

Zur Entstehung des tektonischen Stengelbaus an präkambrischen Eisen- und Sulfiderzkörpern der zentralschwedischen Leptitserie*

H. J. KOARK
Uppsala, Schweden

Einleitungsweise wird die tektonische Entwicklung der zentralschwedischen Leptitregion skizziert. In den erzführenden Zonen, die sich parametamorph duktiler als die Hauptmasse der Leptite verhielten, herrschen steilachsiger Schlingen- und Stengelbau vor, zumeist entstanden durch Umfaltung der in früherer Phase isoklinal aufgerichteten Faltenflügel. Die sekundär-oblongen Körper von Eisen- und Sulfiderzen fügen sich mit Außen- und Innengestalt in das synmetamorphe Formungsbild der steilachsigen Tektonik ein. Verschiedene Formungsweisen, die zu den sekundär-oblongen Erzkörpern führten, werden besprochen und mit Beispielen belegt. Diesbezügliche Besonderheiten gewisser Erztypen werden herausgestellt. Damit zusammenhängend werden die Eisen- und Sulfiderztypen formal und genetisch kurz charakterisiert. Als Unterlage für Untersuchungen über Zusammenhänge von Erzkörpergestalt und tektonischer Fazies wird topologische Kennzeichnung der Erzkörper befürwortet, wofür die Methoden der Stereologie als zukunfts-trächtig erscheinen. Die Bedeutung der Kompetenzunterschiede an Erzen und Nebengesteinen wird für einige das Thema betreffende Fragen herausgestellt. Das führt auch zu genetischen Aspekten, wie z. B. dem, daß Diskordanz zwischen Erz und Nebengestein im regionalmetamorphen Bereich kein Beweis für Epigenese ist, sondern heteromobil durch Kompetenzunterschiede erzeugt sein kann. Der Vergleich des tektonischen Verhaltens von Eisen- und Sulfiderzen zeigt, daß keine Art- sondern nur Gradunterschiede vorliegen. Sowohl Sulfiderze, als auch sedimentäre Eisenerze sind in örtlichen bis regionalen Falten gelegen. Daraus wird gefolgert, daß die Erze während der regionalmetamorphen Tektogenese mechanische Schwächeanisotropien waren, an denen Faltungen sich bevorzugt auslösten. Diese und andere Gründe sprechen gegen die frühere Annahme, daß die Sulfiderze synkinematische Gangstockfüllungen sind. Tektonische Stellung und Gefüge weisen sie als prämetamorph angelegte Erzkörper aus, die durch Regionalmetamorphose(n) ± stark formverändert wurden. Mechanische Teilbewegungen überwogen molekulare. Letztere dürften bevorzugt durch mechanische Einwirkung ausgelöst worden sein (Drucklösung, Tribochemie, etc.). Für das Verständnis des mechanischen Verhaltens der Sulfiderze werden einschlägige experimentelle Festigkeits- und Verformungsdaten konsultiert. Daraus läßt sich ableiten, daß es Sulfiderzen bei regionalmetamorphen Einwirkungen in dieser Krustentiefe unmöglich gewesen sein dürfte, vormetamorphe Kristallisationen und Gefüge zu bewahren. Das bestätigt die Feld- und Laborbefunde.

As an introductory, the tectonic evolution of the Central Swedish Leptite Region is outlined. In the ore-bearing zones, which reacted more ductile than the bulk of the leptites, steep standing fold formations („Schlingentektonik“)

* Nach einem Vortrag anlässlich der 61. Jahrestagung der Geologischen Vereinigung in München am 19.2.1971.

and steep columnar structures are dominating, mainly developed by refolding of isoclinally raised limbs and steep axis confining tectonics. The secondary oblong bodies of iron and sulfide ores harmonize with the para-metamorphic steep axis tectonics. The different manners of shapings are discussed and verified with examples. In this connection the peculiarities of some ore types are emphasized. Coherently the iron and sulfide ore types in the Leptite Region are characterized formally and genetically. To get an idea of the connection between the shape of the ore body and the tectonic facies it should be needed to characterize the ore bodies topologically. Stereological methods are advocated. The importance of competence differences between ores and country rocks is stressed. It leads even to genetical aspects, as e. g. that in regional-metamorphic environment the discordance between ore and country rock is no evidence for epigenetic deposition. It may be caused by heteromobile differences of componental movements. The comparison of the tectonic behavior of iron and sulfide ores shows, that there are no differences in kind of deformation, but only in magnitude. The sulfide ores as well as the sedimentary iron ores are situated in local to regional folds. It is assumed, that the ores during the regional-metamorphic tectonics served as mechanical anisotropies of weakness, favoring folding. These and other reasons speak against the earlier assumption that the sulfide ores are para-kinematic saddle-reefs („Gangstöcke“). Tectonic positions and fabrics indicate that they are pre-metamorphic ores, which have undergone more or less drastic deformations during regional-metamorphic conditions. Mechanical rearrangements dominate. Chemical rearrangements could often be released by mechanical effects. To understand the mechanical behavior of the sulfide ores experimental data of strength and deformation are consulted. On the basis of them, it can be deduced that during the given regional-metamorphic conditions, sulfide ores cannot preserve premetamorphic crystallizations and fabrics.

Die dem svekofennischen Orogen zugehörige Lagerstättenunterprovinz in Bergslagen (Zentralschweden) läßt sich kurz, wie folgt, charakterisieren: Ursprünglich größtenteils stratiform angelegt, finden sich in den vulkanisch-sedimentären Lagerfolgen der Leptitserie in unterschiedlichen stratigraphischen Situationen verschiedenartige Typen von Eisen-, Mangan- und \pm komplexen Sulfiderzen, die durch regionalmetamorphe Prozesse formverändert und teilweise umgelagert wurden. Die Erzkörper liegen heute in Form von Lagern, Linsen, Stengeln, Linealen und Stöcken vor, deren Außen- und Innengestalt sich in das synmetamorphe Formungsbild steilachsiger Tektonik einfügt.

Die suprakrustalen, ursprünglich vorwiegend flach gelagerten Gesteine der Leptitserie wurden während der svekofennischen Orogenese mehrfach gefaltet und umgewandelt. Heute herrscht steiles Einfallen der planaren und linearen Gefügeelemente vor.

Verschiedene Umstände erschweren das Studium der Tektonik in der Leptitregion. Be-

sonders nachteilig macht sich bemerkbar, daß der am weitesten verbreitete Gesteinstyp, die eigentlichen Leptite, wegen ihres massenförmigen und oft texturarmen bis -losen Gefüges, für tektonische Analysen indifferent sind. Schichtige oder stofflich abweichende Gesteine, die als stratigraphische und tektonische Leit-horizonte benutzt werden können, sind relativ selten und oft wenig beständig. Außerdem weisen sie, wegen ihrer abweichenden mechanischen Eigenschaften, andere tektonische Stile als die mehr rigiden Leptite auf.

Somit besteht der Grundgebirgsrumpf im Bereich der erzführenden Leptitserie aus tektonisch mobilen, d.h. oft durch tektonische Gesteinsfazies charakterisierten Zonen, und weniger mobilen Anteilen. In den mobilen Bereichen liegt oft steilachsige Umfaltungstektonik vor.

Großräumige tektonische Analysen und darauf fußende Synthesen fehlen. Nur sie könnten, nach konstruktiven Rückformungen, mehr gesicherte Aussagen über die Suprakrustalstratigraphie zulassen. Tektonische Unter-

suchungen mit prinzipiellen Aussagen liegen nur aus den erzeführenden Zonen vor. Aber diese sind, wie gesagt, nicht repräsentativ für die Leptitregion als Ganzes.

Aus den großräumig gekrümmten Gefügen lassen sich mindestens zwei Faltungsphasen rekonstruieren. Sie lassen sich mit Hilfe der Prinzipskizzen bei TURNER und WEISS (1963, Abb. 4–42) illustrieren.

1. Isoklinale Faltung, oft vergent, mit flacher Achse (Abb. 1a). Dieser Phase ist auch das Auf- und Absteigen der Achsenlinie in der Vertikale hinzuzurechnen. Es führte zu Brachyfallen, d. h. Querfallen, die mit SANDER als entstanden durch „Faltung des Streichens im gleichen Akt“, d. h. als $B \perp B'$ -Gefüge aufgefaßt werden. Als Ursache hierfür wird meist die Behinderung der Ausweichbewegungen parallel der Faltenachse angesehen.

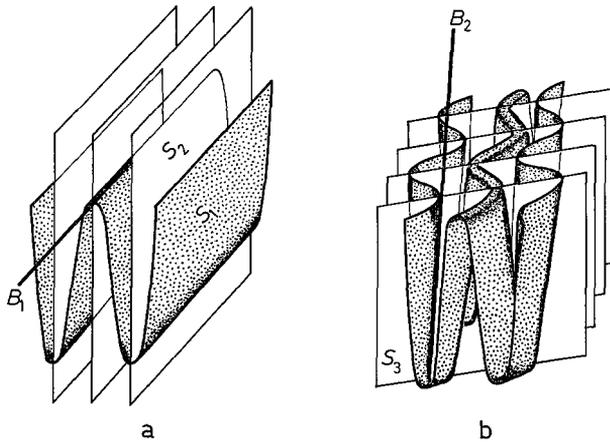


Abb. 1a und 1b. Prinzipskizzen zur Verdeutlichung der Hauptformungsphasen, die zur steilachsigen Tektonik in der Leptitregion führten. Nach TURNER u. WEISS (1963)

2. Steilachsige Faltung (Schlingentektonik). Die Entstehungsarten dieser charakteristischen Grundgebirgsgefüge wurden für die erzeführenden Teile der Leptitregion verschiedentlich besprochen, u. a. von HOLMQVIST (1924), GEIJER u. MAGNUSSON (1944) u. KOARK (1960, 1962). Die dominierende Entstehungsweise dürfte Umfaltung der unter 1. aufgerichteten Faltenflügel mit Bildung steiler Scher- und

Faltenachsen sein (Abb. 1b), mehr untergeordnet enge, tangente Umschließung. Auch dieser Phase sind Querfaltungen ($B \perp B'$) zugehörig, die sich auf die Erzkörpergestalten auswirken können (KOARK 1952).

Das Studium der regionalen Verteilung und Verflechtung von flach- und steilachsiger Tektonik wird von Aufschlußmangel behindert, der durch die weiterverbreitete Bedeckung des Gesteinsgrundes mit glazialen und postglazialen Ablagerungen verursacht ist.

Die in der Leptitregion vielerorts vorkommenden Granitoide werden hinsichtlich ihrer tektonischen Stellung im svekofennischen Orogen als syn- oder spätorogen eingestuft. Die synorogenen Granitoide sind, wenn intrusiv, entweder vor oder im Anfangsstadium der steilachsigen Tektonik eingedrungen. Meines Wissens fehlt es an Stellungnahmen über die

Größenordnung der Zeitspanne zwischen flach- und steilachsiger Phase, die auf direkte Beobachtungen bauen. Es erscheint prüfenswert, feldgeologisch und experimentell, ob die Raumschaffung, die mit dem Eindringen der synorogenen Granitoide als visko-plastische Körper verbunden war, tangente Beanspruchungen an den isoklinal aufgerichteten Schenkeln der Suprakrustalserien hervorrufen

konnte, die die Schlingentektonik förderten oder vielleicht sogar auslösten.

In Gebieten spätorogener anatektischer Granite wird, wenn diese mit Mobilisation und Migmatitisierung verknüpft sind, die Schlingentektonik wiederbelebt und oft maßgeblich gesteigert.

„Erzlinse“ dürfte die gebräuchlichste, wenn auch nicht immer zutreffendste Bezeichnung für die äußere Gestalt der Eisen- und Sulfidkörper in der Leptitserie sein. Das soll heißen, daß die Linsenform zumeist unregelmäßig entwickelt ist. Die Formen nähern sich mit \pm starken Abweichungen denen von dreiachsigen Ellipsoiden.

Die Körper erinnern dadurch, daß ihre Ausschwänzungen oft gegensinnig ein wenig um b gebogen sind, an die von VOIGT (1962) untersuchten Phacode aus dem turonen Plänerkalk bei Münster in Westfalen. Dort handelt es sich um frühdiagenetische Zerscherungskörper. VOIGTS tiefgründige Beschreibung und Analyse legt nahe, daß sich für den lentikularen Gesteinskörperbau in den tektonisch-mobilen Zonen des zentralschwedischen Grundgebirges analoge Verformungsmuster anbieten.

Die sekundäre oblong-lentikular-phacoidale Form der Erzkörper dürfte überwiegend durch mechanische Umformungen entstanden sein, während molekulare Umlagerungen nur von untergeordneter Bedeutung waren. Letztere dürften wiederum bevorzugt durch mechanische Einwirkung ausgelöst worden sein (Drucklösung, Preßentmischung, Tribochemie, usw.).

Die Möglichkeit, daß vortektonisch schon langgestreckte Körper vorgelegen haben können, ist gegeben. Die Tatsache jedoch, daß die Erzkörper nachmetamorph eine so ausgeprägte Formregelung aufweisen, die sich außerdem in den parametamorphen Stengel- und Phacoidbau des Ganzen einfügt, spricht dafür, daß solche eventuellen vortektonisch-oblongen Erzkörper nur zufällig und ausnahmsweise nicht umgelagert mit den parametamorphen Orientierungen zusammenfallen. Nach ANGER (1963) und GRÄBE (1972) sollen oblonge, schoten- und stengelförmige Erzkörper für Akkumulation in rinnenartigen Vertiefungen eines stark gegliederten Reliefs sprechen. Das kann uneingeschränkt doch nur für syngenetische, nichtmetamorphosierte Vorkommen

gelten. Für regionalmetamorphosierte Erze bedarf es außer des Nachweises der Syngeneese auch der Gewähr, daß es sich nicht um parametamorph geformte sekundär-oblonge Erzkörper handelt.

Die sekundär-oblongen Formen lassen sich hinsichtlich ihrer Entstehung wie folgt unterteilen (vgl. hierzu HOLMQVIST 1924, S. 7):

1. Teilungskörper, entstanden durch Verwerfungen, Zerscherungen und Boudinage von Erzlagern; meist als (*b0l*)-Zerlegungen.
2. Massenverlagerung durch plastisches Abwandern in Druckminima; z. B. mechanische Transporte zum Faltenscheitel.
3. Anschwellen der Zwischenflügel durch „innere Faltung“.
4. Längung parallel b durch Verzerrung (mechanisch) oder/und Wachstum (molekular).
5. Längung parallel b durch Rollung um b .

Die Mehrzahl der sekundär-oblongen Erzkörperformen dürfte durch Kombination von zwei oder mehreren der oben angeführten Wirkungsarten entstanden sein.

Es ist somit festzuhalten, daß für die sekundär entstandenen oblongen Erzkörperformen verschiedenartige, voneinander wesensfremde Tektonik verantwortlich sein kann. Das Ziel tektonischer Analysen an diesbezüglichen Körpern sollte sein, die bei ihrer Formung beteiligt gewesenen Komponenten zu ermitteln und deren gegenseitigen Anteil abzugrenzen. Das kann auch exploitative Bewertungen fördern. Als Beispiel: In einem Erzfeld, das sich aus mehreren Erzkörpern zusammensetzt, ist es für Suche und Auffinden weiterer Körper wertvoll zu wissen, ob Zerteilungen zu vorliegender räumlicher Anordnung geführt haben.

Für die allseitige geometrische Kennzeichnung der Erzkörper und ihrer stereologischen Beziehungen zur Umgebung wären neben dem Achsenverhältnis auch andere topologische Daten zu berücksichtigen. Bisher wurden solche stereologischen Gesichtspunkte nur zur Charakterisierung von Korngefügen verwendet (z. B. SANDER 1950; GIGER, ERKAN u. AMSTUTZ 1967; AMSTUTZ u. GIGER 1970; BLASCHKE 1970). Das Faktum, daß sich z. B. SANDERS Gliedrigkeitsbegriff als ein sinnvolles Werk-

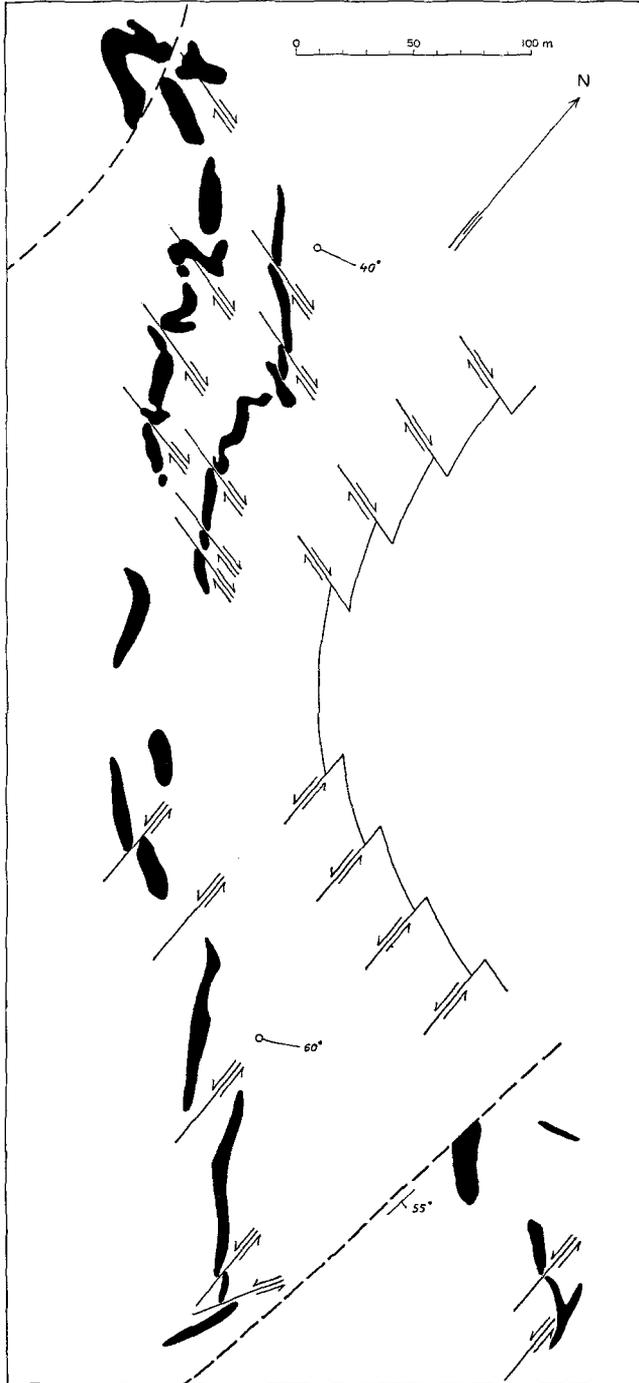


Abb. 2. Zerteilungs- und Verformungsmuster des Quarzbänder-
eisenerzlagers der Oberen Kärrgrube im Stribergfelde. 112 m
Sohle. Nach HJELMQUIST (1942)

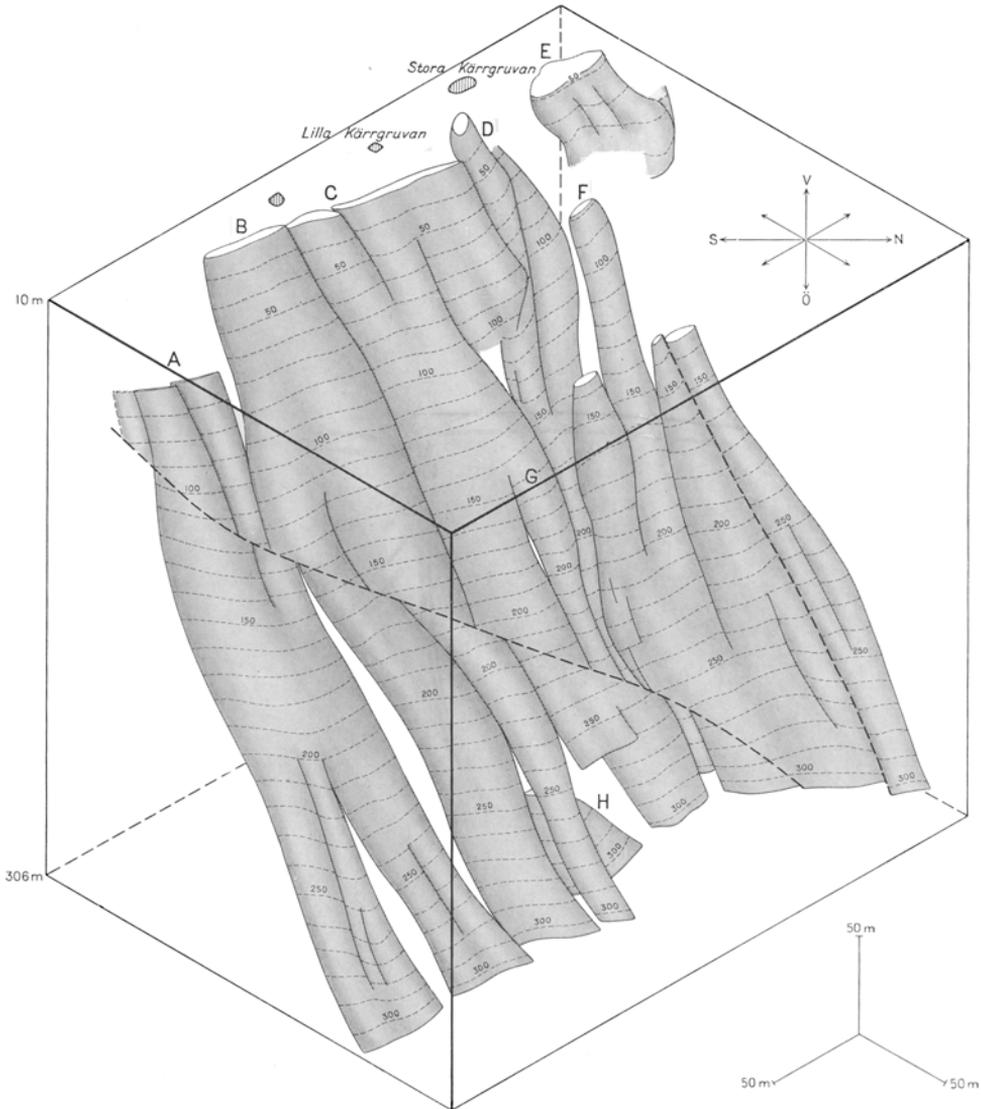


Abb. 3. Blockbild der Quarzbändereisenerz-Körper aus der Haupterzzone der Oberen Kärrgrube im Stribergfelde. Nach HJELMQUIST (1942)

zeug zur Erzkörperkennzeichnung handhaben läßt, gibt Grund anzunehmen, daß allgemein die Anwendung der Grundlagen und Methoden der Stereologie auch für den Profilbereich zukunftsfruchtig ist. Insbesondere lädt der Phacoidbau des metamorphen Grundgebirges mit seinen hetero- und isomobilen Bewegungsbereichen hierzu ein. Allerdings setzen die

notwendigen topologischen Unterlagen voraus, daß ein entsprechender dreidimensionaler Aufschließungsgrad geboten wird. Das ist nun leider nur in Gebieten mit großer Reliefenergie und in tiefreichenden, gut aufgeschlossenen Untertagebauten gegeben. Letztere sind ziemlich zahlreich in den erzführenden Zonen der Leptitregion. Deshalb sollte gerade hier die

stereologische Bearbeitung der erfaßbaren Erzkörper und ihrer Umgebungen nicht nur Fernziel sein. Nur so ließen sich u. a. optimal die Zusammenhänge von Erzkörpergestalten und tektonischer Fazies verstehen. Die Datenverarbeitung kann hierbei entscheidende Hilfen leisten.

Sowohl für Eisen-, als auch Mangan- und Sulfiderze lassen sich Beispiele der oben angeführten Wirkungsarten, die zu sekundäroblongen Formen führen, beibringen. Hier sollen nur die Fälle 1 und 3 kurz erläutert werden. Die unter 4 angeführten Verzerrungen und/oder Wachstum parallel b dürften \pm immer mitgewirkt haben. Die unter 5 genannte Rollung um b ist wahrscheinlich. Sie wurde doch bisher analytisch nicht nachgewiesen, wenn auch vermutet, wie z. B. für das Großgrubenkies in Falun.

Instruktive Beispiele von Teilungskörpern verschiedener Mechanismen hat HJELMQVIST (1942) aus dem Stribergfelde bekannt gemacht. Abb. 2 zeigt ein solches Zerteilungs- und Verformungsmuster an den Quarzbändereisenerzen der Oberen Kärrgrube (112 m Sohle). Abb. 3 ist ein Blockdiagramm aus einem Teilbereich der gleichen Grube.

Die bei Biege(-gleit)faltung stattfindende mechanische Ausdünnung der Zwischenflügel mit Stoffverschiebung gegen die Faltscheitel ist bei heteromobilen Verhältnissen vielerorts im Grundgebirge zu beobachten. Sie wirkt be-

sonders bei Erzen, die sich gegenüber phyllosilikatarmen, silikatischen Nebengesteinen duktiler verhielten. Für Eisenerze haben HOLMQVIST (1924) und GEIJER u. MAGNUSSON (1944) Fälle beschrieben, wo die Zwischenflügel vollkommen ausgewalzt sind und die Erze nunmehr isolierte Stengel in den Faltenumbiegungen bilden.

Das tektonisch bedingte Anschwellen der Erzlager in den Zwischenflügeln ist auf Faltungen zurückzuführen, die sich auf die inkompetenten, zwischen kompetenten Backen eingelagerten Erze, konzentrieren. So entstandene, parallel den Faltungs- und Scherungsachsen oblonge Erzkörper, sind sehr gewöhnlich. Als Beispiel hierfür können Anschwellungen der Zwischenflügel aus den neulich von KOARK (1970) beschriebenen Manganeisenjaspiliten von Nyberget angeführt werden. Zwischenengelagert in nicht oder nur wenig gefalteten Natron- und Kalileptiten, befindet sich die duktile Erzzone mit schichtigen Jakobsit-Braunit-Hämatit-Mangansilikaterzen, Hämatit-Spessartinskarne und Hämatitjaspiliten. Innere Faltung und damit sekundäre Lageranschwellungen kommen insbesondere in solchen Bereichen vor, wo obengenannte Erztypen zusammentreffen oder Lagerungskomplikationen auftreten. Festigkeitsmechanisch dürften während der Tektonogenese hier latente Verhältnisse vorgelegen haben, die bevorzugt diese Faltungen auslösten. Abb. 4.

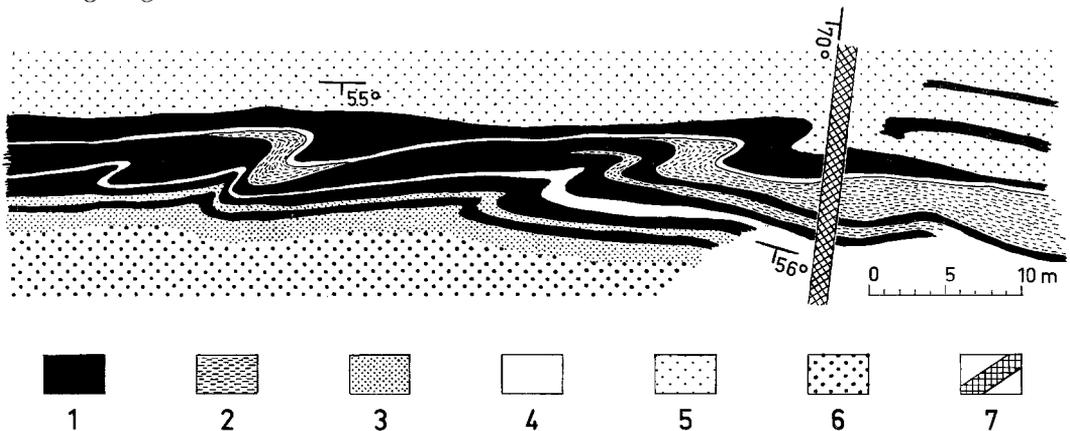


Abb. 4. Beispiel für tektonisch bedingtes Anschwellen des Erzlagers durch innere Faltung in Zwischenflügeln. Manganeisenjaspiliten des Nybergetfeld. Mangrube 154 m Sohle. 1. geschichtetes Jakobsit-Braunit-Hämatiterz mit Urbanit, Rhodonit, Spessartin, Richterit, Manganophyllit, u. a.; 2. Hämatitjaspilit; 3. Manganleptit; 4. Metatuffitische Einlagerungen in der Erzzone; 5. Natronleptit; 6. Kalileptit; 7. Metahämatitandesitgang

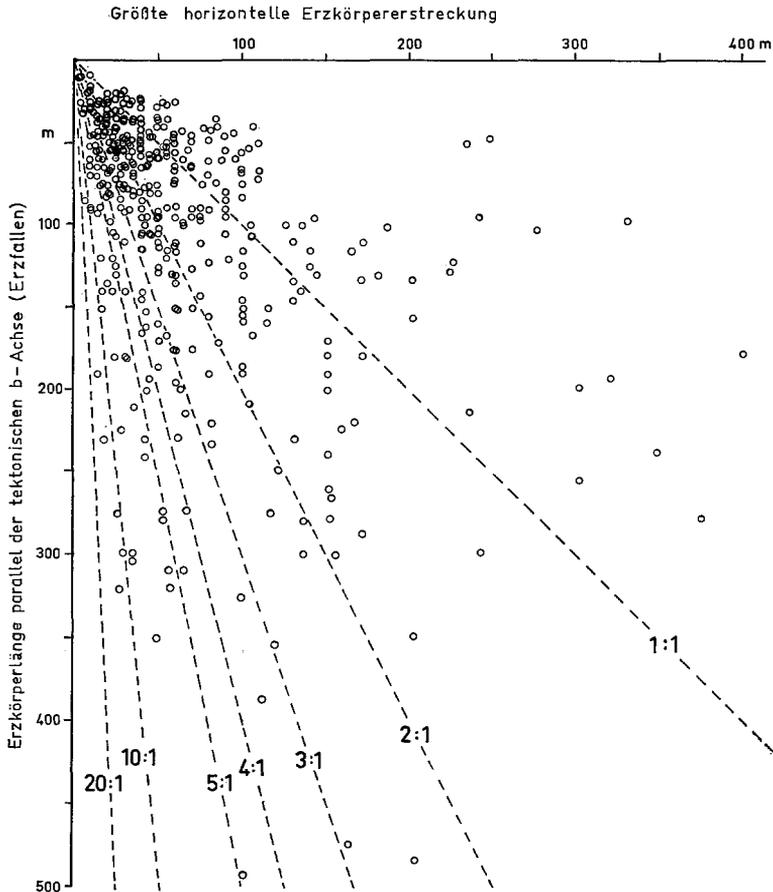


Abb. 5. Verhältnis von größter horizontaler Erzkörperer Streckung zur Erzkörperlänge parallel dem Erzefallen (tektonische Stoffachse *B*) von 453 Eisenerzkörpern der zentralschwedischen Leptitserie. Zusammengestellt nach B. HÖGBOM (1915)

Die Konfrontation der Achsenlagen der Erzkörper mit dem tektonischen Achsenkreuz *abc* ergibt, daß die längste Achse der Erzkörper (Erzfallen) beinahe ausschließlich subparallel dem tektonischen *b* verläuft und die kürzeste Achse stets normal zu *ab* orientiert ist.

Die Tiefenerstreckung von oblongen Eisenerzkörpern behandelt B. HÖGBOM (1915) auf Grundlage einer Zusammenstellung der Eisenerzreserven in Mittel- und Südschweden durch TEGENGREN (1912). Das Achsenverhältnis, das HÖGBOM für 453 Erzkörper berechnete, gründete sich auf zwei Parameter: die größte horizontale Länge und die Tiefenextensität parallel

dem Erzfallen (stoffkonkordante Achse). Abb. 5.

Da der Schnitteffekt unberücksichtigt blieb, können beide Parameter Fehlerquellen enthalten. So ist die größte horizontale Länge nur dann mit der *a*-Achse des Erzkörpers identisch, wenn Erzefallen und Flächeneinfallen zusammenfallen. Außerdem ließen die von TEGENGREN gelieferten Angaben nicht für alle Körper eine Konstruktion des Erzfallens zu. Für solche Fälle nahm HÖGBOM saigere Lagerstellung und vertikales Erzfallen an. Die Tatsache, daß die große Mehrzahl dieser Erze steilachsigen Schlingenbauen syntektonisch

eingeregelt ist, macht, daß eventuelle, oben angeführte Fehler, sich in mäßigen Grenzen halten und prinzipielle Aussagen kaum beeinträchtigen.

Die Bearbeitung HÖGBOMS ergab, daß die Tiefenerstreckung für die Erzkörper im Mittel 2,35 mal größer als ihre größte Länge im Horizontalschnitt ist. Die große Mehrzahl dieser Körper ist von der Denudation gekappt. Das besagt, daß beim Einzelkörper unbekannte Anteile wegerodiert sind, während für die Gesamtmenge der angeschnittenen Körper — statistisch gesehen — die Hälfte der Erze als abgetragen gelten kann. Blinde Erzkörper, die eine solche Rechnung beeinträchtigen würden, waren zur Zeit der Bestandsaufnahme durch TEGENGREN (1912) nur in geringer Zahl angetroffen, so daß ihr Anteil kaum merkbar das zu verdoppelnde Verhältnis $1:2,35 \times 2 = 1:4,7$ reduzieren kann. Außerdem ist zu berücksichtigen, daß vor mehr als 60 Jahren die Kenntnisse über Erzteufen — verglichen mit heute — mangelhafter waren. Vielerorts wurden aus grubentechnischen oder exploitativen Gründen die Erze nicht bis zum Auskeilen gegen die Teufe verfolgt. Auch diesbezügliche geophysikalische Auskünfte waren mehr unsicher. Die in der Zwischenzeit erreichten Abbautiefen und übrigen erhaltenen Daten würden das Verhältnis noch eindrucksvoller machen. Allerdings dürften Beispiele, wie sie von HJELMQVIST (1942) aus dem Stribergfelde dokumentiert werden, Ausnahmen bleiben. Hier sind Erzkörper entlang dem Erzfallen bis zu 30mal länger als senkrecht dazu.

Zu dem Fragenkreis, der an dieses Thema anschließt, sollte u. a. die Aufgabe gehören, zu untersuchen, ob und inwieweit die verschiedenen Erztypen sich syntektonisch unterschiedlich verhalten haben und wie sich das stereologisch bemerkbar macht. Bei gleicher Art und Intensität der Beanspruchung sind hierfür vorrangig Größe, Gestalt und Orientierung des präverformten Erzkörpers sowie sein Teilbeweglichkeitsverhältnis zum Nebengestein verantwortlich.

Die in der Leptitregion zu berücksichtigenden Eisenerztypen wären (vgl. KOARK 1970a):

Quarzbändereisenerze (Magnetit und/oder Hämatit), 30–55% Fe, hervorgegangen aus Eisenjaspiliten und/oder Itabiriten. Immer mit Skarn-

mineralgehalten (Amphibol, Diopsid, Granat, Epidot) und oft Übergängen zu quarzigen und metasilikatischen Skarneisenerzen.

Skarn- und Kalkeisenerze (Magnetit, nur bei sauren Typen auch Hämatit), 25–60% Fe. Sie werden in manganarme und manganreiche Erze untergeteilt. Bei den manganarmen Erzen (<1% Mn) unterscheidet MAGNUSSON (1953) folgende Typen:

1. Saure, quarzige Skarneisenerze
2. Metasilikatische Skarneisenerze
 - a) CaO-reich mit Andradit-Grossular, Hedenbergit-Diopsid, Amphibolen
 - b) MgO-reich mit Antophyllit, Gedrit, Cummingtonit, Talk
3. Basische Skarneisenerze
 - a) orthosilikatische mit Forsterit und Humiten (meist serpentinisiert)
 - b) karbonatreich, mit verstreuter Skarnbildung
4. Kalkeisenerze, oft schichtig

Die manganreichen Skarneisenerze (1–10% Mn) haben mit wenigen Ausnahmen basischen Charakter. Das Mn:Fe-Verhältnis ist durchschnittlich 10:1, was zusammen mit ihrem häufigen Auftreten in karbonatischer oder karbonatnaher Umgebung für marin-sedimentäre Erstanlage spricht.

Zwischen allen Skarnertypen gibt es Übergänge. Tendenz zur Stratigraphiegebundenheit liegt vor. Die Skarnsilikate sind in den allermeisten Fällen regionalmetamorphe Reaktionsbildungen und jünger als der ursprüngliche Erzbestand. Para- bis spätdiagenetische oder/und polymetamorphe Stoffverschiebungen im mm-m-Bereich sowie Deformationen haben die Gefüge und den Mineralbestand der ersten Erzanlage oft verwischt. Allgemein dürfte diese doch syngenetisch gewesen sein. Für gewisse Typen (z. B. 2b) liegen auch heute noch kontaktmetasomatische Deutungen vor (GEIJER 1959).

Apatiteisenerze (Kirunatyp), meist schichtige Apatit-Magnetiterze, seltener Apatit-Hämatit-impregnationen, 58–68% Fe, 0.007–3.5% P. Sie wurden lange Zeit hauptsächlich als durch Liquefaction entmischte Apatit-Magnetitschmelzen aufgefaßt, die intrusiv Platz nahmen. Neuerdings wurden sie auch wieder als exhal-

tiv-thermale syngenetische Bildungen erklärt. Starke Argumente für Syngeneese sind u. a. die sukzessiven schichtigen Übergänge in das Nebengestein, wie sie z. B. von KOARK (1952) aus Malmberget/Gällivaare erwähnt werden. Ein noch instruktiveres, diesbezügliches Lokal demonstrierte Dr. BACK, Blötberget, anlässlich der Lagerstättenexkursion der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft 1971 in der Timmersgruvan im Grängesbergfeld. Auf der 417 m Sohle findet sich quer zum Liegendkontakt ein 4–5 m mächtiger allmählicher Übergang von feinschichtigem Leptit in das Erz. Die alternierenden Feinlagen aus einerseits Feldspat und Quarz und andererseits Magnetit und Apatit widerstehen jeglicher intrusiven Deutung.

Erzverheilte Brekzierungen der Nebengesteine (quarzporphyrische und keratophyrische Metavulkanite) schließen räumlich entweder direkt an die Erzlager an, oder kommen isoliert und \pm konkordant innerhalb der Metavulkanite vor. Vulkanotektonische Interpretation ist der intrusionstektonischen vorzuziehen. Diese erzgefüllten Brekzierungen sind jünger als die schichtigen Erzlager, da sie diese vereinzelt durchsetzen. Die schichtigen Erzlager und die Brekzien bezeugen die enge zeitliche und räumliche Verknüpfung von Syn- und Epigeneese.

Hinsichtlich des syntektonisch unterschiedlichen Verhaltens der verschiedenen Eisenerztypen gibt es, mit einer Ausnahme, bisher keine Stellungnahmen. Nur für gewisse Skarneisenerze hat HÖGBOM festgestellt, daß deren Außengestalten größere Unregelmäßigkeiten zum tektonischen Bau aufweisen. Als Grund hierfür wird die angeblich kontaktmetasomatische Entstehung dieser Erze und die damit verbundenen primären Unregelmäßigkeiten der Erzkörpergestalten angeführt.

Abgesehen davon, daß heute für die Mehrzahl dieser Erze aus guten Gründen kontaktmetasomatische Entstehung abgelehnt wird, kann für abweichende Gestalt eine andere Erklärung beigebracht werden. Maßgebliche Ursache kann der Kompetenzunterschied zum Nebengestein sein. Qualitativ besehen, zeigt es sich, was die direkten Teilbewegungen anbetrifft, daß Eisenerze, die von silikatischem Nebengestein umgeben sind, höher teilbeweglich als ihre Umgebung waren. Demgegenüber zeigen

Eisenerze in Marmoren, was für die von HÖGBOM angeführten Erze das typische Milieu ist, einen geringeren Teilbeweglichkeitsgrad als die sie umgebenden und in solchen Krustentiefen mechanisch sehr mobil gewesenen Marmore. Diese Skarneisenerze bzw. deren Vorläufer dürften sich wie rigide Körper verhalten haben, die von ihrer hochteilbeweglichen Umgebung umflossen wurden.

Der Wunsch, solche Fragen über Kompetenzunterschiede im Profilbereich mehr quantitativ zu beleuchten, stößt auf Schwierigkeiten, u. a. weil tektonische Einflußgrößen quantitativ nur schwer zu fassen sind. Außerdem auch wegen des Mangels an solchen Stoffkonstanten, die sich auf geologische Abläufe projizieren lassen, wie z. B. die Einflüsse von Temperatur, Belastungsgeschwindigkeit, Tribochemie und -physik auf Festigkeit und Verformbarkeit von Einzelkörnern und Kornaggregaten.

Besondere Beachtung gebührt auch dem Umstand, daß die aktuellen Formungen nicht an den heute angetroffenen Erzen und Gesteinen gewirkt haben, sondern an deren Vorläufern, die mineralogisch und gefügemäßig und damit auch festigkeitsmechanisch stark abweichen konnten.

Aber auch die Entzifferung der geologischen Gefüge aller Größenordnungen und ihre Kennzeichnung mit eindeutigen Raum-Zeit-Beziehungen, die Grundlage jeglicher strukturreologischen Überlegung sein sollten, ist, selbst bei Anwendung subtilster Methoden, nicht immer zweifelsfrei. Das besonders im polymetamorphen Bereich.

Bei Beurteilung von Kompetenzunterschieden wird demnach vorerst die Feldbeobachtung entscheidend bleiben. Für deren Interpretation werden doch quantitative Daten zunehmend Bedeutung erlangen. Daß es an solchen auch für Erze nicht fehlt, zeigen die wertvollen Beiträge der Aachener Schule unter SCHACHNER (SIEMES (1961, 1967, 1970); SAYNISCHE (1970); LANG (1968); MÜLLER u. SIEMES (1972)).

Bei gegebener tektonischer Gesteinsfazies sind Feststellungen über Teilbeweglichkeitsgrade und -unterschiede für alle geologischen Körper — gleich welcher Größenordnung — erforderlich. Insbesondere interessieren Erzregionen. Wie später ausführlicher behandelt wird, finden sich Spuren maßgeblicher Kompetenzunter-

schiede von Erz und Nebengesteinen in der Leptitserie, sowohl bei Eisen- als auch Sulfiderzen. Kenntnis darüber und entsprechende Berücksichtigung derselben ist nicht nur für tektonische Typisierung geboten, sondern auch für exploitative und genetische Beurteilungen.

Strukturgeologische Kriterien spielen für genetische Interpretationen eine wesentliche Rolle. U.a. sind sie oft grundlegend bei der Feststellung des Altersverhältnisses zwischen Erz und Nebengestein, d.h. ob syn- oder epigenetische Platznahme der Erze vorliegt. Dabei wird dem Konkordanz-Diskordanz-Begriff große Urteilskraft beigemessen, was doch, besonders im metamorphen Bereich, zu Fehlschlüssen führen kann. Eine der Ursachen hierfür ist, daß die verschiedene Teilbeweglichkeit von Erz und Nebengestein unterschätzt, oder nicht erkannt wird. So ist offenkundig, daß eindeutig sedimentäre Eisenerze, wie z.B. Quarzbändererze, Diskordanzen im cm-km-Bereich aufweisen können, die sich auf Kompetenzunterschiede zurückführen lassen.

In Grenzbereichen zwischen Erz und Nebengestein kann es zur Ausbildung von lokalen Sekundärverschieferungen, Ruschelzonen („skölar“), u.ä. gekommen sein. Diese parametamorphen Störungen sowie eventuelle para- bis postdeformative Kristallisationen können das Erkennen von Kompetenzunterschieden erschweren. In diesem Zusammenhang ist an die Verhältnisse im Skelleftefeld zu denken. Bei gewissen \pm schichtigen Sulfiderzen wurden schwache Diskordanzen zum Nebengestein als Beweis für epigenetische Platznahme der Erze erachtet. Es ist zu fragen und zu prüfen, ob solche Diskordanzen nicht im obigen Sinne durch verschiedene Teilbeweglichkeit von Erz und Nebengestein erklärt werden können.

Es soll festgehalten werden, daß Diskordanz zwischen Erz und Nebengestein nur dann als Kriterium für Epigenese zulässig ist, wenn mittels eindeutiger Befunde nachgewiesen werden kann, daß verschiedene Teilbeweglichkeit oder andere tektonische Einflüsse nicht Ursache sind. Umgekehrt ist räumliche Konkordanz, selbst von parallelstruiertem Nebengestein und Erz, kein Beweis für Syngenese (z.B. homologe Verschieferung von Erz und Nebengestein, Abbildungsmetasomatose, etc.).

Bisherige Ausführungen galten Erzkörpern insgesamt und Eisenerzkörpern speziell. Betrachtet man unter gleichen Gesichtspunkten die Sulfiderze in der Leptitregion, so zeigt sich, daß sie sich hinsichtlich Gestalt und tektonischer Stellung prinzipiell nicht von den Eisenerzen unterscheiden. Auch sie bilden zum tektonischen Bau stoffkoncordante, phacoidale Linsen, Stengel und Stöcke, die meistens in den steilstehenden Falten der Schlingenbaue oder in Schlepffalten der Zwischenflügel anzutreffen sind. Die auf S. 22 angeführten Entstehungsweisen der sekundäroblongen Erzkörperformen gelten auch für diese Sulfiderze.

Das Längenverhältnis der Achse des Erzfallens (*B*-Achse) zur *a*-Achse des Phacoids wird für die wichtigeren Sulfiderzkörper in Abb. 6 dargestellt. Verglichen mit den Eisenerzen zeigt es annähernd analoge Beziehungen. Das mittlere Achsenverhältnis von 22 Erzkörpern beträgt 2,5:1. Berücksichtigt man den statistisch halbierenden Einfluß des Denudationsschnittes, wird das Verhältnis 5:1. Fehlerquellen, wie sie bei der Berechnung der Achsenverhältnisse für Eisenerzkörper durch HÖGBOM anfielen, wurden bei den Sulfiderzkörpern vermieden. Es ist lediglich der Einwand des mangelhaften Untersuchungsstandes der Vorkommen gültig.

Der stoffliche Bestand dieser Sulfiderze variiert von Bleiglanz-Zinkblende-Erzen mit \pm Ag (Sala, Ämmeberg) über Kupferkies-Zinkblende-Magnetkies-Erze (Kaveltorp, Garpenberg) zu Bleiglanz-Kupferkies-Zinkblende-Magnetkies-Pyrit-Erzen (Falun, Tomtebo). Außer ged. Au (Falun) und Kobaltglanz (Häkansboda, Tunaberg) sind übrige Sulfide und Sulfosalze (Sb, As, Cu, Pb) nur akzessorisch.

Eine Abhängigkeit der Außengestalt der Erzkörper von der Erzmineralparagenese war beim derzeitigen Untersuchungsstand noch nicht festzustellen. Es scheint zwar, als ob die Co—Cu—Zn-Erze dem widersprechen. Sie zeichnen sich durch hohe Achsenverhältnisse aus. Nachdem sie jedoch nur zwei Erzfelder (Häkansboda, Tunaberg) vertreten, kann das zufällig sein. Wie überhaupt die geringe Anzahl der Vorkommen als Grundlage für solche Überlegungen nicht ausreicht.

Das gilt auch für die Beobachtung, daß flacher einfallende Erzstengel oft größere Streckung aufweisen, als steiler stehende. Es muß vor-

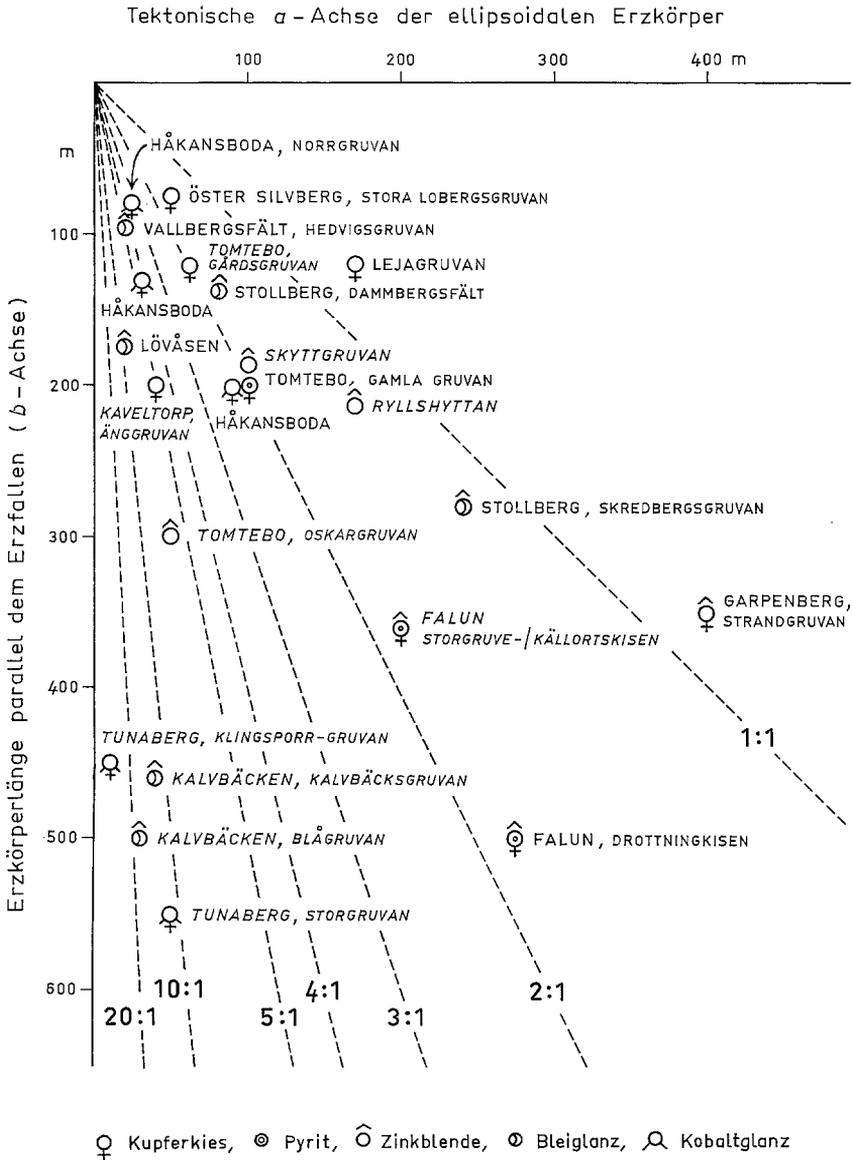


Abb. 6. Längenverhältnis der Achse des Erzeinfallens (B) zur a -Achse des ellipsoidalen Erzkörpers an 22 Sulfiderzkörpern der zentralschwedischen Leptitserie. *Kursiv*: in steilstehenden Faltenumbiegungen gelegene Erzkörper

läufig offen bleiben, ob das tektonische Ursachen haben kann, oder sich aber damit erklären läßt, daß diese Erzkörper nur geringe vertikale Tiefen erreichten und somit durch den Abbau leichter und besser erschlossen wurden.

Was die quantitative Einschätzung von Streckungsbeträgen betrifft, sind nur solche Konfrontationen sinnvoll, die sich auf vergleichbare Formungskomponenten beziehen. Am aussagekräftigsten sind Längung durch Verzerrung und/oder Wachstum sowie Längung

durch Rollung. Bedingt erfaßbar sind Anschwellen der Zwischenflügel durch innere Faltung und plastisches Abwandern in Druckminima. Einflußlos sind Zerteilungen.

Aus der tektonischen Stellung der Sulfidzörper ergeben sich auch einige Aspekte auf genetische Fragen. Seit altersher dominiert für zentralschwedische Vorkommen die Meinung, daß es sich, wenn sie zusammen mit Faltungen auftreten, um epigenetische Gangstockbildungen handelt.

Diese Auffassung fußt auf dem Gedanken, daß bei Faltung von regelmäßigen Lagerfolgen in nicht allzugroßer Tiefe, an Umbiegungsstellen Druckminima mit Öffnungstendenzen vorkommen, die den Raum für das Eindringen und die Platznahme der Erzsubstanz schaffen. Insbesondere wird der Faltung in Zonen mit höherer Duktilität, die von mehr rigiden Gesteinsmassen umgeben sind, gute Voraussetzungen für solches epigenetisches Erzeindringen zugeschrieben. Diese Faltung wäre demgemäß vom Typ „Schleppfaltung“, d. h. eine innere

Faltung. Für viele der zentralschwedischen Sulfidzerze wurde pyrometasomatische Schleppfaltenfüllung als Platznahmeart angenommen.

Zweifellos gehören einige der aktuellen Faltenbaue zum Typ „Schleppfaltung“. Aber auch andere Falzentypen sind anzutreffen.

Bei der Beurteilung, inwieweit die Deutung der Sulfidzerzplatznahme durch synkinematische Faltenfüllung wahrscheinlich ist, wird zu berücksichtigen sein, daß diesbezügliche Kriterien nicht mehr erschließbar sind, da die Erze mit ihren Gangarten und Nebengesteinen letztmalig so stark postdeformativ umkristallisierten, daß vorangegangene Kristallisationen und Gefüge verwischt wurden.

Nun sind keineswegs nur Sulfidzerze in gefalteten Bereichen anzutreffen, sondern gleichsam sedimentäre Eisen- und Manganerze — ohne daß prinzipiell unterscheidbare Falzentypen vorliegen.

Betrachten wir vergleichsweise das tektonische Auftreten der Quarzbändereisenerze. Dieser

Quarzbändereisenerze der Zone Striberg-Stripa-Stråssa-Riddarshyttan-Norberg-Säter

	In regionalen Faltenumbiegungen gelegene Erzkörper	In regionalen Zwischenflügeln gelegene Erzkörper (oft mit innerer Faltung)
Striberg-Gebiet:	<i>Komministergruvan</i> <i>Åsboberg</i> <i>Kilgruvan</i> <i>Övre Kärrgruvan</i> <i>Gammalgruvorna</i> <i>Mossaberg</i> <i>Ålgaberg</i> <i>Glifsa</i> <i>Lamåsgruvan</i> <i>Pershyttegruvorna</i>	Repabergsgruvorna Fallgruvan Grindgruvan
Stripa-Stråssa-Gebiet:	<i>Stripa</i> <i>Stråssa</i> <i>Blanka</i>	
Riddarshytte-Gebiet:	<i>Bäckegruvan-Östergruvan</i> <i>Stora Bastnåsgruvan</i> <i>Korphyttefältet</i>	Myrbäcksfältet
Norberg-Gebiet:	<i>Risbergfältet</i> <i>Norrbergfältet</i> <i>Riddargårdsgruvan</i> <i>Sjustjärngruvan</i> <i>Ragnvåldsfältet</i>	Mimersfältet Spettalsgruvorna Israelsgruvorna Morbergfältet
Säter-Gebiet:	<i>Bispbergfältet</i> <i>Säterfältet</i>	

Typ empfiehlt sich insofern, als eine relativ große Anzahl von Erzkörpern einen guten Untersuchungsstand aufweist und die sedimentäre Erstanlage nicht umstritten ist. Von den zwei Zonen, wo dieser Erztyp vorkommt, ist jene von Striberg über Stripa, Stråssa, Riddarshyttan, Norberg bis Säter die Bedeutungsamere. Aus der vorstehenden Aufstellung wird ersichtlich, daß alle größeren Erzfelder (*kursiv*) in Umbiegungen regionaler Faltenbaue gelegen sind. Die in den Zwischenflügeln vorkommenden kleineren Erzkörper sind oft parasitär gefaltet.

Diese Beobachtungen bieten die Schlußfolgerung an, daß die Eisenerze maßgeblich für die selektive Schlingentektonik mitverantwortlich sind. „Mit“verantwortlich deshalb, weil außer ihnen auch die Edukte oder die metamorphen Zwischenstadien ihrer Begleitgesteine (Marmor, Skarne, Glimmerschiefer, Cordieritgneise, Sillimanitmandingneise, usw.) verformungsfreudiger waren, als die großen Einheiten mechanisch imobiler Leptite. Dasselbe dürfte, wie schon gesagt, auch für die Sulfiderze gelten. Auch sie dürften als mechanische Schwächeanisotropien während der Regionalmetamorphose(n) die Bildung von Falten bevorzugt ausgelöst haben und somit für deren Lokalisierung mitverantwortlich sein.

Das setzt selbstverständlich vormetamorphes Alter der Erzplatznahme voraus. Zweifellos ist das für die große Mehrzahl der Sulfiderze in der Leptitformation gültig. Es ist jedenfalls kein Beispiel bekannt, wo nachgewiesen werden konnte, daß para- oder postmetamorphe erste Platznahme vorliegt. Die teilweise sehr starke postdeformative letzte Umkristallisation der Erze, insbesondere im Anschluß an direkte und indirekte Mobilisationen, konnte zu Gefügebildern führen, die zu Trugschlüssen hinsichtlich der Alterseinstufung des Gesamtzeres herausforderten.

Die Gangarten der Erze und die regionalmetamorphen Kristallisationen der Nebengesteine sind dieselben. Postdeformativ kristallisierten während der letzten progressiven Phase u.a. Cordierit, Antophyllit, Sillimanit, Almandin, Phlogopit und Muskowit, also Gemengteile, die bei regionalmetamorphem Auftreten ptx-Bedingungen von 4–5 kb und 550–600° indizieren. Daraus ist zu schließen, daß der jetzige Denudationsschnitt einen Krustenbereich er-

schließt, der sein höchstes metamorphes Gepräge in 15–20 km Tiefe erhalten hat.

Für das Verständnis des mechanischen Verhaltens der Sulfiderze in solchen Tiefen ist u.a. ratsam, die Verformungsexperimente an den hier interessierenden Mineralen zu konsultieren. Was die Sulfiderze betrifft, so haben wir die grundlegenden Deformationsexperimente und Gefügestudien der Aachener Schule um D. SCHACHNER u. H. SIEMES sowie die Erhitzungs- und Deformationsexperimente von GILL (1969, 1970) u. Mitarb. in Montreal. Für Magnetit besitzen wir nunmehr sehr wichtige Festigkeits- und Regelungs-Daten durch MÜLLER u. SIEMES (1972).

Von den vielseitigen und wichtigen festigkeitsmechanischen und gefügekundlichen Daten dieser Arbeiten seien nur die für unser Thema wichtigsten Resultate skizziert. Stauchexperimente an polykristallinem Bleiglanz von SIEMES (1961, 1967, 1970), an Zinkblende von SAYNISCHE (1970) und an Kupferkies von LANG (1968) zeigen, daß diese, in den zentralschwedischen Erzen so dominierenden Gemengteile, bei Zimmertemperatur ab folgenden Manteldrücken verformbar sind: Bleiglanz ab 500 bar, Zinkblende und Kupferkies ab jeweils 1000 bar. Ihre Festigkeit und Verformbarkeit nimmt mit der Erhöhung der allseitigen Drucke zu.

Magnetit hingegen ist erst ab 3 kb verformbar. Versuche bei steigenden Temperaturen (bis 300 °C) erwiesen sich als festigkeitserniedrigend und duktilitätserhöhend (MÜLLER u. SIEMES, 1972).

GILL (1969, 1970) zeigt mit seinen Experimenten, daß schon bei nicht sonderlich starken Beanspruchungen Bleiglanz, Bornit, Magnetkies und Kupferkies plastisch fließen können, wenn sie ptx-Bedingungen ausgesetzt werden, wie sie in der Grünschieferfazies und Amphibolitfazies vorliegen. Dabei arbeitete GILL mit relativ geringen Manteldrücken (höchst 1700, meist doch 550 bar). Der Temperaturbereich betrug 400–666 °C.

Direkte Folgerungen auf geologisch-lagerstättenkundliche Probleme erlauben diese experimentellen Verformungsdaten noch nicht. Wie SIEMES, SAYNISCHE und LANG selbst herausstellen, wurde noch nicht genügend über die Einflüsse von Temperatur und Belastungsgeschwindigkeit ermittelt. Dennoch dürften bis-

herige Resultate nicht unerlaubt strapaziert werden, wenn man folgert, daß die starken, gerichteten Drucke, wie sie die sekundär-oblongen Erzkörperformen indizieren, sowie das tiefe Krustenniveau der Umwandlungen, wie es die metamorphe Fazies von Gangarten und Nebengesteinen anzeigt, es Sulfiderzen *unmöglich* machte, die Gefüge und Mineralphasen ihrer *ersten* Kristallisation zu bewahren.

Das bedeutet, daß rekonstruierte Kristallisationsfolgen nicht — wie zumeist aufgefaßt — primär sind, sondern Abfolgen der *letzten* metamorphen Entwicklung. Da diese Kristallisationen, wie früher aufgezeigt, postdeformativ und meistens durchgreifend waren, sind die Spuren des vorangegangenen Wechselspiels von Kristallisation und Deformation sowie daraus ablesbare direkte und indirekte Teilbewegungen oft in Dunkel gehüllt. Damit können solche Gefüge keine Auskünfte über die primäre Bildungsweise der Erze geben. Das gilt selbstverständlich auch für vergleichbare Befunde in jüngeren Orogenen.

Das Festigkeitsverhalten der verschiedenen Sulfide spiegelt sich bei gegebenen Spannungs-Verformungs-Mustern in ihrer räumlichen Verteilung innerhalb der mechanisch umgeformten Erzkörper wider. Sulfide geringerer Gefügesteifigkeit, wie z. B. Bleiglanz, finden sich oftmals tektonisch angereichert in Bereichen von Druckminima, während solche großer Gefügesteifigkeit, wie z. B. Pyrit, sich tektonisch mehr ortsbeständig verhielten. Falls sie umgelagert wurden, geschah das mehr passiv als aktiv.

Wenn heute bei Erzen über metamorphe Stoffumlagerung gesprochen wird, werden zumeist, wenn nicht näher präzisiert, molekulare Teilbewegungen gemeint oder verstanden. Mechanische Teilbewegungen werden selten berücksichtigt. Versuche, molekulare und mechanische Ursachen und Wirkungen zu unterscheiden und abzugrenzen, sind Ausnahmen.

Für tiefere Lagen in der Kruste sind molekulare Umlagerungen von Schwermetallen, wenn es sich um Migrationsweiten über den Meterbereich hinaus handelt, bisher nicht überzeugend belegt worden. Das gilt insbesondere für jene metasomatische Austreibungs- und Front-hypothesen, die annehmen, daß mobilisierte Metallgehalte aus Sedimenten und Leptiten infolge von Druck- und Temperaturgefällen bei Granitisationsfronten vor diesen herge-

trieben und als metamorphogene Großlagerstätten angereichert wurden.

Dem widersprechen zahlreiche Befunde, die dokumentieren, daß sowohl Sulfid- als auch Eisenerze während höher gradierter Metamorphose relativ immobil waren, vorausgesetzt, daß nicht Tektonitfazies vorliegt. Im letzteren Falle wurden Erzbestände zerstreut und nicht ursprünglich dispers verteilte Metallgehalte metamorphogen konzentriert. Ein Maß für den Anteil der molekularen Umlagerung war das Wachstum durch Drucklösung parallel *B* bei der Formung zu sekundär-oblongen Erzkörpern.

Es ist evident, daß es zukünftig mehr als bisher der Unterscheidung und Abgrenzung von direkten und indirekten Teilbewegungen bedarf, wobei besonders jener Bereich interessiert, wo chemische Mobilität durch mechanische Einwirkung beeinflusst oder ausgelöst wird (Drucklösung, Preßentmischung, Tribochemie, etc.), wie auch dort, wo chemische Einflüsse auf die Festigkeit einwirken (z. B. JOFFÉ-, REHBINDER- und ROSCOE-Effekte).

Literatur

- AMSTUTZ, G. C., GIGER, H.: Metric and topological properties of rock and ore textures. Experimental and natural rock deformation. 496—516; P. PAULTSCH, ed. Berlin-Heidelberg-New York: Springer, 1970.
- ANGER, G.: Die Blei-Zink-Kupfer-Lagerstätten von Buchans, Mittellneufundland. Kritische Anmerkungen zu der Arbeit von E. A. SWANSON und R. L. BROWN und Versuch einer Umdeutung der Genese. Neues Jb. Miner., Mh., 126—136, 1963.
- BACK, F.: Mündliche Mitteilung (1971).
- BLASCHKE, R.: Spezifische Oberflächen und Grenzflächen der Mineralphasen als Gefügeparameter. Fortschr. Mineral. **47**, 197—241 (1970).
- GEIJER, P.: Några aspekter av skarnmalmsproblemen i Bergslagen. Geol. Fören. Stockholm Förh. **81**, 514—534 (1959).
- MAGNUSSON, N. H.: De mellansvenska järnmalmernas geologi. Sveriges Geol. Undersökn., Årsbok, Ser. Ca., N:o **35**, 1—654 (1944).
- GIGER, H., ERKAN, Y., AMSTUTZ, G. C.: Topologische Eigenschaften von Mineralaggregaten. Verhandl. Schweiz. Naturforsch. Ges. **1967**, 125—129.
- GILL, J. E.: Experimental deformation and annealing of sulfides and interpretation of ore textures. Econ. Geol. **64**, 500—508 (1969).
- Further notes on the deformation of sulfides. Econ. Geol. **65**, 579—582 (1970).

- GRÄBE, R.: Analyse der metallogenetischen Faktoren stratiformer sulfidischer Geosynklinal-lagerstätten. *Z. angew. Geol.*, **18**, 289–300, Berlin 1972.
- HJELMQVIST, S.: Stribergets malmfält. Geologisk beskrivning. Sveriges Geol. Undersökn., Årsbok, Ser. C, N:o 449, 1–160 (1942).
- HÖGBOM, B.: Något om våra medelsvenska järnmalmernas djupgående. *Tekn. Tidskr. Kemi och bergvet.* **7** (1915).
- HOLMQVIST, P. J.: Långsträckta malmformers bildningsätt. *Tekn. Tidskr.* **19**, Bergsvet. 5, 1924.
- KOARK, H. J.: Über Quersfaltung, Bewegung parallel B und Erzlagerung mit Beispielen aus Malmberget/Gällivaare. *Bull. Geol. Inst. Upsala XXXIV*, 251–278 (1952).
- The geology of the Stråssa, Håkansboda and Blanka district. XXI. Intern. Geol. Congr., Stråssa 1960.
- Zur Alterstellung und Entstehung der Sulfiderze vom Typus Falun. *Geol. Rundschau* **52**, 123–146 (1962).
- Geologie von Schweden. Eine Kurzfassung. *Geol. Rundschau* **59**, 763–791 (1970a).
- Zur Geologie des neuentdeckten Jakobsit-Braunit-Hämatit-Mangansilikat-Lagers Slöjdar torp im Nybergetfelde. *Geol. Fören. Stockholm Förh.* **92**, 388–401 (1970b).
- LANG, H.: Stauchversuche mit polykristallinen Kupferkiesen und deren Ergebnisse unter Berücksichtigung der Gefügeregelung. 1–131. *Diss. T. H. Aachen* 1968.
- MAGNUSSON, N. H.: *Malmgeologi*. 439. Motala 1953.
- MÜLLER, P., SIEMES, H.: Zur Festigkeit und Gefügeregelung von experimentell verformten Magnetitserzen. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, **117.1.**, 39–60 (1972).
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Zweiter Teil. Die Korngefüge. *Wien: Springer* 1950.
- SAYNISCH, H. J.: Festigkeits- und Gefügeuntersuchungen an experimentell und natürlich verformten Zinkblendeerzen. *Experimental and natural rock deformation*, p. 209–252, P. PAULITSCH, ed. Berlin-Heidelberg-New York: Springer 1970.
- SIEMES, H.: Betrachtungen zur Verformung und zum Rekristallisationsverhalten von Bleiglanz. *Diss. T. H. Aachen* 1961.
- Experimentelle Stauchverformung von polykristallinen Bleiglanzen. Bestimmung der Festigkeitseigenschaften unter allseitigem Druck zwischen 1 und 5000 bar sowie röntgenographische Untersuchung der auftretenden Texturen. *Hab.-Schrift T. H. Aachen* 1967.
- Experimental deformation of galena ores. *Experimental and natural rock deformation*, p. 165–208; P. PAULITSCH, ed. Berlin-Heidelberg-New York: Springer 1970.
- TEGENGREN, F. R.: Järnmalmstillgångarna i mellersta och södra Sverige. *Sveriges Geol. Undersökn., Årsbok, Ser. Ca., N:o 8*, 1912.
- TURNER, F. V., WEISS, L. E.: *Structural analysis of metamorphic tectonites*. 545. New York-San Francisco-Toronto-London: McGraw-Hill 1963.
- VOIGT, E.: Deformation der turonen Plänerkalke bei Halle/Westf. *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg* **31**, 146–275 (1962).

Eingegangen am 4. Juli 1972

Prof. Dr. HANS J. KOARK

Uppsala Universitet, Geologiska Institutionen, Mineralogisk-petrologiska avdelningen, S-75122, Uppsala 1, Box 555, Schweden