis 50 cm mächtig). Einzelne Stellen sind auch graphitreich.

An Erzen finden sich hauptsächlich Magnetkies und Kupferkies; beide sind zum Teil als hauehdünne Spiegel auf den Gleitflächen ausgebildet. Wo die Erze als einzelne Körner oder Aggregate auf diesen Gleitflächen liegen, können wir aus den Kratzspuren, die sie auf der weicheren Unterlage (Serpentin oder Calcit) hinterlassen haben, Rückschlüsse auf spätere Bewegungen ziehen.

Die Rutschharnische und Kratzspuren auf diesen Gleitflächen zeigen in NW—SE-licher Richtung (vgl. Diagramme E/F/G/H) und entsprechen

¹⁾ Auf den Diagrammen E/F/G/H liegen deshalb die Pole dieser Gleitflächen im Sektor der Pole für das Streichen und Fallen der Quarzite.

somit der allgemeinen Bewegungsrichtung dieses Gebietes. Die Serpentinmassen über und unter der Erz-Quarzitlamelle sind im allgemeinen in NW-licher Richtung an der Lamelle vorbeigeglitten, das heisst, die Lamelle hat sich schneller in SE-licher Richtung bewegt als die umgebenden Serpentine.

In einzelnen Teilen der Lamelle zeigen die Harnische und Kratzspuren Abweichungen bis zu 90° von dieser allgemeinen Richtung. Diese scheinen auf lokale Verschiebungen von einzelnen Quarzitelementen, die gegeneinander bewegt wurden, zurückzuführen sein.

Die Bildung dieser Deformationszone kann erst nach der Verschweissung der Serpentin-Quarzitzone, d.h. nachdem die ultrabasischen Massen erstarrt waren, eingesetzt haben. Aus Rutschharnischen und Kratzspuren geht hervor, dass die Entstehung der Deformationen in engem Zusammenhang mit den von NW kommenden Bewegungen dieses Gebietes steht. Die Quarzitlamelle wurde schneller gegen SE bewegt als die umgebenden Serpentine. Durch ihr Vorbeigleiten an den Serpentinegesteinen dürfte eine Stauung entstanden sein, die ihrerseits ein Umbiegen der unteren Lamellenteile zur Folge haben musste.

Die Bewegungen von NW und somit die Bildung der Deformationszone nahmen noch während und nach der *mise en place* der Erze ihren Fortgang. Dies geht daraus hervor, dass einzelne Gleitflächen feine Erzspiegel aufweisen, welche aussagen, dass zur Zeit dieser Bewegungen Erze in diese Fläche eingedrungen sind, dass die Erze also zur Zeit dieser Bewegungen noch nicht fixiert waren. Weiter lassen sich aus den Kratzspuren, welche feste Erzkörner auf den Gleitflächen hinterlassen haben, ein Bild der Bewegungen nach der Kristallisation der Erze ermitteln.

Die Bildung der Deformationszone um die Erz-Quarzitlamelle herum erstreckt sich also über eine lange Zeitspanne, nämlich vom Abschluss der Erstarrung der ultrabasischen Gesteine bis über die Beendigung der Kristallisation der Erze hinaus.

Da sich diese Deformationszone nur an den Kontakten Serpentinegesteine: sterile Quarzite oder Serpentinegesteine:Erze findet, nicht aber zwischen den Erzen und den umgebenden Quarziten, dürfen wir sagen, dass die Erze nach ihrer Fixierung mit der Quarzithülle ein einheitliches tektonisches Element bildeten.

SPALTEN UND GÄNGE

PEGMATITGÄNGE

Auf beiden Seiten der grossen Verwerfung zwischen den Teilen I und II der Erzlamelle ist das Grubengebiet über eine Distanz von je ca. 200 m von Pegmatitgängen durchsetzt (vgl. Fig. 32).

Die Mächtigkeit der Pegmatitgänge variiert zwischen 10 und 50 cm. Ganz ausnahmsweise kann sie auch 120 cm erreichen. Die totale Mächtigkeit aller sichtbaren Pegmatitgänge beträgt 6—8 m.

Die sichtbaren Pegmatitgänge stellen aber wahrscheinlich den kleineren Teil aller Pegmatitgänge dar, die hier vorhanden sind und waren. Diejenigen Teile der Grube, in denen sich Pegmatitgänge befinden, sind nämlich zum grössten Teil bereits abgehaut. Wie die Verhältnisse in diesen Teilen waren, ist nur noch aus alten Grubenkarten ersichtlich, auf denen die Pegmatitgänge nur in den Hauptstollen (also nur über eine Distanz von 2—3 m pro Plan) und nicht sehr exakt eingetragen sind. Eine Rekonstruktion der einzelnen Gänge, d.h. die Verbindung ihrer noch ermittelbaren Teilstücke, konnte daher nur unvollständig durchgeführt werden. Auf Tafel III wurden die Verbindungen von oben nach unten eingezeichnet, wo der Zusammenhang sicher ist. Diese Verbindungen verlaufen im allgemeinen senkrecht nach unten; Abzweigungen und stärkere Verbiegungen sind selten. Dies ist damit zu erklären, dass sich die Pegmatitgänge in Querverwerfungen gebildet haben, die ungefähr senkrecht zur Längsachse der Erzlamelle stehen. Entsprechend den Achsenverhältnissen in diesen Teilen fallen also auch die Pegmatitgänge senkrecht oder leicht gegen NE ein. Der senkrechte Verlauf der Pegmatitgänge ist manchmal leicht gestört durch Verschiebungen, auf die wir noch zurückkommen werden (vgl. S. 95 und Fig. 33).

Die Pegmatite bestehen aus Quarz, Feldspat und Glimmer. Der Feldspat zeigt ein Nc nahe dem des Kanadabalsam (ca. 10% An), seine Zusammensetzung liegt also zwischen Alhit und Oligoklas. In einigen Schliffen konnte auch Mikroklin gefunden werden. Apatit findet sich ebenfalls in den meisten Schliffen.

Das Verhältnis Quarz: Feldspat variiert stark sowohl von Gang zu Gang wie auch innerhalb desselben Pegmatitganges. Man kann beobachten, dass der Quarzgehalt nach dem Inneren der Gänge und zum Teil auch gegen die höheren Niveaus des Erzlagers hin zunimmt.

Wo die Pegmatitgänge die Serpentinegesteine schneiden, findet sich am Kontakt gegen die Serpentine hin ein schmaler Rand von Chlorit und Talk und daran anschliessend, gegen die Pegmatite hin, eine mm breite Zone von Biotit. Haapala (1936, S. 14) hat in einzelnen Gängen dort, wo sie durch Serpentin verlaufen, rötliche Granaten gefunden.



130 cm

Fig. 32. Von Brüchen durchzogener Pegmatitgang (hell) in Quarziten (dunkel).

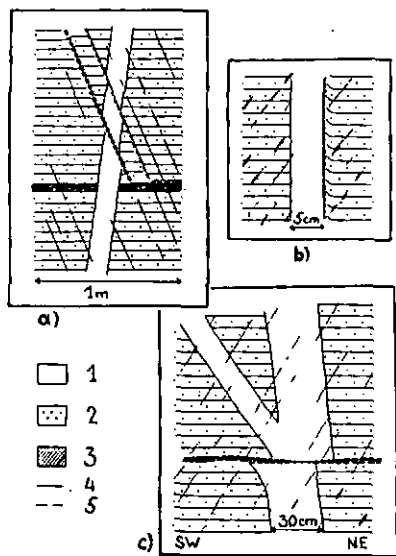


Fig. 33. Deformierte Pegmatitgänge. 1 = Pegmatitgang; 2 = Quarzite; 3 = Skarn; 4 = Klüfte; 5 = Gleitflächen. Die Pegmatitgänge haben Verschiebungen erfahren und zwar auf a längs Klüften, auf b längs dem Kontakt Quarzite: Pegmatit und auf c längs Schieferungsflächen der Quarzite. Schematische Darstellung von verschiedenen Pegmatitgängen in Stollen.

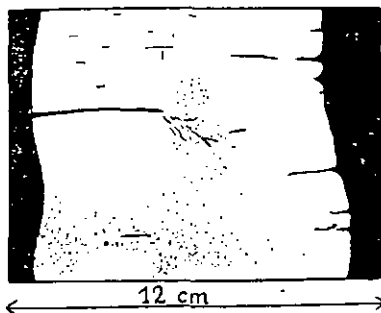


Fig. 34. Von feinen, erzgefüllten Rissen durchzogener Pegmatitgang (weiss) in Erz (schwarz). Zeichnung nach einem Handstück.

Pegmatitgänge im Erz konnten wir an Ort und Stelle nicht beobachten. Hingegen befinden sich in der Sammlung des Min. Institutes von Helsinki und in der Grubensammlung von Outokumpu einige Blöcke und Handstücke von Erzen, die von Pegmatitgängen durchzogen werden. Aus diesen ist ersichtlich, dass die Pegmatitgänge dort, wo sie die Erzmasse schneiden, oft selbst reichlich Erz enthalten. Deshalb hatte man sie auch früher als Erzbringer betrachtet. Inzwischen wurde aber festgestellt, dass die Pegmatitgänge jünger sind als die Erze: Die Pegmatite enthalten dort, wo sie ausserhalb der Erzlamelle auftreten, kein Erz.

Die Erze finden sich folgendermassen in den Pegmatiten:

1. Als intimes Gemisch mit den Pegmatitkomponenten. Der Kontakt Erze: Pegmatit ist hier unscharf. Der Erzgehalt (es handelt sich hier hauptsächlich um Magnet- und Kupferkies) nimmt gegen das Innere der Pegmatite hin ab, oft ist eine Fliesstruktur sichtbar. Es scheint, dass die Erze dort, wo sie unter dieser Form erscheinen, durch Aufschmelzung während dem Eindringen der Pegmatite wieder mobil geworden waren und sich in der Folge mit den Pegmatiten intensiv vermischten und so neu fixiert wurden.

2. Als Füllung von feinen Rissen in den Pegmatiten (vgl. Fig. 34). Diese

Risse gehen aus vom Kontakt Erz : Pegmatit und verlaufen horizontal und einander parallel nach dem Innern der Pegmatite, wo sie sich dann zum Teil verzweigen. Die Erzfüllung besteht fast ausschliesslich aus Kupferkies; Magnetkies findet sich nur wenig. Bevor sich in den Pegmatiten Risse bilden konnten, mussten sie bereits erstarrt sein. Die Erze können also erst nach der Erstarrung der Pegmatite in diese Risse hinein gelangt sein. Diese Erze dürften von sekundären Lösungen herkommen.

Aus der tektonischen Stellung der Pegmatitgänge geht hervor, dass diese mit den Graniten von Maarianvaara in Zusammenhang stehen:

Um das Massiv von Maarianvaara herum verläuft zunächst eine Zone von Gneis, die einige m bis 100 m breit ist. Daran schliesst eine ca. 10 km breite Zone an, innerhalb welcher die Schiefer mit Pegmatitgängen durchsetzt sind. Je weiter wir uns von dem Granitmassiv entfernen, umso seltener werden diese Gänge. Die letzten Ausläufer dieser Zone finden sich ca. 15 km von den Graniten von Maarianvaara entfernt.

Outokumpu liegt 5—6 km SE-lich vom Granitmassiv, fällt also noch in den Bereich der Zone mit den Pegmatitgängen.

Diese Darlegungen stimmen mit dem auf S. 28 gegebenen Bewegungsbild überein: Zur Zeit der Platznahme der Pegmatite, die Apophysen zu dem im NW gelegenen Granitmassiv von Maarianvaara bilden, hatten die Überschiebungen und Verfaltungen aufgehört und ein neuer Deformationsstil war an ihre Stelle getreten: Quersprünge wurden durch Dehnungserscheinungen geöffnet und mit Pegmatiten gefüllt. Diese Dehnungserscheinungen haben wir auf S. 28 auf Spannungen zurückgeführt, die zum Teil durch ein Umbiegen des nordkarelischen Bogens entstanden sein dürften.

KARBONAT- UND QUARZGÄNGE

Karbonatgänge konnten wir nur in den Quarziten und den Serpentinegesteinen beobachten.

In den Quarziten haben sie sich in erweiterten Querklüften (ac) gebildet. Besonders häufig finden sie sich in den liegenden Quarziten des I. Teiles der Erzlamelle.

Die beiden Wände eines Karbonatganges in den Quarziten bilden im allgemeinen glatte Flächen, die einander parallel verlaufen. An einigen Stellen sind sie aber auch zerrissen: Dort finden sich dann einzelne losgerissene Quarzitstücke, die als Elemente in der Karbonatfüllung schwimmen (vgl. Fig. 35).

In den Serpentinegesteinen verlaufen diese Gänge ganz unregelmässig: Die Breite ein und desselben Ganges variiert auf kurze Strecken sehr stark, ebenso seine Orientierung: Die Gänge sind oft gebogen oder geknickt. Einige Gänge verlaufen längs des Quarzit-Serpentinkontaktes und liegen zum



SW 120 cm NE

Fig. 35. Erweiterte, karbonatgefüllte Querklüfte (ac) in Quarziten. Einzelne abgerissene Quarzitstücke sind in der Füllung zu sehen.



Fig. 36. Karbonatgang in Serpentin. Randlich abgebrochene Serpentinbrocken schwimmen in der Füllung.

Teil innerhalb der Deformationszone. Sehr häufig finden sich losgelöste Serpentinbrocken in der Füllung dieser Gänge (vgl. Fig. 36).

Der unregelmässige Verlauf der Karbonatgänge im Serpentin rührt daher, dass sich in den Serpentinesteinen, im Gegensatz zu den Quarziten, keine ac-Klüfte gebildet haben.

Die Karbonatgänge in den Quarziten sind jünger als die Pegmatitgänge: Die ac-Klüfte, deren Füllung die heutigen Gänge darstellt, schneiden nämlich die Pegmatitgänge.

Die Karbonatgänge in den Serpentinesteinen sind zum Teil gleich alt wie die Gänge in den Quarziten, zum Teil auch älter als diese:

Gänge von verschiedenem Alter schneiden sich häufig. Besonders alt scheinen uns diejenigen Gänge zu sein, die längs des Kontaktes Quarzit: Serpentin verlaufen. Da alle Krümmungen der Deformationszone auch diesen Gängen eigen sind, dürfte das Alter der Gänge etwa dem der Deformationszone entsprechen.

Die ac-Klüfte in den Quarziten hingegen sind jünger: Die Karbonatgänge in den Quarziten, die sich bis in die Serpentinegesteine fortsetzen, schneiden nämlich jene Karbonatgänge, die längs des Kontaktes Quarzit: Serpentinegesteine verlaufen.

Wie die Risse, die den Karbonatgängen zu Grunde liegen, mindestens 2 verschiedenen Generationen angehören, stammt auch die Füllung dieser Gänge aus verschiedenen Zeiten. Diese Füllung konnte verschiedentlich als Calcit bestimmt werden. Bekanntlich werden Calcitlösungen bei der Tremolitbildung frei. Die erste Bildung von Tremolit und somit auch die Füllung der älteren Risse wäre mit den mächtigen Skarnbildungen in Zusammenhang zu bringen (nach der *mise en place* der ultrabasischen Gesteine und vor der Fixierung der Erze). Der Ursprung der Füllung der jüngeren Gänge ist mit der erneuten, allerdings viel schwächeren Tremolitbildung zu erklären, die infolge der Granitisation einsetzte.

Quarzgänge finden sich in geringer Zahl 200 m SW-lich von Mökki-vaara im zerklüfteten Quarzit, der das Liegende der Erzlamelle bildet (250 m-Stollen). Ihre Breite variiert zwischen 10 und 50 cm.

Soweit beobachtet werden konnte, gehen die Gänge nicht durch den Erzkörper. Da sie sich wie die Karbonatgänge in erweiterten Querklüften der Quarzite gebildet haben, dürfte ihr Alter demjenigen der Karbonatgänge ungefähr entsprechen.

DIE KLÜFTE

Klüfte finden sich hauptsächlich in den Quarziten und in den Schieferen; in den Erzen sind sie nur stellenweise und schwach ausgebildet und im Serpentin fehlen sie ganz.

Entsprechend der Orientierung der Klüftflächen gegenüber den Achsen a, b und c kann man die Klüfte unterteilen in:

1. Querklüfte (ac) ¹⁾ = Q = Reissklüfte (Gürtelklüfte)
2. Längsklüfte (bc)
3. Lagerklüfte (ab), entsprechen bei uns den Schieferungsflächen (s)
4. Scherklüfte, deren Ebenen ac, bc, und ab nicht parallel sind.

KLÜFTE IN DEN QUARZITEN

In den Quarziten können wir 2 Klüftsysteme unterscheiden: Das erste umfasst die Reissklüfte, die in unserer Gegend den Querklüften (ac) entsprechen. Diese Klüfte stehen senkrecht zur Elongation (l) und zu den

¹⁾ Sander 1930, S. 222 (224).

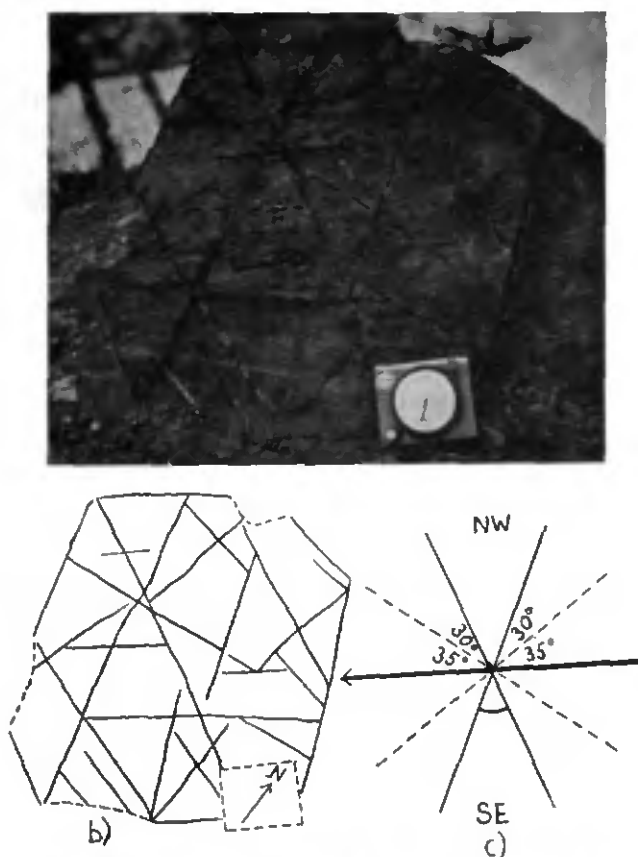


Fig. 37. Scherklüfte in Quarziteu (an der Tagesoberfläche bei Kumpu B). Die Klüfte wurden auf der Photographie durch Tuschestriche hervorgehoben und auf b schematisch dargestellt. c zeigt die Hauptrichtungen der Klüfte und die Winkel, welche sie mit der Linearstruktur (b-Achse) bilden.

Faltenachsen (b) und sind deshalb in ihrer Orientierung abhängig von diesen. Dies geht aus Diagramm J deutlich hervor:

Diagramm J stellt die Messungen der Richtung und des Einfallens der Achsen und der entsprechenden Klüfte dar, die wir in einem Stollen (285 m) im NE-lichen Teile des Erzkörpers (I. Teil) vorgenommen haben. Die Kluftflächen sind als Grosskreise (ac_1 — ac_4) und die dazugehörigen Achsen als Ausstichspunkte (b_1 — b_4) dargestellt. Es zeigt sich deutlich, dass die Achsenpunkte gleichzeitig die Flächenpole für die Klüfte bilden, d.h., dass die Klüfte immer senkrecht zu den Achsen stehen.

Wie wir bereits gezeigt haben, wurden diese Klüfte in verschiedenen Abschnitten der die Erzlamelle umgebenden Quarzite erweitert und mit Calcit oder Quarz gefüllt.

Das zweite System umfasst die Scherklüfte. Hier bilden die Kluftflächen einen ganz bestimmten Winkel mit der Achse a, resp. b. Die Grösse

dieses Winkels variiert je nach der Bruchfestigkeit, Struktur, Textur etc. des Gesteins. Meistens ist dieser Winkel spitz gegen a.

Auf Fig. 37 sieht man deutlich eine symmetrische Anordnung der Klüfte gegenüber der a- und b-Achse. Diese Figur zeigt den seltenen Fall von 4 Klüften, die paarweise symmetrisch angeordnet sind (vgl. Fig. 37 b u. c).

Die Kluftflächen zeigen hier überall ein starkes Einfallen (70° — 90°). Der Winkel zwischen den Kluftflächen und den Achsen wechselt mit dem Einfallen der Kluftflächen nicht.

Die Scherklüfte sind jünger als die Pegmatit-, die Calcit- und Quarzgänge, denn diese werden alle von den Scherklüften geschnitten.

Da sich die Lagerklüfte in den Schieferungsflächen gebildet haben, sind sie hauptsächlich in den verschieferten Quarziten ausgeprägt; Manchmal sind diese Flächen auch als Gleitflächen ausgebildet, worauf wir bereits verwiesen haben.

KLÜFTE IN DEN SCHIEFERN

Die Klüfte in den Schiefen sind besonders im NW von Outokumpu gut ausgebildet. Wir finden dort längs einigen Seen (Kolmikanatasee) 1—3 m hohe Wände, die alten Kluftflächen entsprechen. Da die Schiefer im SE von Outokumpu stärker durch die Eistätigkeit glattgeschliffen sind und das Einfallen der Klüfte daher nicht mehr gemessen werden konnte, mussten wir uns mit unseren Messungen auf die Schiefer NW-lich von Outokumpu beschränken.

Diagramm D zeigt die Stellung der Pole der Kluftebenen in diesem Gebiet und somit deren Orientierung. Ähnliche Orientierungen von verschiedenen Kluftflächen ergaben eine Ansammlung von Projektionspunkten auf dem Diagramm; die Stellen solcher Anhäufungen wurden durch Umranden hervorgehoben.

Auf Fig. 38 wurden die Werte, die auf Diagramm D am häufigsten vorkommen, auf eine weitere Art graphisch dargestellt, nämlich so, wie wir das bereits für die Kluftflächenrichtungen in den Quarziten getan haben.

Am häufigsten sind auch hier wieder Klüfte, deren Flächen einen spitzen Winkel mit der a-Achse bilden. Weitere Klüfte verlaufen parallel zur b-Achse; eine 3. Kluft Richtung bildet die Winkelhalbierende zwischen den beiden ersterwähnten. Diese tritt aber nur in einer

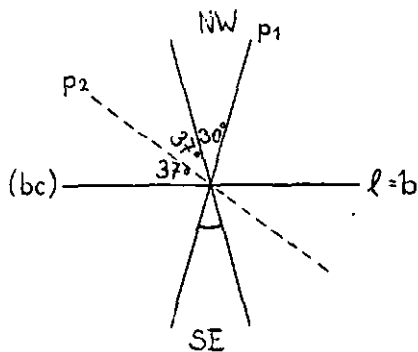


Fig. 38. Klüfte in Schiefen: Ihre Richtungen und die Winkel, die sie mit der Linearstruktur (b-Achse) bilden. p_1 und p_2 = erweiterte, pegmatitgefüllte Klüfte.

Richtung auf; die dazu symmetrisch verlaufende fehlt, im Gegensatz zu den Kluftflächen in den Quarziten.

Aus dem Diagramm geht weiterhin hervor, dass auch hier alle Klüfte sehr steil einfallen (75° — 90°).

Interessant ist die Beobachtung, dass in den Schiefen die Pegmatitgänge vor allem in den Richtungen p_1 und p_2 verlaufen.

MIKROTEKTONISCHE BEOBACHTUNGEN.

In den Serpentinegesteinen gibt es keine Klüfte; an ihrer Stelle treffen wir feine Risse an, die mit Calcit gefüllt worden sind und sich daher heute als Calcitadern erkennen lassen. Wie die Calcitgänge in den Serpentinegesteinen zeichnen sich diese Adern durch ihren uneinheitlichen, vielfach gekrümmten Verlauf aus. Oft sind einzelne Serpentinelemente auf allen Seiten von solchen Adern umgeben, sodass man von einer tektonischen Brekzie sprechen kann.

Auch im Erz fehlen Klüfte im allgemeinen. Solche Klüfte, wie wir sie für die Quarzite beschrieben haben, brechen am Kontakt Quarzite: Erz meist plötzlich ab. Nur beim langsamen Übergang von den Quarziten zum schichtförmigen Erztypus setzen sie sich von den Quarziten in den erzhaltigen Quarzit und manchmal noch einige cm oder dm in den schichtförmigen Erztypus hinein fort. Dies kann erklärt werden durch die den Quarziten ähnliche Struktur dieses Erztypus und durch seinen hohen Gehalt an SiO_2 .

Wenn also die Klüfte in der Hauptmasse der Erze fehlen, so stellt sich die Frage, wie denn die Erze auf die Bewegungen, die diesen Deformationen zu Grunde liegen, reagiert haben. Diese Frage kann nur auf Grund von mikroskopischen Beobachtungen beantwortet werden.

In Anschliffen von kompaktem Erz beobachteten wir im Mikroskop ein feines Netz von Adern (0.001 — 1 mm) aus Calcit oder amorphem Serpentin, seltener auch aus Quarz. Diese Adern verlaufen meist auf kurze Distanz geradlinig und einander parallel, bis sie plötzlich alle gleich stark abbiegen, um sich in einer allen gemeinsamen neuen Richtung wiederum geradlinig fortzusetzen. Im allgemeinen wechseln sie die Richtung beim Übertritt von einer Erzkomponente zur anderen.

Die verschiedenen Rissysteme schneiden sich unter sehr verschiedenem Winkel.

Die Risse im Erz, die zur Bildung dieser Adern geführt haben, sind Deformationen, denen wahrscheinlich die gleiche Ursache zu Grunde liegt wie den Klüften in den Quarziten. Am Kontakt Quarzite: Erz beobachtet man nämlich, dass es sich bei diesen Rissen zum Teil um die Fortsetzung der Klüfte handelt: In den Quarziten geradlinig verlaufende Klüfte gehen

im Erz über in ein kompliziertes Netz von feinen Adern, wie wir sie oben beschrieben haben. Bei späteren Deformationen bildeten diese Adern dann zum Teil Ansatzpunkte für erneute Bewegungen.

So bewirkten zum Beispiel die Bewegungen, die eine Erweiterung der Klüfte in den Quarziten verursachten, eine Verschiebung dieser feinen Ader-systeme gegeneinander. Während die Erweiterung der Klüfte sich aber durch verhältnismässig einfache Zugkräfte erklären lässt, stellen die Richtungen, in denen die Risse im Erz verschoben wurden, die Resultanten von zahlreichen verschiedenen Kräftekomponenten dar.

VERWERFUNGEN UND QUERVERSCHIEBUNGEN

Im Bereiche des Erzkörpers befindet sich eine grosse Verwerfung; sie liegt im NE-lichen Teil der Erzlamelle zwischen den Teilen 1 und 2.

An der Oberfläche finden sich keine Spuren dieser Verwerfung ausser an dem durch sie bedingten Ausstich des Teiles 2 der Erzlamelle (350 m ENE-lich vom Schacht Ontokumpu und 500 m WSW-lich vom NE-lichen Ende der Erzlamelle; vgl. Taf. II).

Die Verwerfungsfläche ist N 25° W gerichtet. Da sie leicht gekrümmt ist, variiert ihr Einfallen von 75° bis 90° gegen ENE.

Infolge dieser Verwerfung liegt der NE-liche Teil der Erzlamelle tiefer als die ihm SW-lich benachbarten Teile. Die Sprunghöhe beträgt 110 m.

Die Rutschstreifen zeigen in ENE—WSW-licher Richtung; wo die Verwerfungsfläche senkrecht einfällt, verlaufen sie meist ganz vertikal. Die beiden Flügel wurden also ohne wesentliche seitliche Verschiebung voneinander getrennt. Deshalb sind auch die Achsenverhältnisse durch die Verwerfung nicht über grössere Distanzen gestört worden. Die randlichen Teile der beiden Flügel wurden zwar durch die Verwerfung stark verbogen, jedoch nur über eine so kleine Strecke (2—6 m), dass dies für die Achsenverhältnisse des ganzen Erzkörpers nur eine untergeordnete Rolle spielt; (im NE-lichen Teil des Stollens 165 m ist besonders deutlich sichtbar, wie die Quarzite gegen die Verwerfung hin nach unten umgebogen sind; vgl. Fig. 39).

Die Quarzite und Serpentinegesteine, die das Liegende des NE-lichen Flügels bilden, sind sehr stark deformiert. Sie weisen zahlreiche Risse und Spalten auf, in denen Karbonatlösungen zirkuliert haben.

Die beiden durch die Verwerfung getrennten Flügel liegen 1—20 m auseinander. Der Zwischenraum ist ausgefüllt mit einer Masse von Serpentin, der mit staubfeinen Partikeln und auch mit grösseren Brocken (bis 3 dm lang) von Erzen und Quarziten vermischt ist. Lokal findet sich auch Graphit, der dann meist fein verteilt auf Rutschflächen auftritt. Ausserdem ist die



Fig. 39. Quarzite in der Nähe (SE-lich) der grossen Verwerfung. Die Quarzite sind infolge ihrer Lage nahe der grossen Verwerfung sehr stark deformiert.

Zwischenmasse gelegentlich von Adern aus Calcit und amorphem Serpentin durchsetzt.

Die Verwerfung hat sich etwa 100 m weit nach NE und SW ausgewirkt: Über diese Distanz weisen die Erzlamelle und die sie umgebenden Gesteine zahlreiche Sprünge und kleine Gleitflächen auf, die meistens der Hauptverwerfung parallel verlaufen.

Kleine Verwerfungen. Die Erzlamelle ist an 2 Stellen stark unterteilt durch kleinere Querverschiebungen: Einmal im Bereich der Pegmatitgänge (vgl. S. 85) und ein 2. Mal am SW-lichen Ende des 2. Teiles.

Die Verschiebungsflächen der kleinen Querverwerfungen in der Nachbarschaft der NE-lichen grossen Verwerfung, von denen ja ein Teil erweitert und mit Pegmatiten ausgefüllt wurde, verlaufen im allgemeinen vertikal. Die Verschiebungen geschahen, soweit wir dies feststellen konnten, in horizontaler Richtung; ihre Beträge sind nur ganz gering (einige cm bis dm).

Die Pegmatitgänge erfuhren ihrerseits wiederum durch jüngere Deformationen Verschiebungen und zwar:

1. Längs Klüften (Seherklüfte, die durch die Quarzite verlaufend die Pegmatitgänge sebräg schnitten; vgl. Fig. 33 a.).

2. Längs des Kontaktes Pegmatitgang: Erz oder Pegmatitgang : Quarzit (an einigen Stellen verläuft die Verwerfung auch im Innern des Pegmatitganges; vgl. Fig. 32 u. 33 b.).

3. Längs den Schieferungsflächen der Quarzite (vgl. Fig. 33 e.).

(Die Fälle 1 und 3 konnten in den Erzen nicht beobachtet werden, da dort die Schieferungs- und Kluftflächen fehlen.)

Diese jüngeren Verschiebungen, denen hauptsächlich Bewegungen von

SW—NE zu Grunde liegen, traten also vor allem in bereits vorhandenen Bewegungszonen auf.

Bei den Verschiebungen am SW-lichen Ende des 2. Teiles der Lamelle (400 m SW-lich von Mökkivaara) ist die Orientierung der Verschiebungsflächen sehr uneinheitlich. Die Richtung ein und derselben Verschiebungsfläche variiert sehr stark, vor allem scheint sie immer zu wechseln beim Übertritt von Quarziten in Erze. Aber auch in den Erzen behalten sie nicht lange dieselbe Richtung bei; unsere Messungen in Stollen auf verschiedenen Niveaus ergaben auf verhältnismässig kurzen Distanzen ein Abweichen der Richtung um 35° .

Auch hier sind die Verschiebungsbeträge meistens nur sehr gering (einige cm bis dm). Dementsprechend liegen die durch eine solche Verschiebung voneinander getrennten Teile auch nur sehr wenig aneinander (einige cm bis 3 dm). Diese Zwischenräume sind gefüllt mit Serpentin, z.T. feinen Glimmerfragmenten und Graphit und in dieser Zwischenmasse finden sich Elemente von Quarziten und Erz. Das letztere ist oft ganz fein zermahlen und hat sich vor allem in den randlichen Partien angesammelt.

Über etwa 1 m sind die an Verwerfungen angrenzenden Erze von einem Netz kleiner Verschiebungsflächen (mit Verschiebungsbeträgen von einigen mm) durchzogen.

Am SW-lichen Ende des zugänglichen Teiles der Erzlamelle tritt eine weitere Störung grösseren Ausmasses auf. Diese Störung liegt zwischen den Teilen 2 und 3 des Erzkörpers (vgl. Taf. II).

Die tektonischen Verhältnisse im Bereiche dieser Störung konnten noch nicht genau ermittelt werden, da erst wenige Stollen in die Nähe dieser Teile vorgetrieben worden sind. Wir haben aber bereits darauf verweisen können, dass das achsiale Einfallen durch diese Trennung nicht merklich gestört wurde, dass hingegen die Achsenrichtung stark nach N abdreht.

Der 3. Teil der Lamelle kommt durch diese Störung ca. 10—20 m tiefer zu liegen als der 2. Teil. Zudem verschoben sich die 2 Teile um ca 150 m gegeneinander, d.h., dass der 3. Teil unter den 2. geschoben wurde, resp. der 2. über den 3., so dass diese beiden Teile sich über eine Distanz von 150 m überlagern. Zwischen den beiden Teilen findet sich eine tektonische Brekzie, deren Elemente von Quarzit- resp. Erzstücken gebildet werden und deren Zwischenmasse zur Hauptsache aus Serpentin besteht.

ZEITLICHE REIHENFOLGE DER DEFORMATIONEN

Die Deformationen des Erzkörpers stellen die Abzeichen aller jener Bewegungen dar, die nach dem Eindringen der Sulfidsubstanz — und nicht etwa erst nach der Fixierung der Erze — stattgefunden haben.

Die ältesten Deformationen, die sich am Erzkörper abgezeichnet haben, stammen aus der Zeit, als die Erze noch mobil waren. Zu ihnen gehören die Beulenbildungen. Dass diese jünger sind als das Eindringen der Sulfidsubstanz aber älter als die Fixierung der Erze, versteht sich fast von selbst: Wenn zur Zeit ihrer Entstehung nicht eine plastische Masse, nämlich die noch mobilen Erze, das Innere der Quarzitlinse eingenommen hätte, so hätte diese auf stärkere Bewegungen, resp. auf den damit verbundenen Druck, niemals mit Ein- und Ausbuchtungen reagiert. Die übrigen Quarzitlinsen der Serpentin-Quarzitzone weisen denn auch, soweit bekannt ist, keine solchen Beulenbildungen auf.

Eine Folge dieser Beulenbildungen sind die Risse, die sich im Scheitel der Ein- und Ausbuchtungen gebildet haben und die heute mit fast reinem Kupfer- und Magnetkies gefüllt sind. Auch auf die inneren Teile der Erz-Quarzitlamelle haben sich diese Deformationen ausgewirkt, nämlich in Form von Rissen in den bereits mit Pyrit imprägnierten verschieferten und in den noch sulfidfreien massiven Quarziten. Wir haben bereits dargelegt, dass diese Risse mitverantwortlich waren für die Bildung des massigen Erztypus und des Typus mit quarzitischen Einschlüssen. Dies bestätigt uns wiederum, dass die Erze bei der Bildung dieser Risse noch mobil waren.

Das Umbiegen der oberen und unteren Teile der Erz-Quarzitlamelle muss ebenfalls stattgefunden haben, als die Erze noch mobil waren und somit die Linse noch eine gewisse Plastizität besass. Wäre dies nicht der Fall gewesen, so hätten bei der Umbiegung Brüche und Risse entstehen müssen. Solche sind aber an den Biegestellen nicht bekannt.

Es ist nun zu untersuchen, welche Bewegungen für diese Deformationen verantwortlich sind.

Aus den Achsenverhältnissen der Beulen und der Risse in ihren Scheiteln geht hervor, dass sie mit den in NW—SE-licher Richtung verlaufenden Bewegungen in Zusammenhang stehen. Es kann sich bei diesen Bewegungen aber nicht mehr um eine Fortsetzung der eigentlichen Überschiebungsvorgänge gehandelt haben, denn eine solche hätte wohl eine weitere Zerseherung der Serpentin-Quarzitzone zur Folge gehabt und die noch mobilen Sulfidmassen wären dann wahrscheinlich zum grössten Teil wieder ausgewandert. Es ist viel wahrscheinlicher, dass bereits während der Fixierung der Erze, die sich ja über eine längere Zeit erstreckte, diejenigen Bewegungen, die auf die Überschiebungen folgten, nämlich erneute Verfaltungen, sich bemerkbar machten.

Alle oben beschriebenen Deformationen, nämlich die Beulenbildungen, die Risse in den Scheiteln der Beulen und zwischen den zentral gelegenen Quarziten und die Umbiegungen der unteren und oberen Teile der Erz-

Quarzitlamelle stehen also mit der 2. Faltungsphase in Zusammenhang und stammen aus der Zeit nach dem Eindringen der Sulfidsubstanz und vor dem Abschluss der Fixierung der Erze.

Die 2. Faltungsphase hat sich auch über die Fixierung der Erze hinaus fortgesetzt: Dies lässt sich feststellen am deformierten Kontakt zwischen der Erz-Quarzitlamelle und den umgebenden Serpentinegesteinen: In dieser Deformationszone finden sich sowohl sehr dünne Gleitspiegel von Sulfiden wie auch Erzkörner. Aus Kratzspuren, welche die Körner auf den Gleitspiegeln hinterlassen haben, ist zu schliessen, dass sich die Serpentinegesteine gegen die Erz-Quarzitlamelle bewegt haben, als die Erze bereits kristallisiert waren. An Hand der Richtung dieser Gleitspuren lässt sich feststellen, dass sich die Serpentinegesteine über und unter der Erz-Quarzitlamelle in gleicher Richtung, nämlich nach NW, gegen die letztere bewegt haben. Diese Bewegungen lassen sich also nicht mit Überschiebungs- sondern nur mit Faltungsvorgängen in Zusammenhang bringen.

Infolge der Erosion drang die topographische Oberfläche immer tiefer in den Gebirgskörper hinein. Die heutige Oberfläche geriet also mehr und mehr in Zonen rigider Deformationen. Diesen war vor allem der noch unter Spannung stehende nordkarelische Bogen ausgesetzt. Sie äusserten sich dort zunächst in der Bildung von Querbrüchen (mit geringen Verschiebungsbeträgen), die durch Zugwirkungen geöffnet wurden.

In diese Zeit fällt die Platznahme der Granite von Maarianvaara und somit die Bildung der Pegmatite, die in diese geöffneten Querbrüche eingedrungen sind. Die Pegmatitgänge sind die ältesten ridigen Deformationen unseres Gebietes.

Es ist allerdings nicht zum vornherein ersichtlich, dass die Pegmatitgänge älter sind, als die grosse Verwerfung im NE des Erzkörpers, finden sie sich doch auf beiden Seiten dieser Verwerfung. Sowohl die Pegmatitgänge wie auch die Verwerfung verlaufen ziemlich genau in der ac-Richtung, sie schneiden einander also nicht. In der grossen Verwerfung wurden weder Absätze von Pegmatitlösungen noch Einschlüsse von zerbrochenen Pegmatiten gefunden, aus denen Schlüsse auf ihre gegenseitigen zeitlichen Beziehungen gezogen werden könnten. Hingegen sprechen 2 Tatsachen dafür, dass die Pegmatitgänge wirklich älter sind als die Verwerfung: Hätte die grosse Verwerfung schon existiert, als die Querbrüche geöffnet und mit Pegmatiten gefüllt wurden, so müssten sich auch in ihr Pegmatitabsätze finden. Zudem werden die Pegmatitgänge durch jüngere Verschiebungen getrennt oder gestört, die sehr wahrscheinlich mit der grossen Verwerfung in Zusammenhang stehen.

Etwas jünger als diese Pegmatitgänge sind die ac-Klüfte, die an einigen Stellen mit Calcit- (jüngere Generation) oder Quarzlösungen gefüllt worden sind:

Diese ac-Klüfte (resp. Karbonat- oder Quarzgänge) schneiden nämlich gelegentlich solche Pegmatitgänge, die von der ac-Richtung etwas abweichen.

Anschliessend an die Bildung dieser Quarz- und Karbonatgänge wurden die Schiefer und die Quarzite von einem Netz feiner Klüftungen durchzogen, die sowohl die Pegmatit- wie auch die Quarz- und Karbonatgänge schneiden und die ganz bestimmte Winkel untereinander bilden. Im Erzlager finden sich diese Klüfte nur an SiO_2 -reichen Stellen (schichtförmiger Typus); in seinen inneren Teilen entsprechen ihnen feinste Risse.

Die letzten Bewegungen, die in unserem Gebiet ihre Spuren hinterlassen haben, setzten vor allem an diesem Netz von Klüften an: Sie bewirkten eine Verschiebung oder Trennung der Pegmatitgänge längs diesen Klüften. Vor allem hatten diese letzten Bewegungen vertikale Verschiebungen zur Folge. Es ist deshalb naheliegend, die grosse Verwerfung mit ihnen in Zusammenhang zu bringen.

Alle Verwerfungen, Verschiebungen, Klüfte und Spalten (mit Ausnahme der mit den Beulenbildungen in Zusammenhang stehenden Rissbildungen) entstanden also nach der Fixierung der Erze.

Die Bestimmung des relativen Alters der Deformationen macht es möglich, die obere Grenze der Zeitspanne, während der die Platznahme der Sulfidsubstanz stattgefunden haben kann, zu ziehen:

Die ältesten aller Deformationen, die sich am Erzkörper abgezeichnet haben, sind die Beulenbildungen, die mit diesen in Zusammenhang stehenden Risse und die Umbiegung der oberen und unteren Teile der Erz-Quarzitlamelle. Diese Deformationen stammen aus der Zeit, als die Erze noch mobil waren und stehen mit einem Vorbeigleiten der Serpentinmassen an der Erz-Quarzitlamelle in Zusammenhang. Dass dieses Vorbeigleiten auf Faltungsvorgänge und nicht auf eine Fortsetzung der Überschiebungen zurückzuführen ist, wurde oben erläutert. Während also das Eindringen der Sulfidsubstanz mit den Überschiebungsvorgängen in Zusammenhang stand, machten sich vor dem Abschluss der Fixierung der Erze bereits die erneuten Faltungsvorgänge bemerkbar. Wir kommen somit zum Schluss, dass das Eindringen der Sulfidsubstanz kurz vor dem Beginn der 2. Faltungsphase stattgefunden hat.

Hier ein kleines Schema vom zeitlichen Zusammenhang zwischen den einzelnen Phasen der Bildung des Erzlagers und den Bewegungen des Gebietes:

Tektonisch bedingtes Eindringen der Sulfidsubstanz	}	Überschiebungen
Imprägnationsvorgänge Verdrängungserscheinungen		2. Verfaltungen

VIERTER TEIL

ZUSAMMENFASSUNG: CHRONOLOGIE ALLER EREIGNISSE

Die vorliegende Arbeit ist ein Versuch, die räumlichen und zeitlichen Zusammenhänge der Erzlagerstätte von Outokumpu mit ihrer Umgebung zu ermitteln und so die Gründe, die für die Lage, die Form und die Struktur des Erzlagers verantwortlich sind, zu finden. Zu diesem Zwecke wurden die Lagerstätte und ihre weitere Umgebung auf ihre tektonischen Verhältnisse hin untersucht.

Outokumpu liegt im Bereiche der kalevischen Zone der Kareliden. Diese bestand ursprünglich aus einem altkristallinen Sockel mit aufliegender Rumpfbedeckung, den heutigen Quarziten; auf welcher sich marine Sedimente abgelagert hatten, nämlich zuerst Dolomite (früher als metasomatische Bildungen angesehen), dann Schwarzschiefer und schliesslich mächtige Flyschbildungen (vgl. Taf. IV a—b).

Mit einer Aufwölbung der Massen im W begannen die ersten Verfaltungen, welche eine Verschieferung der Quarzite und Schiefer zur Folge hatten (vgl. Taf. IV c).

Infolge starker Bewegungen von W(NW) nach E(SE) rückten die Sedimente nach E vor, wo sie schliesslich in der nordkarelischen Depression als Decken übereinander zu liegen kamen. Dort bilden sie heute eine Deckensynklinale. Die Ablösungshorizonte bildeten sich hauptsächlich zwischen dem Sockel und den Quarziten einerseits und zwischen den Dolomiten und Schiefeln andererseits. Die Quarzit-Dolomit-Formation und die Schwarzschiefer wurden so zerschoren und in Schuppen, Linsen und kleine Fragmente aufgeteilt (vgl. Taf. IV c—d). Die nach E vorrückenden Schieferdecken rissen an ihrer Basis solche Linsen und kleine Bruchstücke von Quarziten usw. mit sich, diese kamen also in die Überschiebungshorizonte zu liegen.

Während den Überschiebungen drangen ultrabasische Magmen in die Überschiebungshorizonte zwischen die Linsen und kleinen Bruchstücke von Dolomitgesteinen usw. ein (vgl. Taf. IV d). Noch bevor diese serpentiniert wurden, wanderte ihr Chrom teilweise aus in die umliegenden Gesteine, und führte dort zur Bildung von Chrommineralien. Da gleichzeitig die Bildung der Skarnmineralien (Reaktionsskarn) stattfand, sind diese chromhaltig.

Im Verlaufe ihrer Serpentinisierung verschweissten die ultrabasischen Massen mit ihren Einschlüssen und den umgehenden Schiefeln.

Die Überschiebungen setzten sich weiter fort. Die ultrabasischen Gesteine nahmen so sekundäre Linsenform an (vgl. Taf. IV e). Gegen Ende der Überschiebungsvorgänge fand eine erneute Zerschörung der bereits verschweissten Serpentin-Quarzitzone statt. So wurde das Eindringen der Sulfidsubstanz möglich; die erste Phase der Bildung der Lagerstätte ist also tektonisch bedingt. Die Sulfidsubstanz drang in einer einzigen Phase in eine geöffnete Quarzitlinse ein, die im Bereiche der Zufuhrwege lag.

Die Überschiebungsvorgänge gingen damit ihrem Ende entgegen und es setzte eine 2. Faltungsphase ein: Ein zum Untergrund gehörender Keil, das heutige Massiv von Sotkuma, drang in die übereinanderliegenden Sedimentdecken ein und setzte ihrer NW—SE-Bewegung Widerstand entgegen. Die Sedimente umflossen den Keil einerseits und andererseits brandeten sie an ihm empor. Es kam zu erneuten Faltungen, die zu Verbiegungen der Linsen und Überschiebungshorizonte und zur Aufwölbung einer Sekundärantiklinale führten (vgl. Taf. IV e—f). Der altkristalline Keil kippte nach E über und wickelte die dortigen Sedimente teilweise ein.

Die 2. und 3. Phase der Bildung der Erzlagerstätte, die Imprägnation und die Verdrängungsprozesse, die auf das Eindringen der Sulfidsubstanz in das Innere der Quarzitlinse folgten, fanden grösstenteils während diesen erneuten Verfaltungen statt. Die Quarzite wurden stufenweise imprägniert: Vorerst wurden die Schieferungsflächen der zentral gelegenen verschieferten Quarzite mit Pyrit besetzt und erst anschliessend imprägnierten Magnet- und Kupferkies die peripher gelegenen verschieferten Quarzite und drangen in Risse ein, die sich im Zusammenhang mit den erneuten Faltungen in den verschieferten und den massiven Quarziten gebildet hatten. Es entstanden so, gemäss der verschiedenen Textur der zwei Quarzittypen und den während der Vererzung stattfindenden Bewegungen, drei Erztypen, die sich in ihrer Struktur und in ihrem Sulfidgehalt voneinander unterscheiden.

An der Peripherie der Erz-Quarzit-Lamelle machten sich die erneuten Faltungsvorgänge bemerkbar durch die Bildung von Beulen (Ein- und Ausbuchtungen, vgl. Taf. IV e), in deren Scheitel Risse entstanden, und durch ein Umbiegen der oberen und unteren Teile der Erz-Quarzit-Lamelle.

Am Ende der zweiten Faltungsphase fand die Platznahme der Granite von Maarianvaara statt (vgl. Taf. IV f). Die Granitisierung hatte eine Regionalmetamorphose zur Folge: Die Schiefer wurden gegen das Massiv von Maarianvaara hin in zunehmendem Masse in Glimmerschiefer und in Gneis umgewandelt. In den Serpentinegesteinen äusserte sich die Metamorphose in einer Bildung von Talk und an den Kontakten Dolomite: Quarzite in der Entstehung von einer nicht sehr umfangreichen, chromfreien zweiten Generation von Skarn.

Unterdessen war die Abtragung der Kareliden so weit fortgeschritten, dass die heutige Oberfläche sich mehr und mehr Zonen rigider Deformationen näherte (vgl. Taf. IV f—g). Die ältesten dieser rigiden Deformationen sind Quersprünge, die während der Granitisierung geöffnet und mit Pegmatiten gefüllt wurden. Auf diese Pegmatitgänge folgten Klüftungen und schliesslich noch Querverschiebungen und Verwerfungen.

Da der Chemismus eines Intrusivkörpers keinen Aufschluss darüber gibt, ob es sich dabei um einen »Erzhringer« handelt oder nicht, ist neben den verschiedenen geophysikalischen Prospektierungsmethoden vor allem die

genaue tektonische Analyse eines Gebietes für das Auffinden von Erzlagerstätten von Bedeutung.

Durch die tektonische Analyse kann die räumliche und zeitliche Stellung von Intrusivkörpern ermittelt werden. Hierauf ist es möglich, die Bewegungsrichtung und den Deformationsstil zur Zeit der Platznahme der Intrusivmassen festzustellen, und daraus lässt sich ableiten, während welchen tektonischen Ereignissen und aus welcher Richtung am ehesten Sulfide hätten eindringen können. Man wird dann vor allem die Wege (Seherwege, Brekzienzonen usw.), die den Aufstieg der Sulfide erlaubten, suchen müssen. Wenn sich diese aus der Tektonik des Gebietes nicht direkt ergeben, so können auf Grund der Verschiedenheit der vorhandenen Gesteine Vermutungen darüber angestellt werden, wo sich solche Wege gebildet haben könnten, denn ihre Bildung ist im allgemeinen an resistenterere Gesteine gebunden.

Wenn die Wege oder eine resistenterere Zone ermittelt werden können, so stellt sich die Frage, wo sich die Sulfide in ihrem Bereiche am ehesten abgesetzt haben könnten. Die Möglichkeit für die Anreicherung von Sulfiden ist gegeben:

1. In Zonen starker Deformationen, wo Spalten und Risse das Absetzen von Sulfiden erlaubten oder
 2. Im Bereiche stark poröser oder permeabler Gesteine, wo die Bedingungen für eine Imprägnation erfüllt waren und
 3. Im Bereiche von Gesteinen, deren chemische Beschaffenheit eine Reaktion mit den Sulfiden erlaubte.
-

Plastische Deformationen Faltungen Überschiebungen Faltungen		Rigide Deformationen Verwerfungen — Klüftungen Verschiebungen und Verwerfungen;	
Verschiebung der Sedimente	Zerseherung der Qz.- Dol.-Formation; Überschiebungs- horizonte	Verfaltung der Über- schiebungsflächen; Eindringen eines altkr. Keiles (Sot- kuma)	Nordkarel. Bogen unter Spannung Quarzit und Schiefern Zerklüftung v. Quarzit und Schiefern
Schiefer	Schiefer umflessen die ultrabas. Massen: sek. Formen (Linsen)	Phyllite-Glimmer- schiefer-Gneis Gegen Granitmassiv; Pegmatitgänge bei Outokumpu	Verschiebung der Gänge
Dolomite	Bildung von Schuppen, Linsen und. kl. Bruchstücken; Bildung v. Spalten Skarabildung (Karb. Lösungen)	Verbiegung der Linsen etc.	schwache Tremolitbildung
Quarzite	Bildung von Schuppen, Linsen und kl. Bruchstücken	Verbiegen der Linsen etc.	(Karbonatlösungen) → Geöffnete ac-Klüfte mit Calcit und Quarz
Chromminerale Amphibolitisierung- Serpentinisierung-		Talkbildung Pegmatite in geöffneten Ver- werfungen	
Basische Intrusionen		Plastische Deformationen am Erzkörper; Fixierung d. Erze	
Eindringen der Sulfidsubstanz		Pegmatitlösungen Granititisation	
		Kleinere Ver- schiebungen des Erzkörpers des Erzkörpers.	
		Grosse Verwerfung im NE-lichen Teile des Erzkörpers.	

RÉSUMÉ

La mine d'OUTOKUMPU est située dans la partie centrale de la FINLANDE orientale par 62°44' de latitude Nord et 29°44' de longitude Est de Greenwich. Les minerais exploités sont formés de Pyrite (30 %), de pyrrhotine (15—16 %), de chalcopyrite (11—12 %) et de blende (1 %), mélangés à du quartz (42 %).

Le but de ce travail était de déterminer les faits qui ont conditionné la localisation, la structure et la forme du gisement. Un gisement n'est pas un fait du hasard ou un accident de l'écorce terrestre: Sa situation, sa structure et sa forme peuvent être déterminées par l'évolution tectonique de la région environnante. C'est pourquoi nous avons tout d'abord étudié la tectonique de la région d'Outokumpu. (1^{ère} partie, pp. 7—29). Les roches encaissantes ainsi que la nature et la structure du minerais qui reflètent la nature de l'apport minéralisant font l'objet de la 2^{ème} partie (pp. 30—76). La forme d'un gisement dépend du style de déformation au moment de la mise en place des minerais; elle est en outre subordonnée aux mouvements postérieurs. Elle est donc l'image résultant de la superposition des déformations subséquentes. En étudiant celles, qui furent postérieures à la mise en place (3^{ème} partie, pp. 76—99) nous sommes parvenus à préciser, dans les détails, la forme du gisement et à fixer le moment de sa genèse, en un mot, à situer cette genèse dans la succession des événements et dans le cadre tectonique de la région (4^{ème} partie, pp. 100—103).

Outokumpu se trouve dans la zone calévienne des Carélides. Une série sédimentaire, comprenant, de bas en haut, des quartzites, des dolomies et des schistes, s'est déposée sur le socle continental. (Pl. IV, a—b). A un soulèvement du socle et des sédiments à l'Ouest correspond une première phase de plissements. (Pl. IV, e). Les masses sédimentaires s'avancèrent vers l'Est, se décollèrent et formèrent des lentilles, des lambeaux et des fragments, qui, plus tard, furent entourés par des masses ultrabasiques, arrivées par des plans de cisaillement profonds. (Pl. IV, c—d.) Au cours de la mise en place des masses ultrabasiques, des fissures affectant les dolomies ont été remplies par ces masses ultrabasiques. La formation du skarn date de la même époque. Au cours des charriages qui continuèrent, les roches ultrabasiques ont pris des formes secondaires en lentilles. Lors des derniers charriages il se produisit un nouveau cisaillement de la zone des serpentines déjà soudées aux roches encaissantes. (Pl. IV, e). C'est ce qui a rendu possible l'intrusion de la substance minéralisante. Un coin du vieux socle cristallin pénétra dans les nappes empilées et provoqua des encapuchonnements, ainsi que des ondulations des plans de charriages et la formation d'un anticlinal secondaire. (Pl. IV, e—f). C'est durant cette période surtout qu'eurent lieu la deuxième et la troisième phase de la genèse du gisement, c'est-à-dire l'imprégnation et la substitution. A la fin de cette deuxième phase de plissements eut lieu la mise en place des granites de Maarianvaara, ce qui provoqua une métamorphose régionale. Entretemps l'érosion des Carélides avait progressé de façon telle que la surface topographique s'approcha de plus en plus des zones de déformations rigides, où il se forma successivement des décrochements, ouverts et remplis de solutions pégmatisiques, des diaclases et des décrochements plus jeunes. (Pl. IV, g.)

LITERATURVERZEICHNIS

- AASGAARD, GUNNAR (1927) Gruber og skjerp i kisdraget øvre Guldal-Tydal. (English summary). Norg. Geol. Undersøkelse 129, Oslo 1927; pp. 1—196, 62 fig., 6 pl.
- ARGAND, EMILE (1924) La tectonique de l'Asie. C.R. XIIIe Congr. géol. Intern. 1922, Bruxelles; pp. 171—372, 27 fig., 1 carte.
- BACKLUND, HELGE G. (1936) Der Magmenaufstieg in Faltegebirgen. Bull. Comm. géol. Finlande 115; pp. 293—347, 5 fig., 6 tab.
- BARTH, T., CORRENS, C. und ESKOLA, P. (1939) Die Entstehung der Gesteine. III. Teil: Die metamorphen Gesteine. pp. 263—407, 73 fig.; Springer Verlag, Berlin 1939.
- BEYSCHLAG, F., KRUSCH P. und VOGT J. H. L. (1914) Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine. Bd. 1; pp. 1—578, 281 fig., 2. Aufl.; Enke Verlag, Stuttgart 1914.
- BLANCHARD, ROLAND (1938) Paragenesis of pyrrhotite. Econ. Geol. 33, No. 2; pp. 218—225.
- BORCHERT, HERMANN (1935) Über Entmischungen im System Cu—Fe—S und ihre Bedeutung als »geologisches Thermometer«. Chem. Erde 9, 1934/35, pp. 145—172, 12 fig.
- BOWEN, N. L. and TUTTLE, O. F. (1949) The system MgO—SiO₂—H₂O. Bull. Geol. Soc. Amer. 60; pp. 439—460, 3 fig., 1 tab., 1 pl.
- BROUGHTON, JOHN G. (1946) An example of the development of cleavages. J. of Geol. 54, No. 1; 1946; pp. 1—18, 9 fig.
- BROWN, JOHN S. (1947) Porosity and ore deposition at Edwards and Balmat, New York. Geol. Soc. Am. Bull. 58, No. 6; pp. 505—546, 3 fig., 17 tab., 10 pl.
- (1950) An alternative to the hydrothermal theory of ore genesis. C. R. XIIX Intern. Geol. Congress; London 1948; part II: Problems of geochemistry; pp. 37—44, 3 fig.
- CARSTENS, C. W. (1935) Zur Genesis der Kiesvorkommen des Trondhjemgebiets. Kgl. Norske videnskabers selskabs skrifter 11, pp. 1—40, 3 fig.
- CLOOS, ERNST (1946) Lineation, a critical review and annotated bibliography. Geol. Soc. Am., Mem. 18; pp. 1—122, 15 fig., 10 pl.
- CLOOS, HANS (1936) Einführung in die Geologie. pp. 1—503, 355 fig., 3 pl. Verlag Bornträger, Berlin 1936.
- (1939) Hebung—Spaltung—Vulkanismus. Geol. Rundschau 30; pp. 405—527, 60 fig., 6 pl., und pp. 637—640, 3 fig.
- DUFFELL, STANLEY (1937) Diffusion and its relation to ore deposition. Econ. Geol. 32, No. 4; pp. 494—510, 6 fig.
- DUPARC, LOUIS et GROSSET, AUGUSTIN (1916) Etude comparée des gîtes platinifères de la Sierra Ronda et de l'Oural. Mém. soc. phys. histoire nat. Genève, 38, fasc. 5; pp. 253—290, 7 fig., 4 pl., 1 carte.
- DU RIETZ, TORSTEN (1935) Peridotites, serpentines and soapstones of northern Sweden. Acaedemical dissertation; Kungl. Boktryckeriet, Stockholm 1935; Geol. Förr. i Stockholm Förrh. 57, No. 2; pp. 133—260, 59 fig., 32 tab., 4 pl.

- ESKOLA, PENTTI (1927) Petrographische Charakteristik der kristallinen Gesteine von Finnland. Fortschr. Mineral. Krist. Petrog. 11; pp. 57—112, 5 fig.
- (1933a) On the Differential Anatexis of Rocks. Bull. Comm. géol. Finlande 103; pp. 12—25.
- (1933b) On the Chrome Minerals of Outokumpu. Bull. Comm. géol. Finlande 103; pp. 26—44, 1 fig.
- (1939) siehe BARTH, TOM.
- (1942a) Einführung zu Finnlandheft der Geol. Rundschau 32, Heft 4/5, pp. 401—412, 1 fig.
- (1942b) ERKKI MIKKOLA und der heutige Stand der präkambrischen Geologie in Finnland. Geol. Rundschau 32, Heft 4/5; pp. 452—483, 6 fig., 1 carte.
- (1946) Kristalle und Gesteine. pp. 1—397, 461 fig., Springer Verlag, Wien 1946.
- (1948) Über die Geologie Ostkareliens. Geol. Rundschau 35, Heft 2; pp. 154—165, 5 fig.
- FRAUENFELDER, K. O. H. (1924) Der Grafit in Finnland, seine Entstehung und Verwertung. Geoteknillisiä julkaisuja 38, Helsinki 1924; pp. 1—51, 15 fig.
- FROSTERUS, BENJ. och WILKMAN, W. W. (1916) Joensuu, beskrifning till bergartskartan. Geologisk översiktskarta över Finland, D 3, Helsingfors 1916. pp. 1—197, 70 fig., 4 cartes, 8 tab.; résumé en français; carte géol. 1 : 400 000.
- FROSTERUS, BENJ. (1928) Über Kaolin im kristallinen Felsgrunde Finnlands. Fennia 50, No. 39; pp. 1—34, 4 fig., 5 tab.
- GRATON, L. C. (1940) Nature of the ore-forming fluid. Econ. Geol. 35, Supplement to No. 2; pp. 197—358.
- GRONDIJS, H. F. and SCHOUTEN, C. (1937) A Study of the Mount Isa Ores. Econ. Geol. 32, No. 4; pp. 407—450, 135 fig.
- HAAPALA, PAAVO (1936) On Serpentine Rocks in Northern Karelia. Bull. Comm. géol. Finlande 114; pp. 1—83, 21 fig., 2 cartes.
- HACKMAN, VICTOR (1928) Ein Beispiel metasomatischer Umwandlung von Dolomit in Strahlsteinaggregate. Fennia 50, No. 9; pp. 1—10, 3 fig.
- HEWITT, R. L. (1938) Experiments Bearing on the Relation of Pyrrhotite to Other Sulphides. Econ. Geol. 33, No. 3; pp. 306—338, 16 fig., 3 tab.
- INGERSON, EARL and MOKEY, GEORGE W. (1940) Review and discussion of nature of the ore-forming fluid by Graton. Econ. Geol. 35, No. 6; pp. 772—785.
- KOARK, HANS J. (1950) Die Serpentine des Ochsners (Zillertal) und des Reckners (Tarntal) als Beispiele polymetamorpher Fazies verschiedener geologischer Stellung. Neues Jahrb. Mineral. 81, Heft 3; pp. 399—476, 10 fig., 5 pl.
- KRANCK, E. H. (1948) Quelques problèmes géomorphologiques du Canada et de la Fennoscandia. Bull. Soc. Neuch. Géogr. 55, fasc. 2; pp. 1—11, 3 fig., 1 pl.
- LAITAKARI, AARNE (1925) Die Graphitvorkommen in Finnland und ihre Entstehung. Geoteknillisiä julkaisuja 40; Helsinki 1925; pp. 1—100, 17 fig., 2 pl.
- (1929) Über den Schwefelkies von Outokumpu. Bull. Comm. géol. Finlande 85; pp. 42—43.
- (1931) Verdrängungen in Sulphidmineralien von Pitkäranta und Outokumpu. Bull. Comm. géol. Finlande 93; pp. 55—63, 6 fig.
- LOEWINSON-LESSING, F. (1932) Über die Raumbildung grosser flacher Intrusivlager. Mineralog. u. petrog. Mitt. 43, Heft 4/5; pp. 271—282.
- LOKKA, LAURI (1943) Beiträge zur Kenntnis des Chemismus der finnischen Minerale. Bull. Comm. géol. Finlande 129; pp. 1—72, 48 tab.
- LUNDEGÅRDH, P. H. (1949) Aspects to the geochemistry of chromium, cobalt nickel and zinc. Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C No. 513; Årsbok 43, No. 11; pp. 1—56, 20 tab.

- MÄKINEN, EERO (1938) Die Kupferlagerstätte Outokumpu in Finnland und ihre Verwertung. »Metall und Erz«, 35. Jahrgang, Heft 2; pp. 1—9; 11 fig.
- MAUCHER, ALBERT (1936) Die Entstehung der Passauer Graphitlagerstätten. Chem. Erde, Bd. 10; pp. 539—565, 1 fig.
- MERWIN, H. E. and LOMBARD, R. H. (1937) The system, Cu-Fe-S. Econ. Geol. 32, Supplement to No. 2; pp. 203—234, 4 fig., 46 tab.
- NEIVA, J. M. COTELO (1950) Serpentes et serpentinisation. Report Intern. Geol. Congress, 18th session, London 1948; Part II: Problems of geochemistry, pp. 88—95.
- NIOGLI, PAUL (1925) Versuch einer natürlichen Klassifikation der im weiteren Sinne magmatischen Erzlagerstätten. Abhandl. prakt. Geol. und Bergwirtschaftslehre 1; pp. 1—69, 11 fig.
- RAQUIN, E. (1940) Géologie des gîtes minéraux. pp. 1—613, 138 fig.; Ed. Masson et Cie, 1940.
- RAMDOHR, PAUL (1931) Neue Beobachtungen über die Verwendbarkeit opaker Erze als »geologische Thermometer«. Z. prakt. Geol. 3; pp. 65—80.
- (1937) Fortschritte auf dem Gebiet der Lagerstättenkunde. Fortschr. Mineral. Krist. Petrog. 22; pp. 105—184.
- RANKAMA, KALERVO (1948) New Evidence of the Origin of Pre-Cambrian Carbon. Bull. Geol. Soc. Amer. 59, No. 5; pp. 389—419, 4 fig., 3 tab.
- RUEGER, L. (1931) Die Untersuchungsergebnisse an Gesteinsdeformationen (Petrotektonik). Geol. Rundschau 22; pp. 79—125, 10 fig.
- SAHAMA, TH. G. and RANKAMA, KALERVO (1939) Preliminary Notes on the Geochemical Properties of the Maarianvaara Granite. Bull. Comm. géol. Finlande 125; pp. 5—8.
- SAHAMA, TH. G. (1945) Spurenelemente der Gesteine im südlichen Finnisch-Lappland. Bull. Comm. géol. Finlande 135; pp. 1—86, 12 fig., 29 tab.
- SAKSELA, MARITI (1931) Zum Vortrag des Herrn Dr. Laitakari vom 10. April 1930; Bull. Comm. géol. Finlande 93; p. 15.
- (1936) Über die geologische Kartierung und die Einteilung der Granite im finnischen Grundgebirge. Bull. Comm. géol. Finlande 115; pp. 275—292, 3 fig., 1 pl.
- (1948) Outokummun kuparimalmin löytö. Geologinen tutkimuslaitos. Geoteknillisiä julkaisuja 47; Helsinki 1948, pp. 1—36, 19 fig.
- SANDER, BRUNO (1930) Gefügekunde der Gesteine, mit bes. Berücksichtigung der Tektonite. pp. 1—352, 155 fig., 245 Gefügediagramme. Springer Verlag, Wien 1930.
- (1948) Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. I. Teil: Allgem. Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. pp. 1—125, 66 fig., Springer Verlag, Wien 1948.
- SAURAMO, MATTI (1924) Tracing of glacial boulders and its application in prospecting. Bull. Comm. géol. Finlande 67; pp. 1—37, 12 fig.
- SCHNEIDERHÖRN, HANS (1924) Die Oxydations- und Zementationszone der sulfidischen Erzlagerstätten. Fortschr. Mineral. Krist. Petrog. 9; pp. 67—160, 7 tab.
- (1941) Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. 1. Band: Die Lagerstätten der magmatischen Abfolge. pp. 1—858, 264 fig. & pl., Fischer Verlag, Jena 1941.
- (1944) Erzlagerstätten, Kurzvorlesung zur Einführung und zur Wiederholung. pp. 1—290, 16 und 3 pl., Fischer Verlag, Jena 1944.
- SEDERHOLM, J. J. (1930) Pre-Quaternary Rocks of Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 91; pp. 1—47, 40 fig., 1 carte.
- (1932) On the Geology of Fennoscandia with special reference to the precambrian. Fennia 55, No. 2; pp. 1—30, 1 pl., 1 carte.

- TANNER, V. (1938) Die Oberflächengestaltung Finnlands. Bidrag till kännedom af Finlands natur och folk. Finska Vetenskaps-Societeten 86, Helsinki 1938; pp. 1—762, 520 fig.
- SCHWARTZ, G. M., 1937; The Paragenesis of Pyrrhotite. *Econ. Geol.* 32, No. 1; pp. 31—56, 20 fig.
- TURNER, FRANCIS J. (1948) Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. *Memoir Geol. Soc. Amer.* 30; pp. 1—342, 86 fig.
- VÄYRYNEN, HEIKKI (1928) Über die magnetischen Eigenschaften des Magnetkieses. *Fennia* 50, No. 41; pp. 1—11, 1 tab., 2 diagr.
- (1930) Über die geologische Struktur des Erzfeldes Kammikivinturi in Petsamo. *Bull. Comm. géol. Finlande* 92; pp. 19—32, 3 fig., 1 pl.
- (1933) Über die Stratigraphie der Karelischen Formationen. *Bull. Comm. géol. Finlande* 101; pp. 54—78, 4 fig., 1 carte.
- (1935) Über die Mineralparagenesis der Kieserze in den Gebieten von Outokumpu und Polvijärvi. *Bull. Comm. géol. Finlande* 109; pp. 1—24, 7 fig., 1 carte.
- (1938) Petrologie des Nickelerzfeldes Kaulatunturi—Kammikivinturi in Petsamo. *Bull. Comm. géol. Finlande* 116; pp. 1—198, 71 fig., 36 tab., 1 carte.
- (1939) On the Geology and Tectonics of the Outokumpu Ore Field and Region. *Bull. Comm. géol. Finlande* 124; pp. 1—91, 11 fig., 2 cartes.
- WAGNER, L. R. and MITCHELL, R. L. (1950) The distribution of Cr, V, Ni, Co and Cu during the fractional crystallization of a basic magma. Report Intern. Geol. Congress, 18th session, London 1948; Part II: Problems of geochemistry; pp. 140—150, 1 fig., 3 tab.
- WEGMANN, C. E. (1928a) Über die Tektonik der jüngeren Faltung in Ostfinnland. *Fennia* 50, No. 16; pp. 1—22, 3 pl.
- (1928b) Über die Formen magmatischer Erzlagerstätten in Gebirgen. *Zeitschrift prakt. Geol.*, 36. Jahrgang, Heft 10; pp. 181—184.
- (1928c) Sur un problème de la stratigraphie du précambrien. *C. R. soc. géol. France* 14; pp. 239—241.
- (1929a) Über alpine Tektonik und ihre Anwendung auf das Grundgebirge Finnlands. *Bull. Comm. géol. Finlande* 85; pp. 49—53.
- (1929b) Stereogramm des Gebietes von Soanlahti—Suistamo. *Bull. Comm. géol. Finlande* 85; pp. 58—66, 1 pl.
- (1929c) Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finnland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 87; pp. 98—127, 9 fig., 2 pl.
- (1930a) Bericht über geologische Untersuchungen in Outokumpu. Okt/Nov. 1930; Manuskript, ca. 30 p. und mehrere Fig.
- (1930b) Über Diapirismus, bes. im Grundgebirge. *Bull. Comm. géol. Finlande* 92; pp. 58—76, 4 fig.
- (1931a) Über einige Deformations- und Bewegungstypen kristalliner Schiefer. *Bull. Comm. géol. Finlande* 93; pp. 40—54, 1 fig., 4 pl.
- (1931b) Sur la structure des vieilles chaînes de Finlande. *C. R. soc. géol. France*, No. 4; pp. 31—32.
- (1947) Note sur quelques problèmes de la tectonique superposée. *Bull. Comm. géol. Finlande* 140; pp. 223—238.
- (1950) Transformations métasomatiques et Analyse tectonique. Report Intern. Geol. Congress, 18th session, London 1948; Part III: Metasomatic processes in metamorphism; pp. 45—52.
- ZAVARITSKY, A. N. (1950) Metasomatism and Metamorphism in the pyrite deposits of the Urals. Report Intern. Geol. Congress, 18th session, London 1948; Part III: Metasomatic processes in metamorphism; pp. 102—108.

DIAGRAMME UND TAFELN

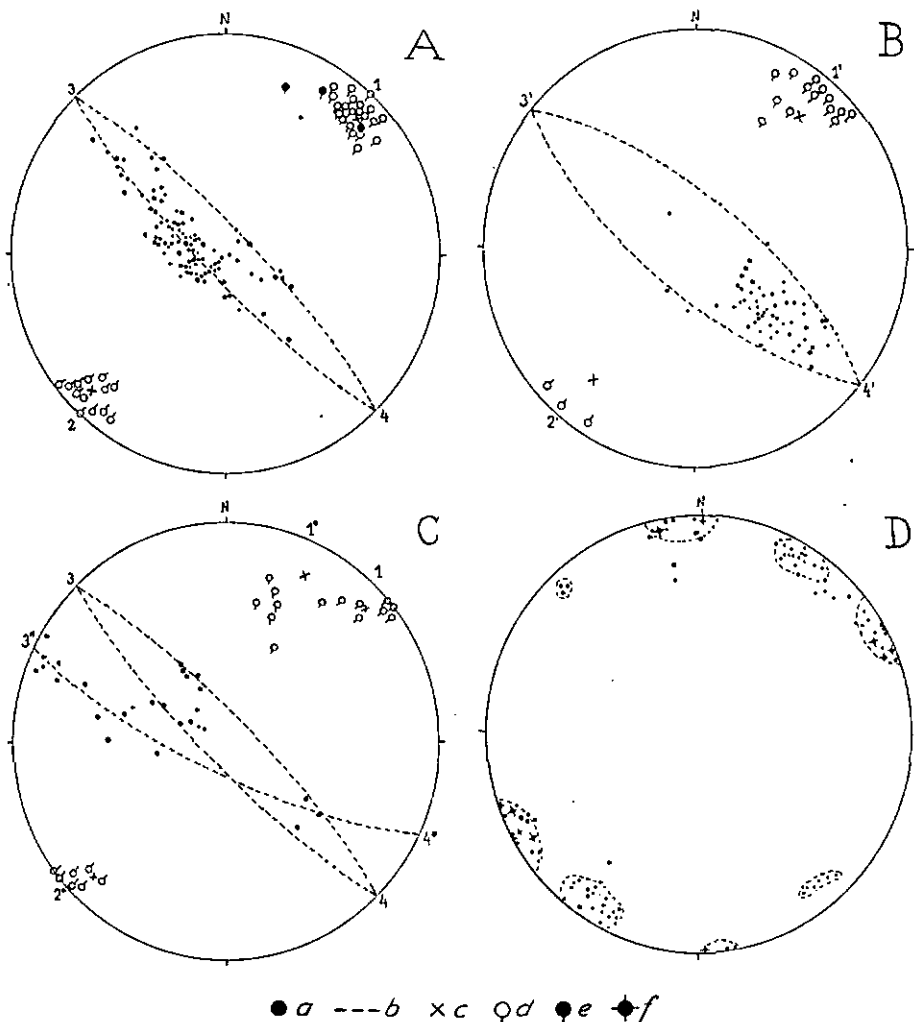


Diagramm A, B und C (Messungen an der Tagesoberfläche, vergleiche Taf. I):
 a = Flächenpole für Streichen und Fallen, b = Grosskreis, c = Zonenachse (zum Grosskreis gehörig), d = Linearstrukturen, als Ausstichspunkte der Radien dargestellt, e = Faltenachsen.

Diagramm D:
 a = Kluftflächen (als Flächenpole dargestellt), die Anhäufungsstellen wurden durch Umranden hervorgehoben, f = Pegmatitgänge (dargestellt wie die Kluftflächen).

Diagramm E = I. Abschnitt des Erzlagers (NE-Ende—Verwerfung).

Diagramm F = II. Abschnitt (Verwerfung—Schacht Kumpu A, vgl. Taf. III).

Diagramm G = II. Abschnitt (Kumpu A—Mökkivaara, vgl. Taf. III).

Diagramm H = III. Abschnitt (Mökkivaara—SW-Verschiebung) und III. Abschnitt (soweit in der Grube zugänglich).

Diagramm E, F und G (Messungen in der Grube, vgl. Taf. II und III):

a = Flächenpole für Streichen und Fallen (im schichtförmigen Erztypus und in den randlichen Quarziten gemessen), b = Linearstrukturen, c = Pegmatitgänge, d = Verschiebungsflächen und Verwerfungen, e = Bewegungsspuren (Gleit- und Kratzspuren).

Diagramm H:

f = wie a, aber im III. Abschnitt des Erzlagers gemessen, g = wie b, aber im III. Abschnitt des Erzlagers gemessen.

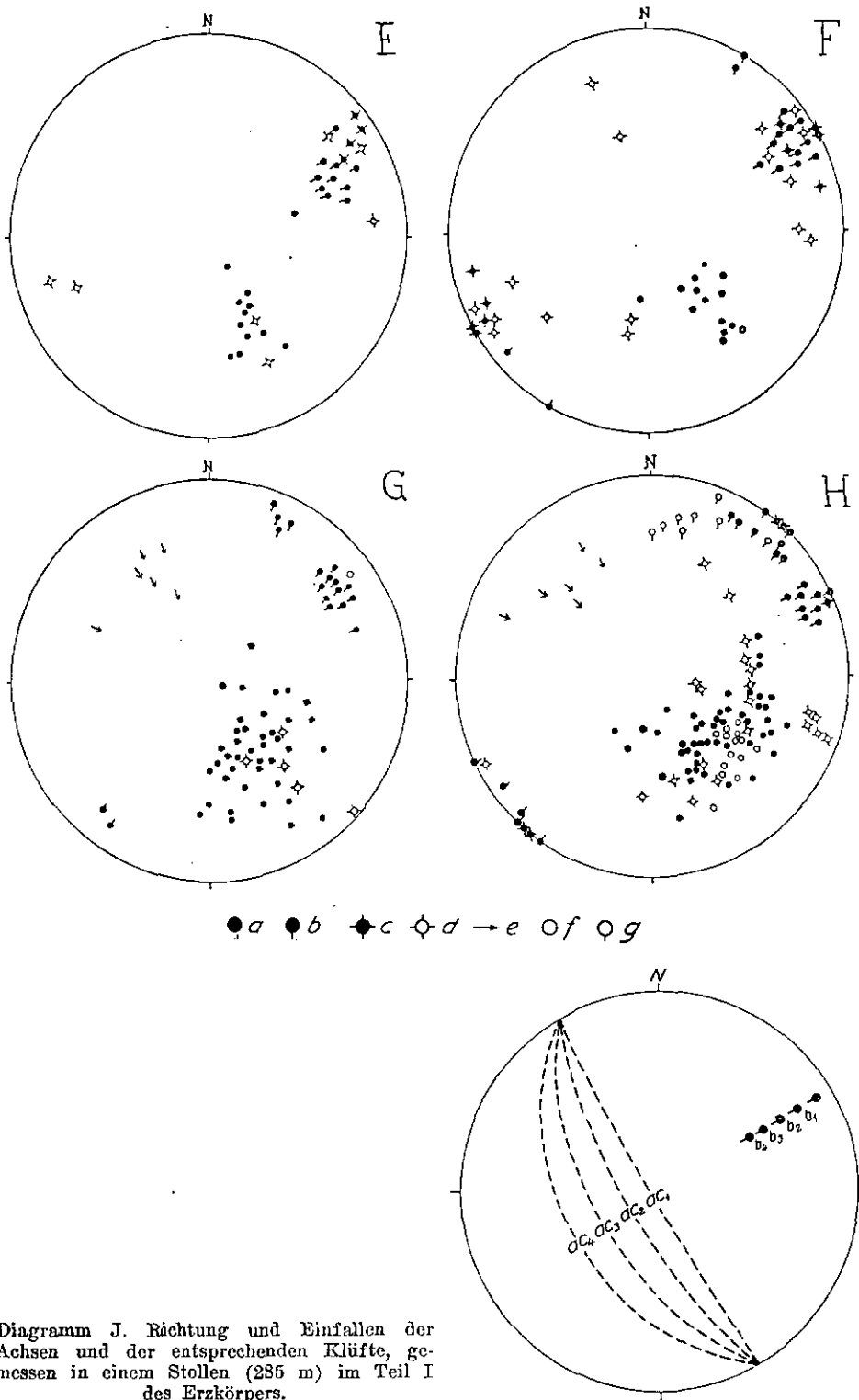
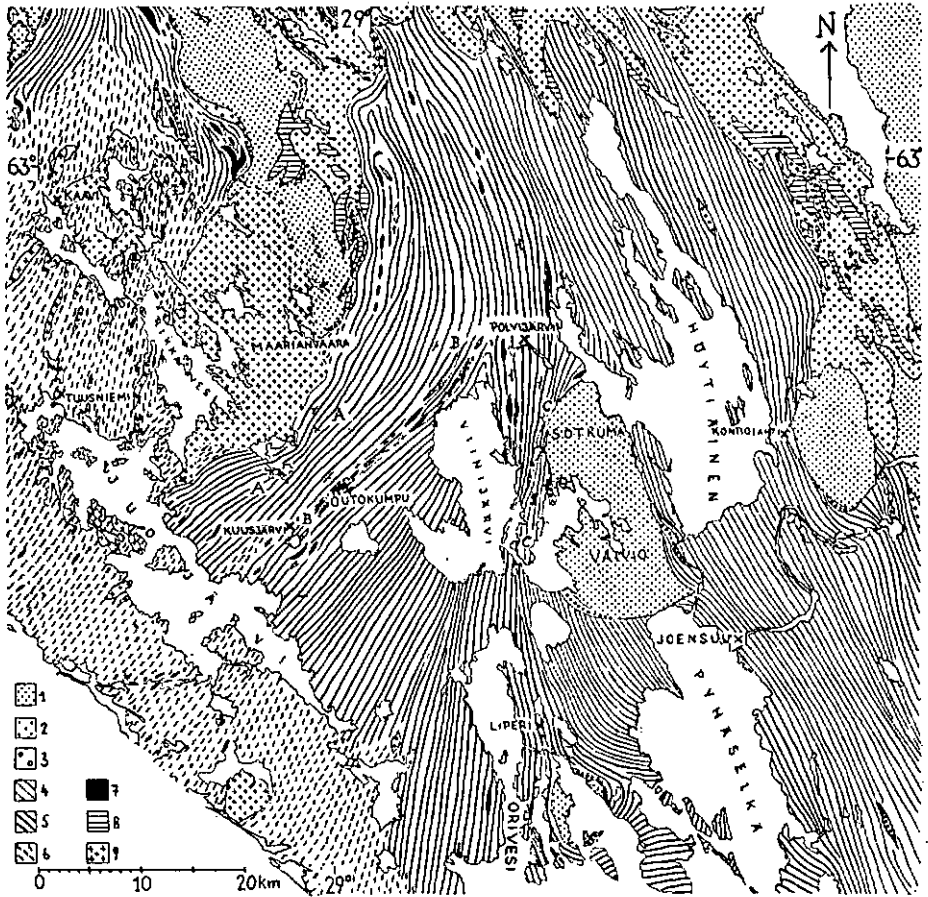


Diagramm J. Richtung und Einfallen der Achsen und der entsprechenden Klüfte, gemessen in einem Stollen (285 m) im Teil I des Erzkörpers.

TAFEL I

Tektonische Übersichtskarte der Gegend von Outokumpu.

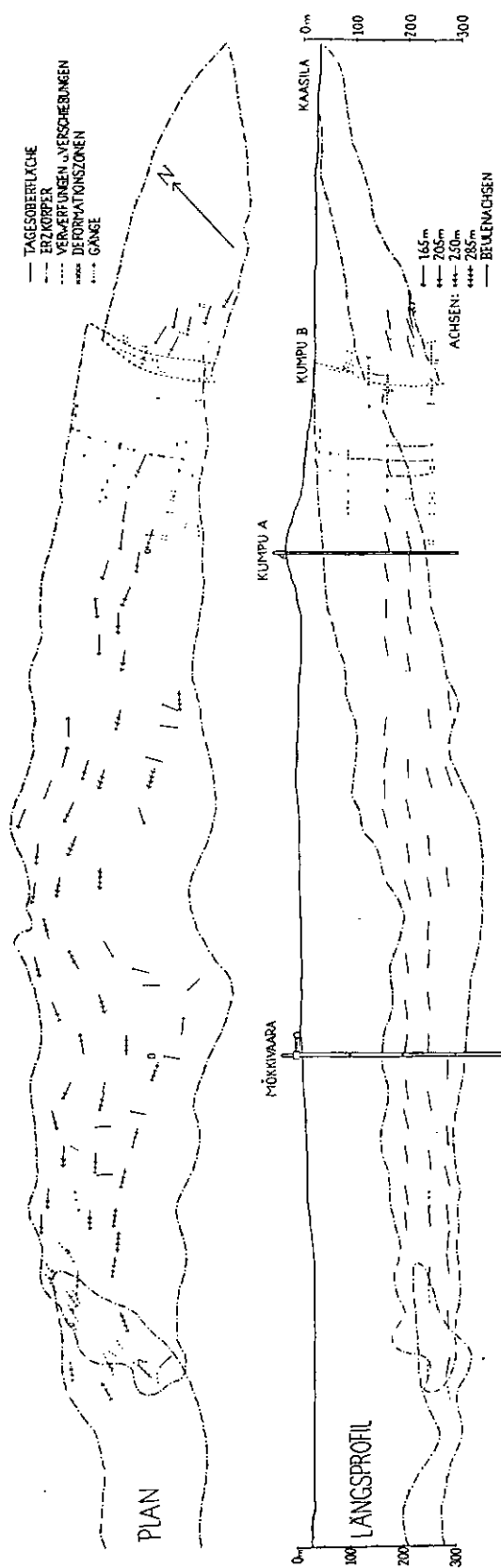


- 1 = Altkristallin
- 2 = Quarzite
- 3 = Dolomitgesteine
- 4 = Phyllite
- 5 = Glimmerschiefer

- 6 = Gneis
- 7 = Serpentinegesteine
- 8 = Basische Gesteine
- 9 = Jüngere Granite.

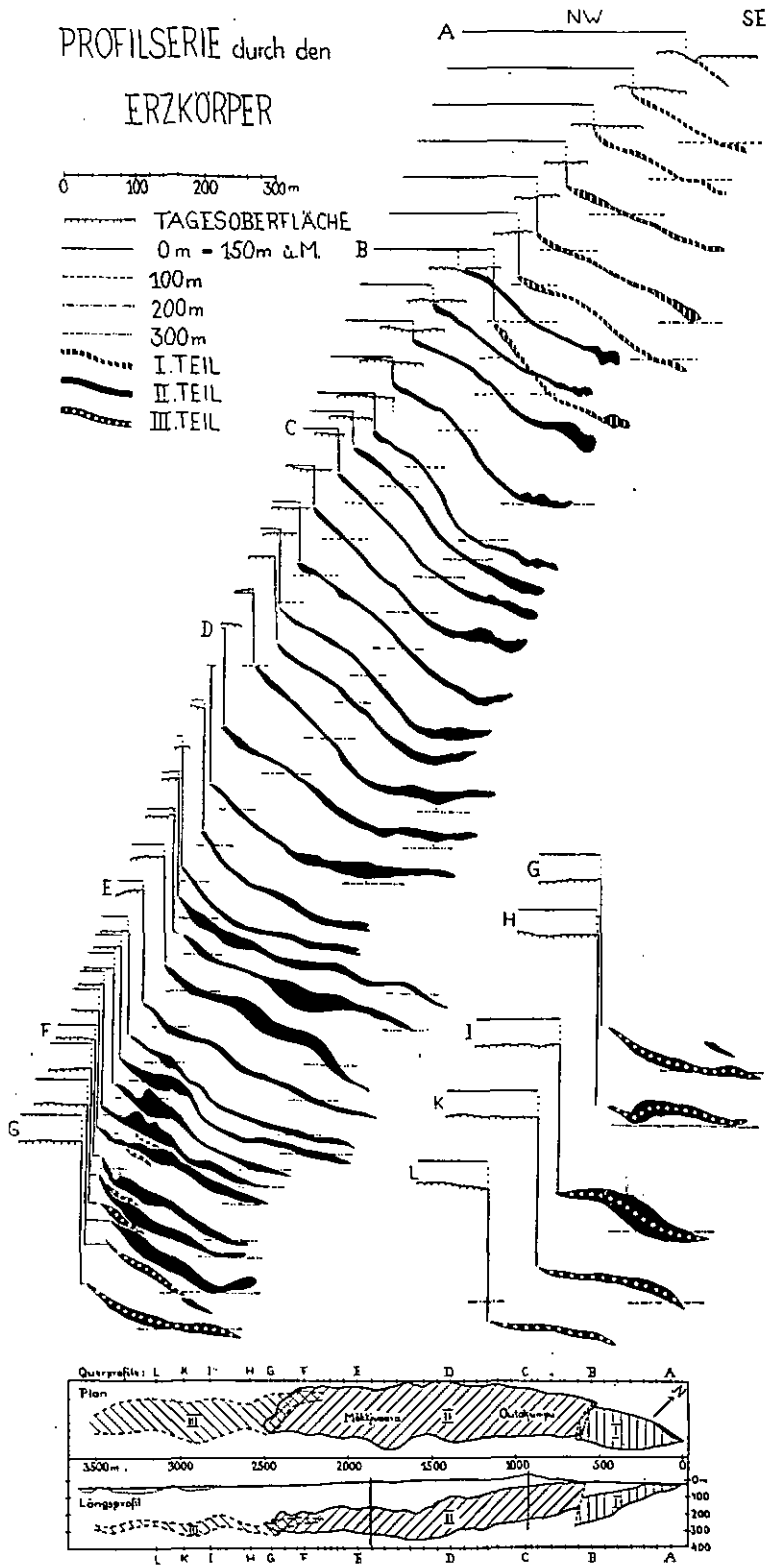
TAFEL II.

Achsenverhältnisse und Deformationen der Erz—Quarzitlamelle im Plan und im Längsprofil.



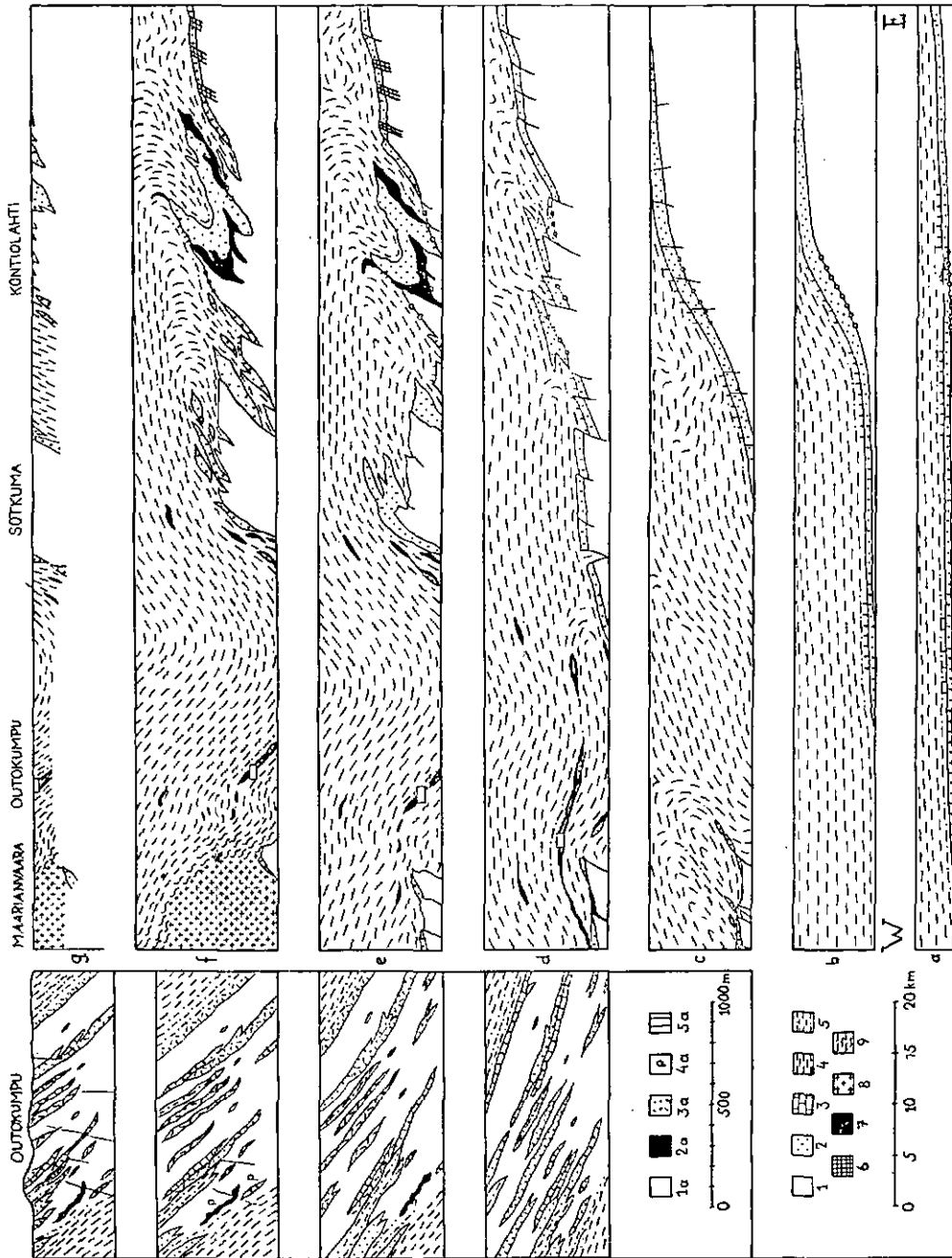
TAFEL III.

PROFILSERIE durch den
ERZKÖRPER



TAFEL IV

Die Entwicklung der Kareliden, dargestellt im Querprofil.



Erklärung zur Tafel IV.

- 1 = Altkristallin.
- 2 = Quarzite.
- 3 = Dolomitgesteine.
- 4 = Schiefer (Phyllite).
- 5 = Quarzitische Graphitschiefer.
- 6 = Metabasite.
- 7 = Basische und ultrabasische Gesteine.
- 8 = Jüngere Granite.
- 9 = Ader- und Injektionsgneis.

(Die kleinen Zeichnungen stellen die entsprechenden Etappen in der Gegend von Outokumpu im detail dar).

- 1a = Serpentinesteine.
- 2a = Erz.
- 3a = Skarngesteine.
- 4a = Pegmatite.
- 5a = Verwerfungen und Verschiebungen.
- = Ausschnitt für Zeichnungen links.