

HESSISCHES LAGERSTÄTTENARCHIV
HEFT 2

VERBANDSVERHÄLTNISSE UND GEFÜGEANALYSE
VON ERZ UND NEBENGESTEIN DES EISENSTEIN-
VORKOMMENS LINDENBERG AM SÜDWESTRAND
DER LAHNMULDE

VON
ROLF DENCKEWITZ
WETZLAR

MIT 12 ABBILDUNGEN UND 10 TAFELN

HERAUSGABE UND VERTRIEB
HESSISCHES LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG
WIESBADEN, PARKSTRASSE 28

WIESBADEN 1952

Hess. Lagerstättenarch.	2	S. 1-87	12 Abb.	10 Taf.	Wiesbaden, 1. 12. 1952
-------------------------	---	---------	---------	---------	------------------------

HESSISCHES LAGERSTATTENARCHIV
HEFT 2

**VERBANDSVERHÄLTNISSE UND GEFÜGEANALYSE
VON ERZ UND NEBENGESTEIN DES EISENSTEIN-
VORKOMMENS LINDENBERG AM SÜDWESTRAND
DER LAHNMULDE**

VON

ROLF DENCKEWITZ

WETZLAR

MIT 12 ABBILDUNGEN UND 10 TAFELN

HERAUSGABE UND VERTRIEB
HESSISCHES LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG
WIESBADEN, PARKSTRASSE 28

WIESBADEN 1952

Hess. Lagerstättenarch.	2	S. 1-87	12 Abb.	10 Taf.	Wiesbaden, 1.12.1952
-------------------------	---	---------	---------	---------	----------------------

Vorbemerkung der Schriftleitung

Die nachstehende Abhandlung von R. Denckewitz enthält im ersten Teil die petrographische Bearbeitung von Nebengesteinen einer Roteisenerzgrube der Lahnmulde. Diese Bearbeitung bildet zusammen mit einer geologischen Spezialkartierung Fundament und Ausgangsstellung für die daran anschließende Deutung der eigentlichen Erzlagerstätte.

Durch die starke Betonung petrogenetischer Gesichtspunkte greift der Autor mit in eine Diskussion ein, die gegenwärtig um die Stoffbestände des devonischen Vulkanismus und deren Entwicklungsgeschichte geführt wird. Diese Diskussion ist durch sehr gegensätzliche Auffassungen gekennzeichnet.

Das Hessische Landesamt für Bodenforschung begrüßt aus wissenschaftlichen und wirtschaftlichen Erwägungen jedes Bemühen, die Kenntnis der Gesteine und Erze des Lahn-Dill-Eisensteinbezirkes zu vertiefen und strebt an, damit die vielfältigen Probleme dieses Lagerstättentypus einer Lösung zuzuführen. Wir hoffen, daß auch durch die vorliegende Arbeit eine weitere fruchtbare Diskussionsbasis geschaffen und somit ein neuer Beitrag zur Klärung dieser Probleme geboten ist.

Für den Inhalt der Arbeit ist der Autor allein verantwortlich
Hessisches Landesamt für Bodenforschung

INHALT

Vorbemerkung der Schriftleitung	4
Vorwort	7
A. Gegensätzliche Ansichten aus neuerer Zeit über die Genesis der devonischen Lahn-Dill-Roteisensteinlagerstätten und ihrer zugehörigen Magmatite und die sich hieraus ergebende Aufgabenstellung als Beitrag zur weiteren Klärung des gesamten Fragenkomplexes . . .	11
B. Verbandsverhältnisse und Gefügeanalyse von Erz und Nebengestein des Eisensteinvorkommens Lindenberg am Südwestrand der Lahnmulde	15
I. Die geologischen Verhältnisse	15
a) Beschreibung der Schichtenfolge	16
b) Die stratigraphische Einordnung	19
c) Die Großtektonik	20
d) Die Liegendbegrenzung des hangenden Schiefers	22
e) Die epizonale Dynamometamorphose	24
II. Gefügeanalyse des Nebengesteins	26
a) Der liegende Weilburgitkomplex („Schalstein“)	26
1. Der Mandel-Weilburgit	26
2. Der dynamometamorphe Mandel-Weilburgit	28
3. Die Mandelsubstanz	29
4. Die Weilburgit-Mikrobreccien	31
Ausbildung und Entstehung	31
Pyrit als Streßindikator	34
Epigenetische Lösungszufuhr während der Streßphase	35
Streßquarz	35
5. Der Weilburgit-Tektonit	35
Mechanische Gesteinsumformung	36
Streßbedingte Lösungseffekte	38
Sekundär-Calcit	39
Altersstellung der Minerale	40
6. Gesteinsinhomogenität und Druckanisotropie im liegenden Weilburgitkomplex	41
7. Sekundäre Vererzung	41
8. Kritische Stellungnahme zu der bisherigen Deutung des Weilburgit-Tektonits	42
b) Der „Schalstein“-Komplex (Mandel-Weilburgit und Tuffit) des Lagerhangenden, seine Verbandsverhältnisse und seine Beziehungen zum Lagerkörper und benachbarten Begleitgestein	44

1. Der Mandel-Weilburgit und Weilburgit-Tektonit	45
2. Der Tuffit	48
3. Der Tonschiefer	50
4. Der Tonschiefer-Tuffitmiktit	50
5. Der Augitdiabas	50
6. Zur Petrogenese von Mandel-Weilburgit und Augit-Diabas	51
7. Die Erzausscheidung innerhalb des hangenden Schalsteinkomplexes	51
8. Der Grüneisenstein der Grenzzone am Lagerkörper	54
9. Die Lagergrenzfläche zum hangenden Weilburgit und Tuffit	56
III. Gefügeanalyse der Lagererze	60
a) Bisherige Untersuchungen von Lagererzen des Südwestrandgebietes	60
b) Untersuchungsmethode	60
c) Die makroskopisch erkennbare Erzverteilung im Lagerkörper	61
d) Die Erzsedimente	62
1. Der Eisenkiesel	62
2. Die calcitischen Dispersionserze	64
3. Die tuffitischen Einlagerungen	64
4. Die sedimentären dichten Eisenglanz-Roteisenerze	66
5. Die Magnetiteinsprenglinge	68
6. Die Durchmischung der sedimentären Erzschieben	68
7. Beteiligung von Eisenbakterien?	68
e) Die Imprägnationserze	69
1. Die Eisenglanzimprägnation	69
2. Die Magnetitimprägnation	69
3. Der Anthrazit	70
4. Die Lösungsmobilisation von Erzsubstanz	71
5. Jüngere Aderausfüllungen im Erzkörper	71
f) Der Schwefelkies	71
1. Der idiomorphe Pyrit	71
2. Der Melnikovit-Pyrit	72
g) Das Ausgehende des Lagers	74
h) Eingliederung der Beobachtungen in bereits vorliegende Un- tersuchungsergebnisse über tektonische Umformung der Erzlager	75
i) Der Chemismus der Exhalationen und die Magnetitbildung	75
k) Herkunft der Erzlösungen	77
C. Abriss der Genesis von Erzlager und Nebengestein des Lindenberg- vorkommens	78
D. Zusammenfassung	79
E. Anhang: Analysentabellen	83
F. Schriftenverzeichnis	85

VORWORT

Die bauwürdigen und bedingt bauwürdigen Eisenerzvorräte des Lahn-Dill-Revieres und Oberhessens werden von G. Einecke (1950) mit 55 Mill. Tonnen angegeben. Gemessen an der Gesamtzahl von 2.520 Mill. Tonnen für das Gebiet des deutschen Reiches erscheint der Erzvorrat der hessischen Eisensteinlagerstätten nicht groß. Doch beträgt die Förderung der auf diesen Lagerstätten bauenden Gruben mit 883.599 Tonnen in 1951 noch etwa 8,3 % der Inlandsförderung.

Die Bedeutung der Lahn-Dill-Erze ist für die Eisenerzeugung an der Ruhr immer mehr zurückgegangen. Die begrenzten Erzvorräte und besondere geologische Verhältnisse ließen eine Steigerung der Förderkapazität im Lahn-Dill-Revier nicht zu. Der sich von Jahr zu Jahr erhöhende Erzbedarf der Ruhrhütten und ein dem Ausland angepaßtes Preisniveau ihrer Erzeugnisse erforderte einen verstärkten Bezug von Fe-reichen Auslandserzen. Daneben konnten im Inland aus den neu erschlossenen Eisensteinrevieren zwar Fe-arme, aber billige und im Gegensatz zu den Lahn-Dill-Erzen durch einheitliche und gleichmäßige Analysen ausgezeichnete Erze bezogen werden. Bei Erschwernissen in der Belieferung mit Auslandserzen mußte aber auch das hessische Eisensteingebiet den Ruhrhütten einen gewissen Rückhalt bieten. Trotz hoher Selbstkosten wurde deshalb der hessische Eisensteinbergbau weitgehend durch Abnahme der für die Verhüttung im Revier nicht benötigten oder ungeeigneten Erze von der Ruhr gestützt. Auch in Zukunft werden die Ruhrhütten auf die Lahn-Dill-Erze im eigenen Interesse nicht verzichten wollen und dem Lahn-Dill-Revier aus volkswirtschaftlichen Erwägungen ihre Unterstützung nicht versagen können.

Etwa die Hälfte der Erzförderung von Lahn, Dill und Oberhessen geht zu den beiden gebietsgebundenen Hochofenwerken. Durch den besonderen Erzcharakter bedingt wird hier ein Roheisen erschmolzen, das besonders zur Herstellung dünnwandiger Gußeisen-Erzeugnisse geeignet ist. Die sich darauf aufbauende vielseitige hessische Gießerei-Industrie ist recht bedeutsam und für die Wirtschaft des Gebietes ein wesentlicher Faktor.

Das Fundament der hessischen Gießereien ist also der Bergbau an Lahn, Dill und in Oberhessen. Die Substanz der Lagerstätten muß deshalb auf weite Sicht verplant werden. Darüber hinaus ist stets rechtzeitig Vorsorge für den Ersatz ausgebeuteter Vorkommen durch entsprechend geführte Untersuchungsarbeiten und den Aufschluß erkannter bauwürdiger Lager zu treffen.

Die Lebensdauer des oberhessischen Basalteisenstein-Bergbaues ist nur noch gering. So haben sich die Untersuchungsarbeiten im verstärkten Maß auf das Rot-eisenstein-Revier Hessens ausdehnen müssen. Die Gesteinsschichten und damit die gesetzmäßig eingeschalteten Eisensteinlager sind erheblich tektonisch gestört. Das Aufsuchen neuer Erzkörper bereitet daher große Schwierigkeiten. Für den bergwirtschaftlich Interessierten sei erwähnt, daß der Kostenanteil der Untersuchun-

gen im jungfräulichen Gebirge — seien es nun geologische Spezialkartierungen, geophysikalische Messungen, Bohrarbeiten oder bergmännische Schürf- und untertägige Untersuchungsarbeiten — an den jährlichen Gesamtkosten der bergbaulichen Unternehmungen mit 4 bis 8 % beteiligt ist. Zusammen mit den Kosten für Neuanlagen und für die Vorrichtung erfordern diese Arbeiten bei Berücksichtigung des Erlöses für hierbei gewonnene Erze bis zum regelmäßigen Abbau der ersten Tonne Erz bis zu 15 %, zeitweise sogar bis zu 20 % der Gesamtaufwendungen. Das ist aber eine recht erhebliche und die Wirtschaftlichkeit des Bergbaues stark einschränkende Vorbelastung der Tonne anstehenden Erzes.

Der Eisensteinbergmann des Gebietes hat sich eingehend mit den geologischen und lagerstättenkundlichen Fragen in Verbindung mit den Eisensteinvorkommen befassen müssen, um die Aufschlußkosten in erträglichen Grenzen zu halten und auf größeren Zeitraum vorausplanen zu können. Er ist immer mehr auf die Mitarbeit des Geologen angewiesen, da bis zu Tage ausbeißende Eisensteinlager nicht mehr zu erwarten sind und ohne genaueste Einzelkartierung die in der Teufe versteckten Erzlager sonst nur mit unnötig vermehrten Kosten und vielfach auch nur — mit gewisser Einschränkung — durch Zufall erschlossen werden können. Dank dem vorausschauenden Blick der im Gebiet tätigen und tätig gewesenen Geologen des früheren Reichsamtes für Bodenforschung in Berlin und des jetzt zuständigen hessischen Landesamtes für Bodenforschung in Wiesbaden hat das Lahn-Dill-Revier manch eine Anregung und Hilfestellung erhalten. Es seien hier vor allem J. Ahlburg, W. Kegel und F. Michels genannt. In gemeinsamer Arbeit mit den einzelnen Bergbauunternehmungen und Werksgeologen gelang es dadurch bisher, einer rückläufigen Tendenz der Erzförderung weitgehend Einhalt zu gebieten.

Das Roteisen-Magnetit führende Eisensteinlager Lindenberg ist der letzte Neuaufschluß. Es gehört mit mindestens 2 Mill. Tonnen Erzvorrat zu den größeren, in sich geschlossenen Erzvorkommen des Gebietes. Seit zwei Jahren ist die Grube Lindenberg mit 10 % an der Eisenerzförderung von Lahn, Dill und Oberhessen beteiligt. Ein besonderes Gewicht erhält die Lagerstätte durch ihre gute Erzanalyse mit durchschnittlich 43 — 44 % Fe bei gleichem Kalk- und Kieselsäuregehalt von 12 — 13 %.

Den Aufschlußarbeiten gingen eine erdmagnetische Messung und über vierzig verschiedentlich bis zu 300 m Teufe niedergebrachte Untersuchungsbohrungen in dem durch benachbarte Lagervorkommen als erzhöflich angesprochenen Gebiet voraus. Die Bearbeitung der anfangs wenig Erfolg zeigenden Bohrungen wurde von W. Kegel, F. Michels und K. Zimmermann zusammen mit dem betreffenden Bergwerksunternehmen vorgenommen. Die geologische Auswertung der stratigraphisch schwer bestimmbar Gesteine und der danach angesetzten tieferen Bohrungen ergaben den erhofften Erfolg. Die Klärung des eigenwilligen Verhaltens des Erzkörpers im Verband mit seinem Nebengestein mußte jedoch den bergmännischen Untersuchungsarbeiten und einer späteren Untertage-Kartierung vorbehalten bleiben.

Die Aus- und Vorrichtungsarbeiten auf den Lahn-Dill-Gruben können nur dann mit einem begrenzten Kostenaufwand geführt werden, wenn ausreichend Klarheit über die tektonischen Verhältnisse der Lagerstätte besteht. Hieraus ergab sich für Lindenberg eine spezielle Aufgabe, die jedoch erst nach petrographischer Untersuchung der „Schalstein“-artigen Nebengesteine gelöst werden konnte. Durch die in der devonischen Lahn- und Dillmulde gewonnenen petrographischen und damit auch geologischen und lagerstättenkundlichen Untersuchungsergebnisse von E. Lehmann standen außerdem so viele neue und für den Bergbau entscheidende wissenschaftliche Fragen offen, daß der Versuch einer Beantwortung wenigstens einiger dieser Fragen unternommen werden mußte. Darüber hinaus liegt auch

unter Würdigung der Arbeiten E. Lehmann's noch keine sichere Kenntnis des Erz- und Magmenchemismus der Eisensteinlager und ihrer magmatischen Begleitgesteine vom Lahn-Dill-Typus vor. Unter Hinweis auf die von H. Schneiderhöhn dargelegten Zusammenhänge unter anderem mit den Eisenerzen vom Oberen See (USA) und möglicherweise mit dem Kirunatypus (Schweden) konnte erwartet werden, daß die Bearbeitung selbst eines begrenzten Untersuchungsmaterials aus dem hessischen Roteisensteinbezirk von allgemeinerem Interesse sein würde.

Es darf ausgesprochen werden, daß die vorliegende Arbeit nicht allein wissenschaftliche Fragen behandelt, sondern auch für die bergbauliche Praxis auswertbare Ergebnisse gebracht hat. Sie wurde vom Verfasser neben seiner Tätigkeit als praktischer Bergmann angefertigt. Zahlreiche Erschwernisse, die bei einer Bearbeitung des Untersuchungsmaterials an einem wissenschaftlichen Institut von vornherein ausgeschaltet sind, mußten überwunden werden. Zudem erforderte die Problemstellung eine für den Erzbergmann zunächst ungewöhnlich erscheinende Beschäftigung mit den petrologischen Gegebenheiten, um der genetischen Deutung der untersuchten Lagerstätte näher zu kommen. Durch Unterstützung von verschiedenster Seite, nicht zuletzt vom Bergbau selbst, konnten finanzielle und materielle Schwierigkeiten behoben werden. Besonders dankbar wurde die Betreuung der Untersuchungen durch Herrn Professor Dr. Ing. H. Borchert und Herrn Professor Dr. Ing. W. E. Tröger von der Bergakademie Clausthal angenommen, da der Fragenkomplex aus der örtlichen Gebundenheit des Untersuchungsmaterials nicht ohne weiteres zu bearbeiten war.

Der Verfasser schuldet deshalb Herrn Professor Dr. Ing. H. Borchert und Herrn Professor Dr. Ing. W. E. Tröger für die mannigfaltigen Hinweise, die eine eigene Stellungnahme zu den zahlreichen Problemen erleichterten, großen Dank. Herr Dipl.-Bergingenieur A. Wilke, Assistent am Lagerstätteninstitut der Bergakademie Clausthal, gab durch kurze Anleitung zur optischen Bestimmung schwierig identifizierbarer Mineralien eine wertvolle Hilfestellung.

Ganz besonders ist aber auch Herrn Professor Dr. phil. E. Lehmann für die vielen anregenden Aussprachen und für die Führung auf Exkursionen im Lahngebiet zu danken.

Durch Herrn Dipl.-Geologen Dr. rer.nat. H. J. Lippert wurde der Verfasser auf gemeinsamen Exkursionen, insbesondere im Dillgebiet, mit vielen geologischen Beobachtungen bekanntgemacht. Die Diskussion über den geologischen Befund ergab viele Anregungen, für die an dieser Stelle gedankt sein soll.

Den Herren Bergwerksdirektor Dr. Ing. W. Witte und Bergwerksdirektor Dipl.-Bergingenieur J. Dietrich von der Treuhandverwaltung Buderus, Wetzlar, ist der Verfasser für eine recht erhebliche finanzielle Beihilfe und für die verständnisvolle Unterstützung der Arbeit in vielfacher Hinsicht in ganz besonderem Maße verpflichtet und dankbar.

Herr Bergwerksdirektor Dr. Ing. E. A. Scheibe und Herr Markscheider A. Kretschmar von der Sieg-Lahn Bergbau-Gesellschaft Weilburg sowie Herr Obersteiger A. Erhardt, Betriebsführer der Grube Lindenberg, gaben ebenfalls eine mit Dank angenommene bereitwillige Hilfe während der Zeit des Materialsammlens und der Kartierung.

Schließlich hat der Verfasser auch Herrn Professor Dr. phil. Rösch für die Beschaffung bzw. für die leihweise Überlassung der Geräte zur mikroskopischen Untersuchung der Dünn- und Anschliffe sowie der Firma E. Leitz, Wetzlar, insbesondere Herrn Dr. H. Freund, für die Bunttafel und für die Hilfe durch die Herren H. Kornmann und K. Steinbach bei der Herstellung der Mikroaufnahmen zu danken.

A. Gegensätzliche Ansichten aus neuerer Zeit über die Genesis der devonischen Lahn-Dill-Roteisensteinlagerstätten und ihrer zugehörigen Magmatite und die sich hieraus ergebende Aufgabenstellung als Beitrag zur weiteren Klärung des gesamten Fragenkomplexes

Die mittel- und oberdevonischen Eisenerzlagerstätten des Lahn-Dill-Gebietes werden im allgemeinen als submarin-exhalative Eisenausscheidungen in Verbindung mit einem im oberen Mitteldevon einsetzenden „Diabas“-Vulkanismus angesehen. Umfangreiche petrographische und auch lagerstättenkundliche Untersuchungen von E. Lehmann (1931—1949) und seinen Schülern H. Stützel (1933), J. Holzner (1933, 1938), W. Braner (1934), H. Götz (1937), lassen jedoch erkennen, daß diese genetische Deutung nicht den gesamten Problemen des Erz- und Magmenchemismus in der devonischen Lahn-Dill-Geosynklinale gerecht wird. Insbesondere reichen die geologisch-stratigraphischen Erkenntnisse nicht allein aus, um den gesamten Fragenkomplex zu beurteilen.

Nach E. Lehmann (1941, 1949, 1950) ist der Großteil der in Betracht kommenden Magmatite diabasfremd und nicht das Ergebnis einer Spilitreaktion, sondern hervorgegangen aus einer späteren Mobilisation des im Untermitteldevon aktiven Keratophyrmagmas. Diese „Weilburgite“ sind hiernach Keratophyrderivate. Gekennzeichnet sind sie durch die Mineralassoziation Alkali-Feldspäte mit wechselndem Alkali-Charakter und Chlorit, sowie durch einen stark wechselnden, gelegentlich auch überraschend hohen Gehalt an Calcit, der in der Hauptsache als Ausfüllung von Mandeln hervortritt.

In ursächlichem Zusammenhang mit vorkarbonischen tektonischen Bewegungen sollen diese wasserreichen, mobilen Schmelzen bei geringer eigener Aktivität aufgedrungen und im oberflächennahen Bereich als linsenförmige Körper erstarrt sein. Der vermehrte Karbonatgehalt in den als Mandelstein ausgebildeten Weilburgit-Varietäten wird auf eine teilweise Auflösung von Kalken und von kalkreichen Gesteinsschichten zurückgeführt. Als Beweis für die Aufnahme „allogenen Kalkes“ dient E. Lehmann (1941, S. 94 und Abb. 51, 52) unter anderem das gelegentliche Vorkommen von Fossilrelikten.

Die mit den Weilburgiten zusammen auftretenden „Schalsteine“ wurden etwa seit der Mitte des 19. Jahrhunderts als Diabastuffe angesprochen. W. Rosenkranz (1932), E. Lehmann (1941, S. 218), R. Brauns (1905, S. 319), J. Ahlburg (1917), W. Kegel (1922) und andere schlossen sich dieser Deutung an. Doch blieben umfassende petrographische Untersuchungen der Schalsteine offen. E. Lehmann ist es zu verdanken, daß die Schalsteine einer eingehenden kritischen Beurteilung unterzogen wurden. Er stellte fest, daß die Schalsteine nur zum Teil echte Tuffe und Tuffite mitteldevonischen bis oberdevonischen Alters seien. Zum größeren Teil handele es sich um tektonisch beanspruchte Weilburgite oder um Weilburgitmiktite, letztere entstanden durch Weilburgit-Injektionen in Tuffe und Kalke. In Abhängigkeit von tektonischen Bewegungen sei die Schmelze vorzugsweise in die relativ lockeren kalkreichen Tuffe und die reaktionsfähigen Kalke eingewandert. Meist sei hierbei die ursprüngliche Textur des zugrunde liegenden Sediments er-

halten. Spätere tektonische Einwirkungen hätten häufig das primäre Gefüge des Weilburgitmiktitis überprägt. Schlierig-faserige Ausbildung und erhebliche Einschieferung seien seine äußeren Kennzeichen.

Neuerdings nahm H. Hentschel (1951 [a] u. [b]) zu dem Schalsteinproblem Stellung. Vergleichende Untersuchungen an Palagonit-Tuffen bestätigten H. Hentschel, daß eine charakteristische Gruppe der „Schalsteine“, — von E. Lehmann als Weilburgit-Miktite angesprochen — durch Palagonitisierung von Lapilli-Tuffen entstanden ist. Diagenese und eine spätere epizonale Metamorphose habe die Tuffe weitgehend verändert, ihre Tuffnatur aber nicht verwischt. Die ausgeworfenen Lapilli seien zum Teil in marinen Kalkschlamm eingebettet worden. Stärkere oder geringere Beteiligung von Aschentuffen und Übergänge zu kalkigem Sediment seien weitere Kennzeichen dieser „Schalsteine“.

Der Auffassung einer vorherrschend exhalativ-sedimentären Entstehung der Lahn-Dill-Eisensteinlager im submarinen Raum konnte sich E. Lehmann (1941; 1949, S. 245) nicht anschließen. Seiner Ansicht nach liegen hydrothermale Verdrängungslagerstätten von Tuffen, Kaiken, kalkreichem Schiefer und Schalstein vor, teilweise auch intrakrustale Ausscheidungen eines pegmatitisch-pneumatolytischen Erzmagmas, das in geeignete, durch die Orogenese aufgelockerte Schichtenhorizonte intrudierte. Die ursprüngliche Eisenkonzentration soll durch Differentiation eines Magmas erfolgt sein, dessen silikatischen Anteil die Keratophyre darstellen.

Der Aufstieg eisenhaltiger Gase und Dämpfe habe teilweise schon vor Einsetzen der weilburgitischen Magmaphase stattgefunden. Hierbei bildeten sich im pegmatitisch-pneumatolytischen Temperaturbereich die massigen, in der Hauptsache an den Südwestrand der Lahnmulde gebundenen Erzlager mit Magnetit, Pyrit und Chlorit. Dagegen sollen die Hämatit-reichen, kalkigen Flußeisensteinlager mit ihrer streifigen, auf Streckung beruhenden Textur unter hydrothermalen Bildungsbedingungen entstanden sein. Daneben seien vererzte und deshalb „eindeutig durch metasomatische Kalksteinverdrängung“ hervorgegangene Flußeisensteine verbreitet. Zeitlich umfasse die gesamte Lagerstättenbildung ein keratophyrisch bis postweilburgitisches Intervall. Besonders hervorgehoben wurde, daß der einer Sedimentation widersprechende häufige Wechsel des Erzinhalt und der Mineralvergesellschaftung auf kürzeste Entfernung in fast allen Eisensteinvorkommen des Gebietes anzutreffen ist und daß die Gebildungen und Dispersionen von Eisenglimmer in Quarz und Calcit auch hydrothermalen Lösungen entstammen können. Die stellenweise stark hervortretende Verkiezelung und der Chloritreichtum der Lager sollen sekundär durch verdrängende Restlösungen aus dem Weilburgit-Magma nach der Lagerbildung entstanden sein und eine Fe-Verarmung der Lagerstätte verursacht haben.

Diese Anschauungen von E. Lehmann fanden bei den Geologen im allgemeinen keine Anerkennung, obgleich bis heute eindeutige Widerlegungen der petrographischen Untersuchungsergebnisse im Lahn-Dill-Gebiet fehlen. Von geologischer Seite wird insbesondere auf die Horizontbeständigkeit der Erzlager verwiesen, gleichgültig ob es sich im speziellen um die Schalsteinlager des oberen Mitteldevons, um das Grenzlager an der Wende Mitteldevon-Oberdevon oder um vereinzelt ausgebildete oberdevonische Lager handelt. H. Richter (1930) und E. Lehmann sehen darin im wesentlichen eine Folgeerscheinung der zur Eisenausfällung prädisponierten Sedimenthorizonte.

Die ältere, von der Geologie ausgehende Deutung wurde nach J. Ahlburg vor allem von W. Kegel (1922—1948) ausgebaut. Danach liegen die ausgedehntesten und für den Bergbau wichtigsten Eisensteinvorkommen regelmäßig dem „Schalstein“ auf und bilden den Abschluß des Mitteldevons. Die stratigraphische Grenze ist jedoch nach J. Ahlburg (1917) nicht allzu eng zu fassen, da es in der Natur der Eruptionen von effusivem und tuffogenem „Diabas“material lag, daß sie an der einen Stelle früher oder später aufhörten als an einer anderen. Die Alters-

stellung des Grenzlagern wird durch Fossilfunde verschiedentlich belegt. Im Hangenden ist es fast immer von marinen Schichten überdeckt. Durch den Erguß keratophyrischer, später „basaltischer“ Laven und den Auswurf der zugehörigen Tuffe seien die einzelnen Becken des durch Inseln, Schwellen, Klippen und tiefere Meeresteile gegliederten Devonmeeres teilweise im Mitteldevon ausgefüllt worden. Unterschiedliche Massenanhäufung des eruptiven Materials, mitteldevonische Riffralkalke sowie starke fazielle Unterschiede ergaben wechselnde Schichtmächtigkeiten des Oberdevons. Trotzdem lasse sich die stratigraphische Stellung der Schichtgesteine durch häufig auftretende Verzahnungen und Übergänge auch bei nur schwachen oder fehlenden paläontologischen Belegen im allgemeinen erkennen und somit das Grenzlager zeitlich einordnen.

Die Einfügung des Grenzlagern in den Schichtenverband ist fast immer klar ersichtlich. Schichtige Wechsellagerungen von Eisenstein mit Kalksteinbänken sowie geringmächtige Zwischenlagen von Schiefer und „Schalstein“ sind in den Lagervorkommen nicht selten. Insbesondere die schichtige Einordnung von Lagerlinsen in den oberdevonischen Tuffen und Tuffiten mit scharfer Hangend- und Liegendbegrenzung gibt der syngenetischen Auffassung einen Rückhalt. Für den Typus dieser schichtigen Lagerstätten nimmt auch E. Lehmann (1949) eine abweichende Entstehung an (Sekundärlager).

Mit Ende der Kulmzeit (W. Kegel & J. Ahlburg 1922, S. 77), nach K. Gundlach (1933) bereits an der Basis des Karbons, setzte die bretonische Phase der Variskiden — III. tektonische Hauptphase Ahlburg's — ein. Der nach NW wirksame Streß fand ein Widerlager an dem „starren“ Siegerländer Block und drängte die Schichten der ausgefüllten devonischen Geosynklinale zu flacheren und steilstehenden NO — SW streichenden Sätteln, isoklinalen Falten und Schubdecken zusammen. Einlagerungen effusiver und intrusiver Gesteine behinderten zusammen mit den auf Schwellen aufsitzenden Massenkalken mehr oder minder die Faltung und führten zu ungleichförmiger Bewegung. Querzerreißungen glichen die hierdurch entstandenen Scherspannungen aus (W. Kegel 1922, S. 78). Die Eisensteinlager des Gebietes sind somit oft stark zerrissen und deformiert. Schon bei der Sedimentation waren sie mehr oder minder auf regionale Einmuldungen beschränkt. Aber erst die tektonischen Vorgänge geben die verständliche Erklärung für das heute vorliegende Bild von teilweise wenig aushaltenden, verschiedentlich zu großer Mächtigkeit anschwellenden, bald nur zu dünnsten Bänkchen ausgewalzen, oft abgepreßten Lagerlinsen.

In dem Widerstreit der Meinungen über die Genesis von Erz und Nebengestein kommt den Eisensteinlagern am Südwestrand der Lahnmulde eine besondere Bedeutung zu. Ihr Erzmineralinhalt unterscheidet sich wesentlich von den Vorkommen der anderen Gebietsteile. Neben Eisenglanz hat Magnetit hervorragenden Anteil am Aufbau der Lager. Fast immer findet sich Pyrit in Melnikovit-artiger Ausbildung. Auf einzelnen Vorkommen tritt noch Siderit hinzu. „Schalstein“ bildet durchweg das Liegende der Lager, Schiefer in der Regel das unmittelbare Hangende.

Die stratigraphische Einordnung der Erzlager und ihrer Nebengesteine ist hier noch nicht eindeutig gelungen. C. Koch & Kayser (1886) bezeichneten sie als mitteldevonisch, H. Richter (1930) nimmt für die Schiefer gleiches Alter an, der Schalstein soll jünger sein. J. Ahlburg (1917) stellt das an der Grenze Schalstein-Schiefer auftretende Lager an die Wende Mitteldevon-Oberdevon und rechnet die Schiefer dem Oberdevon zu. Vereinzelt finden mitteldevonischer Fossilien (W. Kegel, C. Koch, F. Michels, R. Nieder u. a.) in den äußerst fossilarmen sedimentären Schichten stehen anderen Orts im gleichen Gebiet Versteinerungen des Oberdevons gegenüber. Eine Überprüfung der geologischen Kartierungen, die z. T. schon über 50 Jahre zurückliegen, wurde verschiedentlich vorgesehen. Das hierher gehörige Blatt Villmar, früher Eisenbach, der geol. Spez.-Karte von

Preußen ist auch teilweise von K. Zimmermann und J. Niedermayer (1938—1939)¹⁾ überarbeitet worden. Der Mangel an dicht gelegenen Aufschlüssen ließ bisher jedoch eine eindeutige Einordnung und weitgehendere Aufgliederung der Schichten im Südwestrandgebiet der Lahnmulde noch nicht zu.

W. Kegel (1923) kam in seiner Untersuchung über die Eisensteinvorkommen von Grube Riesenburg und Strichen zu der Erkenntnis, daß der Chemismus und die Ausscheidungsfolge der einzelnen Erzkomponenten mit einem Wechsel im Stoffbestand der postvulkanischen Exhalationen verbunden und außerdem von einem sich allmählich verändernden Sauerstoffgehalt des Meerwassers in einem wenig durchlüfteten Sedimentationsbecken abhängig war. H. Stützel (1933) konnte dagegen eine allgemein gültige Altersfolge der Mineralien bei dem Lager Theodor nicht aufstellen.

Es war naheliegend, durch ergänzende geologische, petrographische und lagerstättenkundliche Untersuchungen den Versuch einer Eingliederung der gewonnenen Beobachtungen in die so gegensätzlichen Gedankengänge der verschiedenen Bearbeiter des devonischen Lahn-Dill-Eisensteingebietes zu unternehmen. Da sich durch den Neuaufschluß der Grube Lindenberg bei Münster gute Beobachtungsmöglichkeiten ergaben und ein die Lagerstätte ausgezeichnet charakterisierendes Untersuchungsmaterial gewonnen werden konnte, ließ sich die Arbeit auf die Beschreibung und Klärung der dort vorliegenden Verhältnisse beschränken. Viele Fragen mußten aber doch offen bleiben. Ihre Beantwortung ist nur aus der umfassenden Kenntnis der verwickelten Vorgänge in der gesamten Lahn-Dill-Geosynklinale während des Devons möglich. Die nachstehenden Untersuchungsergebnisse können deshalb nur als ein weiterer Beitrag zur Beurteilung der genetischen Zusammenhänge von Eisensteinlager und Nebengestein gewertet werden.

¹⁾ Herr Prof. Dr. Michels gestattete die Einsichtnahme in die Urkartierung. Es sei ihm an dieser Stelle für seine Unterstützung gedankt.

B. Verbandsverhältnisse und Gefügeanalyse von Erz und Nebengestein des Eisensteinvorkommens Lindenberg am Südwestrand der Lahnmulde

I. Die geologischen Verhältnisse

Das Lindenberg-Lager gehört zu den südlichsten Vorkommen des gesamten Lahngebietes (Abb. 1), nur wenige hundert Profil-Meter trennen es von dem Unterdevon des nördlichen Taunus. Untertägige Grubenbaue und zahlreiche Bohrungen auf den erzführenden Lagerhorizont im Grubenbereich geben ein vorzügliches Bild von den Lagerungsverhältnissen und dem Schichtenverband im oberflächennahen

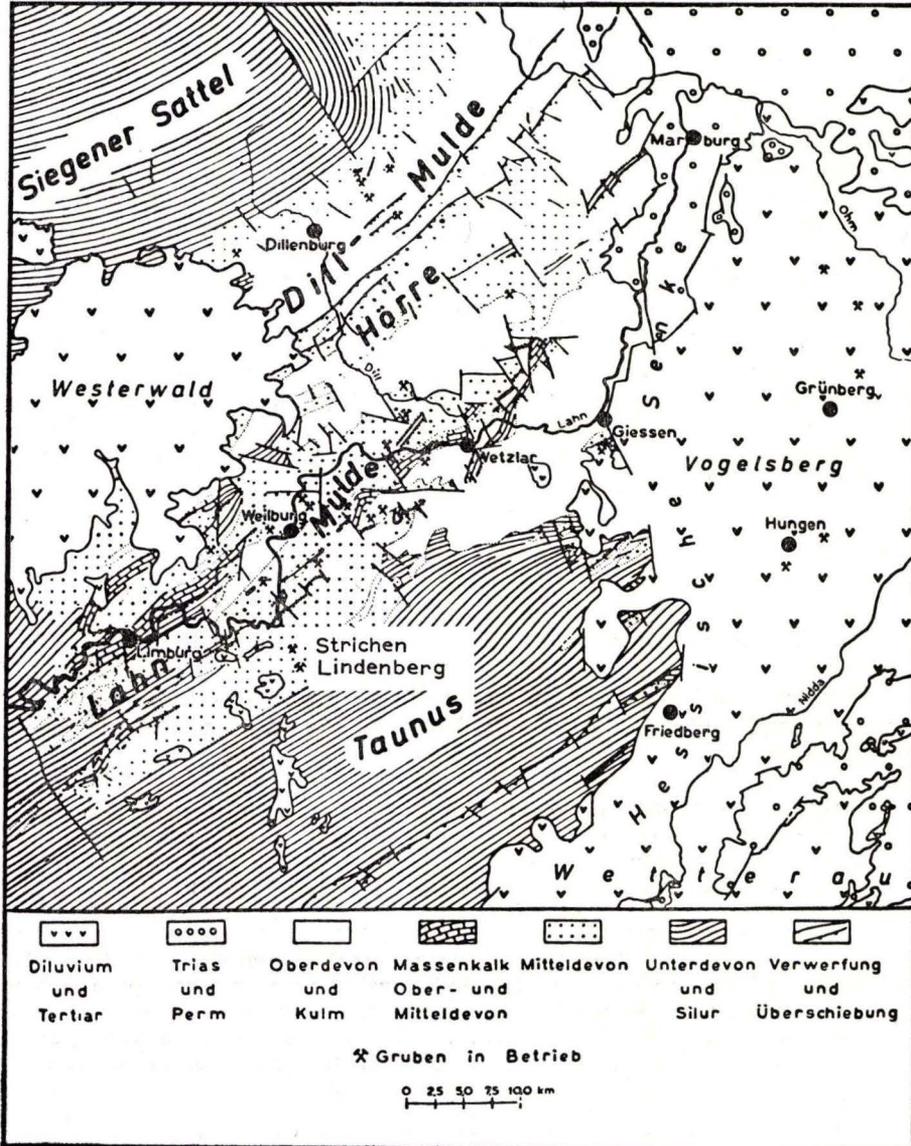


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte der Lahn- und Dillmulde.
 Aus J. Dietrich: Der Eisensteinbergbau im Lahn-Dill-Gebiet und in Oberhessen. — Erzmetall, 2, S. 226, Stuttgart 1949

Niveau. In der Nachbarschaft gelegene, durch den Bergbau aufgeschlossene Lager-vorkommen offenbaren Zusammenhänge mit der Lindenberg-Lagerstätte und lassen Rückschlüsse über die Tektonik des Gebietes zu.

a) Beschreibung der Schichtenfolge

Auf der geologischen Karte, Blatt Eisenbach, jetzt Villmar, sind im Bereich der Grube Lindenberg und im nördlich anstoßenden Grubenfeld Strichen innerhalb devonischer Schiefer mehrere NO—SW streichende Schalsteinzüge und Diabas-körper eingetragen. Einzelne dieser Schalsteine und Diabase führen im Hangenden zu Tage ausgehendes Eisensteinlager. Gebaut wurde das westlich von Lindenberg anschließende Gloria-Reschehl-Lager und das Alt-Lindenberg-Lager südlich der Straße Wolfenhausen-Münster. Auf dem nördlich dieser Straße gelegenen Strichen-Lager geht noch heute Bergbau um.

Einen Überblick über die geologischen Verhältnisse im engen Bereich um Lin-denberg gibt die nebenstehende Spezialkartierung²⁾ (Abb. 2). Wie daraus ersichtlich, stehen im Grubenfeld von Lindenberg über Tage schwarze, zu Dachschieferaus-bildung neigende, bis auf einen Styliolinenfundpunkt anscheinend völlig fossillere Schiefer, feinkörnige Diabase und Schalsteine in Wechsellagerung an. Es können hier drei Schalsteinzüge unterschieden werden, jedoch führt nur der südlichste an der Grenze Schiefer-Schalstein unbauwürdiges, geringmächtiges Lager. Der gesamte Schichtenkomplex hat ein nach Süden gerichtetes, flaches, 15—20° betragendes Einfallen. Weiter südwärts legen sich auf diese Schichten mit gleichem Einfallen Orthoceras-Schiefer des untersten Mitteldevons. Sie werden aber bald von der „Wetzlarer Hauptüberschiebung“, die fast über ihren gesamten Verlauf den Süd-rand der Lahnmulde begrenzt (W. K e g e l 1922, S. 3), abgeschnitten. Ihnen folgen dann die aufgeschobenen Oberems-Schichten im nördlichen Taunus.

Im Westen schneidet ein Querverwurf Lindenberg-Lager und Nebengesteine ab (Abb. 2 u. 3). Das westlich von dieser Störung ansetzende Eisensteinvorkommen der Grube Gloria-Reschehl ist in seinem Mineralbestand mit Lindenberg nicht identisch, auch entspricht seine liegende und hangende Schichtenfolge nicht der Nebenge-steinsausbildung des Lindenberg-Lagers. Der Verschiebungsbetrag des „Gloria-Re-schehl-Verwurfs“ muß demnach recht erheblich sein. Vielleicht besteht eine Bezie-hung zwischen der Lagerstätte von Grube Strichen und Grube Lindenberg. Auf-fällig ist jedenfalls, daß das Strichen-Lager im Osten von Querstörungen abge-schnitten wird und daß der Chemismus dieses Lagers dem von Lindenberg an-nähernd gleich ist.

²⁾ Der Spezialkarte und den nachstehenden Profilen wurden eigene Übertage- und Untertage-Kartierungen, Eintragungen auf alten Grubenrissen sowie die Ergebnisse der zahlreichen, in den Jahren 1936—1944 niedergebrachten Bohrungen um Lin-denberg zu Grunde gelegt. Die Bohrungen 1—14 sind vom Landesamt für Bodenfor-schung aufgenommen worden. Über die restlichen Bohrungen lagen Aufzeichnungen der Gesteinsfolge in der Bohrkladde von Grube Lindenberg vor. Soweit sich Unklar-heiten als Folge nicht ausreichender Unterlagen ergaben, wurden die entsprechenden Stellen in den Profilen freigelassen. Bohrlochabweichungen mußten unberücksichtigt bleiben, da die geringen Bohrloch-Durchmesser von nur 46—36 mm ein Messen von Bohrlochneigung und Richtung der Abweichung mit den seinerzeit zur Ver-fügung stehenden Geräten nicht gestatteten. Auch unterblieb die Trennung des han-genden Schalsteins von Lindenberg in Tuffit und Weilburgit, da eine ausreichende Unterscheidung dieser Gesteine bei der Bohrkernuntersuchung nicht vorgenommen worden war, die Bohrkern nicht mehr zur Verfügung standen und die eigenen Auf-nahmen mangels ausreichender Grubenaufschlüsse nur eine fragmentarische Eintra-gung in die Profile gestattet hätten. So wurde nur der liegende Weilburgit-Tektonit von den jüngeren weilburgitischen Eruptiva getrennt und entsprechend gekenn-zeichnet.

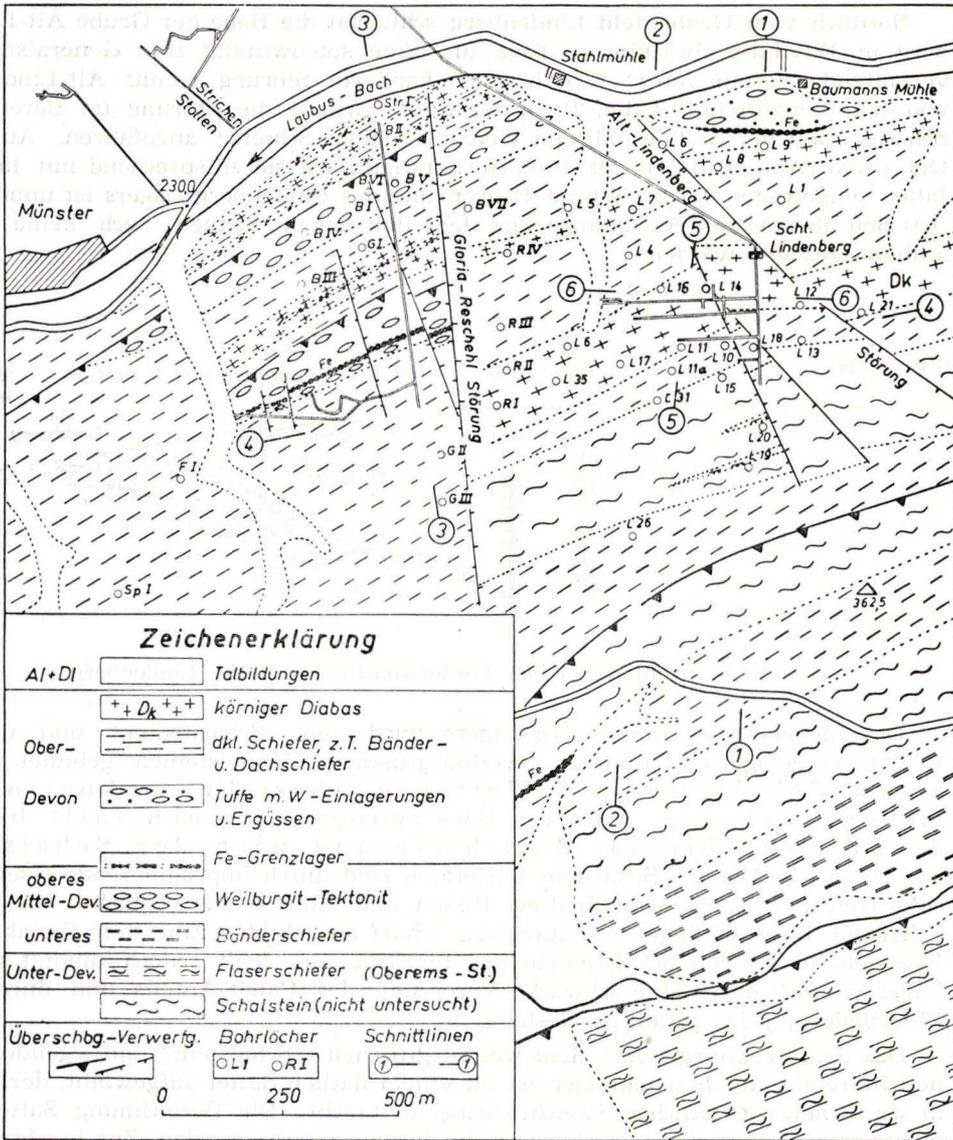


Abb. 2. Geologische Spezialkarte der Umgebung von Grube Lindenberg. Stratigraphie von Erzlager und hangendem Schiefer in Anlehnung an die Bohrlochkartierungen von F. Michels

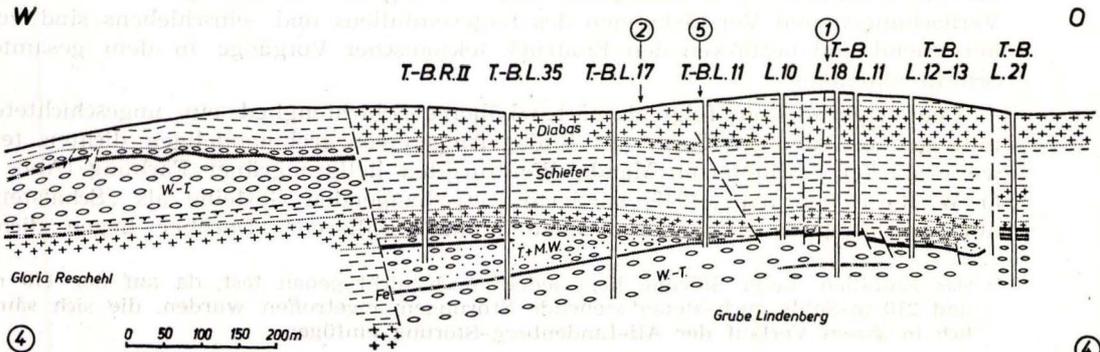


Abb. 3. Profil durch die Gruben Gloria - Reschel und Lindenberg. (Zeichenerklärung s. Abb. 2)

Nördlich vom Grubenfeld Lindenberg schließen die Baue der Grube Alt-Lindenberg an. Das Lager biß hier zu Tage aus. Eine spießwinklig zum Generalstreichen verlaufende, bereits von C. Koch (1886) kartierte Störung trennt Alt-Lindenberg von dem Neuaufschluß (Abb. 2). In der Grube wurde die Störung im Bereich des Schachtes auf der Stollensohle am Wechsel Diabas-Schiefer angefahren. Auf dem Querprofil (Abb. 4) durch den Hauptförderschacht ist sie entsprechend mit 45° Einfallen eingetragen.³⁾ Die östliche Begrenzung des Lindenberg-Lagers ist unbekannt. Aus den übertägigen Aufnahmen und den Bohrungen können noch keine Rückschlüsse gezogen werden.

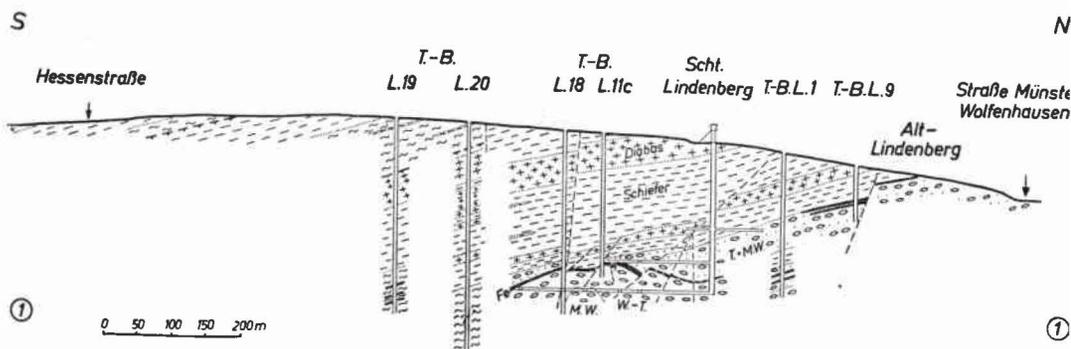


Abb. 4. Profil durch den Förderschacht der Grube Lindenberg

Das Liegende des Lindenberg-Lagers wird von „Schalsteinen“ und unregelmäßig eingelagerten dunklen weilburgitischen Mandelsteinen gebildet. Zwischen Schalstein und Weilburgit besteht ein kontinuierlicher Übergang. An den Übergangsgesteinen fällt besonders die zunehmende Einschieferung nach der Schalsteinseite auf. Dunkle Schalstein-Varietäten sind durch imprägnierende eisen- oder chloritreiche Lösungen von Spalten, Rissen und Klüften aus verfärbt. Die Grenze Schalstein-Eisensteinlager ist durchweg scharf ausgebildet. Eine stete Zunahme des Eisengehaltes in den Schalsteinpartien der Grenzzone fehlt; jedoch kündigt sich das Lager vielfach durch eine schwache Vererzung des Calcit-Anteils und durch eine Chloritisierung des gesamten Gesteins an.

Das dem Weilburgit bzw. dem weilburgitischen „Schalstein“ aufliegende, magnetitführende Roteisensteinlager ist zu einem flachen Sattel aufgewölbt, der sowohl in westlicher wie östlicher Streichrichtung eintaucht. Die Bezeichnung Sattelpuppe dürfte der Gestalt des Lagerkörpers am besten gerecht werden. Zur besseren Veranschaulichung sei auf das Längsprofil (Abb. 3) und auf die dieses Längsprofil schneidenden Querprofile (Abb. 4, 5, 7 b) verwiesen. In der Sattelpuppe wächst die im Durchschnitt 4—6 m betragende Lagermächtigkeit bis zu 16,5 m an. Wellige Verflachungen und Verstärkungen des Lagereinfalles und -einschiebens sind vorherrschend und bestärken den Eindruck tektonischer Vorgänge in dem gesamten Schichtenkomplex.

Dem Lagerhorizont folgt als nächst höheres Schichtenglied ein ungeschichteter, mittelgrüner, sandiger Tuffit mit Einlagerungen von grobmandeligen, dichten, teilweise stärker geschiefert Mandel-Weilburgiten hellgraugrüner Färbung (Abb. 4, 5). W. Rosenkranz (1949) kartierte diese hangenden Gesteine als „Schalsteine mit makroskopisch erkennbaren Mandeln und Schlieren“. Darüber liegen dichte

³⁾ Das Einfallen dieser Störung liegt jedoch noch nicht genau fest, da auf der 170 m- und 210 m-Sohle auch steiler stehende Störungen angetroffen wurden, die sich sämtlich in ihrem Verlauf der Alt-Lindenberg-Störung einfügen.

schwarze Schiefer in fein- oder grobplattiger Ausbildung mit schichtigen Bänken, Bändern oder Schnüren kalkigen, kieseligen oder tuffitischen Materials. Gelegentlich finden sich auch Einlagerungen von Schwefelkies. Schieferung und Schichtung fallen meist zusammen. Zwischen dem hangenden tuffitischen Schalstein und dem Schiefer besteht anscheinend eine Diskordanz. Während der Schalstein im allgemeinen die Flanken der Lagerkuppe bedeckt und in seiner Mächtigkeit mit dem Tiefersetzen des Lagers nach allen Seiten zunimmt, bildet der Schiefer auf dem Gipfel der Kuppe das unmittelbare Hangende. Von dieser ausgehend wird außerdem noch ein etwa 80—120 m breiter, mit etwa 20° aus der NS-Richtung nach O abweichender Streifen der Lagerstätte auf der Südflanke von Schiefer überdeckt. (Abb. 4 u. 8).

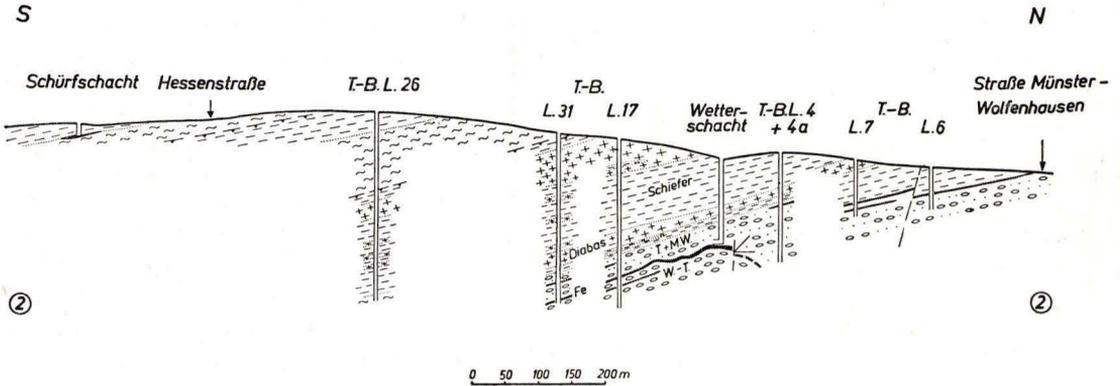


Abb. 5. Profil durch den Wetterschacht der Grube Lindenberg

Innerhalb der Schiefer in höherem Niveau finden sich feinkörnige, verschiedentlich aber auch mittelkörnige, grünlichgraue bis schwärzliche Diabas-Einlagerungen, die sich in ihrem Verlauf und ihrer Begrenzung der Schichtung einfügen. Von den beiden, durch ihre Mächtigkeit besonders auffallenden Diabaskörpern unterscheidet sich der etwa 10 m über dem Schieferliegenden eingeschaltete Diabas durch seine Augit-, Biotit-, Apatit-Führung von dem zweiten, oberflächennahen und zu Tage ausgehenden Hornblende-Diabas. Ungeklärt blieb das Alter dieser Diabase. Wohl ist der Liegend-Kontakt des in Lagernähe eingeschalteten Diabaskörpers mit dem Schiefer in der Grube durch Streckenaufschluß einwandfrei nachgewiesen. Auch wurden Verkieselungen des Schiefers an der Hangendbegrenzung von F. Michels (1938) und K. Zimmermann (1938) bei Aufnahmen der Lindenberg-Bohrungen durch das Landesamt für Bodenforschung in 2 Bohrungen (11 und 11 c) als Kontakterscheinung angesprochen, doch fehlen in den anderen Bohrungen eindeutige Kontakteinwirkungen, sodaß möglicherweise der Diabas entsprechend dem kulmischen Deckdiabas effusiv ist.

b) Die stratigraphische Einordnung

Die Kartierung des engen Bereiches um Grube Lindenberg brachte stratigraphisch keine neuen Erkenntnisse. Die im hangenden Schiefer von Alt-Lindenberg und im Lindenberg-Lager gefundenen Styliolinen und Crinoiden-Stielglieder geben keinen ausreichenden Hinweis für das Alter der Schichten. Die nächstgelegenen Fundpunkte stratigraphisch bedeutungsvoller Fossilien gab C. Koch (1886, S. 13) bei Grube Morgenstern zwischen Weyer und Oberbrechen, 5 km westlich Lindenberg, und im Laubusbachtal, unterhalb Münster, an. Hiernach müssen wohl die Schiefer zumindest in der weiteren Nachbarschaft von Lindenberg mitteldevonisches Alter besitzen. Die gebänderten Lindenberg-Tonschiefer mit ihren Kalk- und

Kieselschieferlagen könnten demnach den mitteldevonischen Bänder- und Kieselschiefern Koch's entsprechen. Bevor aber nicht korrigierte Kartierungen der südlichen Muldenrandzone vorliegen und die einwandfrei als mitteldevonisch erkannten Schiefer ergänzend den Lahnmulde-Profilen von Ahlburg eingeordnet sind, kann die Frage nach dem Alter der untersuchten Gesteine und des Erzkörpers von Lindenberg nicht endgültig beantwortet werden.

c) Die Großtektonik

Während die Schichten des Mittel- und Oberdevons im Innern und am Nordrand der Lahnmulde besonders starken tektonischen Beanspruchungen ausgesetzt waren, sollen nach W. Kegel & J. Ahlburg (1922, S. 78) die randlichen Bildungen im Süden, so also auch die Schichtenfolge der südwestlichen Randzone „an vielen Stellen weit weniger unter dem Faltungsdruck zu leiden gehabt haben, so daß hier flache Lagerung viel häufiger zu beobachten ist“. Aus verschiedenen Profilen zur geologischen Karte der Lahnmulde von J. Ahlburg kann noch ergänzend entnommen werden, daß sich die Druckbeanspruchungen in dem Lindenberg-Abschnitt immerhin noch in überkippter, annähernd isoklinaler Faltenbildung der Schichten geäußert haben und daß die Gesteine von Lindenberg in Parallele zu dem Ahlburg-Profil westlich Haintchen den überkippten Gegenflügel einer Mulde bilden sollen, die auf dem Südflügel von der Wetzlarer Überschiebung abgeschnitten wird.

Es erscheint ungewöhnlich, daß der in NW-Richtung wirksame Streiß der orogenen Phase in der Hauptsache allein auf die am Nordrand und im Innern der Lahnmulde gelegenen Schichten eingewirkt haben soll, während die Südrandgebiete verhältnismäßig unberührt blieben. Dem Mechanismus dieser gebirgsbildenden Kräfte entsprechend muß vielmehr entgegen der Ahlburg'schen Auffassung angenommen werden, daß die stärksten räumlichen Dislokationen gerade in der Südrandzone zu suchen sind. Wohl sind hier Verfaltungen nicht so ausgeprägt wie im Innern der Mulde, dagegen muß mit größeren Schubdeckenbildungen, möglicherweise sogar mit isoklinalen Decken gerechnet werden. Im Gebiet Wetzlar, dem östlichen Teil dieser Randzone, liegt der Nachweis bedeutender Störungen — u. a. in der großen Deckenüberschiebung des Gebietes Grube Juno-Lätitia-Laubach (W. Rosenkranz 1948) — vor. Auch die Verbandsverhältnisse des Nebengesteins der Lager von Lindenberg und Gloria-Reschehl lassen nur die Deutung flacher Überschiebungen und Deckenbildungen zu. Sattel- und Muldeneinfaltungen, die die gesamte Schichtenfolge betrafen, können aus den durch die beiden Gruben gelegten Querprofilen nicht abgelesen werden.

Besonders aufschlußreich für die Tektonik des engeren Bereiches um Lindenberg ist die Nebengesteinsfolge von Gloria-Reschehl, die durch den NS verlaufenden Ernststollen, durch die Grubenbaue und durch zahlreiche Bohrungen bekannt ist (Abb. 6). Im Hangenden dieses Lagers tritt zunächst ein stellenweise recht fester, zum Teil aber auch der Verwitterung besonders unterliegender grobmandeliger Weilburgit geringer Mächtigkeit auf, über dem ein mehr als 500 m starkes Schieferpaket lagert. Die Schiefer sind dicht, von schwarzer bis dunkelgrauer Farbe, oft durch Kalkeinlagerungen gebändert, gelegentlich auch stark kieselig. In einzelnen Horizonten enthalten sie Schwefelkies mit Einfügung der Schwefelkieschnüre in die Schichtung. Das Liegende dieses Lagers wird von weilburgitischem „Schalstein“ gebildet. Unter diesem erscheint bald Dachschiefer mit einer mächtigeren Diabaseinlagerung, der dann nach Norden zu wieder von Schalstein und graugrünem, mandeligen Weilburgit abgelöst wird. Die am weitesten nördlichen, in dem nebenstehenden Profil noch sichtbaren Schichten bestehen aus dunklen, dichten oder feingebänderten Schiefen mit zahlreichen, geringmächtigen, konkordant eingeschalteten Diabaskörnern.

Zwischen dem liegenden Schalstein des Gloria-Reschehl-Lagers und dem unterlagernden Dachschiefer wurde im Ernststollen eine Störung angetroffen, die auch in zwei weiter südlich gelegenen Bohrungen festgestellt werden konnte. Nach den Bohrergebnissen verläuft vermutlich eine weitere gleichartige Störung an der Liegendgrenze des zweiten, im Ernststollen aufgeschlossenen Schalstein-Weilburgit-Komplexes (angedeutet in Bohrung G I der Abb. 6; vgl. auch Bohrungen G II und G III). Diese als Überschiebungen anzusprechenden flachen Störungen haben somit

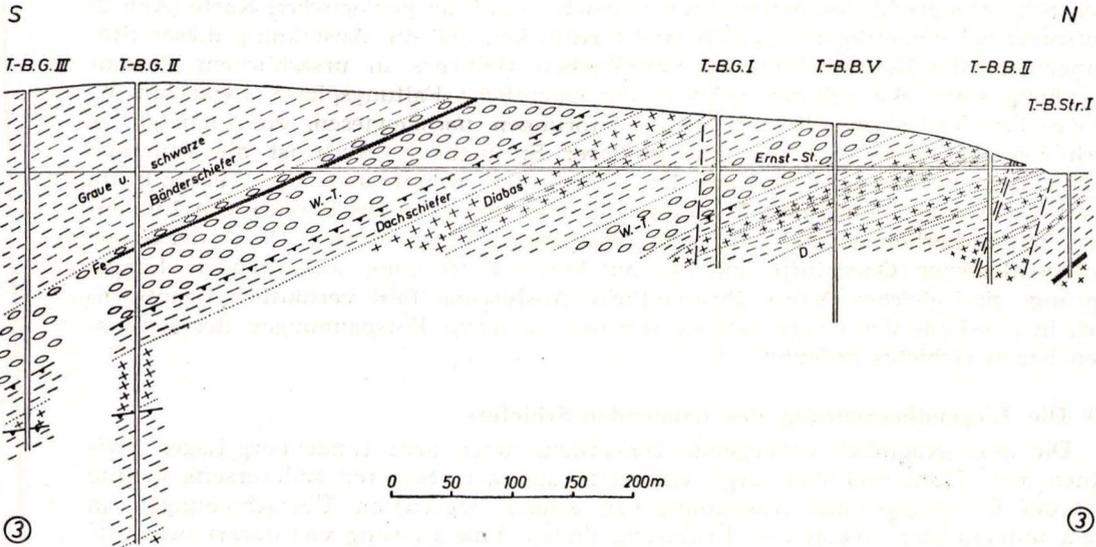


Abb. 6. Querprofil durch den Ernst-Stollen der Grube Gloria - Reschehl

den Schichtenverband erheblich verändert und beträchtlichere Schubdecken gebildet. Dieselbe Überschiebungstendenz muß auch im Bereich von Lindenberg erwartet werden und dürfte sich in den drei Schalsteinzügen im Hangenden des Lagers abzeichnen, obgleich hier immerhin die Möglichkeit besteht, daß ein, vielleicht gar zwei Schalsteinpacken jüngerer Alter besitzen und dem Schiefer eingelagert sind. Der südlichste Schalsteinzug ist aber sicher überschoben; als Beweis kann die Lagerführung am Hangenden dieses Schalsteins angeführt werden (Abb. 2 u. 5).

Kleinere Querstörungen sowie steilstehende Überschiebungen und Längssprünge geringer Verwurfshöhe zerreißen das Lager. Zahlreiche Querklüfte durchsetzen den Erzkörper (Abb. 7 und 8). Im hangenden und liegenden Nebengestein sind diese Klüfte seltener. Sie wurden demnach dort entweder nicht ausgebildet oder haben sich als Folge besonderer Festigkeitseigenschaften der Nebengesteine bald wieder geschlossen. Zusammen mit den über weitere Erstreckung zu verfolgenden Großstörungen — dem Gloria-Reschehl Verwurf, der Alt-Lindenberg Störung und den eindeutig erkannten Überschiebungen — zeigen sie an, daß neben den Faltungsvorgängen und Schubdeckenbildungen auch eine Bruchtektonik von wesentlichem Einfluß auf die Gestaltung des Gebietes war.

Eine Analysierung des Alters der Störungen im Lahn-Dill-Gebiet unternahm W. Kegel (1922 und 1934 [b]). In Anlehnung an seine Beobachtungen kann festgehalten werden, daß die Überschiebungen während der Faltungsphase der devonischen Lahn-Dill-Geosynklinale ausgebildet wurden. Die Querstörungen sind zum Teil mit der Faltung gleichalterig, zum Teil jünger. Kegel (1922, S. 78) sagt: „Man kann häufig in der Lahnmulde in zwei benachbarten, durch Querverwerfungen geschiedenen Kulissen erhebliche Abweichungen in der Art und Intensität der Faltung beobachten. Damit wird der beste Beweis vom palaeozoischen Alter vieler Querstö-

rungen erbracht.“ Vielleicht gehört der Gloria-Reschehl Verwurf in die Gruppe dieser Störungen der Faltungsphase. Die Aufschlüsse reichen jedoch noch nicht aus, um hierfür die letzten beweiskräftigen Belege zu bringen. Andere Querstörungen sind sicher jünger. Nach einer Mitteilung von H. Borchert fällt die Faltungsbewegung noch in das Geosynklinalstadium, erst hieran anschließend erfolgte die Heraushebung des Gebietes. Der Verwurfcharakter der Alt-Lindenberg Störung und u. a. auch zweier weiterer Störungen, die auf der zweiten Lagerstrecke westlich des Schachtquerschlages durchfahren wurden — auf der geologischen Karte (Abb. 2) entsprechend eingetragen —, läßt darauf schließen, daß die Ausbildung dieser Störungen mit der Heraushebung des variskischen Gebirges in ursächlichem Zusammenhang steht. Sie gehören nicht in die eigentliche Faltungsphase. Zwar hat W. Kegel in der Lahnmulde auch tertiäre Störungen nachgewiesen, doch handelt es sich hier um echte Sprünge mit größerer Sprunghöhe. Auch ist die generelle Streichrichtung eine andere. Nach den allgemeinen Kenntnissen der Tektonik im Lahn-Dill-Gebiet kann somit für die genannten Störungen im Bereich von Lindenberg mit Sicherheit ein palaeozoisches Alter angenommen werden. Die in der Grube aufgeschlossenen Querklüfte und nur auf kurze Entfernung aushaltenden Längsprünge sind gleichen Alters. Ihre zeitliche Ausbildung fällt vermutlich hauptsächlich in das Ende der Orogenese; sie werden als letzte Entspannungen des herausgehobenen Gebietes gedeutet.

d) Die Liegendbegrenzung des hangenden Schiefers

Die augenscheinlich vorliegende Diskordanz über dem Lindenberg-Lager zwischen dem Tuffit und Weilburgit einerseits und dem Schiefer andererseits könnte mit der Erkenntnis einer Ausbildung von scharf begrenzten Überschiebungen in dem untersuchten Gebiet ihre Erklärung finden. Eine Störung von derart beträchtlichem Ausmaß müßte aber in den verschiedenen untertägigen Aufschlüssen der Liegendgrenzfläche des Schiefers gut sichtbar sein. Eine Bestätigung ließe sich vielleicht in der — auf der 170 m Sohle im Südquerschlag II aufgeschlossenen — Störung zwischen Lager und Schiefer finden, in die ein schwacher, gebleichter Schalsteinkel eingequetscht ist (vgl. Profil durch die Bohrungen 11 u. 11 a, Abb. 7 a). Es fehlt aber jegliche Ruschelbildung. An anderen Stellen der Grenzfläche Lager bzw.

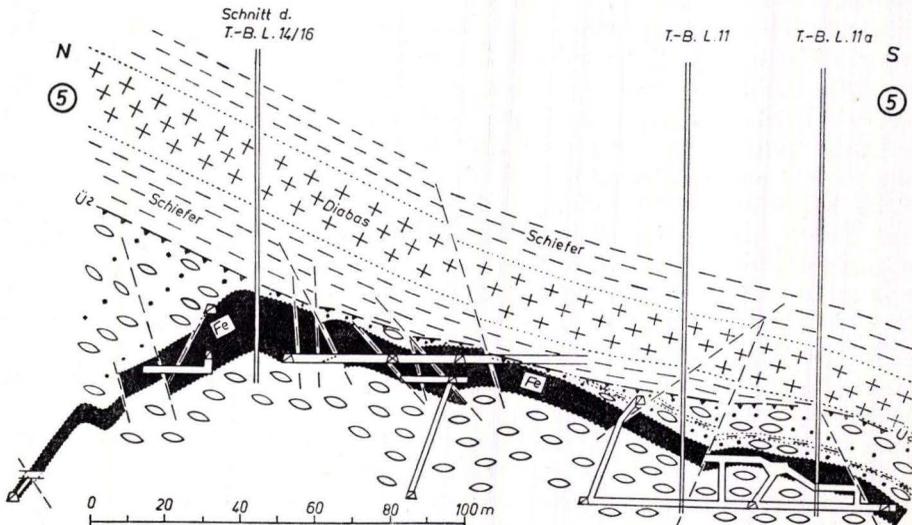


Abb. 7 a. Tuffit-Schieferbegrenzung im Hangenden des Lagers.
Deutung 1: Überschiebung Schiefer auf Tuffit

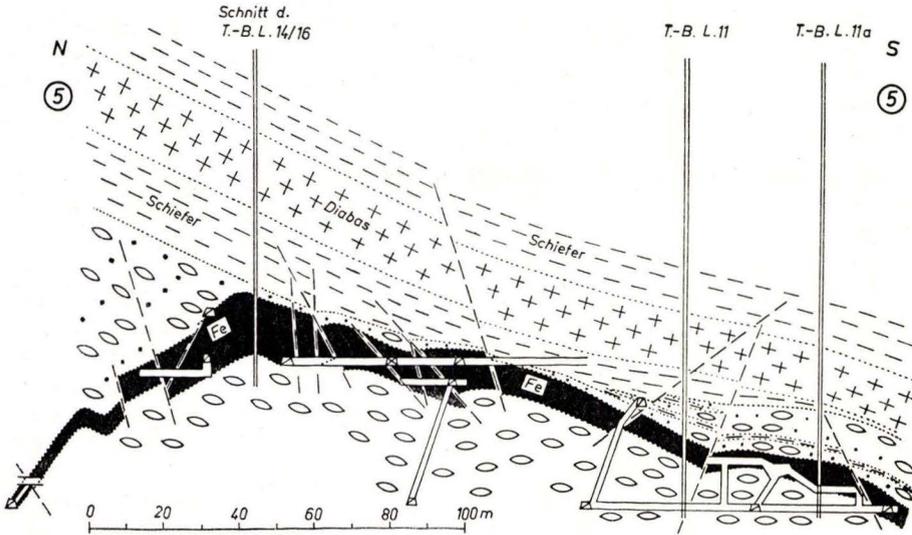


Abb. 7 b. Tuffit-Schieferbegrenzung im Hangenden des Lagers.
Deutung 2: Verzahnung Tuffit - Schiefer

hangender Schalstein zum Schiefer konnte eine derartige Störung nicht beobachtet werden. Dagegen wurden Verzahnungen zwischen Schiefer und tuffitischem Schalstein festgestellt. Die Vermutung liegt somit nahe, daß der Übergang Schiefer-Tuffit einem normalen Gesteinswechsel entspricht. Das WO-Profil durch die Wetterstrecke der 170 m Sohle, Abb. 8, gibt die notwendigen Aufschlüsse insbesondere im Bereich der Bohrung 12. Die Deutung nach Abb. 7 b scheint also die wahrscheinlichere zu sein.

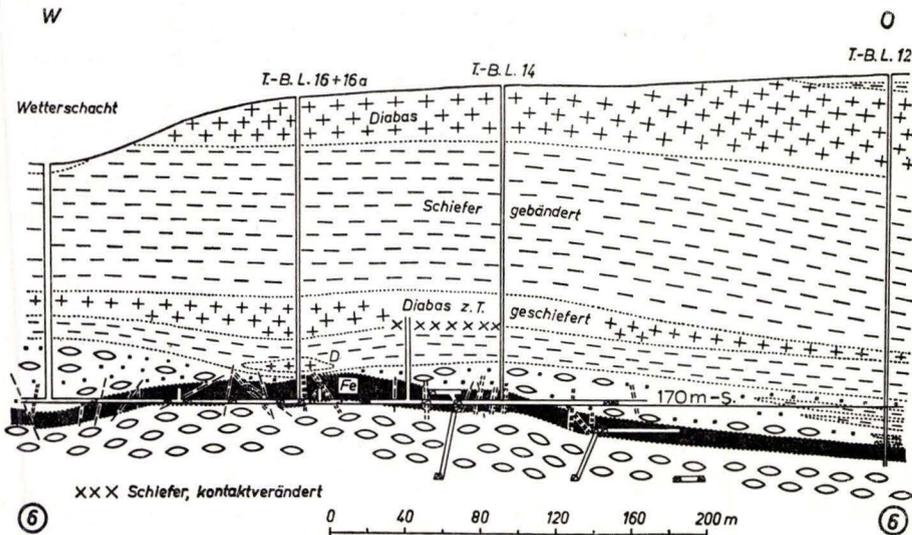


Abb. 8. Profil durch die Wetterstrecke der Grube Lindenberg

Hiernach muß angenommen werden, daß nach Ausscheidung und Niederschlag der Fe-Lösungen noch eine gewisse Bodenunruhe im marinen Sedimentationsraum des Lindenberg-Bezirktes geherrscht hat, die zu geringen Aufwölbungen und Einmündungen des Meeresbodens führte. Die Senken wurden von tuffitischer Substanz

mit gelegentlichen schwächeren Deckenergüssen ausgefüllt. In den Eruptionspausen konnte sich der Absatz tonigen Materials vollziehen, so daß sich Verzahnungen zwischen Schiefer und Tuffit ergaben. Nach Ausfüllung der Senken war auch die eruptive Tätigkeit der submarinen Vulkane abgeschlossen und die Sedimentation tonigen Materials konnte weiterhin ungestört erfolgen.

Eigenartig ist aber doch die ungewöhnliche Einfügung des Lagers in den Schichtenverband (Abb. 7). Besonders das steilere Eintauchen seines Nordflügels läßt sich nicht nur mit einer Bodenunruhe nach Abschluß der Lagersedimentation erklären. Es haben hier ganz sicher stärkere tektonische Bewegungen stattgefunden, die zur Aufstauchung des Lagers führten und die faziellen Verhältnisse überdecken. Den besten Beweis erbringt die zunehmende Mächtigkeit in der Sattelkuppe. Da eine Überschiebung zwischen dem liegenden Schiefer und den unterlagernden Gesteinen nach dem Befund in der Grube wohl nicht vorliegt, müssen die tektonischen Bewegungen mehr einem gleitenden „Gesteinsfließen“ entsprochen haben. Hemmnisse in der Bewegungsrichtung führten hierbei zur Stauchfaltung des Lagers. Die Vorstellung des gesamten Vorganges ist unter Verwendung des Querprofils durch die Bohrungen 11 und 11 a dargestellt (Abb. 9). Hierbei wurde den Anschauungen von H. Borchert über großtektonische Bewegungsvorgänge auf Grund einer mündlichen Mitteilung gefolgt.

e) Die epizonale Dynamometamorphose

Bekannt ist durch die Arbeiten von J. Ahlburg, W. Kegel und anderen, daß die Sedimentation in der mitteldevonischen Lahn-Geosynklinale mit dem Kulm, stellenweise auch vielleicht schon mit Ende des Oberdevons ihren Abschluß fand. Eine Überlagerungsmetamorphose kann für die Sedimentationsglieder des Oberdevons und auch für die weilburgitischen Deckenergüsse nicht angenommen werden, da die überlagernde Schichtenmächtigkeit für eine derartige Druckbeanspruchung zu gering war. Es liegen hier allein epizonale Streß-Beanspruchungen im Zusammenhang mit der Variskidenfaltung vor, die sich in einer Bruch- und Überschiebungstektonik, besonders aber in einer Einschieferung selbst magmatischer Gesteine auswirkten. Von wesentlichem Einfluß waren hierbei die unterschiedlichen Festigkeitseigenschaften der verschiedenen Gesteine.

Diagenese und Einschieferung liefen bei den Sedimenten wahrscheinlich parallel. Die Weilburgite waren auf Grund ihrer Mineralvergesellschaftung streßempfindlich und wurden ausgewalzt und ausgeplättet. Bruchrisse, Scherflächen und Rutschharnische in der Schieferungsrichtung in kleinsten Dimensionen, augengneisähnliche, geflaserte und lentikuläre Texturen (Taf. 1 Fig. 1, 3, 6; Taf. 2 Fig. 8) weisen auf eine erhebliche und recht wirksame Durchbewegung hin, sodaß der Name Weilburgit-Tektonit für diese eingeschiefert Gesteine gerechtfertigt erscheint. Auch den Diabasen ist gelegentlich eine Einschieferung nicht fremd, im allgemeinen tritt diese aber wenig hervor. Erst in der Dünnschliffuntersuchung ließ sich die Druckauswirkung am Lösungsumsatz einzelner Minerale und an einer gegenseitigen Mineral-Reaktion beobachten. Dem Lager sind makroskopisch gut erkennbare Merkmale innerer Bewegungen kaum aufgeprägt. Die Aufstauchung des Erzkörpers in der Sattelwende und die Stauchfaltung auf dem nördlichen Sattelflügel läßt aber trotzdem eine beträchtliche Material-Dislokation erwarten. Die innere Tektonik der Gesteine ist somit weit bedeutender, als zunächst aus einem oberflächlichen makroskopischen Befund hervorgeht.

Der praktische Bergmann hat sich bei der Aufsuchung und Verfolgung der Eisensteinlagerstätten des Gebietes bisher nur mit der Untersuchung der Großfalten und der Bruchtektonik befaßt. So wird verständlich, daß den magmatischen Begleitgesteinen meist wenig Beachtung geschenkt und ihnen der Sammelname Schalstein zugewiesen wurde ohne Unterscheidung der Tuffe, Magmatite und ihrer Mischge-

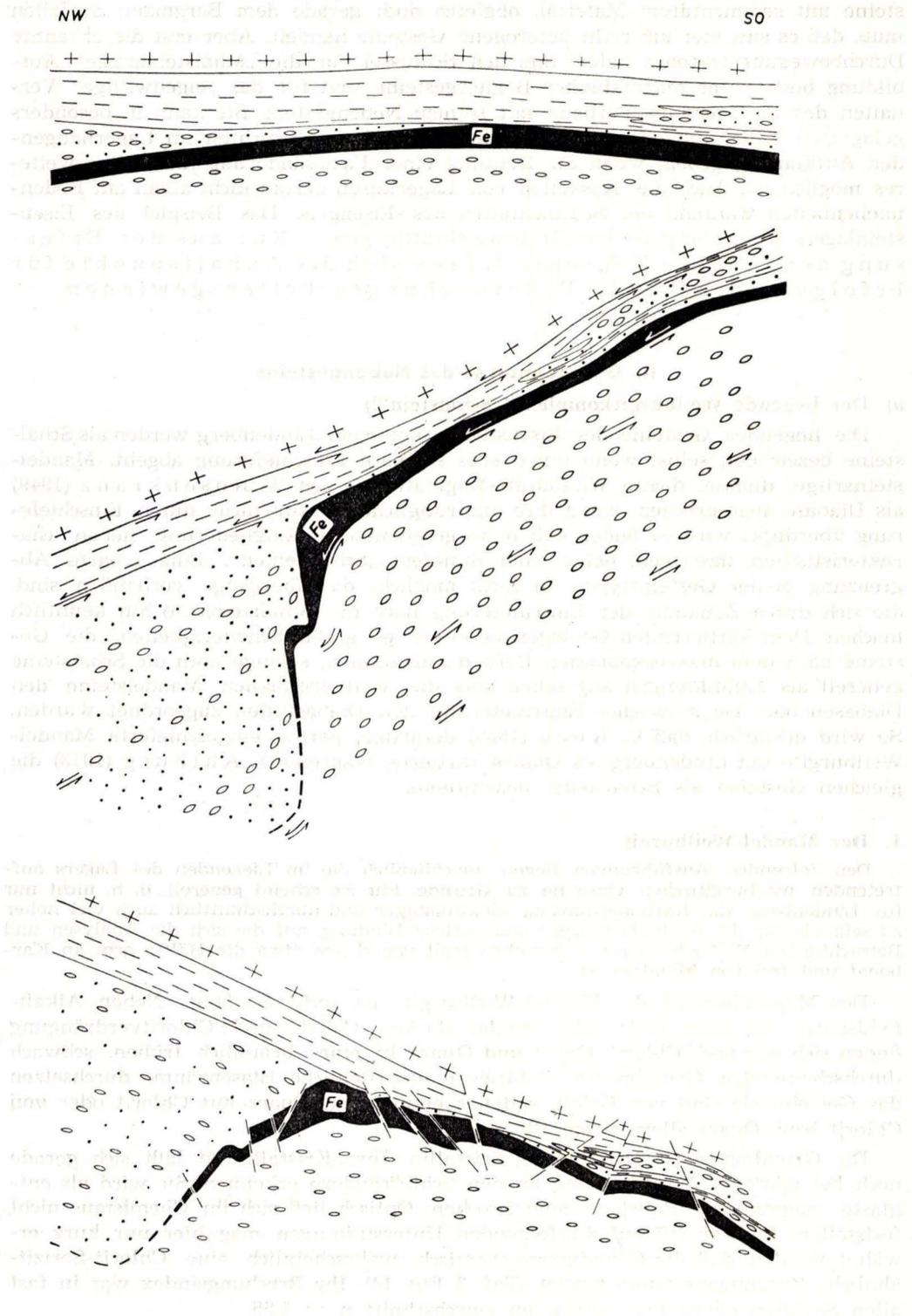


Abb. 9. Sedimentation, Faltung und Heraushebung des Schichtenkomplexes von Grube Lindenberg in Anlehnung an die Auffassung von H. Borchert

steine mit sedimentärem Material, obgleich doch gerade dem Bergmann auffallen muß, daß es sich hier um recht heterogene Gesteine handelt. Aber erst die erkannte Durchbewegungstektonik liefert ihm den Schlüssel für die „schalsteinartige“ Ausbildung bestimmter magmatischer Begleitgesteine und für das „eigenwillige“ Verhalten des Erzlagers im Verband mit seinem Nebengestein. Sie kann in besonders gelagerten Fällen über einen plötzlichen Wechsel der Schichten im Lagerhängenden Aufklärung geben, wenn die Deutung einer Faziesänderung nicht ohne weiteres möglich ist. Auch das Auskeilen von Lagerlinsen beruht nicht allein auf Bodenunebenheiten während der Sedimentation des Eisengels. Das Beispiel des Eisensteinlagers Lindenberg ist hierfür beweiskräftig genug. Nur aus der Erfassung der inneren Tektonik lassen sich die Anhaltspunkte für erfolgsversprechende Untersuchungsarbeiten gewinnen.

II. Gefügeanalyse des Nebengesteins

a) Der liegende Weilburgitkomplex („Schalstein“!)

Die liegenden Gesteine des Eisensteinvorkommens Lindenberg werden als Schalsteine bezeichnet, selbst wenn ihnen eine stärkere Einschieferung abgeht. Mandelsteinartige, dunkle, dichte Weilburgit-Magmatite — von W. Rosenkranz (1949) als Diabase angesprochen, wenn ihre ursprüngliche Textur nicht durch Einschieferung überdeckt wird — finden sich ohne gesetzmäßige Eingliederung neben charakteristischen, flaserigen, hellen oder dunklen „Schalsteinen“. Eine scharfe Abgrenzung beider Gesteinstypen ist nicht möglich, da Übergänge vorhanden sind, die sich durch Zunahme der Einschieferung nach der Schalsteinseite hin kenntlich machen. Dem kartierenden Geologen bereitete es große Schwierigkeiten, die Gesteine nach dem makroskopischen Befund einzuordnen, solange noch die Schalsteine generell als Tuffbildungen angesehen und die weilburgitischen Mandelsteine den Diabasen oder bei schwacher Einschieferung den Diabastuffen zugeordnet wurden. So wird erklärlich, daß C. Koch (1886) derartige, gering eingeschieferete Mandel-Weilburgite um Lindenberg als Diabas kartierte, während J. Ahlburg (1913) die gleichen Gesteine als Schalsteine bezeichnete.

1. Der Mandel-Weilburgit

Den folgenden Ausführungen liegen ausschließlich die im Liegenden des Lagers auftretenden weilburgitischen Gesteine zu Grunde. Für sie scheint generell, d. h. nicht nur für Lindenberg, die Karbonatführung gleichmäßiger und durchschnittlich auch viel höher zu sein als für die Weilburgitkörper ohne solche Bindung, auf die sich die Analysen und Betrachtungen E. Lehmann's beziehen und von denen etwa die Hälfte arm an Karbonat und frei von Mandeln ist.

Der Mineralbestand des Mandel-Weilburgits ist recht eintönig. Neben Alkali-Feldspäten mit einer mehr oder minder starken Calcit- und Chloritverdrängung finden sich nur noch Chlorit, Calcit und Quarz in einer bräunlich trüben, schwach durchscheinenden Grundmasse. Zahlreiche ursprüngliche Blasenräume durchsetzen das Gestein; sie sind von Calcit, seltener einmal von Quarz mit Chlorit oder von Chlorit bzw. Quarz allein ausgefüllt.

Die Grundmasse ist feinschuppig kristallin. Ihre Kristallinität läßt sich gerade noch bei stärkster Vergrößerung an den Schliffrändern erkennen. Sie wird als entglaste magmatische Substanz angesprochen. Optisch ließ sich ihr Chemismus nicht feststellen. Im Vorgriff auf die folgenden Untersuchungen mag hier nur kurz erwähnt werden, daß die Grundmasse chemisch wahrscheinlich eine Chlorit-Serizit-ähnliche Zusammensetzung besitzt (Taf. 3 Fig. 14). Ihr Brechungsindex war in fast allen Schlifften gleich und betrug im Durchschnitt $n = 1,55$.

Die Feldspäte besitzen durchweg gestreckten Habitus nach der Achse [100]. Sie ließen sich trotz ihrer Kleinheit als Oligoklase bestimmen (max. Auslöschung 3 —

5° in Zone \perp [010]; Charakter der Doppelbrechung positiv; Lichtbrechung ähnlich Kanadabalsam, teils etwas höher, teils geringer). Auch Albit ist gelegentlich auskristallisiert. Zwillingsbildung nach dem Albit-Gesetz läßt sich in etwas größeren Individuen erkennen. Liegt eine Einregelung der Feldspatleisten vor, löschen sie stets gleichmäßig aus. Auch bei andeutungsweise intersertaler Textur ist der Auslöschungswinkel der Leisten fast immer gleich.

Der Chlorit der Grundmasse ist äußerst feinschuppig. Seine optischen Daten lassen sich kaum angeben. Nach den Untersuchungen von E. Lehmann (1933, S. 78 und 1941, S. 50) dürfte er zum Teil in die Gruppe der Orthochlorite zu stellen sein.

An Erzmineralen wurden Magnetit, häufiger noch Ilmenit, der aber fast immer leukoxenartig zersetzt ist, sowie in manchen Schliffen in größerer Menge kleine Pyritkörnchen von ausgezeichneter Idiomorphie vorgefunden. Der Magnetit ist chemisch nicht rein. Entmischungen von Ilmenit geben sich im auffallenden Licht durch weißlich bis gelblich-bräunlich trüb reflektierende Einschlüsse unregelmäßiger Begrenzungen oder sehr selten gitterartiger Durchsetzung zu erkennen.

Vereinzelte Querschnitte von Calcit in der Grundmasse können vielleicht als Pseudomorphosen nach Augit gedeutet werden. Kleinere Calcitkörnchen und -aggregate ungesetzmäßiger Umgrenzung mit teilweise geringer Verdrängung durch Chlorit lassen sich genetisch schwer erklären (Taf. 3 Fig. 18). Relikte von allothigenem, aus der Tiefe stammendem und beim Aufstieg der weilburgitischen Schmelze mitgerissenem Kalk dürften aber kaum vorliegen; dagegen sprechen die Größe der Calcitkörnchen und das völlige Fehlen von Kalkbrocken. Autometasomatose und damit verbunden Albitisierung Anorthit-reicher Plagioklase durch Natronzufuhr bei gleichzeitiger Entstehung von CaCO_3 lehnt E. Lehmann ab, da in den reinen Weilburgiten im allgemeinen Kalinatronfeldspäte vorherrschen, die ausschließlich Albit führenden Gesteine ebenso wie die durch Orthoklas charakterisierten dagegen nur eine jeweils kleine Gruppe darstellen und da in den vielen untersuchten Vorkommen nirgends Plagioklasreste mit höherem Anorthitgehalt angetroffen wurden. Im Gegensatz zu den Diabasen ist außerdem das Fehlen von Epidot typisch. P. Eskola (1939, S. 380) zitiert in seiner Beschreibung der Spilitreaktion „die Ansicht von A. K. Wells (1923), daß die spilitische Mineral-Zusammensetzung mit dem Albit sehr wohl primär sein kann und daß die Kombination Albit-Calcit nicht aus dem Anorthit, sondern an seiner Stelle entstand“. Eine kritische Stellungnahme zu diesen Untersuchungsergebnissen ist an Hand des vorliegenden Gesteinsmaterials nicht möglich. Die Frage nach der Genesis der weilburgitischen Mineral-Assoziation versuchte in unserem Gebiet bisher nur E. Lehmann zu beantworten. Spezielle Einzelheiten, u. a. die Entstehung der beschriebenen Calcit-Einsprenglinge, die im übrigen nur auf einzelne Weilburgitkomplexe beschränkt sind, lassen sich im Rahmen dieser Arbeit nicht behandeln.

Dem Mandel-Weilburgit mangelt die charakteristische ophitische Textur der Diabase. In verschiedenen Dünnschliffen deutet sich zwar noch divergentstrahliges bis ophitisches Gefüge an, aber auch fluidale Texturen fehlen nicht. Eine epizonale Metamorphose ist in diesen Gesteinen kaum zur Auswirkung gekommen. Als Kriterium können die unveränderten Mandelformen herangezogen werden. Demnach müssen wohl intensive Reaktionen calcitischer und chloritischer Substanz mit den magmatischen Erstausscheidungen im Bereich der mobilen Magma-Phase stattgefunden haben, die die Ausbildung eines den Diabasen entsprechenden Gefüges verhinderten. Auffallend ist in diesem Zusammenhang jedenfalls das Fehlen von Epidot. Hydrothermale Metasomatose im Sekundärstadium nach Erstarrung des Magmatits läßt sich nicht ablesen.

Damit bestätigt sich wohl die Auffassung des besonderen Weilburgitmagma-Charakters von E. Lehmann, der den Weilburgit verwandtschaftlich den Kera-

tophyren zuordnet und einen basaltischen Herd für den Weilburgit als Ursprungsort ablehnt. Wie wäre es andernfalls, d. h. bei gleichem Ausgangsmagma für Weilburgit und Diabas und damit doch wohl einheitlichem Magmaherd, vorstellbar, daß an der einen Stelle Spilitbildung eingetreten, an der anderen jedoch ausgeblieben ist? In der begründeten Annahme, daß Weilburgite und Diabase petrogenetisch verschieden sind, wurde deshalb der von E. Lehmann geprägte Name Weilburgit für die bereits charakterisierte Gesteinsgruppe übernommen.

2. Der dynamometamorphe Mandel-Weilburgit

Der eingeschieferte Weilburgit-Tektonit verrät seine Abstammung aus dem weilburgitischen Magma durch die fast immer noch vorhandene eingetrübte entglaste Grundmasse mit oftmals eingelagerten Feldspatleisten sowie durch einen zum Teil erheblichen Mandelreichtum. Wohl ist die Feldspat-Substanz fast nie mehr erhalten (Taf. 1 Fig. 6), an ihre Stelle ist entweder Calcit oder Chlorit getreten, doch finden sich auch Feldspat-Relikte (saurer Plagioklas), deren Bestimmung durch Einlagerungen von höher lichtbrechenden Verdrängungsmineralen erschwert ist. Vielfach hat auch die trübe Grundmasse stärkere Veränderungen erfahren. Als Neubildungen treten dann Chlorit und Serizit auf (Taf. 3 Fig. 14). Verschiedentlich wurde die Grundmasse calcitisiert (Taf. 3 Fig. 15). Trotz dieser Umwandlungen läßt sich die Verbundenheit des Tektonits mit dem Mandelweilburgit in fast allen Schliften feststellen; besondere Bedeutung kommt hierbei den Gefügerelikten des Weilburgit-Eduktes zu.

Äußerlich unterscheidet sich der Weilburgit-Tektonit von dem Mandel-Weilburgit durch seine starke Einschieferung und sein lentikuläres und flaseriges Gefüge. Durchweg ist mit der Einschieferung des Gesteins ein Farbwechsel verbunden, der im liegenden „Schalstein“komplex von dem dunklen Mandel-Weilburgit zum hellgraugrünen Weilburgit-Tektonit führt. Allerdings können sekundäre Imprägnationen mit oxydischem Eisen und Chlorit im „Schalstein“ die ursprüngliche Umfärbung verdecken. Übergangsbildungen vermitteln zwischen dem Mandelstein und seinem Tektonit (Taf. 1 Fig. 3, 5, 6; Taf. 2 Fig. 11). In diesen sind die Mandeln mit beginnender Einschieferung des Gesteins gestreckt oder aufgerissen (Taf. 1 Fig. 1). Bei stärkerer Streßbeanspruchung wurde das gesamte Gestein zerbrochen. Mandelformen haben sich dann nur vereinzelt erhalten. Kurze Bruchrisse und Spalten, denen eine klare Einregelung fehlt, sind durch Calcit ausgeheilt. Mit zunehmender Einschieferung treten geflamme Texturen auf, die aber bald von lentikulärem und flaserigem Gefüge abgelöst werden. In den eigentlichen „Schalsteinen“ bildet schließlich Calcit die Hüllmasse um den schlierig-schieferigen, zu flachen Linsen ausgeplätteten weilburgitischen Anteil. Parallel hierzu vollzieht sich teilweise eine auffällige Zunahme des CaCO_3 -Gehaltes, die sich am eindeutigsten in der chemischen Analyse ausdrückt.

E. Lehmann (1933) hat ähnliche Gesteine aus dem Liegenden des Magnetit führenden Roteisensteinlagers der Grube Theodor beschrieben. In diesem Zusammenhang interessiert vor allem das Ergebnis, daß „die genannten Schalsteine rein magmatischer Abstammung“ sind (S. 111). Auch auf Grube Theodor war demnach eine Beteiligung tuffogenen Materials im liegenden Schalstein nicht nachweisbar.

Auf Grund der Tatsache, daß Calcitaggregate und Calcitknollen im Schalstein aus dem Ostteil der 40 m-Sohle auf Grube Theodor häufig braunen Granat führten und daß der gleiche Granat in Weilburgitschlieren sowie im weilburgitischen Mandelstein wiederkehrte, nimmt Lehmann ferner an, daß ein älterer metamorpher Kalk aufgenommen wurde und den Calcitreichtum des Schalsteins verursachte (S. 112). Erhalten gebliebene Kalkanteile wurden vom Magma injiziert, in Lösung gegangene veranlaßten u. a. eine Calcitisierung eruptiver Gesteinsanteile, Chloritisierung, Muskovitisierung und Silifizierung haben sich als weitere metasoma-

tische Vorgänge der Calcitisierung angeschlossen. Demgegenüber wurden im liegenden Lindenberg-Schalstein keine Anzeichen für eine ältere Kalkgeneration gefunden. Die von Lehmann gegebene Deutung des Karbonatgehaltes im Schalstein findet also hier keinen sachlichen Rückhalt. Der Calcit ist offenbar zum Teil jünger als der magmatische Anteil. Seine Ausscheidung erfolgte zusammen mit der Chlorit- und Serizitbildung im Stadium stärkster Durchbewegung des gesamten Gesteinskomplexes.

3. Die Mandelsubstanz

Der im Großbild erkennbare, in der 3. Unterfahrungsstrecke in Nähe des Schachtquerschlages auf der 210 m Sohle sehr schön aufgeschlossene kontinuierliche Übergang vom Weilburgit-Mandelstein zum Weilburgit-Tektonit läßt sich noch besser im Dünnschliff verfolgen. Hier liefert vor allem die Verformung der Mandeln einen Maßstab für das Gesteinsverhalten gegenüber gerichtetem Druck. Neben schwacher Ausplättung der Mandeln bei geringer Einschieferung des Gesteins treten bei stärkerer tektonischer Beanspruchung Zerrungsrisse zwischen den Mandeln und langgestreckte ellipsoidähnliche, eingeplättete Mandelformen auf (Taf. 1 Fig. 3).

Vermutlich beruht der textuelle Unterschied zusammenhängender Weilburgit-Komplexe nicht allein auf einer wechselnden Intensität der tektonischen Beanspruchung. Es ist jedenfalls auffällig, daß zwischen der Mandelgröße und dem Mandelreichtum des Mandel-Weilburgits und des Weilburgit-Tektonits ein erheblicher Unterschied besteht. Während in den Mandelsteinen die Größe der Mandeln im Mittel etwa 0,5 mm beträgt, findet sich in druckfreieren Zonen der Weilburgit-Tektonite eine zweite Mandelgeneration von durchschnittlich nur 0,05 mm Durchmesser. Auch durchsetzt diese in weitaus erhöhter Anzahl die Grundmasse. Das läßt darauf schließen, daß der primäre Calcitbestand in dem Liegend-Weilburgit von Lindenberg nicht gleichmäßig über den gesamten Gesteinskomplex verteilt war. Calcit ist bekanntlich ein äußerst gleitfähiges und mobiles Element in den Tektoniten; er hat demzufolge wesentlichen Anteil an der Art der Umprägung in diesen Gesteinen. Seine wechselnde Beteiligung an der mineralischen Zusammensetzung des Weilburgits mußte daher im Gesamtkomplex zu unterschiedlichen Reaktionen auf die Streßbeanspruchungen führen. Wie weitgehend dieser Einfluß war, läßt sich nicht aussagen. Allein ausschlaggebend ist er jedenfalls nicht, da tektonisch unbeanspruchten Mandel-Weilburgiten mit einem hohen Calciumkarbonatgehalt gelegentlich fast karbonatfreie weilburgitische „Schalsteine“ im Gesamtgebiet der Lahnmulde gegenüberstehen. Aus den von E. Lehmann veröffentlichten Analysentabellen geht dies einwandfrei hervor (1941, S. 56, Nr. 33 u. Nr. 40, S. 257, Nr. 75 u. Nr. 76).

Die Entstehung der Mandeln hing mit dem Gas- und Wasserreichtum der weilburgitischen Schmelze zusammen. Überkritisch fluidale Lösungen blieben in der erstarrenden Lava als Gasblasen stecken. Sie waren vor allem karbonatischer, in geringerem Umfang auch silikatischer Natur. Die Mandelfüllung besteht deshalb in der Hauptsache aus Calcit.⁴⁾ Chlorit und Quarz treten ihm gegenüber nur untergeordnet auf. Umformung, Umkristallisation und Lösungsreaktion während der späteren Orogenese haben oft den primären Mandelinhalt verändert. Diese sekundären Wirkungen ermöglichen erst eine vollständige Beurteilung der metamorphen Vorgänge im Gestein.

Die Karbonatmandeln enthalten selten ein einziges größeres Calcit-Individuum. In der Regel finden sich mehrere Körnchen nebeneinander, allgemein ohne gesetzmäßige Abgrenzung wohl infolge späterer Rekrystallisation, gelegentlich auch ein-

⁴⁾ Wahrscheinlich nicht nur CaCO_3 . Nach Analyse von E. Lehmann (1941, S. 59) auch MgCO_3 , FeCO_3 , MnCO_3 .

mal radial angeordnet. Zwillingslamellen sind teils frei von weiteren Deformationseffekten, teils stark verbogen. Kataklastische Erscheinungen in der calcitischen Mandelsubstanz beschränken sich auf die weniger geschieferten, durch Bruchverformung ausgezeichneten Mandel-Weilburgite. Daneben macht sich gerichteter Druck durch ellipsoide Mandelverformung mit Streckungshöfen in der Strebrichtung bei makroskopisch noch wenig kenntlicher Einschieferung bemerkbar. Die ehemalige Mandelausfüllung bekommt dadurch Linsenform mit in der Strebrichtung gestreckter Hauptachse.

Eintrübungen des Calcits durch Verunreinigung nicht näher bestimmbarer magmatischer Substanz sind gelegentlich zu beobachten und lassen in den bereits gestreckten Mandeln noch die ehemalige Mandelform durch ihren kreis- oder ringförmigen Querschnitt erkennen. Die Fig. 1 auf Taf. 1 gibt hiervon eine Vorstellung. Die von den Ringen umschlossenen grobkörnigen Calcit-Kerne erscheinen hier völlig klar und dürften durch Umkristallisation gereinigt sein. Die beobachtete undulöse Auslöschung einzelner Calcit-Individuen in der Kernmasse beweist, daß trotz der Umkristallisation noch eine Kristallverformung, wahrscheinlich in einer späteren Druckphase, möglich war. Eigenartig mutet die Beobachtung an, daß verschiedentlich Calcit-Individuen von den Eintrübungsringen ausgehend in die Streckungshöfe parallel zur Schieferungsebene lamellar herausspießen bzw. auf den kugeligen Mandelkörpern strahlig aufsetzen. Die einzelnen Körnchen sind dann stets geschwänzt und besitzen bis zu einem gewissen Grade unregelmäßige Abgrenzung zu den Nachbarkörnchen. Woher stammt das Calcium-Karbonat der Streckungshöfe? Eine Substanzabwanderung aus der calcitischen Mandelfüllung im Sinne des „Riecke'schen Prinzips“ konnte nicht festgestellt werden. Die Eintrübungsringe als „Palimpsest“ der Mandeln stehen hierzu im Widerspruch. Weiterhin fehlten Hinweise, daß der Mandelinhalt benachbarter Mandeln beträchtlicher in Lösung gegangen und damit Lieferant des Calciumkarbonats gewesen ist. Auf die Zunahme des Karbonatgehaltes in den dynamometamorph umgewandelten Weilburgiten wurde schon früher aufmerksam gemacht. Somit liegt hier eine der Erscheinungen vor, die auf eine spätere Zufuhr karbonatischer Lösungen im Streßstadium der Gesteine hinweist.

In den äußersten Spitzen der Mandellellipsoide hat sich oft Quarz in stengeligen Aggregaten mit dem strahligen Calcit verzahnend oder diesen gering verdrängend angesiedelt. Weitaus stärker als der Quarz tritt Chlorit in den Streckungshöfen hervor. Deutlich ist sein Ursprung aus der trüben, kristallitischen Grundmasse herzuleiten. Dunkelgrüne, mittelgrüne bis sehr helle, von Bräunlichgrün ins Gelbliche spielende Varietäten des Chlorits weisen auf einen Wechsel der chemischen Zusammensetzung hin. Nach J. Holzner (1938, S. 396, 397) gehören die dunkelgrünen Fe-reichsten Glieder in die Thuringitgruppe, während die hellen „dem Typus Antigorit-Chlorit einzuordnen sind“. Vergleichende Bestimmungen an den Fe-reichen Chloriten der Lindenberg-Weilburgite bestätigten diese Untersuchung. Nach den optischen Daten kann der dunkelgrüne Chlorit als Thuringit (1. Varietät: faserig, Pleochroismus a u. b lauchgrün, c gelblichgrün, Brechungsindex 1,668, Doppelbrechung 0,008, negativ; 2. Varietät: feinschuppig-tafelig, weniger hervortretender Pleochroismus, a u. b mittel- bis hellgrün, c nahezu farblos, Brechungsindex 1,651, Doppelbrechung 0,004, negativ) entsprechend dem Winchell-Diagramm (in P. Ramdohr, 1948, S. 601) bezeichnet werden. Die chemische Analyse (Analysen-Tab. 4, Nr. 14) paßt sich gut der optischen Charakterisierung an. Die mittelgrünen Chlorite gehören ebenfalls noch zu den Leptochloriten, die hellsten Glieder entsprechen einem Antigorit-reichen Orthochlorit. Ob der Übergang von den Fe-reichen Leptochloriten zu den Mg-reichen Orthochloriten ein steter ist, ließ sich nicht entscheiden. Mit dem mittel- und hellgrünen Chlorit vergesellschaftet findet sich in den Streckungshöfen vielfach noch Serizit, ein offenbar ebenfalls während der dynamometamorphen Sekundärphase gebildetes Mineral.

Neben den Calcitmandeln, jedoch fast ausschließlich nur in Nachbarschaft mit dem Mandel-Calcit der zweiten, kleineren Blasengeneration wurden des öfteren Quarzkörnchen in der Grundmasse angetroffen, deren kreisförmiger Querschnitt und deren manchmal andeutungsweise ellipsoide Formen für eine Mandelausfüllung sprechen. Als Fremdquarze können sie nicht gedeutet werden, da eine ausgeprägte Korrosion durch Reaktion mit dem weilburgitischen Magma fehlt. Bis zu einer gewissen Größe werden die Quarzmandeln stets nur von einem einzelnen Individuum eingenommen. Undulöse Auslöschung des Mandelquarzes gibt auch hier wieder den Beweis einer Druckbeanspruchung des Gesteins. Zur Auflösung und beträchtlichen „plastischen“ Kristalldeformation zeigt er keine besondere Neigung. Bei zu großer mechanischer Beanspruchung zerbrechen die Quarzmandeln. Ihre Bruchstücke schwimmen dann bei erheblicher Durchbewegung des Gesteins gleichsam als Fremdlinge in der ausgeplätteten Grundmasse. Ausnahmsweise wurden auch eigenartige Mandelformen beobachtet, die vielleicht schon primär eine deformierte Gestalt besaßen oder durch die innere Gesteinstektonik zu ihrem jetzigen Äußeren verändert wurden. Calcit-Relikte in den Quarzmandeln fehlen. Ein metasomatischer Platztausch mit dem Calcit liegt demnach nicht vor. Der Quarz muß folglich mit dem Mandelcalcit zumindest gleichalterig sein, möglicherweise ist er aber vor diesem zur Auskristallisation gelangt.

Neben Calcit und Quarz kristallisierte auch Chlorit aus den magmatischen Restlösungen. Oft ist er mit dem Quarz vergesellschaftet und füllt mit ihm zusammen die Mandeln aus (Taf. 1 Fig. 2). In manchen dieser Mandeln nimmt er den Kern ein, während Quarz den Saum bildet; in anderen ist er schalig innerhalb der Quarzsubstanz ausgeschieden und zeigt dann im Dünnschliff ringförmige Gestaltung. Auch die von E. Lehmann (1933, S. 78) beschriebene Erscheinung eines mehrfachen zonaren Wechsels von Quarz und Chlorit wurde beobachtet. Er möchte nur den Quarz in den äußeren Zonen als hydrothermale Bildung annehmen, den Kernquarz dagegen als allothigen. Im vorliegenden Untersuchungsmaterial ergaben sich keine Anhaltspunkte für solchen Fremdcharakter der Kernsubstanz. Der Wechsel in der Ausfüllung der Mandeln mag auf Infiltration hydrothermalen magmatischer Restlösungen beruhen, die nach Kristallisation der überkritisch-fluiden Stoffsubstanz die letzten Hohlräume dieser Blasen ausfüllten. Die oftmals undulöse Auslöschung der gesamten Quarzmasse in derartigen Mandeln mit Chlorit-Einlagerung beruht auf einer Umkristallisation mit nachfolgender Kristallverformung der Quarzsubstanz. Schließlich kommt auch Chlorit als Mandelfüllung allein vor. Eine Unterscheidung von dem sekundären, unter Calcit-Verdrängung entstandenen Chlorit läßt sich dann direkt vielfach nicht mehr durchführen. Indirekt beweisen aber benachbarte Calcit-Mandeln ohne Anzeichen irgendeiner Metasomatose, daß der Chlorit hier der pneumotolytisch-hydrothermalen Magmaphase zuzurechnen ist. Stets kam dann genau so wie in den Quarz-Chlorit-Mandelsubstanzkombinationen nur der Fe-reiche Leptochlorit zur Ausscheidung. Fast ausschließliche Feinschuppigkeit und schwacher Pleochroismus sind charakteristisch für den Primär-Chlorit der vorliegenden Gesteine.

4. Die Weilburgit-Mikrobreccien

Ausbildung und Entstehung

Während in den kaum merklich geschieferten Weilburgiten kugelige und ellipsoide Mandelformen vorherrschen, verliert sich das Mandelgefüge immer mehr mit Hervortreten der streß-tektonischen Merkmale. An seine Stelle treten Rupturen und Kataklase des Magmatits. Ausheilendes Medium der zerfetzten Grundmasse ist Calcit, auf dessen Korngrenzen bei gleichzeitiger Calcitverdrängung Quarz und Chlorit, letzterer jedoch seltener, ausgeschieden wurden. Andere Teile des Gesteins kamen in inhomogene Gleitung. Im gleichen Dünnschliff zeigen sich sowohl

Rupturen wie Gleitflächen und Gleitbretter. Sie entstanden z. T. gleichzeitig nebeneinander. Einzelne Bruchstücke gerieten mit in die Durchbewegung und drifteten ab. Gleichartige mikrodimensionale Gesteinsbruchstücke finden sich deshalb oftmals neben Bruchstücken anderen Erstarrungsortes.

Längliche, kaum mehr an Mandeln erinnernde Formen von Calcit-Aggregaten mit teilweise erheblicher Chlorit- und Serizitverdrängung liegen in diesen Übergangsgesteinen neben ellipsoiden, gestreckten Mandelformen. Scherrisse zwischen den Mandeln in der Schieferungsebene, Bruchrisse und Zerrklüfte diagonal und senkrecht hierzu verlaufend, lösen das Gefüge auf und trennen die zusammenhängende Grundmasse. Fig. 3 auf Taf. 1 gibt diese Erscheinungen besonders charakteristisch wieder. Das Gestein besitzt hier noch eine gut erkennbare Mandelausbildung. Teilaufnahmen von dem abgebildeten Dünnschliff (Taf. 1 Fig. 4, 5) heben jedoch hervor, daß neben einer erheblichen Mandelverformung bereits starke bruchtektonische Effekte das Gesteinsgefüge im Mikrobereich beherrschen. Im allgemeinen zeigt sich, daß die Calcit-Mandeln zunächst die mechanisch festeren Teile des Gesteins bildeten, da sie der Durchbewegung einen gewissen Widerstand entgegensetzten. Von Mandel zu Mandel entstanden deshalb Scherrisse. Besondere Lösungserscheinungen in den Mandeln sind noch nicht zu verzeichnen, dagegen ist die Kristallverformung der Mandelsubstanz bei gleichzeitiger Umkristallisation schon weit vorgeschritten. Auf den Scherissen kristallisierte Calcit aus sekundärer Lösungszufuhr aus. Vielfach sitzt er in parallelstrahliger Individuenabgrenzung senkrecht den Rißwänden auf. Wenn auch diese in der Streßrichtung liegenden Risse nur einige Millimeter aufspalten konnten, ergibt sich damit doch der Beweis, daß die statische Belastung durch die überlagernden Gesteine nicht allzu bedeutend gewesen sein kann.

Die Mandelformation wird mit Zunahme der Streß-Intensität stetig stärker. Die Bruchtenz in den Mandeln war gering, nur vereinzelt kamen daher kataklastische Calcit-Teile der Mandeln in Bewegung und wurden disloziert. Viel stärker treten Umlösungseffekte hervor. Wie weit das mobilisierte Calciumkarbonat wanderte, kann nicht ausgesagt werden. Ein regelrechtes Abwandern aus einem Gesteinskomplex in den anderen und damit eine CaCO_3 -Verarmung auf der einen Seite und eine Anreicherung auf der anderen fand wohl nicht statt, dazu sind die Analysenwerte in diesen metamorphen Gesteinen viel zu gleichmäßig. Wahrscheinlich blieb der Stofftransport in engen Grenzen. Übergänge zwischen mandelähnlichen Gebilden und bestimmten Calcitaggregaten gesetzloser Begrenzung lassen jedenfalls indirekt auf eine deformative Beanspruchung und auf eine gleichzeitige Lösung mit nachfolgender Wiederausscheidung des Calcits in unmittelbarer Nähe bzw. in Verbindung mit dem Ausgangsort schließen.

Neben scharf abgegrenzten, abgerissenen und ausgefranzten Grundmasseteilen macht sich vielfach ein Zerfall der Grundmasse in Chlorit, Serizit und, jedoch weniger ausgeprägt und nur untergeordnet, in Quarz bemerkbar. Daneben wurde primär vorhandener Chlorit insbesondere an den Rändern der Weilburgit-Fetzen mobilisiert. Flächenhaftes und schlierig-aderiges Vordringen dieser Streßlösungen gegen die hierfür anfälligen Minerale kennzeichnet ihre metasomatische Befähigung. Vor allem Calcit und der noch vorhandene Feldspat unterlagen hierbei der Verdrängung. Aber auch der Quarz magmatischer Abstammung war nicht unangreifbar. In ihn wanderte eisenreicher Chlorit ein. Röhrenförmige, vielfach gewundene wurmartige Schläuche von Chlorit in Mandelquarz (und Mandel-Calcit) sind hierher gehörige besondere Erscheinungen. Schließlich erweist auch das in Lösung gegangene Calcium-Karbonat seine verdrängende Fähigkeit in den Feldspatpseudomorphosen sowie durch seine Reaktion mit der magmatischen Grundmasse.

Rupturelle Deformation läuft somit parallel mit einer Umkristallisation und Ummineralisation des tektonisch noch weniger beanspruchten Weilburgits. Es ist nicht immer im Einzeldünnschliff genau zu identifizieren, welcher Vorgang der

vorherrschende und wirksamere war, da sich die einzelnen Erscheinungen überdecken. Im allgemeinen herrscht aber das rupturale Element bei der Gesteinsumbildung noch vor. Man könnte diese Zwischenglieder von Mandel-Weilburgit und hochmetamorphem Weilburgit-Tektonit geradezu als tektonische Weilburgit-Mikrobreccien bezeichnen.

Doch ist die Bruchverformung nicht die alleinige mechanische Umwandlung dieser Übergangsgesteine. Die Kräfte, die das Gefüge zerstörten, waren gerichtet und fanden Zonen, in denen laminae Gleitung die Schubspannungen ausglich. Die ellipsoiden Mandelformen mit ihren druckleeren Streckungshöfen sind bereits Zeugen für eine derartige, wenn auch weniger auffällige Gleitung in der Grundmasse. So wurden auch Bruchstücke des Gesteins ausgeplättet und in schlieriger Formgebung der Bewegungsrichtung zwangsweise eingeordnet. Ihre Gleitbretter zeigen die Hauptzonen der Durchbewegungsrichtung an, zwischen denen Scherbeanspruchungen das Gefüge weitgehend lockerten und die Zerstörung vervollständigten. Damit wird die Grundmasse mit ihrer unterschiedlichen Reaktion auf die dynamischen Kräfte zusammen mit der Mandelverformung zum Gradmesser der Streßintensität.

Die in der Grundmasse schwimmenden Feldspatleisten sind in kompakteren Weilburgitfetzen, soweit sie nicht durch ursprüngliche Fluidalbewegung des Magmas primär gerichtet wurden, ungerichtet. In den ausgequetschten Schlieren und Gleitbrettzonen drehen sie sich in die Plättungsebene ein. Die Formen sind zuweilen, insbesondere wenn es sich um größere Leisten handelt, verbogen, auch zerbrochen. Bis auf wenige Ausnahmen sind an die Stelle der Feldspatsubstanz die Streßminerale Chlorit, Serizit und Quarz sowie aus der Mandelsubstanz mobilisierter, vielleicht auch sekundär zugeführter Calcit getreten. Stets blieb die äußere Kristalltracht des Feldspates erhalten. Im durchfallenden Licht lassen sich die chloritisierten Feldspatleisten in den plastisch verformten Gesteinsanteilen infolge einer Eintrübung mit unbestimmbarer Grundmasse-Substanz oft nicht mehr feststellen. Sie geben sich aber noch gut bei Beobachtung der Farbreflexion seitlich auf den Schliff fallender Lichtstrahlen als schwarze, nadelartige bzw. leistenförmige Gebilde zu erkennen.

In den Gleitbrettzonen gelegene Calcit-Mandeln wurden von Chlorit und Serizit gänzlich verdrängt und die Mandeln zu flach länglichen Linsen deformiert, ein Anzeichen für ein stärkeres Nachgeben der Sekundär-Ausfüllung gegenüber dem gerichteten Druck. Wohl mag das metasomatische Vordringen der in Lösung gegangenen Gesteinssubstanzen eine Schwächung des Mandelkörpers hervorgerufen und eine Mandelplättung begünstigt haben, sicher hat aber die feinschuppige Ausbildung des Chlorits und die faserige Anordnung des Serizits wesentlich mit zur Umformung der Mandeln beigetragen. Zusammenhängende Chloritpartien in diesen ehemaligen Mandelräumen löschen deshalb bei + N gleichzeitig aus. Oftmals liegen auch miteinander verzahnte Chlorit-Serizit-Ausfüllungen vor, die dann eine gleichmäßige, wechselnd striemige Auslöschungslage in der Durchbewegungsrichtung oder diagonal dazu mit 45° aufweisen.

Einmal in plastisches Fließen geratene Grundmasse konnte bis zu dünnsten Schnüren und Schlieren ausgewalzt werden. Während die Mandeln bei stärkerer Gleitbrettdeformation metamorphen Veränderungen unterlagen, blieben sie in gewissen feinschlierigen Tektoniten mit besonders dichter Mandeldurchsetzung besser erhalten. Verdrängung durch Calcit und Serizit kommt dann nur gelegentlich vor; dagegen reagierten die Calcit-Kristalle in den Mandeln auf die Druckbeanspruchung mit Druckzwillingsbildung, Kristalldeformation und Rekristallisation. Die mechanisch größere Widerstandsfähigkeit der Mandeln zwang die Grundmasse zum Ausweichen und einseitigen Umfließen, so daß feindurchwebte, gestreckt netzartige Texturen im Gestein entstanden (Taf. 4 Fig. 19—21). Als Folge dieser besonderen Durchbewegung mit der magmatischen Grundmasse als fließendem Medium

und den Calcit-Mandeln als gleichsam darin schwimmenden festen Körpern veränderte sich auch die Lage der Calcit-Mandeln. Sie konnten zusammenrücken oder räumlich voneinander getrennt werden. In den zu dichter Packung zusammengeballten Mandeln wirkten die einzelnen Mandelkörper mechanisch durch Druckübertragung aufeinander ein. Kristallverformung und Umkristallisation veränderten dabei die Mandel-Gestalt und schufen korrespondierende Begrenzungsflächen, die primäre mechanische Einwirkungen eines injizierten weilburgitischen Magmas vortäuschen.

Zwar besaß die weilburgitische Grundmasse infolge ihrer kristallitischen Beschaffenheit die Eignung zu plastischer Ausplättung, daneben muß ihr aber auch eine gewisse Lösungsmobilität mit kurz nachfolgender Rekrystallisation zugesprochen werden, selbst wenn Substanzwanderungen auch in kleinsten Dimensionen nicht mehr merkbar hervortreten. Auf ihren Zerfall in Chlorit, Serizit und Quarz und den Verlust des Feldspatchemismus wurde bereits hingewiesen. Die Zunahme der Eintrübung bis zur Opazität, die gelegentliche Braunfärbung durch Eisenhydrate und die immer mehr hervortretende milchig-leukoxenartige Reflexion der Grundmasse bei verstärkter Ausschlierung sowie das Fehlen von Magnetit, Ilmenit und Titanit machen eine Auflösung dieser Erz-Komponenten und eine Aufnahme in die umgelöste magmatische Grundmasse wahrscheinlich.

Anisotrope Druckverteilung und mechanische Inhomogenität des Weilburgits waren demnach die Ursache für die recht unterschiedlichen tektonischen Erscheinungen auf kleinstem Raum. Gleitbreter wechseln mit druckfreieren Zonen, in denen oftmals chemische Reaktionen durch Einwirkung calcitischer und chloritischer Lösungen stattfanden. Plastische Einknetungen von ausgequetschtem Weilburgit in kaum durchbewegte, durch Rupturen abgetrennte Gesteinsbruchstücke — entsprechend der Wiedergabe durch Fig. 6 auf Taf. 1 — bestätigen die Ungleichförmigkeit der dynamischen Vorgänge genauso wie das Nebeneinander von verschiedensten Mandelsteinresten, Schlierenbildungen, Gleitbretern und Gleitflächen in einem einzigen Dünnschliff.

Pyrit als Streßindikator

Der in einzelnen Gesteinspartien in größerer Anreicherung auftretende Pyrit gibt schließlich ebenfalls ein ausgezeichnetes Bild von dem Vorgang der inneren Bewegung in den Mikrobreccien des Weilburgitkomplexes. Durch seine Streßverträglichkeit wird er gleichsam zum Indikator für die mechanischen Texturveränderungen im Gestein. Er gehört den hydrothermalen Restlösungen der Weilburgit-Magmas an. Seine Ausscheidung erfolgt zusammen mit dem Calcit der Mandeln, an die er sich in den vom Streß unberührten Gesteinen saumartig in kleinen idiomorphen Kriställchen anlegt. Auch in der Mandelfüllung tritt er gelegentlich in einzelnen oder mehreren Individuen eingesprengt auf. Mandelverformungen macht er bis zu einem gewissen Grade mit. Bei stärkerer Durchbewegung wird er in die allgemeine Verformung mit hineingezogen und findet sich dann in bogenförmig ausgezogenen und aufgerissenen Ringen, in Pseudoadern kleinster Dimension oder regellos eingeordnet in der weilburgitischen Grundmasse. Den Grenzflächen von Scherrissen und Zerrklüften ordnet er sich reihenförmig ein und lagert sich ausgequetschten Weilburgit-Schlieren randlich an. Die Anreicherung des Pyrits in den Außenzonen dieser Schlieren und an den Rupturen kann als mechanische Aufarbeitung angesprochen werden, da auch idiomorpher Pyrit innerhalb der Schlieren nicht selten ist. Eine derartige Pyritanhäufung am Rande einer Plättungsschliere gibt Taf. 2 Fig. 7 wieder. Die Aufnahme hält einen Ausschnitt aus einem Dünnschliff fest, in dem auch noch ursprüngliches Mandelgefüge mit hydrothermalen Pyritausscheidung an den Mandelrändern vorliegt.

„Epigenetische“ Lösungszufuhr während der Streißphase

Als Ausheilung von mikrodimensionalen Scherrissen und Bruchspalten wurde der Calcit späterer Stoffzufuhr schon erwähnt. Aber erst in den Füllmassen zwischen den Schlieren und Bruchstücken stärker zerstörter und verformter Weilburgite tritt er mengenmäßig besonders in Erscheinung. Im allgemeinen besitzen die einzelnen Individuen dieser epigenetischen Calcit-Aggregate im Verhältnis zu der Calcitausfüllung der Mandeln beträchtlichere Korngröße. Die Calcit-Zwischenmasse ist dann marmorähnlich. Grobkörnigkeit, verbogene Zwillingslamellen und ungleichmäßige Auslöschung einzelner Individuen beweisen, daß auch der sekundäre Calcit noch mit in die tektonische Gesteinsumformung einbezogen wurde.

Auf den Korngrenzen des Füllmasse-Calcits hat sich, den Calcit geringfügig verdrängend, häufig Quarz angesiedelt. Seine undulöse Auslöschung ist hier im Gegensatz zu dem Mandelquarz magmatischer Generation weitaus weniger ausgeprägt. Die Verdrängung des Zwischenmasse-Calcits kennzeichnet ihn als jüngstes Glied der gesamten Mineralvergesellschaftung. Begründet auf die schwache Kristallverformung gehört er zeitlich in den Ausklang der Streißphase. Völlig unbeanspruchte, sehr große Quarze als Ausfüllung unregelmäßiger Bruchrisse beweisen die späte Zufuhr kieselsäurehaltiger Lösungen.

Streißquarz

Aber nicht der gesamte Quarz in dem Zwischenmasse-Calcit entstammt diesen sekundären Lösungen. Ein geringer Teil wurde aus der hydrolytischen Spaltung der magmatischen Grundsubstanz während der Streißphase geliefert, da sich Zufuhrkanäle in Gestalt von Adern und Rissen verschiedentlich bis zur Grundmasse verfolgen lassen. Fast immer begleitet dann Chlorit den Quarz. Chalcedon tritt hier nicht mehr in Erscheinung. In den Streckungshöfen der Mandeln blieb die chalcedonartige Entwicklungsstufe des wieder abgeschiedenen Kieselsäuregels noch erhalten, da Druckeinwirkungen fehlten und der H_2O -Gehalt der umgebenden Grundmasse eine völlige Wasserabgabe nicht erforderte. Aber schon in kleinen, die Grundmasse nicht gänzlich durchsetzenden Rissen mit Quarz als Ausheilung fand eine stärkere Dehydratisierung des Kieselsäuregels statt. Grobfaserige Quarz-Individuen in inniger Verzahnung mit körnigen Aggregaten deuten den Übergang zum wasserfreien Kristallzustand an. Beim Streißquarz in der Calcit-Füllmasse dürfte der Wassergehalt der mobilisierten Kieselsäurelösungen dafür verantwortlich sein, daß bereits ausgeschiedener Calcit wieder in Lösung ging und an seine Stelle Quarz in primärer wasserfreier Ausbildung trat. Dort, wo die Grundmasse stärkstens zersetzt wurde, also intensivste Druckbeanspruchung vorlag und ein besonderer SiO_2 -Reichtum die Trennung der Grundmassesubstanz in Chlorit und Quarz erlaubte, konnte auch einmal Quarz in größerer Menge auskristallisieren. Rekristallisation zu sonst nicht ausgebildeten Großindividuen und undulöse Auslöschung entstanden unter Einwirkung des bei der Kristallisation vorhandenen Druckes. Erhöhte sich die Streißwirkung nach der Ausscheidung und reichte die benachbarte weilburgitische Grundmasse mengenmäßig nicht aus, um als Schmiermittel die mechanische Beanspruchung abzufangen, wurden die Quarzaggregate und die einzelnen Körner bis zur Mylonitisierung zerbrochen. Dislokation täuscht Fremdeinsprenglinge im Gestein vor. Trotzdem ist ihre Verbindung mit der weilburgitischen Grundmasse als Lieferant der Streißkieselsäure durch Deduktion häufig noch möglich.

5. Der Weilburgit-Tektonit

Sämtliche textuellen Eigenheiten der bisher beschriebenen kataklastischen Gesteine mit den ihnen eigenen Lösungseffekten finden sich, jedoch in weitaus verstärktem Maße, im „Schalstein“, dem hochdynamometamorphen Weilburgit-Tekto-

nit. Dislokationen der durch Rupturen getrennten Weilburgit-Fetzen mit ausheilendem Calcit ergaben lockeres Mikrobreciengefüge. Nicht mehr Zusammenhängendes wurde dabei verkeilt und ineinander verquetscht. Selbst im einzelnen Dünnschliff liegen drei, vier und mehr Fetzen ungleichwertigen weilburgitischen Materials nebeneinander (Taf. 2 Fig. 8). Abrundungen und Ausschlierungen durch „plastische“ Umformungen überprägen die Bruchtextur. Inhomogenität der Gleitung und Durchbewegung ergaben unterschiedliche Texturen. In druckfreieren Zonen blieben, an das weilburgitische Ausgangsgestein errinnernd, Bruchstücke ohne tektonische Veränderung erhalten. Recht gut sind diese differenzierten Bewegungsvorgänge auf Fig. 9 ersichtlich. Aus dem Gesteinsgefüge läßt sich hier neben einer ersten rupturrellen Deformation eine nachträgliche inhomogene Gleitung ablesen. Umlösungseffekte treten besonders in den gestreckten, netzgewebeähnlichen Texturen des stärker durchbewegten Anteils auf. Auch Mandelgefüge ist noch vorhanden. Stärkste Streßbeanspruchung führte zu tektonischem Gesteinsfließen. Dieses konnte auf einzelne Zonen im mikrodimensionalen Gesteinsbereich beschränkt bleiben (vgl. Taf. 2 Fig. 8). Gelegentlich dehnte es sich aber über Großkomplexe aus und formte den Weilburgit zum Weilburgit-Schiefer um (vgl. Taf. 3 Fig. 13).

Umkristallisation und Ummineralisation nehmen an der Metamorphose in zunehmendem Maße Anteil. Im allgemeinen herrscht aber doch das mechanische Element der Metamorphose vor. Nur dort, wo sich die innere Reibung im Gestein durch besondere Druckeinwirkung verstärkte, erhöhte sich die Löslichkeit der Gesteinssubstanz bis zum völligen Zerfall der Grundmasse. Chlorit und Serizit sind dann die beherrschenden Minerale.

Aus der Fülle der tektonischen Erscheinungen in den metamorphen Weilburgiten mögen noch einige Beispiele angeführt werden, die den Mechanismus des dynamischen Vorgangs und die Bereitschaft des primären Gesteins zur chemischen Umsetzung erläutern oder ihrer Besonderheit wegen einer Besprechung bedürfen.

Mechanische Gesteinsumformung

Rupturelle Deformation wurde als beherrschendes Element den weilburgitischen Gesteinen geringerer Einschieferung zugeschrieben. Deformation der Mandeln, beginnende Einplättung der weilburgitischen Glasbasis sowie untergeordnet Ummineralisation und Lösungsmobilisation liefen parallel. Vorherrschende dynamische Effekte fehlten zunächst noch fast völlig. Ungleichmäßige Druckbeanspruchung des gesamten Gesteinskomplexes und wahrscheinlich höhere Festigkeitseigenschaften der grobmandeligen Weilburgitvarietät waren der Grund für die noch wenig ausgeprägte Metamorphose. Mit abnehmender Größe der Mandeln und damit verbundener Änderung der Festigkeitswerte des Gesteins sowie erhöhter Streßeinwirkung wird die Bruchverformung immer mehr von „plastischer“ Ausplättung und innerer Gesteinsdislokation abgelöst. Dislokation und Plättung schließen sich nicht aus. Doch ist Plättung stets ein Anzeichen für eine Hauptzone der Bewegung, während die sichtbare Dislokation mehr in den zwischenliegenden Zonen zur Geltung kommt, in denen Zerrung bei ungleichmäßiger Bewegung in den benachbarten Gleitebenen zunächst klaffende Rißbildungen erzeugte mit darauf nachfolgender Abdrift der einzelnen Bruchstücke. Die äußere Begrenzung dieser Bruchstücke ist mit ihrem scharfen Abriß in der Ebene der Gleitung und Aussetzung senkrecht dazu derart charakteristisch, daß auch dort, wo durch weitere Bewegungen eine völlige Trennung aus dem ursprünglichen Gesteinsverband erfolgte, stets die Einordnung in die ursprüngliche Lage des Bruchstückes möglich ist. Nun widersprach ihre Formgebung im allgemeinen nicht der Bewegungsrichtung. Eine Rotation der einzelnen Bruchstücke fand nur in seltensten Fällen statt und auch nur dann, wenn das Gefüge durch Rupturen und Dislokationen äußerst aufgelockert wurde. Doch geben gelegentlich querliegende Bruchstücke (Taf. 2 Fig. 10)

den entsprechenden Hinweis und zeigen zudem an, daß die Wälzung nicht immer bis zur völligen Einregelung in die Druckrichtung vonstatten gegangen ist.

Als Folge der durch Dislokation entstandenen inneren Inhomogenität veränderte sich im Laufe der Durchbewegung die Widerstandskraft einzelner Gefügeanteile, auch wechselte die Intensität des Streß, so daß plättungsfreie Gesteinsanteile in die Gleitung hineingezogen werden konnten, während stärker eingeplättete Gleitbretter von weiterer Durchbewegung verschont blieben oder einer beschränkten Kataklastik unterlagen. Anisotropie der Druckverteilung im Kleinbereich kam noch hinzu. Die plastische Verformung war deshalb nicht an einzelne Scherebenen gebunden, sie sprang von einer Zone zur nächstgeeigneten über, je nachdem wo der geringste Widerstand gegen Gleitung herrschte. In der Mitte von Fig. 8 liegt eine derartige Plättungsschliere, die ihren Zusammenhang mit ihrem Ursprung bewahrt hat, aber nicht mehr in das Sekundärstadium der Dynamometamorphose einbezogen wurde. Deutlich ist die Scherfläche in der Schliere erkennbar, an der das tektonische Gesteinsfließen absetzte.

Solange die dynamischen Beanspruchungen noch kompaktere Gesteinsteile betrafen, ging die Gleitung in ebenen Bahnen vor sich; war dagegen das Gestein kataklastisch deformiert, so verhinderte die ausheilende Calcit-Substanz mit der ihr eigenen Reaktionsneigung dem Streß gegenüber eine gleichmäßige Ausplättung. In gewissem Maße erweist sich der Calcit, wie schon bei der Mandeldeformation nachgewiesen, als bewegungshemmender Bestandteil. Gleitbrettbildungen des weilburgitischen Materials mit Schiefertextur waren in ihm nicht mehr möglich. Die so hoch mechanisch beanspruchte weilburgitische Grundmasse mußte sich den Weg geringsten Widerstandes suchen, der durch die Korngrenzen des Calcits vorgezeichnet war und durch tektonische Schwächungszonen in den größeren Calcit-Aggregaten geebnet wurde. Zwar blieb die Generalrichtung der Durchbewegung auch hier erhalten, die äußere Gestalt der eingequetschten Grundmasse in diesen Plättungszonen ist aber durch Anschwellungen und Ausdünnungen, Abweichungen aus der Streßebene und vielfach nur geringes Aushalten beträchtlich verändert und erhält dadurch schlieriges Aussehen.

Eine Entwicklungsreihe von rupturer Deformation bis zur injektionsähnlichen Schlierentextur geben die Fig. 5, 11 und 12 wieder. Zerfetzung des Eruptivs beherrscht noch das Gefüge auf Fig. 5 und 11. Plättungsschlieren deuten sich bei Fig. 11 aber schon kräftig an. In Fig. 12 ist die Schlierenbildung das charakteristische Gefügeelement.

Zahlreich sind die Plättungsschlieren in diesen streßgequälten Gesteinen, in denen der Zwischenmasse-Calcit mit Translation, Druckzwillingsbildung und Kornvergrößerung reagierte, die Anlage glatt durchgehender Scher- bzw. Gleitflächen verhinderte und nur widerwillig eine Durchwebung und Durchschlierung mit eingequetschtem Ursprungsgestein gestattete. Die Schlieren-Textur findet ihre besondere Bedeutung bei der Identifizierung der Bewegungsrichtung, die an der Ausdünnung und dem spitzen Auskeilen der Schlieren bestimmbar wird. Selten besitzen gleichartige Texturen senkrecht zur Schieferung in den hoch-dynamometamorphen Weilburgit-Tektoniten viel mehr als Mikrodimension; in der Durchbewegungsebene halten sie dagegen oftmals länger aus und lassen sich makroskopisch manchmal noch über Zentimeter und Dezimeter Entfernung verfolgen.

Unstetigkeit des Streß und Zeiten dynamischer Ruhe mit Verbesserung der statischen Festigkeitseigenschaften und innerem chemischen Gleichgewicht hinterließen ihre Spuren. Die letzten größeren dynamometamorphen Überprägungen verweisen aber in der Regel Einzelheiten. Eine Analyse der zeitlichen Folge einzelner dynamischer und Lösungs-Effekte ist deshalb nur aus zahlreichen Beobachtungen möglich. Gelegentlich können aber auch in einem Dünnschliff mehrere Bewegungsphasen abgelesen werden. Als Beispiel mag das Bild (Taf. 3 Fig. 13) eines hochmetamorphen Weilburgit-Tektonits herangezogen werden, der nach der

ersten völligen Einschieferung mit gleichzeitiger erheblicher Chloritisierung und Serizitisierung durch Scherkräfte diagonal zur ersten Bewegungsrichtung zerspalten wurde. Epigenetischer Calcit heilte die Risse aus. Durch erneute Streßbeanspruchung geriet das Gesteinsgefüge dann nochmals in innere Bewegung, die annähernd der ersten Streßrichtung entsprach. Chlorit- und Serizitbildung verstärkten sich, die Adern wurden in der Streßrichtung zerschert, der Calcit teilweise verdrängt und die feingeschieferete Grundmasse in die ehemaligen Risse eingepreßt.

Streßbedingte Lösungseffekte

In den Streckungshöfen der Mandeln war die Ausscheidung von Chlorit, Serizit und in geringem Maße von stengeligem Quarz festgestellt worden. Dieselben Minerale wurden als metasomatische Neubildungen im Mandel-Calcit und Feldspat beschrieben. Ihre erhebliche Beteiligung am Aufbau der eingeschiefertten weilburgitischen Substanz in den Gleitbrettern und den Plättungsschlieren wurde erwähnt und als Effekt einer gerichteten Druckeinwirkung erklärt. Schließlich konnten auch einzelne Aderauffüllungen mit Chlorit und Quarz in dem Calcit der Zwischenmasse durch ihre sichtbare Verbindung mit zersetzten magmatischen Bruchstücken und Fetzen auf Lösungen aus dem Stoffbestand dieser Gesteinsteile zurückgeführt werden. Da Alkali-Feldspat in den tektonisch unbeanspruchten Weilburgiten nur noch teilweise auftritt und außerdem das Analysenergebnis die chemische Übereinstimmung zwischen dem Weilburgit und seinem metamorphen Tektonitprodukt nach Abzug des CaCO_3 -Gehaltes und eines geringen Prozentsatzes an SiO_2 bestätigt (Analysetabelle 3, Analysen Nr. 1—4, 6—10), kann nur die entglaste Grundmasse des Weilburgits Lieferant dieser Streßminerale gewesen sein.

Zahlreiche weitere Beobachtungen bestätigen den Zusammenhang der Neubildungen mit der Streßphase des Gesteins. Chloritsäume von unterschiedlichem Chemismus mit oder ohne Beteiligung von Serizit begleiten die Plättungsschlieren. Sie traten in Reaktion mit dem umgebenden Sekundär-Calcit, dadurch erweisend, daß der Calcit schon vorhanden war, als die mechanische Einschlierung des Magmatits stattfand. An randlichen Stauungszonen bewegter größerer Weilburgit-Fetzen erhöhte sich die Löslichkeit der Grundmasse. Ummineralisation und verstärkte Verdrängung durch die neugebildeten Minerale in der marmorisierten Calcit-Füllmasse waren die Folge. Aus der Intensität der Chloritisierung und Serizitisierung läßt sich manchmal sogar die Richtung der Durchbewegung ablesen. Die Vorderfront des bewegten Bruchstückes ist dann stets durch vermehrte Zersetzung der Glassubstanz gekennzeichnet, während die Rückfront viel geringere Lösungseffekte zeigt und nur einen schwachen Reaktionshof besitzt.

Alle diese gleichartig verlaufenden Zerfallserscheinungen der Grundmasse deuten auf ihre stoffliche Zusammensetzung hin. Chlorit-Serizitverbindungen \pm Quarz bestimmen hiernach den Chemismus der Grundmasse. Eine Bestätigung ergibt sich in den Gesteinsteilen, die durch erhöhte Druckeinwirkungen bei behinderter plastischer Ausweichmöglichkeit gänzlich in Lösung gingen und mineralisch umgebildet wurden. So fand sich in einem Dünnschliff eines Weilburgit-Tektonits (Taf. 3 Fig. 14) ein Weilburgit-Bruchstück, dessen magmatische Grundsubstanz nur zu einem Teil gut erhalten geblieben war, während sich der andere Teil in Serizit und Chlorit aderig und schlierig aufgelöst hatte. Einzelne dunkle Grundmasse-Relikte kleinster Abmessung in den Schlieren stellten die Verbindung der Streßminerale zur weilburgitischen Glassubstanz sicher. Erheblich ausgelagte Magnetit-Aggregate in dieser ummineralisierten Substanz waren zerbrochen. An den Rändern des Magnetits hatte sich Eisenhydrat durch Reaktion mit den Streßlösungen gebildet. Eine getrennte Ausscheidung der Serizit- und Chloritlösungen fiel in den Adern auf, in denen Chlorit an den Salbändern ansetzte, während der Serizit den Kern der Adern einnahm. Eisenreiche und eisenarme Chloritglieder entstanden hier neben- bzw. nacheinander.

Sekundär-Calcit

Meinungsverschiedenheiten könnten sich aus der genetischen Stellung des Calcits der Zwischenmasse ergeben. E. L e h m a n n (1941, S. 67 u. folg.) sieht in größeren, zusammenhängenden Calcit-Aggregaten im Weilburgit Reste von aufgenommenem allothigenem Kalk. In den vorliegenden älteren Weilburgitgesteinen wurden derartige Fremdeinschlüsse nicht gefunden. Trotzdem ist nicht abzustreiten, daß örtlich Kalkstein-Relikte im Weilburgit und seinem Tektonit vorliegen. Es sei hier unter anderem auf das von E. L e h m a n n (1941, S. 225 u. folg.) beschriebene Vorkommen an der Arfurter Mühle im Lahnggebiet mit seinen Kalkschollen im Weilburgit und auf die durch fotografische Aufnahmen belegten Fossileinschlüsse im „Schalstein“ (1941, Abb. 51 u. 52 auf S. 95; Abb. 57 u. 58 auf S. 99) hingewiesen. Granatführender Kalk und Granat im Weilburgit von Grube Theodor, Karbonat mit Schiefer in Mandeln(!) des „Schalsteins“ von Grube Strichen, Stengel-Augit als Reaktionsprodukt um Calcitmandeln sind nach L e h m a n n weitere wichtige Beweise für eine stattgehabte Aufnahme von allothigenem Kalk. Aber auch für eine schlierenartige Injizierung von Kalk mit weilburgitischer Schmelze fehlen in dem Weilburgit-Tektonit von Lindenberg die Beweise. Abgesehen von dem noch später zu führenden Nachweis von der effusiven Natur des Weilburgits (S. 45, S. 49 u. folg.) läßt der stete Übergang vom Mikrobrecien-Gefüge zum tektonischen Fließgefüge die Vorstellung eines ursprünglich vorhanden gewesenen Kalksteins nicht zu. Die Ausheilung der Rupturen in den Weilburgit-Breccien erfolgte vielmehr durch sekundäre CaCO_3 -Lösungen. Bei den „Schalstein“-artigen Tektoniten wird das rupturle Gefügeelement durch eine weitgehende Dynamometamorphose überprägt. Das Calciumkarbonat der Zwischenmasse in dem Weilburgit-Tektonit entspricht genetisch aber völlig dem Sekundär-Calcit in den Mikrobrecien. Das schlierenartige Eindringen der Grundmasse zwischen den Sekundär-Calcit kann nach den bisherigen Ausführungen und Beobachtungen nur ein mechanischer Vorgang während der Streißphase gewesen sein. Die Fig. 1, 3—5, 11, 9, 8, 13 auf Taf. 1—3 demonstrieren die textuelle Entwicklung des Weilburgits zum dynamometamorphen „Schalstein“. In den Dünnschliff-Aufnahmen Fig. 1 u. 3—5 ist das Mandelgefüge noch das beherrschende Element. Auf Fig. 11 liegt neben ruptureller Deformation bereits eine Dislokation der abgetrennten Bruchstücke bei geringerer schlierenartiger Ausplättung vor. Plättung und netzgewebeähnliche Durchwebung sind auf Fig. 9 ersichtlich. Stärkere Gleitbrettbildungen auf Fig. 8 leiten schließlich zur echten Schiefertextur von Fig. 13 über.

Bereits früher wurde darauf aufmerksam gemacht, daß in den eingeschiefertten Weilburgiten von Lindenberg schon bei der Erstarrung ein höherer Calcitbestand vorgelegen haben könnte als in den grobmandeligen Mandelsteinen. Druckfreiere Zonen ließen erkennen, daß hier eine kleinere Mandelgeneration vorhanden ist, die in besonders großer Anzahl das Gestein durchsetzt. Auch die Analysenergebnisse von Gesteinsproben verschiedensten Standorts im liegenden Weilburgit-Tektonit von Lindenberg zeigen im allgemeinen bezüglich ihres CO_2 -Bestandes eine gewisse Abhängigkeit von der Stärke der Gesteinsumformung. Selbstverständlich schwankt der CO_2 -Prozentsatz in gleich metamorphosierten Gesteinen, bleibt aber doch immer in gewissen Grenzen. Wenn auch sicher die in Lösung gegangene und wieder ausgeschiedene ursprüngliche calcitische Mandelfüllung am Aufbau der CaCO_3 -Zwischenmasse beteiligt ist, so reichte doch der primäre Calciumkarbonat-Gehalt wohl nicht aus, um die gesamte Menge an CaCO_3 im Weilburgit-Tektonit an Ort und Stelle zur Ausheilung der Rupturen zu liefern. CO_2 -arme Weilburgit-tektonit-Komplexe, deren ursprünglicher CaCO_3 -Bestand als Lieferant der Calcit-Anreicherung in anderen Weilburgit-Varietäten in Frage kommen könnte, sind aus den Aufschlüssen von Lindenberg vorerst nicht bekannt. Es scheint demnach zunächst nicht so, als beruhe der Wechsel auf einer weitgehenderen Wanderung mobilisierter calcitischer Lösungen aus dem primären Stoffbestand des Weilburgits

von Lindenberg in der Zeit der Streßeinwirkungen. Zwar ist das Calciumkarbonat ein äußerst mobiles Element in dynamometamorphen Gesteinen und kann, wenn einmal in Lösung gegangen, größere Entfernungen durchwandern oder gänzlich fortgeführt werden. Es ließe sich deshalb auch ohne weiteres annehmen, daß die Karbonatzufuhr möglicherweise aus kalkreicheren Gesteinen, also auch aus tektonisch beanspruchten anderen Mandel-Weilburgit-Komplexen der weiteren Umgebung stammt. Jedoch ist diese Vorstellung vorerst noch zu unbestimmt, um eindeutige Rückschlüsse ziehen zu können. Schließlich könnte auch an eine epigenetische Zufuhr aus juveniler Quelle gedacht werden. Die Frage nach dem „Woher“ der sekundären CaCO_3 - und SiO_2 -haltigen Lösungen bleibt daher offen, ihre Beantwortung ist nur auf großräumiger Basis möglich.

Hier kann aber als Tatsache festgehalten werden, daß der Calcit und Quarz in der Zwischenmasse kein syngenetisches Element in den Tektoniten ist. Die Ausscheidung erfolgte während der Dynamometamorphose und gehört unzweideutig in die gleiche genetische Abfolge wie die oftmalige weitgehende nachträgliche Verkalkung der Roteisensteinlager zu sogenannten Flußeisensteinen ($\text{SiO}_2\text{-}\% = \text{CaCO}_3\text{-}\%$). Es sind beträchtliche Mengen Calcit, die am Aufbau dieser Lager teilhaben und die sich auch im Weilburgit-Tektonit ausschieden. Ein besonders aufschlußreiches Beispiel für die sekundäre Kalkzufuhr während der Orogenese geben die, wenn auch im weilburgitischen Nebengestein wenig ausgeprägten, dafür aber im Erzlager öfter zu beobachtenden Gleitbrettfalten feinerer oder größerer Kalkspatgänge. Diese Spalten rissen in vorübergehenden Zerrungsphasen der Orogenese auf und wurden mit Kalkspat ausgefüllt. Nachfolgende Gleitbrett-Tektonik verformte sie zu feinverfälteten Adern.

Auf die Einbeziehung in die tektonische Gesteinsumwandlung reagierte der Calcit „epigenetischer“ Sekundärgeneration im allgemeinen mit Rekristallisation. Solange noch Rupturen entstanden, fanden auch die zirkulierenden karbonatischen Sekundärlösungen Zutritt zum Gestein. Bei Vorliegen besonderer Verhältnisse ist es dann auch einmal möglich, einzelne Stadien der Karbonatzufuhr aus den Dünnschliffbildern herauszufinden. Erkennbar wird der Vorgang, wenn nach Ausscheidung der letzten epigenetischen Calcit-Aggregate eine nochmalige Rekristallisation nicht mehr erfolgte und entweder der Zwischenmasse-Calcit erster Ausscheidungs-generation allein eingetrübt wurde oder besondere Strukturen entstanden.

Eine besondere Aktivität kommt den Carbonatlösungen kaum zu; hin und wieder äußert sie sich aber doch in einer weitgehenden Verdrängung der Weilburgit-Komponente (Taf. 3 Fig. 15). Unvermittelt können dann einzelne Weilburgit-Bruchstücke in einem sonst wenig angegriffenen metamorph veränderten Gestein völlig calcitisiert sein.

Altersstellung der Minerale

Die Kenntnis der primären Mineral-Assoziation des Mandel-Weilburgits und die unterschiedlichen Lösungseffekte in seinem metamorphen Produkt ermöglichen eine Altersbestimmung der Mineral-Komponenten. Primäre Gesteinsbestandteile sind: die glasartige Grundmasse, saurer Plagioklas, Chlorit, der Grundmasse-Calcit und die Erzminerale Magnetit und Ilmenit. Der pneumatolytisch-hydrothermale Magmaphase gehören an: die Gasblasenausfüllungen von Calcit, Chlorit und Quarz sowie der mit Mandelcalcit vergesellschaftete Pyrit. Während der Streßphase entstanden die Streßminerale: Sekundär-Chlorit (Ortho- und Leptochlorit), Serizit und Quarz. Ilmenit wurde in Leukoxen umgewandelt, Magnetit ausgelaugt. Der Chemismus der Grundmasse änderte sich durch Aufnahme der Feldspatsubstanz und der zersetzten Erzminerale. Sekundärer Zufuhr in der Streßphase entstammen: junger Calcit und junger Quarz.

An und für sich war fast die gesamte Mineralvergesellschaftung ihrem Chemismus nach streßverträglich. Wechselnde Reaktionen ohne besondere Neubildung

störten das Gleichgewicht nicht und waren daher möglich. Nur die hierbei gelöste Feldspatsubstanz spaltete auf und gab zur Neubildung von Serizit Anlaß; vielleicht besteht auch ein Teil des Serizits aus Paragonit oder bildet Mischkristalle mit diesem. K-Beimengung im Alkali-Feldspat mag am Aufbau des Serizits genauso beteiligt sein wie ein K-Gehalt der Grundmasse, denn nach der chemischen Analyse zu urteilen, muß sich ein nicht unerheblicher Anteil an Kalium in der Grundmasse verstecken (Analysen 1—5; 6—10).

6. Gesteinsinhomogenität und Druckanisotropie im liegenden Weilburgitkomplex

Der Mandel-Weilburgit des Liegenden blieb nur in vereinzelt kleineren Komplexen von größerer Streßbeanspruchung verschont. Die Masse des Gesteins unterlag dagegen stärkster Durchbewegung. Der ursprüngliche Mandel-Weilburgit tritt daher im Gesteinskomplex kaum hervor und wurde nur an der erwähnten Fundstelle auf der 210 m Sohle (Abb. 4) als kompakterer Körper angetroffen. Aber auch hier ist eine Homogenität nicht mehr völlig vorhanden. Edukt liegt neben tektonischem Produkt geringerer Streßintensität in wenig klarer Folge. Allerdings ist in der Einschieferungsebene ein Übergang vom durchbewegungsfreien zum hochmetamorphen Gestein gegeben. Senkrecht hierzu wurde zum Teil eine recht scharfe, auch durch Rutschflächen betonte Begrenzung zwischen den einzelnen Umformungsprodukten festgestellt. Wohl war das Gestein in seiner ursprünglichen Zusammensetzung mineralisch gleichartig, jedoch durch seinen stark unterschiedlichen Gehalt an Calcit-Mandeln mechanisch nicht gleich stabil. Damit könnte, wie schon früher gesagt, die Ursache der verschiedenen Metamorphose-Stadien teilweise erklärt werden. Erfassbar sind die Gründe im einzelnen nicht, da die dem Streß widerstehenden Kräfte im Großverband der gesamten oberflächennahen Gesteinsfolge und die besonderen Bedingungen, die zur Auswahl bestimmter tektonischer Hauptzonen führten, einstweilen unbekannt bleiben. Jedenfalls ist auch im gesamten, durch Grubenaufschlüsse bekannten Weilburgitkomplex von Lindenberg ein oftmaliges Metamorphose-Diskontinuum erkennbar, obwohl der dynamometamorphe Weilburgittektonit weitaus stärker vertreten ist als der brecciose Übergangstektonit oder gar sein nur vereinzelt erhalten gebliebenes Ausgangsgestein, der Mandelweilburgit.⁵⁾

7. Sekundäre Vererzung

Von Spalten und Rissen eindringende Eisen- und Chloritlösungen färben den Weilburgit zu einer schwärzlich grauen, ins violette spielenden Varietät um (Taf. 3 Fig. 16, 17). Die nebenstehende Abb. 10 von einer derartigen Imprägnation eines Tektonits ist nach einem untertägigen Aufschluß gezeichnet. Die Grenzflächen der Imprägnationsstellen erscheinen nach dem makroskopischen Befund als verhältnismäßig scharfe Umrisse. Der Zufuhrweg der Lösungen ist hier ein feiner, kaum erkennbarer Riß im Gestein. Kleinere Fe-Konzentrationsherde sehen wie fremde Eisensteineinlagerungen aus. Ausgeschieden wurden in den Imprägnationen Eisenglanz und bzw. oder Fe-reicher Chlorit. Der Eisenglanz liegt fast nur als Eisenglimmer vor; Eisenglanztafelchen sind nicht allzu zahlreich und auch recht feinkristallin. Selten findet sich Pyrit. Meist durchziehen die Imprägnationen in adreger, schlieriger oder netzartiger Durchwebung das Gestein. Recht eigenartig ist die Feststellung, daß fast ausschließlich die magmatische Grundmasse das Ausscheidungsmedium der Erzlösungen war, während der Zwischenmasse-Calcit einer Metasomatose kaum unterlag. Betraf die Vererzung die gesamte Grundmasse und

⁵⁾ Um wenigstens einen Anhalt über das anteilige Verhältnis dieser Gesteine am Aufbau des Liegend-Weilburgitkomplexes zu geben, seien die grob geschätzten Zahlen entsprechend den vorhandenen Grubenaufschlüssen genannt. Hiernach dürfte sich das Mengenverhältnis von Mandelweilburgit, Weilburgitbreccien und Weilburgittektonit etwa verhalten wie 1 : 20 : 50.

liegt eine hohe Fe-Konzentration vor, könnte man im Einzelbild an eine primäre magmatische Fe-Anreicherung denken. Auch die auf Taf. 3 Fig. 17 wiedergegebene Durchtränkung der Grundmasse mit sekundären Eisenlösungen scheint zunächst recht ungewöhnlich zu sein, da der Mandelcalcit des Weilburgits gänzlich erzfrei ist. Der Befund im Großen spricht aber eindeutig für Imprägnation. Das Handstück zu dem fotografierten Dünnschliff ist nämlich von dem beistehend skizzierten Streckenstoß geschlagen worden. Eisenhydrate, die sich durch eine Braunfärbung

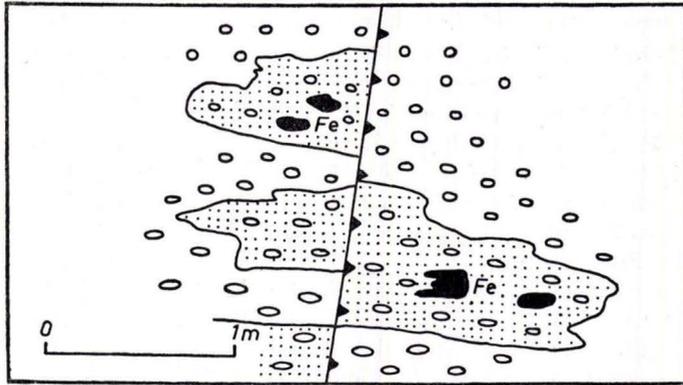


Abb. 10. Skizze von einem Streckenstoß im liegenden Nebengestein. Von einem Riß ausgehende Roteisenimprägnation eines tektonisch beanspruchten Mandelweilburgits. Im oberen Teil herrscht ausgeprägter Mandelsteincharakter vor

der Grundmasse kenntlich machen, mögen durch nachträgliche geringe Auflösung der Erzminerale in Reaktion mit aktiven Kohlensäurelösungen entstanden sein. Geringe Verfärbung der Calcit-Masse durch diese Eisenhydrate liegt vor. Pseudogelstrukturen im Calcit sind auf Lösungsdiffusion zurückzuführen.

Die gleichen Durchtränkungserscheinungen des Weilburgits bzw. seiner dynamometamorphen Produkte sind im gemilderten Maße an den Salbändern jüngerer Eisenerzadern zu beobachten. Im Großen scheint ihre Begrenzung zum Nebengestein scharf ausgebildet zu sein. Unter dem Mikroskop ist aber ersichtlich, daß doch eine Durchdringung der Fe-Lösungen in tiefere oder weniger tiefe Mikro-Gesteinsbereiche vor sich gegangen ist. Bei parallelem Verlauf der Spalten zur Einschieferung dichtete der Zwischenmasse-Calcit das Gestein geradezu gegen die Lösungen ab. Da nur wenig Verdrängungswege in Gestalt der Plättungsschlieren bzw. bei rupturer Deformation von Grundmassesfetzen erreichbar waren, ist das mit Fe imprägnierte Salbad schmal und oft nur gering eisenhaltig. Durchzieht dagegen die erzführende Spalte die Schlieren und Gleitbretter senkrecht zur Schieferung, dann wanderten die Eisenlösungen auf den zahlreicher zur Verfügung stehenden Verdrängungswegen weiter in das Nebengestein ein. Die randliche Vererzungszone im Nebengestein ist dann mächtiger und hebt sich makroskopisch an der Dunkelfärbung des angrenzenden Gesteins heraus. Auf den Chemismus der Erzlösungen ist später im Zusammenhang mit anderen Beobachtungen über eine „epigenetische“ Eisenzufuhr noch ausführlicher einzugehen.

8. Kritische Stellungnahme zur bisherigen Deutung des Weilburgit-Tektonits

Unverständlich bleibt die bisher geltende Ansicht von der tuffogenen Natur der hier beschriebenen Gesteine. Was sollte wohl auf einen Tuff hinweisen? Die weilburgitischen Fetzen und Bruchstücke sind niemals Lapilli gewesen, die, in marinen Kalkschlamm eingebettet, nach der Diagenese einer epizonalen Metamorphose unterlagen. Der Zusammenhang mit dem kompakten Weilburgit und den

geringer deformierten kataklastischen Übergangstektoniten ist durch die textuelle Analyse zu offenbar, um etwa heute noch eine gegensätzliche Meinung aufkommen zu lassen. Zudem stößt die Erklärung einer primären Gasblasenausfüllung mit vorwiegend Calcit, und nur ganz untergeordnet mit Chlorit und Quarz auf der Grundlage der Tuffvorstellung auf erhebliche Schwierigkeiten. Eine derartige Mandelbildung vor dem Auswurf größerer Tuffe setzt eine Erstarrung des Magmatits voraus, der dann später durch Vulkanexplosion zermalmt worden sein müßte. Die Massen dieser über das gesamte Lahn-Dill-Gebiet ausgebreiteten Gesteine widersprechen einem derartigen Vorgang, der doch nur für ein begrenztes Gebiet gelegentlich einmal Bedeutung haben könnte.

Durch die Untersuchungen von H. Hentschel (1951 [a] u. [b]) ergibt sich wohl eine Einschränkung in der Kritik des Tuffcharakters gewisser „Schalsteine“. Zeitmangel verhinderte ein ausführlicheres Eingehen auf das Untersuchungsergebnis. In die Diskussion über die anscheinend bestehende gegensätzliche Auffassung von H. Hentschel und E. Lehmann konnte von vornherein nicht eingegriffen werden, da auf Lindenberg hierzu kein ausreichendes Beobachtungsmaterial zur Verfügung stand.

Die Beweisführung von Hentschel für die „Umbildung basischer Tuffe zu Schalsteinen“ ist recht eindrucksvoll. Ein Vergleich mit basischen Sideromelan- und Palagonituffen von Island und Jamaica gibt ihm die Erklärung für die Bläschenführung, die Bläschenausfüllung und das Auftreten von Albit in epizonal-metamorphen „Bröckchen-Tuffen der Schalsteinserie“.

Zwischen dieser Auffassung und dem Ergebnis der vorstehenden Untersuchungen scheint ebenfalls ein Gegensatz zu bestehen. Dazu sei aber noch einmal herausgestellt, daß die hier gewonnenen Erkenntnisse auf dem Befund der Mandelweilburgit-„Schalsteine“ von Grube Lindenberg beruhen, während das Beobachtungsmaterial von H. Hentschel äquivalente Gesteine wohl nicht enthielt. Es soll und kann jedoch nicht gesagt werden, daß das Auftreten von Weilburgit-Tektoniten nur an den Bereich von Grube Lindenberg oder an die Südwestrandzone der Lahnmulde gebunden ist. Tektonisch stark überprägte Mandelsteine beschrieb R. Nieder (1931) unter anderem von Grube Georg-Joseph in der mittleren Lahnmulde. E. Lehmann (1940) erwähnt sie ausdrücklich (S. 55). H. Borchert sieht entsprechend seinen Ausführungen auf einer mehrtägigen ausgedehnten Excursion im Lahn-Dillgebiet 1949⁹⁾ in bestimmten Schalsteinen Tektonite eines basischen Effusivgesteins, eigene Beobachtungen schließen sich dieser Auffassung an.

Vielleicht entsprechen die weiter unten beschriebenen Lapilli-Tuffite im Hangenden des Erzkörpers von Lindenberg den palagonitisierten Bröckchen-Tuffen Hentschel's, möglicherweise sind es „Tuff-Fragmente magmatischen Ursprungs“ eines „beim Auswurf aber schon verfestigten Lavamaterials“ (H. Hentschel, 1951 [b], S. 215). Das Auftreten von Lapilli-Tuffen ist vielerorts im Lahn-Dillgebiet nachgewiesen (W. Kegel, 1934 [a]; E. Lehmann, 1941; H.-J. Lippert, 1951; F. Michels, 1922; u. a.). Bei der verschiedentlich starken Dynamometamorphose von Weilburgiten und Tuffiten ist es jedoch oftmals recht schwierig, manchmal nahezu unmöglich, eine Entscheidung über die ursprüngliche Natur des Gesteins nach dem äußeren Befund zu treffen. Die Zuweisung einzelner Schalsteinvorkommen in eine bestimmte Gesteinsgruppe ohne petrographische Untersuchung muß deshalb, wenn nicht untrügliche charakteristische Merkmale vorliegen, stets mit Vorsicht entgegengenommen werden.

Der Weilburgittektonit von Grube Lindenberg ist nicht mit den epizonal-metamorphen Lapilli-Tuffen der Beschreibung von H. Hentschel identisch. Erscheinungen wie die fast ausschließliche Chloritführung unverformter Mandeln, die „Ansiedlung kleiner, körniger oder sphärolithischer Albitaggregate“ im Innern der Mandeln sowie ein albitisches Netzwerk in den interfragmentarischen Räumen mit Nestern von Calcit und untergeordnet auftretendem Epidot, wurden nicht vorgefunden. Ein Platzwechsel von Calcit mit älterem Mandelchlorit konnte ebenfalls nicht festgestellt werden. Dagegen ist eine Verdrängung des Mandelcalcits durch Chlorit ± Serizit in den stärksten durchbewegten Mandelweilburgit-Komplexen eine vielfach beherrschende Erscheinung.

Besondere Bedeutung erhält der Zwischenmasse-Calcit. In dem untersuchten Weilburgittektonit liegt der CaCO_3 -Bestand mit 35 bis 60 Gewichts-% bis zu 60 Prozent höher als im Mandelweilburgit. Der „Fremdanteil“ an Calcit im Tektonit ist somit beträchtlich. Fossilien wie im Erzlager und im Tuffit sind nicht vorhanden. Eine Verunrei-

⁹⁾ Anlässlich der Tagung deutscher Metallhütten- und Bergleute in Weilburg. Führung der Excursionen: Prof. Dr. E. Lehmann und Dr. H.-J. Lippert.

nigung mit Aschentuff fehlt. Die Packung der Bruchstücke ist locker. Eine Änderung des CaCO_3 -Bestandes in Abhängigkeit von der Teufe senkrecht zur generellen Einordnung des liegenden Schalsteins in den Schichtenverband ließ sich nicht erkennen. Der Weilburgittektonit wird nicht von einem Kalkstein überdeckt, stattdessen folgt unmittelbar das Eisenkieselsediment.

Die Ausscheidung des Zwischenmasse-Calcits kann bei einer Tuffitvorstellung des liegenden Lindenberg-„Schalsteins“ sicher nicht in die Zeit nach der Erzlagerbildung verlegt werden. Es müßte dann erwartet werden, daß die Hohlräume zwischen den Tuffbröckchen von dem Erzsediment zumindest in den obersten Gesteinspartien ausgefüllt werden. Die Grenzfläche zwischen Erz und unterlagerndem Nebengestein ist aber scharf ausgebildet. Das Auftreten von Fe im weilburgitischen „Schalstein“ der liegenden und hangenden (!) Grenzzone ist die Folge sekundärer Prozesse, die wohl hauptsächlich während der Dynamometamorphose stattfanden. Die Kalksedimentation müßte demnach mit Aufhören der Lapilli-Auswürfe bzw. vor Absatz des Erzlagers ebenfalls beendet gewesen sein. Vulkanausbrüche mit Auswurf von Bröckchen-Tuffen erheblicher Massenanhäufung und eine Kalksedimentation derart beträchtlichen Ausmaßes ohne erkennbare wechselnd schichtige Beteiligung am Gesteinsaufbau wären somit in einen einheitlichen Zeitabschnitt zu legen. Eine andere Annahme erfordert einen größeren Zeitraum zwischen Tuffauswurf und den Eisenexhalationen, in dem marines Calciumkarbonat als Schlamm die freien Räume zwischen den Bröckchen erfüllte oder direkt durch Auskristallisation verkittete. Wo sind dann aber die zu erwartenden Fossilien, die im Fe-armen tuffitischen oder kalkigen Lagersediment und im hangenden Tuffit zahlreich eingebettet wurden? Weshalb fehlt eine Sedimentation feinsten Tuffschwebeteilchen? Auch setzt die Kalkausscheidung gewisse zeitliche Einschränkungen voraus.

Im einzelnen sind die angeführten Argumente keine ausschlaggebenden Gegenbeispiele einer Tuffitbildung, in ihrer Gesamtheit aber für die speziellen Verhältnisse von Lindenberg nicht übersehbare Indizien. Die eigentliche Beweisführung für die tektonische Umformung eines Mandelweilburgits ergab sich, wie erwähnt, sowohl im Großbefund wie im Mikrobereich aus dem kontinuierlichen Übergang vom ursprünglichen Gesteinsgefüge des Mandelweilburgits zu seinem Tektonit.

Wie ordnen sich aber die bisherigen Untersuchungsergebnisse in die Weilburgit-Schalsteinsynthese von E. Lehmann ein? Als sedimentär-magmatischer Miktit kann der liegende Lindenberg-Weilburgittektonit sicher nicht gedeutet werden. Doch ist diese Deutung im Sinne von E. Lehmann (1941, S. 378) auch nicht unbedingt erforderlich, denn auch die „Weilburgite können unter gewissen Umständen stark geschieferte Textur und damit schalsteinartigen Habitus annehmen. Fleckig-streifiges Aussehen und ausgesprochene Flasertextur sind für derartige Gesteine in der Regel bezeichnende äußere Merkmale. Auch breccienartige Texturen bilden keine Seltenheit“. Somit sind die Schlierentexturen hier nicht notwendigerweise als Magmainjektionen in allothigenem Kalk zu erklären. Weiterhin entfällt der Zwang, den gesamten Chloritbestand auf Einwanderung hydrothermalen, postvulkanischer Lösungen zurückzuführen. Schließlich ist der Quarz nicht nur eine späte Bildung während der tektonischen Gesteinsumformung, sondern auch primärer magmatischer Gesteinsbestandteil. Fragmente quarzitisches Gesteins wurden nicht festgestellt; die verschiedentlich gefundenen Quarzbruchstücke entstanden durch Kataklase von primärem oder jüngerem Quarz.

b) Der „Schalstein“-Komplex (Mandel-Weilburgit und Tuffit) des Lagerhangenden, seine Verbandsverhältnisse und Beziehungen zum Lagerkörper und benachbarten Begleitgestein

Dem Beobachter gibt sich bereits im Grobbefund ein Unterschied zwischen der Gesteinsausbildung des sogenannten Schalsteins im Hangenden und dem ebenfalls als Schalstein bezeichneten, liegenden älteren Weilburgit und seinem Tektonit zu erkennen. Besonders auffällig sind die weilburgitischen Einlagerungen im hangenden Schalstein, denen eine gewisse gesetzmäßige Einordnung entsprechend der Schichtung der Sedimente zukommt. Der dichte, hellgraugrün gefärbte Mandel-Weilburgit mit zum Teil recht großen Blasenausfüllungen zeigt sämtliche Stadien fehlender bis stärkster Einschieferung. Seine Dynamometamorphose ist im allgemeinen aber nicht soweit vorgeschritten wie in der Masse des liegenden Weilbur-

git-Tektonits. Sein Mandelstein-Charakter blieb daher vielfach erhalten. Daneben treten im gleichen Gesteinskomplex hell- bis dunkelgrüne, dichtere Gesteine auf, die anscheinend auch mandelartige Einlagerungen besitzen, denen aber die flaserige Textur des Weilburgit-Tektonits abgeht. Ihre Einschieferung ist wenig ausgeprägt. Schließlich werden noch größere Partien von einem dunklen, hellgraugrün gefleckten Gestein ebenfalls mit wenig hervortretender Grobschieferung eingenommen, das durch seine textuelle Besonderheit nach dem makroskopischen Befund auf einen Tuffit hindeutet. Der Sammelname Schalstein umfaßt hiernach, wie schon E. L e h m a n n besonders betont, recht heterogene Gesteine und verliert damit die Berechtigung, als petrologische Gesteinsbezeichnung ohne Einengung auf eine genau definierte Gesteinsgruppe angewendet zu werden.

1. Der Mandelweilburgit und Weilburgit-Tektonit

Die scharfe Hangend- und Liegendbegrenzung der Weilburgite im „Tuffit“, ihr zungenförmiges Auskeilen und die oftmalige Einknetung und Aufstauchung tuffitischen Materials an den Fließfronten sowie die fehlende Kontakteinwirkung an den Grenzflächen können nur durch Deckenergüsse erklärt werden. Apophysen weilburgitischer Schmelze wurden nicht beobachtet. Makroskopisch sprechen keinerlei Erscheinungen für intrusive Erstarrung.

Nach dem Untersuchungsbefund im Dünnschliff ergibt sich zwischen dem jüngeren Mandel-Weilburgit und dem älteren Weilburgit des Lagerliegenden kein allzu bedeutungsvoller Unterschied (Analyse 5). Die Mineralassoziation ist ähnlich. Sie besteht auch hier aus einer entglasten, feinschuppigen, kristallitischen Grundmasse mit zahlreichen, eingesprengten, recht gut erhaltenen Oligoklasen (Brechungsindex 1,545), viel Calcit (Taf. 3 Fig. 18) und hellem Orthochlorit. Als Einsprengling ausgebildeter Apatit mit Spaltrissen und Serizitausheilung auf diesen Spalten wurde gelegentlich angetroffen. Seine Ausscheidung gehört in die Entstehungsgeschichte der Weilburgite und berührt das hier nicht zur Diskussion stehende Grundproblem der autometamorphen Spilitisierung oder primären Schmelzenumwandlung der basischen Gesteine des Gebietes. An Erzmineralen fanden sich ebenfalls Magnetit, Ilmenit und Pyrit. Letzterer liegt gelegentlich in kleinsten idiomorphen Kriställchen massenweise verstreut im Weilburgit. Meistens ist er an den Mandelrändern oder in den Mandeln auskristallisiert. Die Mandeln haben stark wechselnde Größe von 0,5—5 mm Durchmesser. Sie sind durchweg von Calcit ⁷⁾ erfüllt. Das Gefüge wird durch die Feldspateinordnung bestimmt und kann ophitisch, intersertal oder fluidal sein. Dem Chemismus nach ist der hangende Weilburgit dem älteren gleichzustellen, trotzdem eine differenzierte Mineral-Ausscheidung vorliegt. Einmal zeichnet sich in einzelnen Weilburgitkörpern eine stärkere Beteiligung von Calcit am Aufbau der magmatischen Grundmasse auf Kosten der weniger zahlreich eingestreuten Mandeln ab, zum anderen gehört der primäre Chlorit der Grundmasse nicht in die Gruppe der Fe-reichen Leptochlorite, er steht vielmehr dem Antigorit näher.

Bei tektonischer Beanspruchung des Gesteins finden sich alle die Gefügeänderungen wieder, die bereits ausführlich von dem liegenden Weilburgit beschrieben wurden. Doch ist es, wie erwähnt, in vielen dieser Weilburgit-Einlagerungen vielfach nicht bis zur gänzlichen Einschieferung und Ausplättung gekommen. Mandeldeformation, Kristallisationsschieferung der streißbedingten Hydrosilikate, Faserquarz in den Streckungshöfen der Mandeln, Metasomatose von Feldspat und Calcit durch die Streißlösungen sind bereits bekannte Effekte des gerichteten Druckes. Calcit- und Quarz-Absatz aus den epigenetischen Sekundärlösungen, auch einmal unter geringer Beteiligung von Magnetit und Pyrit, fand sich erwartungsgemäß in den Rupturen. Ein Zweifel an dem Alter dieser Kleinspaltenausfüllungen kann sich

⁷⁾ Vgl. Anmerkung 4.

nicht ergeben, wurde doch das Spaltenmaterial häufig druckbeansprucht, an den Rändern manchmal mylonitisiert (Reibungsschutt), im Innern grob zerbrochen oder kristallverformt.

Einzelne Mandelweilburgitkörper waren aber doch einer stärkeren Streßeinwirkung ausgesetzt. Breccienbildung, die in den grobmylonitischen und Durchbewegungs-Tektoniten des liegenden Weilburgits vorherrschendes bzw. wesentliches Gefügeelement ist, hat nur in bestimmten Weilburgitdecken an der Umformung erheblicher teil. Vermutlich besaß die Grundmasse in einzelnen dieser jüngeren Weilburgite eine ganz besondere Befähigung zu plastischem Ausgleich der inneren Streß-Spannungen, die sich in der Entstehung mächtigerer Gleitbrettzonen, von tektonischem Fluidalgefüge und netzartigen Schlierentexturen äußert.

Welche erhebliche Mobilität der Grundmasse dabei zukommt, ergibt sich besonders aus den Durchbewegungen und Durchschlierungen calcitreicher Gesteinspartien. Nur scheinbar ist der geplättete und in der Streßebene gestreckte Calcit die ältere Bildung, da er von den Chloritsäumen der Schlieren an seinen angrenzenden Kornrändern schwach verdrängt wird. Die magmatische Substanz hat nur scheinbar die Calcitkorn Grenzen bei ihrem Eindringen als bevorzugte Bahnen ausgewählt (Taf. 4 Fig. 20). Denn diese Calcitmassen sind keine allothigenen Kalkstein-Relikte, in die das Magma schmelzflüssig eingedrungen ist („miktitischer Schalstein“), weil sonst eine viel stärker verdrängende Reaktion des H_2O -reichen Magmas am Calcit erkenntlich sein und an Stelle der Feldspat-Metasomatose durch Chlorit eine solche durch vom Magma aufgenommenes $CaCO_3$ erwartet werden müßte. In Parallele zu ähnlichen Tektonit-Bildungen im älteren Weilburgit könnte an eine Ausscheidung von Sekundär-Calcit mit nachträglicher Durchbewegung und Einpressung weilburgitischer Schlieren gedacht werden. Übergänge von unverformtem Mandel-Weilburgit zu gering verschlierten, netzgewebeähnlichen Texturen mit unregelmäßiger Mandelverformung, entsprechend Taf. 4 Fig. 19, beweisen, daß auch in den augeneisartigen, mit weilburgitischer Grundmasse durchwebten, feinschlierigen, calcitischen Gesteinsvarietäten ursprünglich ein mit Mandeln dicht durchsetzter Weilburgit vorlag, in dem die Grundmasse als mobilerer Teil ausgepreßt wurde.

Als charakteristisches Beispiel für eine derartige Auspressung und Materialwanderung der Grundmasse sei das Verhalten eines durchbewegten Mandel-Weilburgits gegenüber einem festeren Fremdkörper einschluß erwähnt. Der durch einen Dünnschliff (Taf. 4 Fig. 21) herausgeschnittene Einschluß bestand aus einem mylonitisierten Quarzgemenge, wahrscheinlich einem Sandstein-Relikt (Emsquarzit?) mit unregelmäßiger Begrenzung. Der Weilburgit der weiteren Umgebung besaß das netzartige Gefüge plastisch ausgeschlierter Grundmasse in mandelreichen Tektoniten. Durch den Einschluß wurde die gerichtete Durchbewegung in den angrenzenden Gesteinsteilen gestört und die plastische Gleitung in eine neue Bewegungsebene abgelenkt. Die Grundmasse floß dabei gleichsam um den Einschluß, quetschte sich in die neue Gleitebene, stauchte sich hier zu einer stärkeren, vielfach in sich gefälteten Schliere zusammen und löste sich wieder außerhalb des Fremdkörperbereichs in eine netzartige Durchwebung des deformierten Mandel-Weilburgits auf. Durch Aufnahme und Umlösung von Erzmineralen entstand in der Grundmasse eine starke, opak erscheinende Eintrübung. Im schräg auffallenden Licht zeigte sie leukoxenartige Farbreflexion. Auf diese besondere Erscheinung sei jedoch erst später bei der Beschreibung der „Grüneisensteinbildung“ eingegangen. Streßchlorit drang in den mylonitisierten Sandstein flächenhaft und aderig ein und verdrängte einen Teil der Quarzsubstanz. Der angrenzende Mandel-Calcit wurde von dieser Metasomatose kaum betroffen. Nur soweit er mit in die stärkere Schliere gelangt war, unterlag er einer weitgehenderen Metasomatose durch die Streß-Lösungen. Auch hier ergab sich eine Beziehung zu dem ursprünglichen Mandel-Weilburgit, da im Druckschatten des Einschlusses noch das ehemalige Weilburgit-Gefüge ziemlich gut erhalten geblieben war.

Weshalb der Mandel-Weilburgit an der einen Stelle mit so hochgradigem plastischem „Ausfließen“ auf die Streßeinwirkung antwortete und an anderer Stelle vorherrschend zur Umlösung neigte, ist nicht völlig klar (Taf. 4 Fig. 22). Gesteinsinhomogenität und Streßintensität werden hierfür verantwortlich gemacht. Ob auch die Bergfeuchtigkeit von unterschiedlichem Einfluß war, läßt sich nicht entscheiden. Jedenfalls hebt sich ein immer stärker werdendes tektonisch bedingtes Fluidalgefüge des gesamten Gesteins heraus, je mehr Chlorit und Serizit am Neuaufbau beteiligt sind. Ausgesprochen laminare Gleitung kann fehlen. Auf Taf. 4 Fig. 23 ist ein Dünnschliffausschnitt eines derartigen völlig eingeschieferten Weilburgits wiedergegeben. Die ehemaligen Blasen sind stärkstens gestreckt. Man könnte hier auch an primär gestreckte Blasen in einem glasreichen Magmatit denken. Der starke Zerfall der Grundmasse in Chlorit und Serizit würde sich dann zwangslos aus der Instabilität ihrer amorphen Phase bei nicht allzu intensiver Streßbeanspruchung erklären. Allgemeinerscheinungen, insbesondere die weiter unten erläuterte starke Chloritisierung im Weilburgit am Lagerhangenden deuten aber mehr auf intensivste Streßbeanspruchungen und streßbedingte Mandelverformungen hin. War örtlich einmal ein höherer Fe-Bestand im Magmatit vorhanden, so zersetzte sich die Grundmasse zu Serizit, Fe-reichen Chlorit und Eisenhydrat. Spätere Dehydratisierung des Brauneisens führte zur Bildung von Fe_2O_3 . Eine gleichzeitige Braunfärbung des Serizits beruht dann stets auf einer Beteiligung der Fe-Hydrate an dem Stoffaufbau des K-Al-Glimmers, der damit vielleicht ein Zwischenglied zum Biotit bilden dürfte.

In Zonen größter Bewegungstendenz wird der Weilburgit des Hangenden besonders schieferähnlich. Die schwachen Gleitbretter, die in der höchsten dynamometamorphen Stufe des Liegendweilburgits nur mikrodimensionale Ausmaße hatten, werden hier mächtiger und formen manchmal größere Komplexe um. Nichts erinnert dann mehr an den Mandelstein. Nur der Pyrit blieb beständig. Kataklyse betraf ihn kaum, selbst porphyroblastische Kristalle sind nur grob zerbrochen. Reaktionsunempfindlich gegenüber den Streß-Lösungen und geschützt durch die Bewegungsfähigkeit der weilburgitischen Einbettung, nahm er an der Durchbewegung teil, wurde gewälzt und disloziert. Gleitende Reibung an seinen die Gleitebene begrenzenden Rändern löste ihn aus den umhüllenden Verband der Grundmasse. Stengeliger Quarz füllte die sich bildenden Hohlräume. Die Kongruenz der Pyrit-Kornbegrenzung und des ursprünglich begrenzenden Weilburgit-Randes blieb hierbei vielfach erhalten. Fehlt diese Übereinstimmung, wurden sicher Bruchstücke abgetrennt und verfrachtet. Hinterließen sie druckfreie Räume, schied sich auch hier chaledonischer Quarz aus.

Dem Calcit wurde bisher nachgesagt, daß er auf dynamische Ereignisse mit Kristallverformung reagierte oder in Lösung ging, wenn die an CaCO_3 ungesättigte Bergfeuchtigkeit durch Rißbildung im Gestein besser zu den einzelnen Calcit-Individuen oder -Aggregaten Zutritt fand. In einzelnen Gesteinsteilen kam es aber trotzdem zur Calcit-Kataklyse, wenn die Kristallverformung nicht mehr ausreichte, um einen Ausgleich für die Streßeinwirkung zu schaffen. Zertrümmerte Calcit-Individuen oder -Aggregate wurden von jüngerem Calcit ausgeheilt, wenn keine weitere Dislokation eintrat. Drifteten sie aber ab, sind sie von deformierten Calcit-Einlagerungen des primären Gesteinsbestandes genetisch nicht mehr zu unterscheiden.

Hervortretende Übergangszonen zwischen dem Mandel-Weilburgit und seinem Tektonit wurden nicht angetroffen. Vielleicht genügten die Aufschlüsse nicht, doch müssen nicht unbedingt derartig ausgeprägte Übergangszonen wie in den kompakten liegenden Weilburgit-Massen vorkommen. Die Weilburgit-Decken des Hangenden werden von tuffitischem Gestein umgeben, das von vornherein viel mehr für eine Durchbewegung prädestiniert war als der Magmatit. Der Tuffit schützte durch seine größere Mobilität den eingelagerten Weilburgit vor zu großer Streßbean-

spruchung. Nur wenn besondere Verbandsverhältnisse vorlagen oder sich die Nähe des Lagerkörpers auswirkte, wurden auch einzelne Weilburgit-Decken stärker tektonisch in Mitleidenschaft gezogen. Die geringe Mächtigkeit und Ausdehnung der einzelnen Weilburgitkörper gab im allgemeinen wohl kaum die Möglichkeit für eine so weitgehende differenzierte Reaktion auf den Streß wie im Liegendweilburgit. Ob sich allgemein eine Stoffwanderung karbonatischer und kieselsaurer Lösungen in größerem Umfang bei der Dynamometamorphose des hangenden Weilburgits vollzog, läßt sich nicht aussagen.

2. Der Tuffit

Der Tuffit (Analyse 12) des Hangenden fällt bei oberflächlicher Beobachtung in der Grube am anstehenden Stoß kaum auf. Er ist von graugrüner Farbe, dicht, ungeschichtet und wenig geschiefert. Als Tuffbildung läßt er sich ohne optische Hilfsmittel nicht identifizieren. Erst unter dem Mikroskop hebt sich sein Tuffitcharakter deutlich heraus (Taf. 7 Fig. 36). In der Hauptsache besteht er aus einer feinverfilzten, calcitisch-chloritischen Grundmasse hellgrünlich bis bräunlicher Trübung mit darin schwimmenden kleineren Quarz- und Calcit-Bruchstücken, von denen insbesondere die Quarzkörnchen in massenhafter Anhäufung auftreten können. Weiterhin enthält er zerspratztes Glas, vereinzelt, nicht immer eingeregelt Feldspäte, die noch ihren Feldspatchemismus bewahrt haben können, sowie ganz selten kleinste Biotitfitter, hin und wieder auch einmal ein Zirkon- oder Granatkörnchen. Fossileinschlüsse fanden sich gelegentlich in größerer Anhäufung. Schichtung zeichnet sich in der Grundmasse nicht ab. Falls vorhanden gewesen, ging sie bei der Dynamometamorphose verloren. Schnüre und schwächere Lagen von Gel-Pyrit kommen vor. Sie sind fast die einzigen Zeugen ehemaliger Schichtung. Zudem unterstreichen sie die sedimentäre Entstehung des Tuffits.

Durch die primären strukturellen Gefügeverhältnisse war dem Tuffit eine erhebliche Plastizität zu eigen. In größeren Komplexen geriet er daher während der Streßphase in tektonisches Fließen. Die hierbei entstandene Eintrübung seines Stoffbestandes verdient besondere Beachtung, da auch die ausgeplätteten Weilburgitschlieren gleicherweise eine Zunahme der Grundmasse-Opazität aufzeigen. Schwache Hydratisierung des Fe (und Mn?) - Bestandes dürfte auch hier vermutlich den Grund für die Eintrübung abgeben. An anderer Stelle reagierte der Tuffit auf die Druckeinwirkungen mit Ummineralisation und Kristallisationsschieferung der neugebildeten Minerale Chlorit und Serizit. Eine feinnetzartige, lenticular eingeregelt oder schlierig gerichtete Durchwebung mit dunkler Trübesubstanz bildet wiederum die Ebenen vermehrter Gleitung ab. Eine Quarz-Metasomatose durch die Streßlösungen trat dabei nicht ein.

Bei der flächenhaften Ausbreitung der Hangend-Weilburgite wurde der noch unverfestigte Tuffit an der Fließfront der Lava auch einmal aufgestaucht oder von der Lava aufgenommen. Eine Bestätigung dieses im Großen schon erkennbaren Bildes fand sich auch im mikroskopischen Bereich. Dünnschliffe von einer derartigen Begrenzung Weilburgit-Tuffit zeigten kleine, im Weilburgit eingeknetete Tuffanteile. Gelpyrite des angrenzenden Tuffits ohne Anzeichen einer Rekristallisation fanden sich noch vereinzelt randnah im Weilburgit. Doch war der größte Teil des Melnikovits der Lava-Temperatur zum Opfer gefallen und zu kleinen idiomorphen Pyritkörnchen umkristallisiert. Zerspratzungen an der Lava-Zunge, calcitische und chloritische Absätze aus der hydrothermalen Magmaphase und eine spätere Metamorphose verwirren zusätzlich wohl das einzelne Geschehen im Kleinen. Mikrobild und makroskopischer Befund ergänzen sich aber doch zu einem eindeutigen Ganzen.

Magma-Intrusion im Tuffit, den Gedankengängen E. Lehmann's (1941, S. 258) folgend, ließ erwarten, daß, wenn nicht an der Salband-Begrenzung, so wenigstens in Richtung des Magmaeindringens, eine schärfere Abgrenzung (Spaltenaus-

füllung) oder aber eine Ausschlierung des Magmatits in Tuffit (Injektionsschlieren) anzutreffen ist. Weder das eine noch das andere ist der Fall. Hier gelangte der Weilburgit im Sedimentationsraum der Lindenberg-Tuffite an die Schichtoberfläche und ergoß sich in mehreren einzelnen, zeitlich folgenden Lava-Ausbrüchen deckenförmig über die noch unverfestigten kalkig-tuffogenen Sedimente.

Nun hat E. Lehmann in seinen Arbeiten immer wieder darauf hingewiesen, daß Injizierungen weilburgitischer Schmelze in Sedimenten stattfanden. Einzelbilder der von ihm veröffentlichten petrographischen Belege geben Mineralreaktionen und Texturen wieder, die nicht ohne weiteres durch eine Streßbeanspruchung der Gesteine erklärt werden können. Wenn auch die vorliegende Untersuchung zu einer anderen Auffassung führt, so muß man sich deshalb doch davor hüten, ohne weiteres das gewonnene Ergebnis zu verallgemeinern. Es darf nicht auf die gesamten weilburgitisch-magmatogenen Gesteine des Lahn-Dill-Gebietes übertragen werden, denn dazu waren die Gesamtvorgänge zu divergenter Natur.

Es ist naturgemäß äußerst schwierig, Einzelerscheinungen in den dynamometamorphen Gesteinen richtig zu deuten und die primäre Gesteinsausbildung zu analysieren. Auch in dem vorliegenden Untersuchungsmaterial tauchten Besonderheiten auf, deren Erklärung auf tektonischer Basis im ersten Augenblick recht schwierig erschien. Als besonders auffällig verdient in diesem Zusammenhang ein Dünnschliffbild (Taf. 4 Fig. 24) herausgestellt zu werden, das neben der tuffitischen Gesteinsgrundlage eine darin schichtig eingelagerte Gelpyritschnur mit eigenartiger Durchwebung weilburgitischer Grundmasse zeigte. Bindemittel zwischen den einzelnen Melnikovit-Kügelchen und miteinander verwachsenen Kugel-Aggregaten waren Calcit und Quarz. Beide Minerale besaßen körnige Struktur. Druckzwillingsbildung betraf den Calcit, Kristallverformung nach der nur vereinzelt feststellbaren undulösen Auslöschung kaum den Quarz. Chaledonansätze an Melnikovit bestätigten, daß geringfügige Dislokationen in der Gel-Pyrit-Einlagerung stattgefunden hatten. Der umgebende Tuffit mit seinen Quarzkorneinbettungen hatte dagegen stärkste Durchbewegung erlitten. Streifige Gleittextur und bänderartige, dicht aufeinander folgende und diagonal verbundene lentikuläre Trübeschlieren waren das Abbild der Streßauswirkungen. Die netzartige Durchwebung erstreckte sich auch randlich auf das Melnikovit-Band. Daneben zeigten sich im Tuffit stark zersetzte Weilburgit-Bruchstücke insbesondere in unmittelbarer Nähe oder am Rand der Schwefelkiesschicht. Auch sie waren plastisch verformt und in Teile der Schwefelkiesschicht eingedrungen, ohne daß dabei die Gelstruktur des Melnikovits verloren ging. Dieser Ausschnitt aus der Melnikovit-Partie könnte ohne Bedenken als Magma-Injektion angesprochen werden, wenn nicht die in der Umgebung eindeutig identifizierbaren Erscheinungen auf dynamische Vorgänge hinweisen würden.

Auswürfe von Weilburgitlapilli mischten sich an vielen Stellen dem tuffitischen Schlamm bei. Sie geben dem Gestein ein fleckiges Aussehen und ermöglichen schon im Handstück seine Bestimmung (Taf. 5 Fig. 25). Obwohl der von Natur aus plastische, tuffogene Feinstkornanteil während der Streßphase weitgehend in tektonisches Fließen geriet und zunächst die gröberen Gemengteile vor größerer Druckbeanspruchung schützte, genügte bei bedeutender Anhäufung von kleineren, und größeren Auswürflingen seine Plastizität nicht mehr, um Verformungen und Einschieferungen der Lapilli zu verhindern. Selbstverständlich hatte hierbei die Größenordnung des Streß wesentlichen Einfluß. Aber erst die Summe mehrerer die dynamischen Effekte beeinflussender Faktoren schaffte die Voraussetzung für die Schiefer-Texturen dieser in ihren Festigkeitsverhältnissen derart unterschiedlichen, tuffitischen Gesteinskomponenten (Taf. 5 Fig. 26). Trat hierzu noch eine Umlösung der Glassubstanz, dann wird es schwierig, den so hochgradig durchbewegten Lapilli-Tuffit von einem hochdynamometamorphen Weilburgit-Tektonit zu unterscheiden. Nicht nur im Handstück, sondern auch im Dünnschliff verlieren sich die

Gesteinsmerkmale, wenn nicht gerade eine größere Dünnschliffserie vorliegt und bei ihrer Durchsicht Spuren ursprünglichen Mineralbestandes etwa ein Bruchquarz oder Gelpyrit als Tuffit-Indizien gefunden werden oder ein noch erkennbares deformatives Mandelgefüge für ein Weilburgit-Edukt spricht. Denn sowohl die Mineral-Assoziation Chlorit, Calcit und Serizit als auch die lentikular schieferigen Texturen dichter, eingewebter, nahezu opaker Trübeschlieren konnten genau so gut im Lapilli-Tuffit wie im umgewandelten Weilburgit entstehen.

3. Der Tonschiefer

Die Materialeinregelung in den hangenden Schiefen (Analyse 13) liegt bereits in der Natur ihrer Sedimentation. Ihre Durchbewegung kommt in einer laminaren Gleitung der Tonsubstanz, gekennzeichnet durch die Schiefertextur, zur Geltung. Eingelagert sind Quarzbruchstücke, einzelne Leisten umgewandelter Feldspäte, Calcit, Gel-Pyrit, Serizit und Chlorit. Wahrscheinlich sind letztere neugebildete Streßminerale aus tuffogenem Material, das vermutlich am Gesteinsaufbau teilhat. Calcit-Schnüre und Melnikovit-Bänder sind die Indikatoren der Schichtung. Chalcidon legt sich in den stärkeren Schwefelkiesschichten einzelnen Gel-Pyrit-Kügelchen an. Umkristallisation des Melnikovits zu idiomorphem Pyrit, manchmal verbunden mit Sammelkristallisation und Ausbildung des Pyrits zu recht großen Kristallen, kommt vor. Melnikovit-Kügelchen, die als Einzelkörper in der Schiefermasse eingebettet sind, zeigen ganz selten Kataklyse. Bruchrisse in Gelpyritschichten wurden kaum beobachtet; dagegen ist in ihnen eine mechanische Auflockerung recht häufig. Die Diagenese des Tons dürfte hiernach wohl kaum vor Einsetzen der Streßeinwirkung erfolgt sein.

4. Der Tonschiefer-Tuffitmiktit

Auch wenn Schiefer und Tuffit nebeneinander in wechselnder, geringmächtiger Folge auftreten, verwischen die dynamischen Effekte mehr und mehr die entscheidenden Gesteinsmerkmale. Eintrübung der tuffitischen Gesteinsbasis und Schiefertextur leiten zum Tonschiefer über. Hinzu kommt noch eine Beteiligung von toniger Substanz am Aufbau des ehemaligen Tuffits, sodaß echte Übergänge von Tuffit zu Schiefer vorliegen. Die bei der geologischen Aufnahme vermuteten Verzahnungen von Schiefer und Tuffit im Hangenden von Lindenberg finden hiermit ihre Bestätigung. Eine Diskordanz zwischen beiden Gesteinen besteht demnach nicht.

5. Der Augitdiabas

Die lagernahen Einlagerungen von fein- bis mittelkörnigen Diabasen in den hangenden Schiefen haben ophitisches bis intersertales Gefüge. Ihr Feldspat gehört zu den sauersten Gliedern der Plagioklase, der Anorthit-Gehalt liegt bei 0—15 %. Leistenformen herrschen vor. Tafeliger Habitus tritt wenig in Erscheinung. Eine Verzwillingung erfolgte nach dem Albit-Gesetz. Die Leisten sind oft verbogen, auch zerbrochen. Der Albit ist stärker korrodiert und zeigt verwaschene Zwillinglamellen. Seine Leisten sind wenig größer als die des Oligoklases. An weiteren Mineral-Komponenten fanden sich Apatit, zum Teil stark zerbrochen, sowie Biotit und Augit, von den Erzmineralen Pyrit, Magnetit und Ilmenit. Ilmenit ist teilweise zu Leukoxen zersetzt, bildet auch gelegentlich im Magnetit Entmischungen. Magmatische Restsubstanz erstarrte zu äußerst feinschuppigen Kristalliten. Ihre Zersetzung in Chlorit läßt auf chloritähnlichen Chemismus schließen. Biotit mit Zirkoneinschlüssen, randlicher Bleichung und Fe-reicheren Chlorithüllen lagert sich gern Ilmenit und Magnetit an. Chloritisierung, zum Teil mit Serizitisierung, und gelegentlich eine ganz schwache Calcitisierung haben das Gestein betroffen. Je erheblicher der Chlorit-Anteil im Diabas hervortritt, desto geringer ist die Beteiligung der Minerale Apatit, Augit und Biotit am Gesteinsaufbau. Obgleich plastische

Deformation aus dem Gefüge nicht abzulesen ist, wurde das Gestein auf jeden Fall druckbeansprucht. Zumindest ein Teil des Chlorits und der gesamte Serizit sind Streßminerale.

6. Zur Petrogenese von Mandel-Weilburgit und Augit-Diabas

Trotz gelegentlicher Anzeichen im Gefüge des Lindenberg-Weilburgits und verschiedentlich eigenartigem äußerem Habitus des Calcits in der Grundmasse zwingen gewichtige Gründe zur Ablehnung der Annahme, daß hier ein autometasomatisch veränderter Diabas vorliegt. Abgesehen davon, daß nirgends Reste von basischem Plagioklas gefunden wurden und die Feldspäte im Diabas, soweit nach den wenigen Dünnschliffen gesagt werden kann, durchweg saurer Natur sind, erscheint ein ursächlicher Zusammenhang mit Natriumkarbonatlösungen nicht gegeben. Die chemische Zusammensetzung des Diabases mit nur 0,55 % CO_2 (Analyse 11) entspricht einem so geringen Karbonatgehalt, daß der Verbleib des notwendig zu erwartenden Karbonats nicht erklärlich erscheint und eine Primärausscheidung der vorliegenden Feldspäte angenommen werden muß. Auch die Annahme, daß allothigener Kalk vom Diabasmagma aufgenommen und dadurch eine Überführung in weilburgitischen Chemismus bedingt wurde, erscheint unhaltbar. Nach Abzug des Karbonatanteils differieren die Zusammensetzungen der beiden Gesteine dazu noch viel zu sehr. Diabasmagma und Weilburgitmagma besaßen demnach verschiedenen Chemismus. Waren beide Magmen trotzdem korrelat oder fehlt jegliche Relation? Worauf beruht u. a. der höhere CaCO_3 -Gehalt in einem großen Teil der Weilburgite? Weshalb kristallisierten anstelle des zu erwartenden basischen Plagioklases sowohl im Diabas wie im Weilburgit saure Feldspäte aus? Wann fand die Ausscheidung des Calcits in der weilburgitischen Grundmasse mit seinem pseudomorphem Habitus statt? Das sind einige Fragen, die E. Lehmann mit einer Wechselwirkung zwischen Keratophyr-, Weilburgit- und Diabasmagma beantwortete; sie soll zum Teil durch neuere Untersuchungen H. Götz,⁸⁾ F. Albrecht,⁹⁾ eine Bestätigung finden.

7. Die Erzausscheidung innerhalb des hangenden Schalsteinkomplexes

Eine von Adern und Rissen gelegentlich ausgehende Durchtränkung des Weilburgit-Tektonits mit Fe-Lösungen fand auch in den jüngeren Weilburgitkörpern statt. Die sekundäre Natur dieser Erzlösungen ergab sich bereits aus dem makroskopischen Befund. Ausführlicher Erwähnung bedürfen dagegen die in der Nähe des Lagers etwa 6—10 m im Hangenden stellenweise angetroffenen Vererzungspartien des Weilburgits und Tuffits, da sich aus ihrer Untersuchung im Mikrobereich ein wichtiger Rückschluß auf die Genesis des Erzlagers ergab.

Einige dieser Vererzungspartien sind anscheinend schichtig eingeordnet; auf größere Entfernung halten sie aber nicht aus. Sie zeigen auch keine klare Abgrenzung gegen den umgebenden Tuffit oder Weilburgit und beherbergen schließlich Einschlüsse von taubem, in der Schieferungsebene gestrecktem Material. Bei den bergmännischen Untersuchungsarbeiten im Verfolg der Lagerstätte wurden diese Vererzungspartien verschiedentlich als Lagervertretung angesehen. Die geologische Aufnahme weist sie aber eindeutig einem höheren Horizont zu. W. Rosenkranz (1949) hat sie als Nachläufer-Lager des sedimentären Lindenberg-Lagers angesprochen und auch im liegenden Weilburgit Erzschnüre, soweit sie in etwa der Schieferung angepaßt waren, gleicher sedimentärer Entstehung zugeschrieben. Diese Deutung geht jedoch zu weit. Die im Liegenden und Hangenden auftretenden

⁸⁾ H. Götz: Vortrag vor der deutsch. geol. Ges. in Wiesbaden am 23. 11. 1950 „Chemisch-petrographische Untersuchungen an devonischen Eruptivgesteinen der Dillmulde“.

⁹⁾ F. Albrecht: mündliche Mitteilung über spektralanalytische Untersuchungen von Erz- und Nebengestein des Vorkommens Lindenberg.

den Erzschnüre sind durchweg sekundären Ursprungs, auch wenn sie sich über eine gewisse Entfernung der Schieferungsebene anpassen. Nach der Durchbewegungsphase, also frühestens am Ende der Orogenese, entstandene Schwächungszonen dürften den Fe-Absatz ermöglicht haben.

Andere Vererzungspartien im hangenden Nebengestein haben imprägnationsartiges Gepräge. Das Gestein ist dunkel eingefärbt, stellenweise tritt Rotfärbung durch vermehrten Fe-Gehalt hervor. Im allgemeinen verzahnen sich die Imprägnationen schlierig mit dem Fe-freien Nebengestein, meistens liegen diese Ausschlierungen in der Schieferungsebene. Aber auch scharfe, quer und senkrecht zur Schieferung verlaufende Grenzen sind häufig. Unvererzte, helle Gesteinsteile finden sich innerhalb des Fe-haltigen Gesteins in gestreckter, der Schieferungsebene eingeordneter Formgebung. Besser als durch eine weitgehendere Beschreibung wird der makroskopische Befund durch die Fig. 27 auf Taf. 5 wiedergegeben. Die Richtung der Schieferung ist hier aus der Lage der hellen Gesteinsteile ersichtlich. Kleinere, unregelmäßig begrenzte Flecken in den dunklen, vererzten Partien sind Fe-freie Anteile des Nebengesteins. Sowohl die schlierige Durchdringung des Gesteins mit Eisenlösungen wie die zum Teil scharfe, aber willkürliche Abgrenzung der erzeichen Imprägnation zum benachbarten Gestein lassen sich gut auf dem Bilde erkennen.

Näher untersucht wurden eine Erzausscheidung im hangenden Nebengestein auf der 170 m Sohle am Wetterschacht sowie in einem Überhauen über dem Lager auf der 210 m Sohle aus dem östlichen Flügelort von Südquerschlag I West.

Das Begleitgestein und Muttergestein der Vererzungspartie am Wetterschacht wird in der Hauptzone von einem stark durchbewegten Weilburgit-Tektonit gebildet mit zum Teil erheblicher Zersetzung der Grundmasse in Fe-reichen Chlorit. Grobkörnige Calcitaggregate der Zwischenmasse sind von Chlorit durchadert, mylonitische Calcitpartien feinnetzartig von Chlorit durchweht. Serizit tritt stark in den Hintergrund. Einzelne Gesteinsteile haben dagegen noch ihren Mandel-Weilburgit-Charakter bewahrt. Tuffit scheint zumindest in dem unvererzten Nebengestein nicht eingelagert zu sein.

In den dunklen Gesteinen tritt mehr oder weniger oxydisches Eisen an die Stelle der magmatischen Grundmasse. Allerdings ist diese Feststellung auf die weniger eisenreichen Anteile beschränkt. In den eisenreichsten Partien wird auch der Calcit intensiv von den Erzmineralen durchadert und imprägniert. Das Erz besteht in der Hauptsache aus feinsten Eisenglimmerschüppchen. Vereinzelt liegen auch größere Eisenglanztafelchen vor; Einzelkristalle sind nicht selten, doch herrschen strahlige und büschelige Aggregate vor. Pyrit ist an der Erzimprägnation der Menge nach kaum nennenswert beteiligt. Eine Verdrängung des Pyrits durch Eisenglimmer hat gelegentlich stattgefunden.

Das Gefüge des Mandel-Weilburgits und seines Tektonits hat sich in den geringer vererzten Gesteinen größtenteils vollkommen erhalten. Schon makroskopisch sind die an den „Schalstein“ und Mandelstein erinnernden Texturen gelegentlich gut kenntlich. Mit zunehmendem Fe-Gehalt offenbart aber nur noch der Dünn- und Anschliff den Vorgang der Vererzung.

Fast ausschließlich betraf die Erzimprägnation in den geringer vererzten Partien die Grundmasse allein. Der Calcit der Mandeln und der Rupturen enthält zwar oft auch Fe-Glimmer in feinsten Durchstäubung, doch ist der Fe-Anteil derart gering, daß er selbst im Dünnschliff leicht übersehen wird. Aufschluß über den Zeitpunkt der Erzausscheidung geben die Erzimprägnationen in den stärker tektonisch beanspruchten Weilburgitvarietäten. Gleitbretter, tektonisches Umfließen von Calcit-Körnchen und Plättungsschlieren der vererzten Grundmasse spiegeln die Tektonit-Texturen wieder. Nicht immer ist die streßbeanspruchte Grundmasse des ehemaligen Mandelweilburgits gänzlich mit Eisenlösungen durchtränkt. Ein-

zelle Grundmasseteile können gänzlich Fe-frei sein (Taf. 5 Fig. 28). Aus den einzelnen Erscheinungsbildern geht ganz eindeutig hervor, daß die Erzlösungen in das Gestein eingedrungen sind, als seine Metamorphose — zum mindesten teilweise — bereits vorlag. Das beweist die nur zum Teil erfolgte Imprägnation und Durchaderung der deformierten und dislozierten Eruptivanteile. Keineswegs gehört die Erzausscheidung in die Zeit der Weilburgitstarrung. Besonders deutlich wird ihre sekundäre Natur an den schlierig verschwimmenden Übergängen von vererztem Weilburgit-Tektonit zum gleichen erzfreien Gestein. Mit der abnehmenden Fe-Durchwebung ist dabei ein Übergang des Eisenglimmers in Eisenhydrat verbunden, das die magmatische Glassubstanz braun färbt. Schließlich verlieren sich auch diese letzten Merkmale der Eisenimprägnation im Gestein.

Mit Zunahme des Eisengehaltes vollzieht sich ein Wechsel im Habitus der magmatischen Grundmasse. Während die unvererzten Grundmasseschlieren und Mandel-Weilburgit-Relikte in den Vererzungspartien eine beträchtliche Auflösung und Verdrängung durch Calcit aufweisen, fehlen diese Erscheinungen in den erzfreien benachbarten Komplexen. Ein ursächlicher Zusammenhang der Calcitisierung mit der Eisenimprägnation dürfte hiernach vielleicht bestehen.

Leptochlorite, in geringer Menge Orthochlorite und Serizit begleiten häufig die Erzadern oder durchweben in dichtem Netzwerk den Calcit. Ihre Substanz kann nach Kenntnis der Streßmineralbildung in den Tektoniten nur aus der Umlösung der magmatischen Grundmasse herrühren.

Aus den bisherigen Beobachtungen ist als Ergebnis festzuhalten, daß die genauer untersuchte Vererzungspartie im Hangenden des Lagers am Wetterschacht durch Imprägnation eines tektonisch umgeformten Mandel-Weilburgits mit Eisenlösungen entstand. Der Befund im Großen findet hiermit seine Bestätigung im Kleinen. Der Zeitpunkt, wann die Fe-Lösungen hier einwanderten, läßt sich an Hand weiterer Einzelbilder gut festlegen. Schon die Begleitung der Erzadern mit Streßmineralen ist auffällig. Besonders wichtig ist aber die Beobachtung, daß des öfteren vererzte Weilburgitfetzen, seien es Mandel-Weilburgit-Relikte oder dynamometamorphe Weilburgit-Bruchstücke, von Fe-freiem Calcit umgeben sind. Somit gehört die Fe-Zufuhr hier noch in die Zeit der dynamischen Gesteinsumformung, denn einmal ergab sich aus der nur teilweisen Imprägnation tektonisch beanspruchter Weilburgitanteile, daß die eindringenden Fe-Lösungen bereits metamorphe Gesteine vorfanden und zum anderen, daß aber auch diese Gesteine nach ihrer Vererzung noch einer weiteren Durchbewegung unterlagen.

Obgleich die Fe-Lösungen bei ihrem Eindringen in der weilburgitischen Glassubstanz einen ausgezeichneten Wegbereiter vorfanden, verschonten sie den Calcit der Zwischenmasse nicht immer vor metasomatischer Verdrängung. Auf breiter Front diffundierend oder in schlauchartigen, engen Lösungskanälen vordringend setzten sie ihren Fe-Gehalt im Calcit als Eisenglimmer in feinsten Durchstäubung oder feinstschuppigen Täfelchen ab. Liesegang'sche Ausfällungsringe konnten hierbei entstehen (Taf. 5 Fig. 29). Spätere Rekrystallisation des Calcits schuf Pseudogelstrukturen von dispersem Eisenglimmer in Calcit. Zu einer gröber kristallinen Eisenglanzbildung ist es bei der Fe-Imprägnation des Calcits kaum gekommen. Selbst in Schlieren, die anscheinend nur aus Roteisen bestehen, kristallisierte das Fe_2O_3 in kleinsten, dicht gepackten Eisenglimmerschüppchen aus.

Äußerst undurchsichtig werden die Verhältnisse in den stark vererzten Gesteinspartien. Während bei schwächerer Erzimprägnation noch das ursprüngliche Gesteinsgefüge kenntlich ist, geht dieses durch metasomatische Prozesse in den eisenreichsten Gliedern des Gesteins gänzlich verloren. Wenn auch stellenweise noch Reste der Grundmasse vorhanden sind, so sind doch die ehemaligen Texturen des Weilburgit-Tektonits völlig durch die Imprägnation verdeckt. Falls Calcit in größerer Menge auftritt, werden auch die Streßminerale Chlorit und Serizit noch

beobachtet. Die Verdrängung des Calcits durch die Streßminerale ist dann bedeutend. Das Gestein erhält hierdurch nahezu ein tuffitähnliches Aussehen.

Im Gegensatz zu der im Vorstehenden beschriebenen Vererzungspartie gehört die Erzausscheidung über dem Lager auf der 210 m Sohle in Nähe des Südquerschlages I mit in die Zeit des weilburgitischen Vulkanismus. Flaserige und schieferige Textur des Weilburgits, Rutschflächen, sowie gestreckte Fetzen, Bruchstücke und abgerissene Bänkchen eines in die Schieferungsebene eingerichteten Roteisensteins bezeugen eine gemeinsam erlittene Durchbewegung beider Gesteinskomponenten. Das Mikrobild zeigt gleichfalls ein mechanisch verzahnendes Ineinanderübergehen von Erz und Nebengestein ohne Anzeichen einer Verdrängung des Magmatits. Strukturen und Texturen dicht zusammenhängender Erzteile weisen Relationen zu bestimmten Lagererzen auf. Neben zusammenhängendem feinkristallinem Eisenglanz und dichten Roteisendispersionen in Calcit liegen Dispersionserze geringerer Fe-Konzentration mit einer Durchschlierung von Chlorit. Eingebettete Weilburgit-Lapilli sind teilweise gut erhalten. Tuffogene Glassubstanz bildet die Grundlage armer, chloritischer Erzpartien. Eine erhebliche Durchmischung hat die Erzmasse inhomogen werden lassen. Gerichtete Bewegungstendenz kommt in den Schlieren und Schnüren chloritischer Erze zum Vorschein. Rupturelle Deformation eines verfestigten Sediments scheint zu fehlen. Fossilfunde in den calcitisch-chloritischen Dispersionsmischerzen geben den Beweis sedimentärer Entstehung, zumindest des chloritischen Anteils. Tatsächlich ist das gesamte Erz sedimentiert.

Neben sedimentären Nachläuferlagern treten somit im hangenden Weilburgit von Lindenberg metasomatische Erzanreicherungen jüngerer Alters auf, denen als letzte Fe-Ausscheidungen die Spaltenausfüllungen nach oder frühestens im Ausklang der Orogenese folgten. Die Fe-Zufuhr war mit dem Absatz des Lindenberg-Lagers demnach nicht beendet. Während der nachfolgenden Eruptionen weilburgitischen Magmas drangen in den Ruhepausen des Vulkanismus Fe-haltige Lösungen auf, die im Meerwasser ausflockten und zusammen mit vulkanischer Asche und ausgefälltem CaCO_3 als Gel-Schlamm sedimentierten. Je nach der Fe-Beteiligung und dem Zusatz tuffogener Produkte entstanden höher Fe-konzentrierte oder chloritisch-tuffitische oder reine Kalkdispersionserze. Während der Orogenese wurde das Sediment mit in die Dynamometamorphose einbezogen. Rekristallisation von Calcit veränderte die Gel-Struktur. Dislokationen durchmischten das Erz, das hierdurch genauso zum Metamorphit wurde wie der Tuffit und sein magmatisches Muttergestein, der Weilburgit. In der Zeit des Tonabsatzes ließ die Zufuhr von Eisenlösungen nach. Kurzzeitige Perioden erneuter Fe-Zufuhr finden sich in den schichtigen Gelpyrit-Einlagerungen der Tonschiefer wieder. Sauerstoffarmut des Meeres, H_2S -Anreicherung durch faulende Sinkstoffe unter Mitwirkung von Schwefelbakterien (?) oder primäre FeS_2 -Lieferung aus Solfataren führten zur Bildung von FeS_2 an Stelle von oxydischem Eisen. Wie lange die periodischen Fe-Exhalationen während der Ton-Sedimentation anhielten, entzieht sich der Beobachtung. Erst in der Zeit der Orogenese wird eine nochmalige Eisenausscheidung klar erkennbar. Ob sie mobilisierten Eisenlösungen aus dem Lager oder den letzten hydrothermalen Nachläufern aus dem weilburgitischen Herd entstammt, blieb unbestimmbar.

8. Der „Grüneisenstein“ der Grenzzone am Lagerkörper

In Lagernähe vergrünt der Weilburgit in der Regel durch erhöhten Chlorit-Gehalt. An der Lagergrenze, insbesondere am Hangenden, wird der Chlorit-Anteil oft derart vorherrschend und der Fe-Gehalt so erheblich, daß die Gesteine bedingt bauwürdig werden und den Namen Grüneisenstein erhalten haben. Im Handstück tritt ihre schwarzgrüne Farbe mit mattglänzendem Seidenschimmer hervor. Eine Einschieferung ist nicht immer kenntlich. Trotzdem fällt die makroskopische Un-

terscheidung vom Schiefer, wenn dieser dem Grüneisenstein direkt aufliegt, besonders in der Grube nicht immer leicht.

Die Chloritisierung des Weilburgits an der Lagergrenze unterliegt dem Umfang und der Stärke nach keinerlei Gesetzmäßigkeit, ja sie kann sogar gänzlich fehlen. Eine Chloritisierung durch postmagmatische Lösungen, wie von E. Lehmann (1941, S. 352 u. folg.) für die „Grüneisensteinbildungen“ angenommen, fand auf Lindenberg nicht statt. Einmal fehlt eine gleichmäßigere Durchtränkung des Weilburgits, zum anderen müßte die Chloritisierung nicht nur an die Grenzzone zum Lager gebunden sein. Aus der Vielgestaltigkeit der Erscheinungen in den Grüneisensteinen führt E. Lehmann (1941, S. 356—362) unter anderem Beispiele von Grube Theodor an. Hervorzuheben ist an diesen Beispielen die Feststellung, daß eine Entglasung der Grundmasse unter Einflußnahme einer magmatischen Dampf- und Lösungsphase weitgehend an der Chloritisierung beteiligt gewesen sein soll. Es bestätigt sich, daß eine Entglasung in dem „Grüneisenstein“ von Lindenberg stattgefunden hat. Jedoch ist nicht sichergestellt, daß die Entglasung durch Dämpfe und Lösungen verursacht wurde. Wenn eine derartige Reaktion eingetreten sein sollte, müßte sie wohl in den Zeitpunkt der Weilburgiterstarrung verlegt und in Verbindung mit dem unterlagernden wasserhaltigen Erzsediment gebracht werden. Gewichtige Gründe (S. 35) sprechen aber dafür, daß auf Lindenberg die Chloritisierung in den Lagergrenzzonen hauptsächlich auf einer besonders wirksamen Streßbeanspruchung beruht, die die Grundmasse zu einer verstärkten Umlösung zwang (Taf. 4 Fig. 23, Taf. 6 Fig. 30).

Die Grundmasse verliert in den lagernächsten Zonen ihre bräunliche Farbe, wird völlig undurchsichtig, reflektiert im schräg auffallenden Licht weißlich und grünlich und bekommt geradezu Metallreflektion durch besondere Beteiligung von Ti in Form von Leukoxen. Schiefer und Fluidaltexturen sind typisch für diese chloritisierten Gesteine, in denen nur noch die veränderte Grundmasse an den ehemaligen Weilburgit erinnert. Unvermittelte Übergänge des durchbewegten, chloritisierten Gesteins in reine, feinschuppige Fe-reiche Chlorit-Partien entsprechen der hochmetamorphen Endphase der Gesteinsumwandlung des Weilburgits. Nadelförmige Querschnitte und unregelmäßige tafelige Körnchen von Leukoxen wurden als letzte, aus der Ilmenitersetzung entstandene Überbleibsel des Magmatits in derartigen, auf Taf. 6 Fig. 31 wiedergegebenen Chloritgesteinen gelegentlich gefunden. Ihre Verbundenheit mit dem Weilburgit ließ sich am Übergang von Gesteinsglas zu Chlorit nachweisen. Ausgeschlierte leukoxenige Glassubstanz wird von Chlorit und auch gelegentlich von Eisenhydraten begleitet; benachbarte Calcit- und Quarzaggregate sind von den verdrängenden bzw. diffundierenden Streß-Lösungen adrig oder flächenhaft durchwebt. Verschiedentlich kam es dabei auch zu einer Eisenglimmerbildung.

Nicht nur an Ort und Stelle der Umlösung in Chlorit wandelte sich das Gestein zu einem Chloritschiefer um, auch Stofftransporte fanden statt, sodaß in druckfreieren Zonen Mandelstein-Anteile von den aus der Nachbarschaft einwandernden Chlorit-Lösungen gänzlich durch Metasomatose verändert werden konnten. Ebenso wurden aufreißende Spalten und Schwächungszonen von Streß-Chlorit eingenommen, der dann je nach Chemismus und Kristallisationsplatz als faseriger oder feinschuppiger Fe-reicher Chlorit auskristallisierte. So konnten Chlorit-Partien in größter Reinheit von einigen Millimeter bis zu mehreren Dezimeter Stärke an der Lagerbegrenzung entstehen, die zunächst vermuten ließen, daß der Chlorit hydrothermalen Nachläuferlösungen des Magmas entstammt. Gelegentlich eingestreute, idiomorphe Pyrite und Pyrit-Aggregate besonderer Größe schienen diese Annahme zu bestätigen; es dürfte hier aber eher eine geringfügige H_2S -Zufuhr stattgefunden haben. Besonderen Einfluß auf die Intensität der Chloritisierung des Weilburgits am Hangenden haben die überlagernden Schiefer, insbesondere dort, wo die Weilburgit-Auflagerung nur von geringer Mächtigkeit ist und der Schiefer in Lager-

nähe den Weilburgit überdeckt. Hier konnten die Chloritlösungen nicht nach der abdichtenden Schieferseite abwandern, verblieben daher in ihrem Muttergestein und verstärkten die metasomatischen Effekte.

In der hangenden Grenzzone mit ihrer hochgradigen Auflösung der weilburgitischen Glasbasis wurden die Gesteine derart verändert, daß die Entstehungsgeschichte ihrer Metamorphose nur aus der Vielzahl der Einzelercheinungen mosaikartig zusammengestellt werden konnte. Sie besagt, daß das bereits verfestigte Erz und besondere Verbandsverhältnisse an der Lagergrenze die innere Reibung im angrenzenden Weilburgit erhöhten und Anlaß zu verstärkter Umlösung, Umkristallisation und Rekristallisation gegeben haben. Hiermit muß auch im Zusammenhang stehen, daß die Chloritisierung an der Hangendgrenze viel intensiver war als in der liegenden Grenzzone des Nebengesteins. In diesem treten Rutschharnische besonders hervor. Die Streßbeanspruchung wurde also vielfach durch Scherflächen ausgeglichen, sodaß es zu einer gleichermaßen intensiven Umlösungsmetamorphose wie am Hangenden nicht kommen konnte. In gewisser Hinsicht spielte dabei der Unterschied in der mechanischen Festigkeit beider Gesteine eine Rolle. Jedoch ist die Beurteilung zu indifferent, um dadurch allein die Verschiedenheit des Gesteinsverhaltens in den Grenzonen zu erklären. Jedenfalls ist die augengneisartige Verformung des Weilburgits am Liegenden mit seinen dunklen, ellipsoiden Chlorit-Umränderungen der Weilburgit-Knuppen schon im Handstück recht charakteristisch. Unter dem Mikroskop bestehen die Scherflächen aus einem verschlierten Gemenge von Chlorit und Serizit oder aus Serizit und randlich ansetzendem Chlorit. Der zwischen den Scherflächen eingeschlossene Mandel-Weilburgit hat sein Gefüge behalten. Plastische Deformationen zeigen sich nur in den Spitzen der Augen, die durch Ausschwänzungen kaulquappenähnliche Gestalt annehmen (Taf. 6 Fig. 32). Nirgends im tieferen Liegenden wurden derartige ausgeprägte Scherflächen beobachtet. Das Erzlager gab wohl anfangs der tektonischen Belastung erheblich nach, war aber im weiteren Verlauf der Durchbewegung nicht mehr so mobil, daß eine Gleichschaltung mit der inneren Bewegungsfähigkeit der Nebengesteine beibehalten wurde. Der Liegend-Weilburgit mußte deshalb im Grenzbereich zum Lager abscheren und wurde zum Schertektonit umgeformt.

9. Die Lagergrenzfläche zum hangenden Weilburgit und Tuffit

Der Lagerinhalt wurde von dem Streß genauso betroffen wie das überlagernde und unterlagernde Nebengestein. Seine Veränderungsmöglichkeiten waren zwar andere als die im Weilburgit. Dislokationen haben aber in größerer Stärke stattgefunden und sind auch besonders in der Lageraufstauchung der Sattelkuppe zu erwarten. Die hangende Grenzfläche zum Nebengestein muß daher tektonische Veränderungen erfahren haben. Doch liegen außerdem Verknetungen und Einfaltungen zwischen Lager und hangendem Weilburgitgestein vor, die nicht als tektonische Bildungen erklärt werden können.

Aufgeschlossen sind unter anderem derartige Erscheinungen im Querschlag II Nord auf der 170 m Sohle und in der östlichen ersten Unterfahrung auf der 210 m Sohle. An letztgenannter Stelle lagert über dem Erzkörper ein mehr oder minder metamorpher Mandel-Weilburgit, der in mehreren, gestaffelt aufeinander folgenden liegenden Falten mit dem Lager verknetet ist, während am Liegenden die Einfaltung fehlt. Hier ist das Weilburgit-Magma in kennzeichnender Weise über das noch nicht verfestigte Erz-Sediment geflossen, hat davon Teile in sich aufgenommen und die Sediment-Oberfläche wulstartig eingefaltet. In Querschlag II Nord zeigt die Erz-Oberfläche zwar ganz ähnliche abgerundete Einfaltungen, doch besteht das überlagernde Gestein vorwiegend aus Tuffit mit kleinen eingelagerten Weilburgit-Lapilli, eingeschwemmten Sandkörnchen und verstreut eingebetteten Erzflocken. Die Abb. 11 demonstriert den makroskopischen Befund. Entgegen der

sich zunächst aufdrängenden Annahme, daß das Lager an dieser Stelle im Streichen auskeilt und daß die im Tuffit liegenden Erzflocken die letzten Erzabsätze in streichender Erstreckung der Lagermulde darstellen, ergab die Kartierung, daß hier das Lager bald durch Störungen abgeschnitten wird und noch weiter in nördlicher Richtung in einem tieferen Niveau zu erwarten ist. Der Tuffit ist auf jeden Fall jünger als das Erzlager und nicht als Lagervertretung zu werten. Eine Erklärung für die Einfaltung läßt sich nicht eindeutig geben. Gegen eine fazielle Sedi-

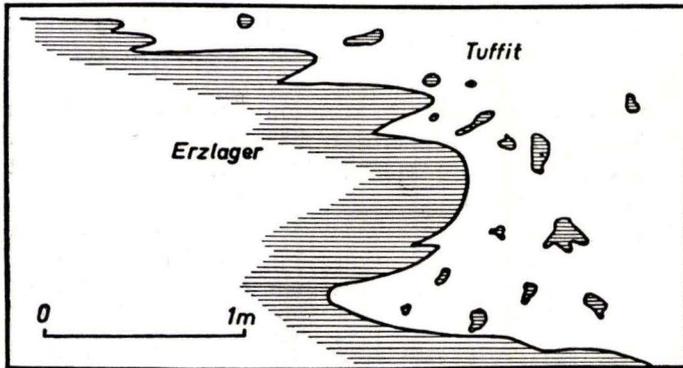


Abb. 11. Grenzfläche des Lindenberg - Lagers zum überlagernden Lapillituffit auf der 170 m Sohle, Querschlag II Nord.
(Erzflocken im Verhältnis zum Maßstab vergrößert wiedergegeben)

mentverzahnung im Streichen oder gegen eine spätere, tektonisch bedingte Verknetung der Schichten sprechen die abgerundeten Faltungsformen. Am einfachsten dürfte die Einfaltung durch eine Schlammrutschung zu erklären sein, die nach Abschluß der Erzsedimentation und beginnendem Tuffitniederschlag mit vereinzelt, letzten Erzausflockungen infolge einer schwachen Bodenunruhe auftrat und durch die die wulstigen Verzahnungen mit dem gleichermaßen unverfestigten Tuffit verursacht wurden.

Die recht scharfe Hangend- und Liegendbegrenzung des Lagerkörpers zum weilburgitischen Nebengestein, zum Tuffit und Schiefer ist besonders auffällig. Gegen eine Spaltenausfüllung spricht von vornherein die schichtige Ausbildung bestimmter Lagerpartien. Eine metasomatische Verdrängung einer den Erzlösungen wegbereitenden Schicht müßte sich wohl im Erzkörper bzw. an den Grenzflächen zum Nebengestein nachweisen lassen. Dabei könnte erwartet werden, daß ähnliche Vererzungszonen wie in der sekundären Vererzungspartie des hangenden Weilburgits am Wetterschacht zumindest an der Lagergrenze aufgefunden werden. Um diese Frage zu prüfen, wurde den Erscheinungen an den Lagergrenzen besondere Aufmerksamkeit geschenkt.

Genauer untersucht wurde u. a. die Grenzfläche zwischen Lager und hangendem Weilburgit in der Sattelwende auf der 1. Lagerstrecke westlich vom Wetterschacht, da hier eine Roteisen-Aufnahme des Gesteins insbesondere in den Mandeln kleiner Weilburgit-Relikte noch am ehesten eine metasomatische Grenzzone vermuten ließ. Unter dem Mikroskop hebt sich im Dünn- und Anschliff in ausgezeichneter Einprägsamkeit die tektonische Fluidaltextur des metamorphen Weilburgits der Erz-Nebengesteinsgrenzfläche heraus. Die Fig. 33 und 54 zeigen, wie bedeutend die Durchbewegung gewesen sein muß. Feinstverfältete Grundmasseschlieren überdecken hier mit unebener Grenzfläche das Erz, falten davon Teile ein und umfließen randlich einzelne mit in die Bewegung einbezogene Erzpartikel. Stärkste Chloritisierung hat die nächste Weilburgitumgebung betroffen. Erzanteile in kleinen und kleinsten Bruchstücken wurden losgerissen und von dem Weilbur-

git im Zuge der Durchbewegung aufgenommen. Soweit diese Erzbruchstücke und Fetzen einer Verdrängung durch Streßlösungen zugänglich waren — es sind dann immer nur schwach vererzte tuffitische oder calcitische Erzbröckchen — durchweht Chlorit die Fremdlinge. Hydratisierung des aufgenommenen oxydischen Eisenerzes mit gelegentlicher schwacher Verfärbung der Grundmasse und Eintrübung des Chlorits durch wandernde Eisenhydrate kommt gelegentlich vor. Feinste Eisenglimmerdurchstäubung in erhalten gebliebenem Calcit einzelner, geringer chloritisierter Gesteinsteile, u. a. in Mandeln, entstand durch Diffusion von Eisenhydratlösungen mit gleichzeitiger Dehydratisierung. Keineswegs sind diese Fe-Lösungen hydrothermalen Ursprungs im Sinne einer intrakrustalen Lagerbildung. Wohl kamen die Fe-Lösungen, die den calcitischen Anteil des lagernahen Weilburgits durchtränkten, aus dem Lager; ihre Mobilisation stand aber in Verbindung mit den dynamischen Ereignissen. Deshalb wurde nicht nur der Mandelcalcit vererzt, auch die Calcit-Aggregate in den Rupturen und der Zwischenmasse-Calcit in den Tektoniten unterlagen der Vererzung.

Das Lagererz besteht an dieser Stelle vorwiegend aus dispers verteiltem Rot-eisen in Calcit. Die ursprünglich zusammenhängenden Massen sind zerrissen und auseinandergezerrt. Kleinere Risse wurden von Calcit ausgeheilt. Zwischen den calcitischen Erzanteil schiebt sich eine tuffitische Grundmasse aus Calcit, Chlorit und feinst zerspratztem Glas mit Einsprenglingen von Quarzkörnchen und Einlagerungen wolkig-flockiger Fe-Dispersionen. Vereinzelt Styliolinenquerschnitte mit gut erhaltenem Calcit-Gerüst sind von Tuffit oder calcitischem Fe-Gel ausgefüllt, ohne daß Verdrängungen des Fossilbaustoffes sichtbar werden.

In dieses verfestigte, vererzte Kalkschlamm-Tuffitgemenge drang aus dem Weilburgit-Tektonit Fe-reicher Streß-Chlorit auf Rissen und in schlierig-aderiger Verdrängung vor (Taf. 6 Fig. 33, Taf. 10 Fig. 54). Bevorzugt wurde hierbei der tuffitische Sedimentanteil. Tiefere Lagerbereiche wurden von dieser Chloritisierung nicht mehr erfaßt. Stets läßt sich die räumliche Verbindung zu dem weilburgitischen Lieferanten dieser Lösungen rekonstruieren; ist einmal der Zusammenhang verloren gegangen, geben mikrotektonische Ribbildungen den ausreichenden Hinweis für die fehlende sichtbare Beziehung zum Muttergestein.

Kontakterscheinungen im Erz an der Hangendgrenze sind nicht vorhanden. Auch in den vom Weilburgit-Tektonit eingeschlossenen Erzfetzen blieb die Gelnatur des Erzes bewahrt. Wenn ausnahmsweise Magnetit in einzelnen Körnchen oder kleineren Aggregaten in unmittelbarer Nähe der Hangendgrenze auftritt, beruht seine Entstehung nicht auf einer Kontaktmetamorphose von Eisenglanz bzw. dispersem Eisenglimmer. Bei der Besprechung der Lagererze wird hierauf noch näher einzugehen sein.

Wie weit die Diagenese des Erzsediments bei Einsetzen der dynamischen Umformung vorgeschritten war, kann hier noch nicht eindeutig entschieden werden, dazu waren die Vorgänge zu komplexer Natur und der zeitliche Ablauf der Orogenese zu ausgedehnt. Einzelperscheinungen, wie das Eindringen karbonatischer Lösungen von der Sediment-Oberfläche (aus dem Weilburgit?) in das anscheinend noch weiche Erz-Sediment mit Fließschlierenbildung sind zeitlich zu unbestimmt, um allgemein gültige Schlüsse zu erlauben. Die Aufnahme gewisser plastischer Erzsedimentpartikel ohne typisch brecciöse Gestalt durch den Weilburgit kann genau so gut während des Überfließens der Lava wie z. Zt. der Dynamometamorphose erfolgt sein.

Die beschriebenen Allgemeinerscheinungen werden komplizierter, wenn die Grenzfläche zwischen Erz und hängendem Weilburgit gelegentlich nicht mehr vollkommen scharf ausgebildet erscheint. Makroskopisch kann dann meist nicht ohne weiteres ausgesagt werden, ob im Einzelfall eine scharfe Grenzfläche vorliegt, da die Chloritisierung der „Salbandzone“ auch in das Erz übergreift. Betrachtet man

die Fig. 34 auf Taf. 6 von einer Grenzflächenbildung im Mikrobereich, so fällt zunächst die Durchschlierung des Lagererzes mit weilburgitischer Substanz auf. Daneben hebt sich die starke Chloritbegleitung der opaken — hier im schräg auffallenden Licht milchig weiß reflektierenden — Grundmasse heraus. Ein mechanisch aderiges Einquetschen der weilburgitischen Grundmasse in das Erz ist in dem abgebildeten Dünnschliff zunächst nicht ohne weiteres einzusehen. Vergegenwärtigt man sich aber, daß die weilburgitische Grundmasse von Natur aus nicht nur eine besondere Befähigung zu plastischer Deformation, sondern auch durch streißbedingte Umlösungen die Eigenschaft einer beträchtlicheren Mobilisation besaß, dann wird auch dieses Bild verständlich. Die dargestellte Einzellerscheinung von Fig. 34 auf Taf. 6 kann deshalb ohne Bedenken als mechanisch aderiges Eindringen der Grundmasse bei gleichzeitiger Lösungsaktivierung als Folge der Streißbeanspruchung gedeutet werden.

Dort, wo Tuffit über dem Lager sedimentierte, hebt sich die Grüneisensteinbildung an der Lagergrenze nicht so stark heraus wie bei den Weilburgit-Tektoniten. Vorherrschend bleibt das laminare Fließgefüge eingetrübter Tuffitmassen (Taf. 6 Fig. 35). Wenn jedoch durch irgendwelche, nicht immer näher bestimmbareren Einflüsse ein plastisches Ausweichen behindert wurde, wuchs die Tendenz zu vermehrter Umlösung der mikrolithischen Aschenteilchen an. Entsprechend ihrem Anteil an der Tuffitzusammensetzung ergab sich eine recht beträchtliche Chloritdurchwebung des Gesteins, das hierdurch ein feinverfilztes, kryptokristallines Körnchengefüge erhielt. Die Berechtigung, eine Auflösung und Wiederausscheidung der in Streißlösung gegangenen tuffogenen Stoffe anzunehmen, ist durch Einzelbeobachtungen, wie durch die Ausheilung zerbrochener, demnach bereits erhärtet gewesener Roteisen-Calcit-Flocken im Tuffit mit Chlorit oder durch das metasomatische Eindringen von Chloritlösungen in eingelagerte Kalkschlammrelikte und Weilburgit-Lapilli, gegeben. Doch ist auch bei einem Fehlen grob sichtbarer Gleitebenen nicht immer gesagt, daß dynamische Vorgänge in den umgelösten Tuffiten ohne Belang waren. Aufmerksam machte hierauf ein Dünnschliff von einer Weilburgit-Tuffit-Grenzfläche (Taf. 7 Fig. 36), an der der Weilburgit völlig eingeschiefert war, während dem Tuffit Anzeichen einer besonderen Durchbewegung mangelten. Nur die im Tuffit eingelagerten Sandkörnchen bezeugten durch ihre undulöse Auslöschung, daß Druckeinwirkungen stattgefunden hatten.

Der Übergang von Lagererz zu Tuffit bildet sich im Großen als scharfe Grenze ab. Nach dem Mikrobefund zu urteilen, hörte die Eisenerzsedimentation plötzlich auf und wurde von tuffitischen Schlammabsätzen abgelöst. Trotzdem war die Fe-Zufuhr mit dem Auswurf weilburgitischer Aschen nicht völlig für längere Zeit unterbrochen. Intermittierende Exhalationsstöße lieferten offenbar noch geringe Mengen an Fe, das in zusammengeballten Flocken lagernah in den vulkanischen Aschen als oxydisches Dispersionserz eingebettet wurde. In höheren Horizonten kam es zur Gel-Pyrit-Ausscheidung. Wahrscheinlich waren Solfataren die Ursache, vielleicht sind auch organische Fäulnissträger hieran beteiligt gewesen. Neben dem Ausflocken der letzten Fe-Kolloide fand kurzzeitig auch ein Absatz von Sanden statt, wahrscheinlich feinsten Schutt von dem nicht allzu entfernten, im Süden gelegenen Festland. Verkittendes Medium war das tuffogene Material (Taf. 5 Fig. 26). Aufwirbelung des Bodensatzes im Meerwasser durch neu einsetzenden Vulkanismus störte die Sedimentationsverhältnisse und verschwemmte die geringmächtigen, sandigen Schichten, deren einzelne Sandkörnchen sich im Tuffit manchmal in großer Anzahl auf kleinstem Raum zusammengedrängt wiederfinden (vgl. Taf. 6 Fig. 35). In den Intervallen vulkanischer Ruhe und geringer Sedimentation vulkanischer Explosions-Produkte wanderte eine völlig eintönige, an Individuen aber reiche Fauna von pelagisch lebenden Styliolinen in den jetzigen Bereich von Lindenberg ein. Nach ihrem Absterben wurden sie zusammen mit eingeschwemmten Crinoidenteilen in das Kalkschlamm-Tuffitgemenge eingebettet. Trotz späterer

Durchbewegung der Tuffitschichten blieben sie recht gut erhalten. Ihr Auftreten ist in der Hauptsache an die Tuffite in Nähe des Lagers und an die Tuffitpartien des Erzlagers gebunden. Sie sind kennzeichnend für das Gesamtmilieu.

Da eine Tuffitbeteiligung auch am Aufbau des Lagerkörpers bei der mikroskopischen Untersuchung der Lagererze festgestellt werden konnte, muß erwartet werden, daß bei Vorliegen einer metasomatischen Roteisenstein-Lagerstätte unregelmäßig verfließende Grenzen zum gleichartigen tuffitischen Nebengestein aufzufinden sind. Vom Lager ausgehende Apophysen im Tuffit sowie Lagergrenzzonen, die auf eine Tuffit-Metasomatose durch Fe-Lösungen hinweisen, sind, wie dargelegt, nicht vorhanden. Damit verdichten sich immer mehr die Beweise für einen sedimentären Absatz der Lagererze.

III. Gefügeanalyse der Lagererze

H. Schneiderhöhn hat in seinem Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde (1941, S. 742 — 760) eine zusammenfassende, aber eingehende Darstellung der submarin-exhalativ-sedimentären Eisenerzstehung im Lahn-Dill-Gebiet gegeben. Die Verknüpfung seiner eigenen Erkenntnisse mit den Untersuchungsergebnissen von E. Lehmann, den Beobachtungen der Geologen, insbesondere von W. Kegel, sowie mit den Berichten der Bearbeiter einzelner Lagerorkommen ergab eine ausgezeichnete Synthese der verschiedenen Meinungen über die Genesis der Lager. Spezielle Einzelheiten wie etwa die Durchbewegung des Erzlagerinhaltes während der tektonischen Umformung, die Diagenese des Erzsediments oder gewisse mineralogische und strukturelle Eigenheiten in einzelnen Lagerorkommen — von H. Schneiderhöhn bereits angedeutet oder schon erklärt — bedürfen aber doch noch einer ergänzenden Berichterstattung zur Vervollständigung des Gesamtbildes.

a) Bisherige Untersuchungen von Lagererzen des Südwestrandgebietes

Erzmikroskopische Arbeiten von den Erzorkommen am Südwestrandgebiet der Lahnmulde führten W. Kegel (1923) und H. Stützel (1933) durch. R. Nleder (1931) bezog diese Eisensteinlagerstätten in seine Betrachtungen über die Auswirkung der Tektonik auf die Lagerbeschaffenheit ein. Von W. Kegel stammt die Beschreibung der Erze von dem Nachbarorkommen der Grube Lindenberg, dem Lager Strichen, und von Grube Riesenburg. H. Stützel analysierte in Ergänzung der petrographischen Untersuchungen von E. Lehmann (1933) die Erze der Grube Theodor bei Weilmünster. Gleich Lindenberg werden diese Vorkommen von fossilarmen bzw. fossilleren Schiefern fragwürdigen Alters überlagert. Auf Theodor folgt wie teilweise auf Lindenberg über dem Lager zunächst „Schalstein“ (Weilburgit-Tektonit?) und Mandel-Weilburgit, dann erst Schiefer. Beide Bearbeiter kamen trotz eingehender und nicht anzweifelbarer Beschreibung der Erze und ihrer Altersfolge zu einer extrem gegensätzlichen genetischen Deutung.

b) Untersuchungsmethode

Die Analysierung der Erzstrukturen und -texturen unter dem Erzmikroskop im auffallenden Licht gibt ein gutes Hilfsmittel für die genetische Beurteilung einer Lagerstätte, allein ausschlaggebend ist sie aber nicht. Erst die Anpassung an das geologische Großbild, die Erforschung der petrographischen Verhältnisse der magmatischen Begleitgesteine, die Suche nach dem Erz-Zubringer, die Mineral-Vergesellschaftung und die Strukturen und Texturen der Lagererze im Groß-, Klein- und Kleinstbild gestatten, zusammengefaßt zu einem harmonischen Ganzen, den Ausblick auf die Entstehungsgeschichte der Lagerstätte. Somit wurde bei der Erzurteilung ein Weg beschritten, der vom Großbefund über die natürliche Abbildung

unter Verwendung optischer Hilfsmittel mit schwacher Vergrößerung zur eigentlichen mikroskopischen Beobachtung im senkrecht auffallenden Licht führte. Als ausgezeichnete Hilfe für die Festlegung der textuellen Erscheinungen erwies sich die Betrachtung der An- und Dünnschliffe im schräg auffallenden, reflektierenden Licht. W. Kegel (1923) hat darauf besonders aufmerksam gemacht.¹⁰⁾

c) Die makroskopisch erkennbare Erzverteilung im Lagerkörper

Die Analyse des derzeitigen Fördererzes von Grube Lindenberg weist einen mittleren Fe-Gehalt von 43—44 % bei 12—13 % CaO und etwa gleich viel SiO₂ nach. Hieraus ergibt sich zwar ein Hinweis auf die wirtschaftliche Bedeutung des Vorkommens, dagegen läßt die Analyse nicht die so unterschiedliche Fe-Konzentration des Lagers erahnen, die zusammen mit einem erheblichen Wechsel der Erzeigenschaften und der Mineral-Komponenten das besondere Charakteristikum des Lindenberg-Lagers ausmacht. Trotzdem besteht in dieser Variabilität eine sicher erkennbare Gesetzmäßigkeit. Am Auffälligsten tritt sie am Liegenden hervor, an dem ganz allgemein Eisenkiesel anstehen. Die Mächtigkeit dieser Schicht schwankt von 1 dcm bis 2 m Stärke; der Fe-Gehalt ist nicht unerheblich. Doch können die Eisenkiesel nur dann als bedingt bauwürdig angesprochen werden, wenn ihr prozentualer Fe-Anteil den Kieselsäurebestand bedeutend übersteigt.

Über dem Eisenkiesel folgen entweder schichtige Erze mit Eisenglanz- und Chloritreichen Partien in Wechsellagerung oder kalkige bis massige Roteisenerze mit mehr oder minderer Beteiligung von SiO₂. Schichtiges Erz kann in massigen Roteisenstein bzw. dieser in schichtige Erze übergehen.

In den südlichsten, südöstlichsten und südwestlichsten Aufschlüssen der Lagerstätte nimmt die Fe-Konzentration parallel mit einer Verminderung der Lagermächtigkeit erheblich ab. Während in den ersten beiden Richtungen das Erz Flußeisensteincharakter durch vermehrten Kalkgehalt erhält, gewinnt die Kieselsäure nach Südwesten zu die Oberhand über den Eisenerzanteil. Die Lagerausbildung in nördlicher Richtung ist nicht bekannt. Im geologischen Teil der Arbeit wurden unter Hinweis auf die Profile: Abb. 4, 5 u. 7 die hier vermutlich vorliegenden speziellen tektonischen Verhältnisse erläutert. Das Lager müßte demnach noch in nördlicher Richtung von den derzeitigen Grubenaufschlüssen vorhanden sein.

Magnetit ist nur in einem bestimmten Areal von massiger Ausbildung. Auf der 2. Lagerstrecke zwischen Gesenk 1 und 2 West — im Profil 7 nördlich von Bohrung 11 — nimmt er fast die gesamte Lagermächtigkeit ein. Selbst im Eisenkiesel am Liegenden herrscht er hier vor. Nur in der Mitte des Lagers unterbricht an dieser Stelle ein geringmächtiges, schichtiges Erzsediment mit Fossilien einbettung den kompakten Magnetitstein. Weiter entfernt von dieser Anreicherung findet er sich unvermittelt im unterschiedlichen Lagerniveau einmal als dichtes Magnetit-erz geringerer Masse oder in ungesetzlicher feiner Verteilung in den verschiedensten Erzen. Makroskopisch wird er bei zu geringer Beteiligung nicht mehr erkannt.

Schwefelkies als letztes der Fe-Mineralen des Lindenberg-Lagers ist in der Hauptsache an die hangendsten Lagerteile gebunden und zeigt den Abschluß der Erzausscheidung an. Schichtung des Schwefelkieses wurde nur dort gefunden, wo Schiefer das Lager überdeckt. Doch sind diese Schwefelkiesschichten nicht aushaltend, auch wechseln sie stark in ihrer Mächtigkeit von dünnsten Schnüren bis zu 0,3 m starken Bänken mit Zwischenlagen von Schiefer. Am Weiburgit- und Tuffit-Hangenden fällt eine Pyritausscheidung kaum auf. Über größere Grenzflächenbereiche kann er gänzlich fehlen. Wenn vorhanden, zeigt er sich als in die Schich-

¹⁰⁾ Leider eignen sich die recht eindrucksvollen Bilder nicht gut zur Wiedergabe in Schwarzweiß-Fotografie infolge von geringer Farbunterschiede der Grauskala. Buntdrucktafeln sind zu teuer. Dank einer besonderen Unterstützung von Herrn Dr. H. Freund, Wetzlar, war es aber doch möglich, vier Farbbilder der Arbeit beizugeben.

tung eingeordnete aderähnliche Bildung oder in Einzelindividuen ziemlicher Korngröße und ausgezeichneter Idiomorphie mit oftmals makroskopisch nicht übersehbarer Verzwilligung und Zwillingslamellierung. Zwischen diesem Pyrit und den Schwefelkiesbänken an der Schieferauflage besteht keine Identität. Hier sind es idiomorphe Kristalle, dort FeS_2 -Massen von markasitähnlicher Farbe, die völlig der Ausbildung von Schwefelkiesschnüren im Schiefer des höheren Hangenden entsprechen. Die Vermutung, daß der Schwefelkies als Gel-Pyrit ausgefällt wurde, fand eine Bestätigung durch die erzmikroskopische Untersuchung. Sekundäre Vorgänge können den Gel-Pyrit zu idiomorphem Pyrit umgewandelt haben. Die Abhängigkeit derartiger Umkristallisationen von angrenzenden Spalten und Klüften, auf denen karbonatische und kiesel-saure Wässer zirkulierten, ist dann nicht zu übersehen. Vereinzelt wurde schließlich noch idiomorpher Pyrit innerhalb des Lagers entweder einsprenglingsartig in kleinen Individuen im chloritischen Erz oder gebunden an Eisenglanz und Magnetit angetroffen.

d) Die Erzsedimente

Die Strukturen und Texturen der sedimentären Dispersionserze hat erstmalig A. Cissarz (1924, S. 111—118) eingehend beschrieben. Unter Hinweis hierauf erübrigt sich die Beschreibung gleicher bzw. ähnlicher mikroskopischer Bilder der Linden-berg. Dagegen sind die textuellen Erscheinungen von Interesse, deren Studium bei schwachen Vergrößerungen Rückschlüsse auf die Art bestimmter Umwandlungsvorgänge im Erzkörper ermöglicht.

1. Der Eisenkiesel

Die Eisenkiesel am Liegenden bestehen aus feindispers verteiltem Ferrioxyd in Quarz. Mit der Dichte der Packung der Kristallschüppchen wechselt die Farbe des Erzes von gelbrot über lichthellrot bis zu einem satten Dunkelrot. Vereinzelte Eisenglanz-kriställchen und kleine skelettartig verwachsene Eisenglanz-Aggregate in den dichtesten, eisenreichen Dispersionserzen stehen in direkter Beziehung zur Ausscheidung des dispersen Eisenglimmers. Gel-Texturen sind in den ärmeren Dispersionen vorherrschend, jedoch nicht allgemein. Eine Ergänzung der Cissarz'schen Abbildungen ist durch Fig. 37 auf Taf. 7 gegeben. Hier liegen einzelne Gelklümpchen mit höherem SiO_2 -Anteil in Fe-reichen wolkig-flockigen Dispersionen. Besondere Beachtung verdient in einem dieser Gebilde die zwar nicht allgemeine, aber doch häufige Ausbildung eines Fe-freien Quarzkernes mit verfließender Begrenzung zu der umgebenden Fe-dispersen Zone des Klümpchens.

Zur Entstehung der kieseligen Dispersionserze äußert sich H. Schneiderhöhn (1941, S. 756—758) ausführlicher. Hauptausgangsstoffe für die Erzbildung waren FeCl_3 - und SiCl_4 -haltige Exhalationen, die sofort bei ihrem Austritt mit dem kühlen Meerwasser in Reaktion traten und infolge ihrer plötzlichen Entspannung das Eisen in hochdispers-kolloider Form ausschieden. Die hohen Temperaturen, die für die unmittelbare Ausscheidung des Eisens als Ferrioxyd notwendig sind, waren nach H. Schneiderhöhn durch die Natur der Exhalationen bedingt an der Austrittsstelle der juvenilen Stoffe vorhanden. Eine großräumige Temperaturerhöhung wird mit Recht abgelehnt. Allein die in der Nachbarschaft lebende Massenkalkfauna läßt einen derartigen Gedanken nicht zu. F. Behrend (1934, S. 362, 363) hat im Bereich des Santorin-Archipels in der Ägäis Beobachtungen über untermeerische Exhalationen angestellt. Eisenchlorid-Exhalationen konnten mit den zur Verfügung stehenden Mitteln nicht direkt festgestellt werden, doch ließ sich deduktiv aus den Ferrichlorid führenden subaerischen Exhalationen in diesem Gebiet schließen, daß auch gleiche juvenile Stoffe in das Meerwasser eintreten müssen. Analytisch konnten jedoch nur kühle Eisenkarbonat-Ausstoßungen nachgewiesen werden. Das Eisen soll hier als Hydroxyd ausgefällt worden sein. Nach K.

Kalle (1945, S. 144) hat man im Bereich eines submarinen Vulkans des japanischen Schelfgebietes braune „Fe-Wolken“ im Meerwasser beobachtet. Die Wolken besaßen einen Fe-Gehalt bis zu 968 mg im Kubikmeter Wasser. Es dürfte kein Zweifel bestehen, daß die feindispersen Eisenerzsedimente des Lahn-Dill-Typus gleichen Bildungsprozessen entstammen. Leider fehlen aber noch bestätigende Beobachtungen an rezenten submarinen Exhalationen, daß die Eisengele auch als wasserfreies Ferrioxyd ausflocken können. Experimentell sind allerdings derartige Bildungen durch E. Stirnemann (1925) nachgewiesen worden.

Die Fe-Wolken können bei der äußerst geringen Größe ihrer Teilchen ganz sicher nur langsam sedimentieren. Wechselnde Konzentrations- und Stoffverhältnisse in den Exhalationen, Meeresströmungen und unterschiedliche Sedimentationsbedingungen ergaben im Bodensatz eines Sedimentationsbeckens jegliche Mengenverteilung von Fe_2O_3 -Gel und SiO_2 -Gel. Ein schichtiger Absatz der ausgeflockten Stoffe ist demnach von vornherein in den kieseligen Eisenerzen nicht zu erwarten. Den eigentlichen Sedimentationsvorgang könnte man sich in Anlehnung an die Auffassung von C. W. Correns (1939, S. 207) über die Entstehung der Brauneisenoolithe und einer anorganischen Kieselsäureausfällung im Meerwasser so vorstellen, daß die in reichlicher Menge zusammen mit Fe aus den Exhalationen zugeführte Kieselsäure in dem schwach alkalisch reagierenden Meerwasser ausflockte und hierdurch das positiv geladene Eisenhydroxyd auf Grund der negativen Elektrolytladung der SiO_2 -Flocken gleichfalls ausfiel. Die Kugelchenform ergibt sich hierbei nach H. Borchert durch Gel-Oberflächenkräfte, ihr gelegentlich schaliger Aufbau durch rhythmische Fällungsreaktionen.

Durch Alterung und Diagenese rekristallisierte die ausgefällte Kieselsäure zu feinkörnigem Quarz mit Pflastertextur. Damit wird erklärlich, daß sich der disperse Eisenglimmer nicht mehr gleichmäßig in und über die einzelnen Quarz-Individuen verteilt und sich auch nicht an die Quarzkorngrenzen hält. Schrumpfungsringe, die schon A. Cissarz (1924, S. 117) erwähnt, und die sehr schön durch die Fig. 37 auf Taf. 7 demonstriert werden, gehören noch in das Frühstadium der Diagenese.

Eine angedeutete Schichtung wurde im Eisenkiesel unter dem Mikroskop kaum angetroffen und kann auch nach den Darlegungen im Vorhergehenden nur eine Ausnahme bleiben. Makroskopisch ergaben sich keine entsprechenden Beobachtungen. Eine Durchmischung Fe-reicher Dispersionen mit Partien geringer Fe-Beteiligung bildet deshalb durchweg die Regel. Neben Wärmeausgleichsströmungen im Meerwasser brachte zudem der an den verschiedensten Stellen der Geosynklinale tätige submarine Vulkanismus laufend Unruhe in die Sedimentationsvorgänge. Aufwirbelung des Bodensatzes und Vermengung der Schlammschichten waren die Folge. Auch Schlammrutschungen kamen hinzu.

Zu Beginn der Orogenese befand sich das Sediment nach Verlust des Hauptanteils an Wasser wahrscheinlich noch in einem gewissen plastischen Zustand und antwortete auf die Einwirkung der dynamischen Kräfte mit erheblicher Dislokation und Durchknetung seines Stoffbestandes. Ribbildungen, wie sie in einseitig gepreßten Tonen auftreten, gehören in die Zeit dieser Materialbewegungen. Mit fortschreitender Diagenese ging der plastische Durchbewegungsmechanismus in raptuelle Deformation mit Dislokation und in gelegentlich feststellbare Gleitflächenbildung über. Wiederum gibt ein Chloritabsatz auf streiferegulierten Ebenen die Gleitflächen an. Eine Eintrübung des Chlorits durch Eisenhydrat wurde häufig beobachtet. J. Holzner (1938, S. 397) hat auf die Möglichkeit einer Eisenhydratbeteiligung an der Chloritzusammensetzung in stark chloritisierten Weilburgiten schon früher hingewiesen. Differenzierte Gleitbewegung auf den Gleitebenen setzte die zwischenliegenden Partien einer Scherbeanspruchung aus und zerspaltete sie durch diagonal und senkrecht verlaufende, oft auch unregelmäßige Scherrisse. Dislokation löste das Brecciengefüge auf. Kalkspat und Quarz, die von der Weilburgit-

breccienbildung bekannten Sekundärminerale, heilten die Rupturen aus. Ihre Kristallverformung mit undulöser Auslöschung beim Quarz sowie Zwillingslamellierung und Verbiegung der Lamellen beim Calcit entstand durch Einbeziehung der Sekundärminerale in die Streßbeanspruchung.

In dem Eisenkiesel sediment liegt somit eine Vielgestaltigkeit der Erzdurchmischung in den verschiedensten Festigkeitsstadien des Erzes vor, die sich in erheblich voneinander getrennten Zeiträumen vollzog. Oft überdecken die jüngsten und effektvollsten inneren Dislokationen die älteren, zum Teil noch in die Sedimentation fallenden Materialbewegungen. Trotzdem ist eine Analysierung der beschriebenen Durchbewegungsvorgänge ohne weiteres möglich. Genau wie in den Mandel-Weilburgiten, hier sogar in erhöhtem Maße, erfaßte der Streß des orogenen Zeitabschnittes nicht Teilchen auf Teilchen des Erzkörpers in gleichem Maße. Selbst im Kleinstbereich fand er recht verschiedene Festigkeitsverhältnisse vor, so daß seine Auswirkungen stark voneinander abweichen. Es blieben deshalb im Erzkörper Überreste einzelner Bewegungsstadien erhalten, die die inneren Materialwanderungen der verschiedensten Zeitabschnitte beurkunden.

2. Die calcitischen Dispersionserze

Von den über dem Eisenkiesel liegenden Erzen zeigen die calcitischen Dispersionserze ähnliche Texturen wie der Eisenkiesel. Gel-Bildungen mit kugelschaligem Aufbau der Dispersionen wurden aber kaum vorgefunden. Auch hier hat eine Durchmischung und spätere Rekristallisation des Calcits die ursprüngliche gesetzmäßige Eisenglimmerdurchstäubung des Kalkschlammes verändert. Der Fe-Anteil ist deshalb in wolkig-flockiger, unregelmäßiger Verteilung den einzelnen Calcitindividuen ohne Rücksicht auf die Korngrenzen eingelagert. Eine Kristalldeformation der calcitischen Dispersionserzbasis wird von der Eisenglimmerdurchstäubung verdeckt. Sie ist aber vorhanden, da einzelne Calcitindividuen mit nur einseitiger Fe-Durchstäubung die Zwillingslamellierung im dispersionsfreien Kornanteil kundgeben. Aushaltende und textuell ausgeprägte laminaire Gleitung ist genau so wie in den Eisenkieseln eine nur selten feststellbare Erscheinung. Erst im dichteren Dispersionserz waren die Bedingungen für eine verstärkte Teilchenbewegung erfüllt. Bei der Besprechung der Eisenglanzsedimentation ist hierauf noch näher einzugehen. Die rupturale Deformation des calcitischen Dispersionserzes nach der Diagenese entspricht voll und ganz derjenigen im Eisenkiesel (Taf. 7 Fig. 38). Sie tritt in den hangendsten Partien und in den geringmächtigen Teilen des Lagers besonders hervor. Selbstverständlich muß die rupturale Deformation nach Erstausheilung der Risse und Spalten mit Calcit und Quarz nicht abgeschlossen gewesen sein, denn ein Kontinuum der Streßphase mit langsam ansteigenden und abfallenden Beanspruchungen lag nicht vor und wäre auch ungewöhnlich. Jüngere Calcit-Adern im Zwischenmasse-Calcit zeigen jedenfalls an, daß auch im Spätstadium der Durchbewegung noch Kataklyse eintreten konnte.

3. Die tuffitischen Einlagerungen

Die schichtigen Erze sind durch einen Sedimentationswechsel entstanden. Hier wechsellagern Dispersionserze kalkiger und kieselig Grundlage in mehrfacher Folge mit Tuffit. Die Eisenglimmerbeteiligung an der Zusammensetzung der Tuffite ist meistens gering. Mit dem Auswurf von vulkanischen Aschen hörte somit die Fe-Zufuhr in der Regel auf. Irgendwelche Bindungen an den weilburgitischen Vulkanismus müssen demnach bestanden haben, selbst wenn die Weilburgitschmelze nach E. L e h m a n n (1941, 1949) nicht der unmittelbare Lieferant des Eisens gewesen ist. Je nach der Menge der vulkanischen Förderprodukte, der Zeitdauer einer Ausbruch-Periode und der zwischenliegenden Eruptionspausen sind die Tuffitschich-

ten von unterschiedlicher Mächtigkeit. Oftmals bilden sie nur dünne Lagen zwischen mächtigeren Erzbänken. Kommen grobbankige Tuffit-Partien vor, verliert das Lager seine Bauwürdigkeit. Ihre makroskopische Identifizierung ist ohne Kenntnis des Mikrobefundes nicht leicht, da sich der tuffogene Charakter nicht hervorhebt und die stark positive Salzsäurereaktion der Kalkschlammeimengung zunächst eine Kalksteineinlagerung im Lagerhorizont vermuten läßt. Im Dünnschliff offenbart sich ihre tuffitische Natur durch die miteinander verfilzte, feinkristalline calcitisch-chloritische Grundsubstanz sowie durch Einlagerungen von klastischen Sandkörnchen und von ausgeflockten oder eingeschwemmten calcitischen Dispersionszeren. Glasspratzer und Feldspatleisten sind äußerst selten.

Fossilien wurden in den eisenärmsten und eisenfreien Tuffiten oft in dichtester Packung eingelagert. Leider fanden sich bisher nur Styliolinen und Crinoidenstiellglieder (Taf. 7 Fig. 39, 40). Eine Zuordnung der Styliolinen zum Mittel- oder Oberdevon ist infolge ihres einfachen Baugerüstes nach einer mündlichen Mitteilung von Professor Dr. Rud. Richter¹¹⁾ nicht möglich. An einzelne der Styliolinen hat sich radialstrahlig Calcit angesetzt (Taf. 9 Fig. 50); gleichzeitig rekristallisierte der Gehäuse-Calcit, so daß das ganze Gebilde bei + N das Brewster'sche Kreuz zeigt. J. H e s e m a n n (1927, S. 30 u. Abb. 5) fand ähnliche Bildungen im Holzburger Roteisenstein-Grenzlager bei Hüttenrode im Harz und bezeichnete sie, allerdings in Kenntnis ihrer ursprünglichen fossilen Natur, als ooidische Sphärolithe. Im Falle Lindenberg sind sie ebenfalls eindeutig fossil, da sie stets in Gesellschaft mit unveränderten Styliolinengehäusen zu finden sind.

In den obersten Erzsediment-Horizonten wurden gelegentlich Weilburgit-Lapilli im Schlamm eingelagert. Streßeinplättung dieser Grobanteile ist nicht allzu häufig. Eine randliche Chloritisierung gibt sich dagegen oftmals kund. Zusammen mit der Chlorit- und geringfügigen Eisenhydratdurchwebung in den Lagertuffiten sind diese Umlösungen und Ausplättungen der Grobeinlagerungen identisch mit den Streßeffekten in den hangenden Tuffiten. Wenn es auch nach den vielfältigen Beweisen einer Streßebeanspruchung der Lindenberg-Gesteine kaum mehr eines erneuten derartigen Hinweises für die tuffitischen Lagerteile bedarf, so mag doch eine recht eindeutige Beobachtung der Ausplättung gleitfähigster Zonen im Gestein noch einmal Erwähnung finden, da zudem gleichermaßen hervorgeht, daß ein metasomatisches Eindringen von hydrothermalen Chloritlösungen in Sediment-Horizonte im Sinne von E. L e h m a n n (1941, S. 336) für das Lindenberg-Lager nicht zutrifft. In den unvererzten Tuffiten mit mengenmäßig erheblicher Einbettung von Fossilien durchziehen verschiedentlich Chlorit-Schnüre und -Bänder in eingeregelter Ebenen in größter Dichte und netzartig-gestreckter Durchwebung das Sediment. Die Fig. 40 auf Taf. 7 gibt hiervon eine Vorstellung. An den Fossilkörpern weichen die Chlorit„adern“ aus, richten sich aber hinter diesen wieder in die generelle Durchwebungsrichtung ein. Kaum einmal wurde der Gehäuse-Calcit der Fossilien an den Berührungsstellen mit den Pseudoadern von Chlorit verdrängt, eher erfolgte eine schwache Abscherung kleiner Fossilkörperteile. Die Texturen dieser Tuffite bieten somit die hervorstechendsten Kennzeichen für die stattgehabte Bewegungs-metamorphose.

Oftmalig ist der Tuffit durch gleichzeitige Sedimentation von Eisenoxyd zu einem rotbraunen Gestein eingefärbt. In diesen vererzten Tuffiten wurden die sichersten und unbezweifelbaren Beweise für die sedimentäre Ausfällung des Eisenglimmers gefunden. Neben Erzflocken mit Gel-Strukturen sind besonders eingebettete Fossilgehäuse für die Erzausscheidung aufschlußreich. Kaum einmal ist

¹¹⁾ Herr Prof. Dr. Rud. Richter machte aber darauf aufmerksam, daß bei Anwesenheit von Crinoidenteilen auch ein Fund stratigraphisch bedeutungsvoller Fossilien bzw. bestimmbarer Crinoidenkelche aus dem Lebensraum benachbarter Kalkriffe erwartet werden kann. Leider ließ sich die Suche hiernach aus zeitbedingten Gründen nicht mehr durchführen.

der CaCO_3 -Baustoff dieser Fossilgehäuse metasomatisch verdrängt oder mit oxydischem Eisen imprägniert worden. Das einbettende Schlamm sediment, gleichgültig ob mit oder ohne Eisenglimmerbeteiligung, füllt zudem stets auch die Hohlräume der Fossilien aus (Taf. 7 Fig. 39). Betrachtet man hierzu die Fig. 41 auf Taf. 7, so drängt sich der sedimentäre Charakter des verzerten Tuffits im Hinblick auf die Fossileinbettung sofort auf.

Tuffit und Eisenerzsedimentation schließen sich also nicht immer aus; sie kennzeichnen klar den Bildungsraum. Abklingende Exhalationstätigkeit und beginnender Auswurf vulkanischer Asche schufen durch Vermischung der letzten Fe-Ausflockungen mit tuffitischen Schwebestoffen schwimmende Übergänge. Abrupte Beendigung der Tuffauswürfe bzw. der Exhalationen ergab dagegen scharfe Schichtgrenzflächen. Größere Ruhepausen zwischen der explosiven Vulkantätigkeit und den Exhalationen dürften aber nicht bestanden haben, da im allgemeinen eine kurzzeitige Kalkschlamm sedimentation fehlt. Nun ist nur die Grenzfläche von Tuffitschicht zu überlagerndem Erz verhältnismäßig ebenflächig, dagegen an der Auflage Tuffit auf Erzsediment ausgebuchtet und verfältelt. Die untenstehende Hand- skizze (Abb. 12) von einer derartigen schichtigen Erz - Tuffit - Wechsellagerung gibt

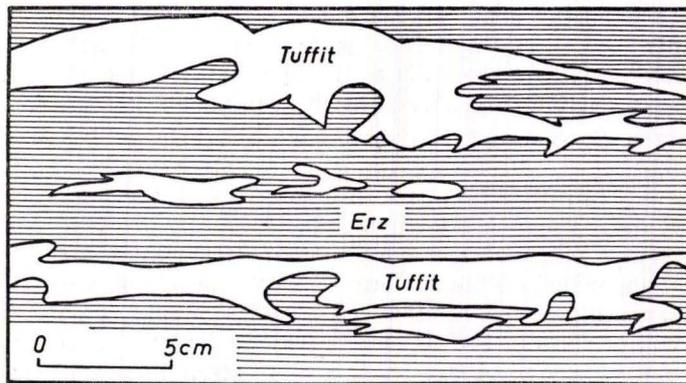


Abb. 12. Schichtige Wechsellagerung von Tuffit und Dispersionserz in einem begrenzten Lagerbereich von Lindenberg.

das Bild wieder, das sich am anstehenden Stoß in einem begrenzten Lagerteil von Lindenberg darbietet. H. J. Lippert¹²⁾ machte auf gleiche Erscheinungen in geschichteten oberdevonischen Tuffiten der Dill-Mulde aufmerksam. Schon makroskopisch können diese Bildungen auf gleitende Bewegungen im plastischen Zustand der Schichten zurückgeführt werden. Im Mikrobereich wurden sie als Schlammrutschungen eindeutig identifiziert, zumal wenn der benachbarte Lagertuffit keine besondere Streßbeanspruchung zeigte (Taf. 7 Fig. 41). Denn nur im hochplastischen Zustand der Sedimente kann die rundliche Einknetung tuffogener Randpartien mit dem Erzsediment ohne Streßeinregelung und die Abtrennung von Erzsediment- Anteilen ohne Bruchstückumgrenzung stattgefunden haben.

4. Die sedimentären dichten Eisenglanz-Roteisenerze

Der dichte, hochprozentige Roteisenstein besteht fast nur aus Eisenglanz mit einem nicht mehr bestimmbar Bindemittel (Taf. 8 Fig. 42, Taf. 10 Fig. 57). Die Kristalle sind sehr klein, von tafeligem Habitus mit langgestreckten, nadelartigen und leistenförmigen Querschnitten. Sie sind dort skelettartig verwachsen, wo Sam-

¹²⁾ H.-J. Lippert: Zur Gesteins- und Lagerstättenbildung in der östlichen Dill-Mulde. Vortrag, gehalten vor der deutsch. geol. Ges. in Wiesbaden am 23. 11. 1950.

melkristallisation möglich war. Oftmals bilden sie die von A. Cissarz (1924, S. 111) beschriebenen und abgebildeten „Büschel- und Stern-förmigen“ Aggregate, wenn zunächst Gelkugelformen entstanden und die Möglichkeit einer Sammelkristallisation gegeben war. Häufig ist der Eisenglanz eingeregelt und unterscheidet sich von dichten Dispersionserzen in Calcit nur durch seine größere und für Eisenglanz charakteristische Kristallform. Doch ist schon 100-fache Vergrößerung notwendig, um seine kristalline Gestalt im Schliff gut zu erkennen.

Eisenglanz geht ohne scharfe Begrenzung in Dispersionserz über. Bei der ange deuteten Mikroskopiertechnik macht sich hierbei ein Farbwechsel von mattstahlgrauem Eisenglanz zu leuchtend mittelrotem dichtem Dispersionserz bemerkbar (Taf. 10 Fig. 57). Allein aus diesem allmählichen Übergang von Eisenglanz zu Roteisen und von Roteisen zu weniger dichtem Dispersionserz wird die sedimentäre Natur bestimmter Eisenglanzmassen augenscheinlich. Sie sind hiernach das Fe-reichste Endglied der Dispersionserze.

Gel-Bildungen kommen in Gestalt kreisförmiger oder ringförmiger Querschnitte mit wechselweisem Aufbau von Eisenglanz und Dispersionserz in Calcit vor bzw. konnten hier erhalten bleiben. Auf ringförmige Schrumpfungsrisse der Cissarz'schen Auffassung im Eisenglanz und dichtesten Roteisen wurde schon früher aufmerksam gemacht. Bewegungen vor der endgültigen Diagenese lockerten das Sediment auf und legten die in den Eisenglanzmassen oftmals versteckten Gel-Formen frei.

Je nach den Kohäsionsverhältnissen im Erz und der Alterung der Gele entstanden mehr plastische oder Abriß-Texturen (Taf. 8 Fig. 43). Das ruptuelle Gefüge-Element eines versteinen Körpers ist im Eisenglanz kaum vorhanden. Seine Feinkristallinität befähigte ihn bestens zu laminarer Gleitung, die sich durch einen Wechsel hellerer und dunklerer, in der Durchbewegungsrichtung liegender Ebenen kundgibt. Änderung der Eisenglanzkristallinität auf den Bewegungsebenen und Beteiligung von Chlorit an der stofflichen Zusammensetzung der dunklen Schlieren sind die Ursache dieser Unterschiede in den natürlichen Reflektionsfarben. Eine spätere Rekristallisation des Eisenglanzes kann allerdings die Bewegungsebenen wieder mehr oder minder verdecken. Größere Dislokationen führten zu einer Zersetzung der zusammenhängenden Massen (Taf. 10 Fig. 57). Selbst in den makroskopisch dichtesten und höchstprozentigen Roteisensteinen ist diese Gefügebrauchung eine allgemeine Erscheinung. Viele Einzelbilder bestätigen, daß die Erz durchmischung nicht im erhärteten Sedimentzustand erfolgte. So sind die Mikro-Zerrisse und -Druckspalten in Eisenglanzpartien völlig identisch mit Rißbildungen innerhalb knetbarer, gepreßter Materialien (Taf. 8 Fig. 44). Ihre vielfach intensive Vermengung mit Dispersionserzen kann schon in geringem Umfange zur Zeit der Sedimentation erfolgt sein; die Hauptzeit dieser plastischen Durchbewegung fällt jedoch wohl in die Orogenese. Verheilender Sekundär-Calcit und Sekundär-Quarz in den zerfetzten Eisenglanz- und Eisenglanzmischerz-Partien leitet indikatorisch zu der ruptuellen Deformation über, obgleich die Abrisse an den Eisenglanzfetzen fast immer nur ausgefranste Begrenzungen zeigen und der Eisenglanz auch in dieser Durchbewegungsphase wahrscheinlich noch nicht die volle mechanische Festigkeit des heutigen Erzes besaß.

Gerade die Verformung des Lagerkörpers mit seiner so beträchtlichen Zusammenstauchung in der Sattelkuppe gibt in Ergänzung der vorliegenden Texturen den untrüglichen Beweis für die Dislokations-Metamorphose eines plastischen bzw. im Ablauf der Orogenese gering verhärteten, jedoch nicht völlig versteinen Erzsediments. Denn in keinem der zahlreichen Erzanschliffe fanden sich lang anhaltende, ausgeprägte Scherflächen, nirgends wurden mylonitische Reibungsbreccien beobachtet und stets waren die Fossileinlagerungen in den von Natur mobilsten Lager-Komponenten, den tuffitischen Lagerpartien, viel zu gut erhalten.

5. Die Magnetiteinsprenglinge

In den tuffitischen und calcitischen Erzsedimentlagen sind des öfteren einzelne Magnetitkörnchen und kleine Magnetitaggregate eingebettet. Auch in den Eisenglanz-reichen Partien treten sie gelegentlich auf. Seltener fanden sie sich im Eisenkiesel. An der Liegendgrenze des Lagers fehlen sie wohl gänzlich. Anscheinend ist ihr Auftreten mehr an die mittleren und hangenden Lagerkomplexe gebunden. Genetisch gehören sie in das gleiche Ausscheidungsstadium wie der weiter unten beschriebene, in größeren Massen vorkommende Magneteisenstein, jedoch ist ihre Geschichte wechselfoller gewesen. Hier sei zunächst nur auf die Beobachtungen eingegangen.

Auskunft über die Art ihrer Einlagerung geben ihre Strukturen und die Texturen ihrer Umgebung. Meist sind die eingesprengten Magnetit-Individuen und -Aggregate kompakt. Sie zeigen kristallographische Formen, besitzen aber häufig Bruchränder oder Bruchrisse. Manchmal sind sie aber auch durch Korrosion nur noch skelettartig erhalten. H. Stützel (1933, S. 163 u. Abb. 3) wies bereits auf das Auftreten derartiger Bildungen beim Magnetit-Lager von Grube Theodor hin. In den Eisenglanzsedimenten wurden sie durchweg nur in schlierigen und Gleitbrett-ähnlichen Durchbewegungszonen gefunden. Unzweifelhaft befinden sie sich hier nicht mehr an ihrem ursprünglichen Ausscheidungsort. Es müssen im Zuge der Durchbewegung Materialtransporte stattgefunden haben, in die der Magnetit einbezogen wurde. Die reihenförmige, aber nicht zusammenhängende Einordnung der einzelnen, vielfach zerbrochenen und korrodierten Magnetitkörnchen, gleicherweise eingeordnete Kleinstteile von Dispersionserzen, mehr oder minder zerbrochene vereinzelt Pyritkörnchen und das charakteristische Fließgefüge der Eisenglanz-„Grundmasse“ mit gelegentlicher Fließfältelung lassen keine andere Erklärungsmöglichkeit zu.

In den calcitischen und tuffitischen Dispersionserzen sind die Magnetiteinsprenglinge weniger an Durchbewegungszonen gebunden. Gerade hier fiel auf, daß sie als Einzelindividuen oder -aggregate ohne Bruchformen innerhalb wolkig-flockiger Gelausscheidungen unregelmäßig verstreut vorkommen können. Eine Magnetitbildung aus dem umgebenden Gelerz durch Reduktion liegt ganz gewiß nicht vor, da Reaktionsprozesse fehlen. Die Körnchen müssen hier demnach während der Sedimentation des Gelerzes eingebettet worden sein.

6. Die Durchmischung der sedimentären Erzschiechten

Aufwirbelung des Bodensatzes im Meerwasser, Schlammrutschungen und die spätere Dynamometamorphose haben große Teile der gesamten sedimentären Erzabfolge mit ihrem unterschiedlichen Fe-Gehalt, Dispersionsgrad und Anteil an marinen Aufbereitungsprodukten durchmengt, so daß eine Schichtung im Erzkörper als kennzeichnendes Merkmal für eine sedimentäre Entstehung bestimmter Lagererze von Lindenberg nur noch stellenweise erhalten blieb. Der so wechselvolle Charakter des Lagerinhaltes auf kürzeste Entfernung findet damit seine verständliche Erklärung. Manch ein Anschliff enthielt auf einem Raum von 2 bis 4 cm nebeneinander ruptuell deformiert und mechanisch-plastisch vermengt Eisenglimmer-Dispersion in Calcit, kieseliges Dispersionserz, vererzte und erzfreie Tuffit-Bruchstücke bzw. Tuffit-Einknetungen, Fetzen von eisenglanzreichen Lagerpartien, Magnetit- und Pyritkörnchen sowie sekundären Calcit und sekundären Quarz.

Beteiligung von Eisenbakterien?

Durch Austreten juveniler Fe-Zubringer im submarinen Raum und durch elektrolitische Ausflockung des Eisens im aquatischen Medium unter Einfluß der im Meerwasser ionisierten Stoffe entstanden die Dispersionserze. Zu diesen gemischt exhalativ-sedimentären Lagerstättenbildungen schreibt P. Ramdohr (1950, S. 16)

allgemein, „daß untermeerische Exhalationen das Eisen zuführten, Algen und Bakterien im Meerwasser die Ausfällung bedingten.“ Für die Lahn-Dill-Erze sieht P. Ramdohr (1950, S. 697) aber doch eine direkte Ausfällung des Ferrioxys in kristalliner Form als gegeben an. Auch auf Lindenberg fehlen Hinweise für eine generelle Beteiligung von Organismen an dem Ausfällungsprozeß. Trotzdem besteht immerhin die Möglichkeit, daß sich zum Abschluß der Erzsedimentation Eisenbakterien bzw. Schwefelbakterien eingefunden haben. Aufmerksam machte hierauf ein Dünnschliff (Taf. 8 Fig. 45) von einem erheblich durchbewegten und durchmischten Erz an der Hangendgrenze. Neben kalkigem Dispersionserz und vererztem Tuffit als Erzgrundlage fanden sich zahlreiche kleine Einsprenglinge von Magnetit und Pyrit. Eisenreiche Chlorite mit Übergängen zum eisenarmen Orthochlorit sowie Serizit entstammten der streßbedingten Umlösung des tuffogenen Materials. Eingelagerte Weilburgit-Lapilli waren ausgeplättet und durchschlierten den tuffitischen Anteil. Die grobkristallinen Pyritkörnerchen und zusammenhängenden Pyritaggregate waren zerbrochen, die einzelnen Bruchstücke disloziert. In einer größeren, kristallisationsgeschieferten, nach dem Antigorit tendierenden Chlorit-Partie dieses Dünnschliffbildes lagen zahlreiche ellipsoide, etwa 0,03—0,01 mm große Erzflocken, die sich aus größeren, zusammenhängenden, flockigen Fe-Massen als Folge der inneren Teilchenbewegung im Erz randlich gelöst hatten. Der Aufbau dieser Erzflocken war kaum mehr erkenntlich, im Innern besaßen sie anscheinend einen ursprünglichen Fe-freien Kern. Kristallitische Eisenglimmerschüppchen ohne bemerkbar geregelte Ein- bzw. Anordnung erwiesen sich als ihre einzigen Baustoffe. Einzelne dieser Flocken wurden von Calcit umgeben. Ihre völlig gesetzmäßige und gleichartige Gestalt ist recht eindrucksvoll. Ob aber Eisenbakterien Anlaß zu derartigen Flockenbildungen gegeben haben, mußte auf Grund dieser nicht ausreichenden Einzelercheinung vorerst noch unbestimmt bleiben. Dagegen dürften die weiter unten eingehend erwähnten Gelpyrite der Hangendgrenzzone des Lagers am Schiefer im Sinne von H. Schneiderhöhn (1941, S. 193) sowie von P. Ramdohr (1950, S. 574) durch Beteiligung von Schwefelbakterien ausgeschieden worden sein.

e) Die „Imprägnationserze“

1. Die Eisenglanzimprägnation

Nicht der gesamte Eisenglanz ist ein Ausfällungsprodukt der in das Meerwasser ausgetretenen Exhalationen. Ein recht beträchtlicher Teil wurde zusammen mit dispersem hochprozentigem Roteisen innerhalb des Erzsediments in unregelmäßiger Durchaderung und imprägnationsartiger Durchsetzung ausgeschieden. J. Hesseman (1927, S. 31) beschrieb gleiche Bildungen von den devonischen Eisenerzlagerstätten des Mittelharzes. Zweifelhaft wird die Entscheidung, ob es sich im Einzelfall um eine Auskristallisation von Eisenglanz innerhalb des Erzsediments oder um Durchbewegungseffekte handelt, wenn der Eisenglanz in mikroskopischen Massen unregelmäßig die Dispersionserze durchsetzt und wenn gleichzeitig Verdrängungsstrukturen im Fe-dispersen Sediment fehlen (Taf. 10 Fig. 55). Ähnliche Texturen entstanden an der Hangendgrenze des Lagers bei der Durchschlierung von Dispersionserz mit eingeplättetem Weilburgit entsprechend der Wiedergabe durch Fig. 34 auf Taf. 6. Dort drang jedenfalls der magmatische Anteil als Folge mechanischer Einwirkungen in das Sediment. Klar sind dagegen die Verhältnisse, wenn der Eisenglanz zusammen mit Magnetit als Imprägnationserz oder in Adern auftritt, denn diese Magnetitbildungen sind, bezogen auf den Erzschlamm, ganz sicher epigenetisch (Taf. 8 Fig. 46).

2. Die Magnetit„imprägnation“

Bevorzugter Auskristallisationsraum für den Magnetit sind die kalkigen Dispersionserze und die Eisenglanzmassen. Auch tuffitische Lagen und Eisenkieselpartien

können gelegentlich Magnetit-Imprägnationen enthalten, doch ist der Magnetit diesen Erzlager-Komponenten im allgemeinen abhold. Gleich dem „epigenetischen“ Eisenglanz durchwebt er vielfach in Adern oder Imprägnationen das Sediment (Taf. 8 Fig. 46, 47; Taf. 9 Fig. 48; Taf. 10 Fig. 56, 57). An den Rändern größerer Magnetit-Aggregate und in dünnen Durchaderungen kommt seine Idiomorphie sehr schön zur Geltung. Reste sedimentären Materials wurden von dem kristallisierenden Magnetit eingeschlossen. Verdrängungen von calcitischen Fe-Dispersionserzen und Eisenglanzpartien fanden statt. Iso-genetisch mit ihm verbunden ist, wie erwähnt, Eisenglanz bzw. Eisenglimmer; außerdem gehört zum Teil der Pyrit und der selten gefundene Kupferkies in die gleiche Bildungsfolge. Quarz, Chlorit und Calcit begleiten die Imprägnationserze. Reaktionen zwischen diesen Mineralen waren möglich. Hierbei wurde insbesondere Pyrit von Eisenglanz, in geringerem Umfange von Magnetit, angegriffen. Martitisierung im Magnetit wurde des öfteren beobachtet, aber auch Pseudomorphosen von Magnetit nach Eisenglanz sind häufig. Beide Erscheinungen können in unmittelbarer Nachbarschaft im Bereich eines Anschliffes vorkommen.

Magnetitadern und -Imprägnationen wechseln gelegentlich von dichten sedimentären Eisenglanzmassen zu Dispersionserzen, von diesen wieder zu Eisenglanz in ungeordneter Reihenfolge. Auch völlig erzfreier Calcit, seltener Kieselpartien können von Magnetit-Eisenglanzadern durchzogen werden. Auf Fig. 48 ist diese Durchaderung eines Kalkanteils mit Magnetit, Eisenglanz sowie Quarz und Chlorit, letztere in dem Fe-freien Teil der Adern, ersichtlich. Teilweise hatte also das Erzsediment sein sedimentäres Gefüge schon eingebüßt, als die Ausscheidung von Magnetit und seinen Begleitern erfolgte.

Streßeinwirkungen zerstörten teilweise wieder das Imprägnationsgefüge (Taf. 10 Fig. 56, 57). Wie auf Fig. 47 festgehalten, sind daher vielfach nur noch Schollen und Fetzen der mit Magnetit imprägnierten Erz-Sedimente das Palimpsest der Magnetitaukristallisation. Auf Hauptzonen der inneren Bewegung blieben in diesen Erzen keine Hinweise mehr erhalten. Die Magnetitadern und -Imprägnationen zerbrachen stärkstens, die Bruchstücke unterlagen Dislokationen. Die erwähnten Magnetit-Einsprenglinge in durchbewegten sedimentären Eisenglanzmassen sind sicherlich kataklastische Überreste derartiger Imprägnationen.

Zunehmende Magnetit-Durchwebung leitet zu den massigen Magneteisensteinen des Lagers über. Von den Begleitmineralen herrscht Chlorit vor. Doch ist seine Stellung nicht ganz klar. Ein Teil des Chlorits könnte auch aus tuffogener Substanz stammen. Reste der Erzsedimente in diesen Magnetitmassen, entweder Eisenglanz, Dispersionserz oder Tuffit geben dem Magnetit im Anschliff ein narbiges Aussehen. Hervortretende Durchbewegungseffekte sind in den kompakten Magneteisensteinen kaum vorhanden. Vielleicht gehören die Schlierenbildungen mit andeutungsweise laminarer Gleitung im eingelagerten Chlorit hierher. Ebenso könnten die bei Anätzung erkennbaren besonderen Strukturen im kompakten Magnetit auf geringe Kataklyse hinweisen.

3. Der Anthrazit

Das Erscheinen von Anthrazit innerhalb der kompakteren Magneteisensteine kennzeichnet ein stark reduzierendes Milieu im Stoffbestand der Exhalationen. H. Borchert hat auf die Möglichkeit einer anorganischen Kohlenstoff-Bildung aus den Reduktions- und Spaltprodukten von CO_2 und CH_4 in den Lahn-Dill-Erzen aufmerksam gemacht. E. Lehmann (1941, S. 327) kommt zu dem Resultat, „daß die Beschaffenheit der Kohle eine Metamorphose allogener organischer Einschlüsse ausschließt“. Wie früher schon H. Borchert stellte auch F. Albrecht bei einer spektralanalytischen Untersuchung des Anthrazits von Grube Lindenberg fest, daß der Anthrazit praktisch spektralrein ist und keine Metalle des organischen

Kreislaufs (V, Mo, Co oder Ni) enthält. Damit kann als gesichert angesehen werden, daß die Kohlenstoffausscheidung im Magneteseisenstein auf einer Reduktion juveniler karbonatischer und CH_4 -haltiger Stoffe beruht.

4. Die Lösungsmobilisation von Erzsubstanz

An den Rändern und in den von sekundärem Calcit verheilten Eisenglanzmassen und -fetzen wurde vielfach disperses Roteisen beobachtet. Die Begrenzungen sind oft unscharf verfließend. Daneben fanden sich Roteisenausscheidungen in adriger Imprägnation von kalkigen Sedimentanteilen des Lagers (Taf. 9 Fig. 49, 50). Diffusionserscheinungen ähnlich der Gestalt Liesegang'scher Ausfällungsringe von Eisenglimmer in sonst Fe-freien größeren Sekundärcalcit-Ausheilungen wurden bei Verwendung stärkerer Vergrößerungen u. d. Mikroskop nicht einmal selten angetroffen. Kleine Eisenglanztäfelchen, die nur ausnahmsweise miteinander verwachsen sind, bilden häufig den Außenring dieser Diffusionen; gelegentlich entstanden auch in Kernnähe ringförmige Zonen. Es ist hier völlig sichergestellt, daß weder die Adern noch die beschriebenen Diffusionserscheinungen mit den Gelerzen syngenetisch sind. Sie entstammen ganz eindeutig mobilisiertem Fe der primären Lagersubstanz. Daß Eisenlösungen aus dem Erzkörper mobilisiert worden sind, war schon früher an der schwachen Erzimprägnation von Mandelausfällung und Sekundär-Calcit in den Weilburgiten der Lagergrenzzone kenntlich. Es ist möglich, im Einzelfall sogar wahrscheinlich, daß die Erzimprägnationen im liegenden Weilburgittektonit und — insbesondere in Lagernähe — im hangenden Weilburgit, wie etwa die Vererzungszone am Wetterschacht, ebenfalls durch abgewanderte Fe-Lösungen aus dem Lager entstanden sind.

5. Jüngere Aderausfüllungen im Erzkörper

Grobe Risse und Spalten im Lager, die nicht mehr der Durchbewegungsphase angehören, wurden nicht allein mit den Produkten sekundärer Kohlensäure- und Kieselsäure-haltiger wässriger Lösungen ausgefüllt, sondern enthalten gelegentlich auch magnetischen Eisenglanz, Magnetit und Chlorit sowie untergeordnet Pyrit in Vergesellschaftung mit Calcit und Quarz. Selbst wenn die Spalten erzleer sind, so erlauben verschiedentlich einzelne, große, idiomorphe Pyrit-Kristalle in unmittelbarer Nähe der Spaltenausfüllungen den Rückschluß, daß zeitweise in den zirkulierenden Lösungen H_2S enthalten war und daß der Schwefelwasserstoff mit dem benachbarten oxydischen Erz von den Spalten aus in Reaktion trat. An einer Stelle im Lager wurde sogar schon makroskopisch erkennbar Kupferkies¹³⁾ angetroffen. Es dürfte sich hier zum Teil um postvulkanische Nachschübe handeln, die auch J. H e s e m a n n (1927, S. 32 u. folg.) bei den devonischen Eisenerzlagern im Harz festgestellt hat.

f) Der Schwefelkies

1. Der idiomorphe Pyrit

Die Verbreitung des Pyrits erstreckt sich über sämtliche Lager-Komponenten. Abgesehen von seiner Sonderausbildung in dem Grenzbereich Lager-Tonschiefer wurde er aber nur sporadisch angetroffen. Eine lokale Anreicherung tritt hin und wieder in Nähe der Weilburgit-Tuffit-Überlagerung auf. Er ist stets idiomorph; Zwillingsbildung gibt sich sehr schön an Pyriten, die unter der Schlibfebene im durchsichtigen Medium liegen, zu erkennen. Meistens zerbrochen, schwimmen die einzelnen Bruchstücke nach ihrer Dislokation als Fremdlinge in den Dispersions- und Tuffiterzen. Hängen einmal mehrere Individuen aneinander, so passen sie sich

¹³⁾ 170 m Sohle, Querschlag IV Nord, westliche Ortsbrust der nördl. Parallelstrecke zur Wetterstrecke.

der Schichtung bzw. der Durchbewegungsrichtung an. Diese dünnen Schnüre halten nur auf kurze Entfernung aus. Es sind oft nur wenige Zentimeter, die von der tektonischen Umformung nicht betroffen wurden. Einzelne der Pyrite schließen sedimentäres Erzmaterial ein. Auch wenn sichtbare genetische Zusammenhänge mit dem Magnetit fehlen, muß für ihn deshalb eine Auskristallisation nach der Erzsedimentation angenommen werden. Dagegen könnte die gelegentliche Pyritanreicherung zum Abschluß der Erzlagerbildung auch durch eine Änderung des Fumarolen-Chemismus exhalativ-sedimentär entstanden sein. Jedenfalls verdrängt nicht allein „epigenetischer“ Magnetit und Eisenglanz den Pyrit, an der Verdrängung sind auch in nächster Nähe der Hangendgrenze kalkige und kieselige Dispersionserze beteiligt, deren Einflußnahme in den Zeitpunkt ihrer Sedimentation gelegt werden muß.

2. Der Melnikovit-Pyrit

In Gegenwart von Tonschiefer zeigt der Schwefelkies Gel-Strukturen. Tonige Zwischenlagen und seine anderswo im und am Lager nicht bekannte bankige Massenanhäufung bringen seinen Melnikovit-Charakter in Verbindung mit dem Fazieswechsel, der sich mit der Ablagerung toniger Sedimente vollzog. Denn — bezogen auf den gesamten Erzbezirk — nur dort, wo Tonschiefer die Erz-Sedimente überlagert, seltener, wo Tuffit der Erz-Sedimentation folgt, findet sich Gel-Pyrit in schichtigem Absatz. Seine bekannteste Verbreitung im Lahn-Dill-Gebiet gehört in den Faziesbezirk der südlichen und südwestlichen Randzone. W. Kegel (1923) beschrieb ihn von den Randzonen-Vorkommen Riesenburg und Strichen. E. Dannecker (1925, S. 200), R. Nieder (1931, S. 36) und H. Stützel (1933, S. 166) erwähnen ihn ebenfalls in ihren Arbeiten über Vorkommen des gleichen Gebietes.

Auf Lindenberg setzt die Gel-Pyrit-Ausfällung zusammen mit einer dispersen Eisenglimmer-Ausscheidung in Calcit, dann in Quarz ein. Die Gel-Kügelchen sind recht klein und verschiedentlich zu idiomorphem Pyrit umkristallisiert. Meistens nicht einschlußfrei enthalten sie in randlicher Anlagerung Dispersionserz mit verschiedentlich nochmaliger, ringförmiger Umgrenzung von Gel-Pyrit. Die Schwefelkieskügelchen schließen sich gerne zu Aggregaten zusammen. Rundliche und bogige Umgrenzungen am Rand oder einzelne Kügelchen innerhalb der zusammenhängenden Massen geben sofort die Gel-Struktur zu erkennen (Taf. 9 Fig. 51). Daneben finden sich kreisbogenförmige und gestreckte, schnürige Gebilde ohne Gel-Kugelausbildung, aber fehlendem Pyrit-Habitus. Bei stärkerer Vergrößerung stellt sich heraus, daß die Kügelchen nicht homogen sind, sondern netzartigen bzw. bienenwabeförmigen Aufbau besitzen oder sich aus aller kleinsten Pyritkörnern zusammensetzen. Jedenfalls liegt vielfach kaum mehr die ursprüngliche Struktur vor, da innerhalb der einzelnen Gelpyrit-Kügelchen eine Sammelkristallisation stattgefunden hat. F. Albrecht¹⁴⁾ hat die Gel-Pyrite von Lindenberg bereits beschrieben. Auf weitere strukturelle Einzelheiten kann deshalb verzichtet werden.

Die sedimentäre Natur der Melnikovit-Pyrite steht fest, ob unter Beihilfe von Schwefelbakterien oder direkt als Quellabsätze erlöschender Thermen sei dahingestellt, wahrscheinlicher nach der speziellen Untersuchung von W. Kegel (1923, S. 3—6), den generellen Erkenntnissen von H. Schneiderhöhn (1944, S. 193 u. folg.) sowie in neuerer Zeit nach den Beobachtungen von M. A. Sirel (1949, S. 56) an Gel-Pyriten der Kupferlagerstätte Ergani-Maden in der Türkei durch Mitwirkung von Organismen. Der wesentlichste Teil des H_2S (und SO_2) dürfte exhalativ in das Meerwasser gelangt sein. Das sich in der Ausscheidungsfolge der Erzsedimente abzeichnende Temperaturgefälle der Exhalationen läßt diesen Schluß wohl zu. Hierauf wird noch ausführlicher bei der Besprechung der Natur der juvenilen Fe-Trä-

¹⁴⁾ F. Albrecht: Dissertation, München 1951.

ger einzugehen sein. Vermutlich hat aber auch eine Zersetzung organischer Substanzen im Sinne von H. Schneiderhöhn (1941, S. 759) bei dem Prozeß der H_2S -Anreicherung im Meerwasser eine gewisse Rolle gespielt.

Die H_2S -Anreicherung im Meerwasser genügte zu Beginn der Tonsedimentation jedoch nicht, um oxydisches Fe gänzlich in Eisen-Bisulfid überzuführen, so daß zunächst noch disperses calcitisches Eisenglimmererz zusammen mit dem Gel-Pyrit ausgefällt wurde. Erst im nachfolgenden Zeitabschnitt kam es allein zum Gel-Pyrit-Absatz. Dabei brachte intermittierend abnehmende Fe-Zufuhr einen unsteten Wechsel von Schwefelkiesablagerung und Tonabsatz. Auch änderte sich der Chemismus der Exhalationen. Sie kühlten immer mehr ab und wurden von neuem SiO_2 -reicher. Ihr Stoffbestand führte zur Ausfällung von Kieselsäure-Gel, das nach seiner Dehydratisierung und späteren Metamorphose als Zwischenmasse-Quarz mit Pflastertextur bestimmten Gel-Pyrit-Schichten eingelagert ist.

Die Gelstrukturen blieben bei der späteren Metamorphose meist erhalten. Idiomorpher Pyrit kleinster Korngröße an den Melnikovit-Rändern ist frühdiagenetisch durch Sammelkristallisation entstanden. Liegt dagegen eine hervortretende Umkristallisation vor, dann beruht diese stets auf nachträglicher Einflußnahme von Kieselsäure- und CO_2 -haltigen Wässern. So wurde unter anderem festgestellt, daß an den Rändern einer Quarzader im massigen Melnikovit idiomorpher Pyrit ansetzte, dessen Kristalltracht nach dem Gel-Pyrit zu nicht zum Abschluß gekommen war und der demnach durch randliche Umkristallisation aus der Gelpyritmasse im Zusammenhang mit der sekundären Aderausfüllung entstanden sein muß. Je nach dem Zeitpunkt intensivster Beanspruchung und entsprechend fortgeschrittener Diagenese wurden die Gel-Pyritmassen mechanisch aufgelockert oder zerbrochen. Aufgespaltene und abgetrennte Partien der Schwefelkiesschicht gerieten dabei in Bewegung, wurden gedreht und mechanisch derart zerpfückt, daß stellenweise völlig aufgearbeitete Gel-Pyrit-Schichten entstanden (Taf. 9 Fig. 52). In Nähe von oder in Ebenen größter Gleitung entstanden mylonitische Reibungsbreccien mit mechanischer Einregelung des Reibungsschuttes (Taf. 9 Fig. 53). Dislozierte Gel-Pyrit-Körnchen oder deren kataklastische Reste wurden von dem ausheilenden Sekundär-*Calcit* aufgenommen und finden sich jetzt nach der Umkristallisation des *Calcits* als Fremdlinge innerhalb einzelner *Calcit*-Individuen. Gel-Pyrit-Absätze mit Quarz als Zwischenmasse zeigen gleiche dislokationsmetamorphe Textur, nur daß hier auch der Quarz in Hauptzonen der Gleitung mylonitisiert wurde. In Zerungszonen weniger intensiv deformierter Partien schied sich *Chalcedon* aus. Seine Kristallfasern sind des öfteren druckverformt. Eine sekundäre SiO_2 -Zufuhr innerhalb dichter Quarz-Gelpyrit-Massen ist unwahrscheinlich. Dagegen kann mit ziemlicher Sicherheit angenommen werden, daß ein Lösungsumsatz unter Beteiligung der Bergfeuchtigkeit zur Neubildung von *Chalcedon* geführt hat, da einzelne Quarzkörnchen unvermittelt in stengeligen Quarz übergehen können, einzelne dieser Faserkristalle mit dem schwach undulös auslöschenden Mutterkristall gleiche Auslöschung zeigen und dann eine scharfe Individuen-Abgrenzung nicht zu beobachten ist.

Wie früher erwähnt, verzahnt sich die Tonschieferschicht mit dem hangenden Tuffit in Lagernähe in mehrfachem Wechsel. Es ist daher ohne weiteres verständlich, daß Gel-Pyrit-Einlagerungen auch im Tuffit, hier allerdings nicht in stärkeren Bänken hervortretend, vorgefunden wurden. Im Bereich derartiger Verzahnungen an der Lagergrenze wanderten Streß-Chlorit sowie untergeordnet Serizit in die Schwefelkies-Sedimente ein und verdrängten und durchwebten die Zwischenmasse-Minerale. Eingeschlielter und eingeschieferter Tuffit und sogar tektonisch ausgeplätteter Weiburgit durchsetzen gelegentlich die Gel-Pyrit-Schicht. Das Fehlen einer stärkeren Rekristallisation in der gänzlich aufgelösten Melnikovitschicht unterstreicht den mechanisch-metamorphen Charakter der Schlierenbildungen. Selbstverständlich muß es nicht immer zu einer weitgehenden Vermischung ge-

kommen sein. Größe der Streifenwirkung und örtliche Besonderheiten sind dabei die bekannten ausschlaggebenden Faktoren.

g) Das Ausgehende des Lagers

Nach den chemischen Analysen von Bohrkernen zu urteilen, verkieselt das Lindenberglager in südwestlicher Richtung. Das südöstliche Ausgehende wird dagegen kalkiger und erhält Flußeisensteincharakter, d. h. der CaCO_3 -Gehalt übersteigt den SiO_2 -Anteil bei gleichzeitiger Abnahme der Fe-Konzentration von 33 % auf 25 % und weniger. Eine Untersuchung dieser Erze mußte leider unterbleiben, da keine Untertage-Aufschlüsse vorhanden waren.

Es ist eine bekannte Tatsache, daß bei sehr vielen Eisensteinlagern im Lahn-Dill-Gebiet die bauwürdigen Erze nur auf ein begrenztes Areal beschränkt sind, da die Lager entweder bald verkalken, verkieseln oder zu geringmächtig werden. Die Fe-Verarmung steht aber nicht immer in Abhängigkeit mit der Mächtigungsabnahme; jedenfalls lassen sich hierfür keine allgemein gültigen Regeln aufstellen. Flache Becken und Schwellenbildungen als Überreste der Faltungsbewegungen während der II. tektonischen Hauptphase (W. Kegel 1922, S. 75) sowie die unterschiedliche Massenanhäufung von Effusiva und Tuffen im Mitteldevon engten von vornherein die Sedimentationsplätze der exhalativen Fe-Wolken des Meerwassers ein. Meeresströmungen, die sicher zumindest als Wärmeausgleichsströmungen im Meerwasser auftraten, verfrachteten die kleinsten und deshalb wohl längere Zeit in Schwebe gehaltenen Teilchen der Fe-Wolken. Zahlreiche Exhalationszentren und differenzierte Förderprodukte der verschiedenen Quellen ergaben wechselnde Fe-Konzentrationen und einen unterschiedlichen Chemismus des sedimentierenden Erzes. Kalkschlammausfällungen des an CaCO_3 -übersättigten Meerwassers — die Massenkalkbildungen lassen diese Annahme wenigstens für regionale Bereiche zu — vermischten sich mehr oder minder mit den ausgeflockten Exhalationsstoffen. Außerdem wurde ein Teil des Calcitbestandes in den Lagern während der Orogenese zugeführt, so daß schon hieraus allein je nach den Streißbedingungen ein recht unterschiedlicher Kalkgehalt im gleichen Lager möglich ist. Schließlich waren auch frühdigenetische Stoffumwandlungen sowie mechanische und lösungsmobilisierte Stoffwanderungen während der Durchbewegungsperiode an dem Wechsel der stofflichen Zusammensetzung der Lager beteiligt. Eine gesetzmäßige Verteilung des Fe-Bestandes kann deshalb im Lagerhorizont garnicht erwartet werden. Selbstverständlich spricht die hohe Eisenkonzentration in dem in Abbau stehenden Lindenberglagerteil für die Nähe eines besonders Fe-reichen Exhalationszentrums. Hieraus kann aber nicht geschlossen werden, daß die Fe-Verarmung im südlichen „Ausgehenden“ allein in Abhängigkeit von der Entfernung dieses „einzigsten Exhalationszentrums“ stehen muß und die Mächtigungsabnahme nur durch ein Herausheben der Sedimentationsmulde bedingt ist. Auf den Einfluß tektonischer Vorgänge bei der vorliegenden Lagerausbildung wurde genugsam verwiesen. Der SiO_2 -Reichtum in südwestlicher Richtung läßt sogar vermuten, daß hier Absätze aus heißesten Exhalationsgasen vorliegen. Die Annahme, daß das Lager in weiterer Erstreckung von dem jetzigen Abbaubereich noch vorhanden ist und wieder bauwürdiger wird, liegt daher ohne weiteres im Bereich des Möglichen.

In der Grube ist das Bindeglied zwischen kieseliger und kalkiger Lagerverarmung auf der 210 m Sohle an mehreren Stellen aufgeschlossen. Die liegenden Partien dieses geringmächtigeren Lagerteils sind sehr arm an Dispersionserz und bestehen fast nur aus Quarz und in die Quarzkristallisation einbezogenem tuffogem Material. Magnetitadern und -Imprägnationen durchsetzen das Sediment, ohne jedoch eine beträchtlichere Fe-Konzentration hervorgerufen zu haben. Darüber folgen, wie auch sonst im Lager, kalkige und tufftische Erz-Sedimente mit nur vereinzelt stärkerer Fe-Anreicherung, doch ist die Beteiligung von SiO_2 recht hoch,

so daß das Lager infolge seiner Geringmächtigkeit und seines Kieselsäuregehaltes hier nicht bauwürdig ist. Die Nähe des Hangenden kündigt sich durch Zunahme der tuffitischen Lager-Komponente an, die schließlich allein gesteinsbildend wird. Einzelne darin enthaltene Erzflocken noch innerhalb des Lagerkörpers sind die letzten Kennzeichen der postmagmatischen Exhalationstätigkeit. Sehr feinkörnige Quarzeinlagerungen entsprechen den Quarzkörnchen im tuffitischen Hangenden. Der gesamte Lagerkomplex ist erheblich durchbewegt, dabei sind wiederum die kieseligen Partien mechanisch fester gewesen als die Dispersionserze und der Lager-tuffit. Besonders hervorzuheben ist der hohe Kieselsäurebestand auch in den oberen Horizonten dieses Fe-armen Lagerteils. Wahrscheinlich hat hier wohl schon eine Vermischung der Produkte verschiedener Exhalationsquellen stattgefunden.

h) Eingliederung der Beobachtungen in bereits vorliegende Untersuchungsergebnisse über tektonische Umformungen der Erzlager

Die Gefügeanalyse von Erz- und Nebengestein des Vorkommens Lindenberg findet eine Bestätigung in den Untersuchungen von R. Nieder (1931, S. 41 u. 59) über die tektonischen Umformungen verschiedener Roteisensteinlager an der Lahn. Auch Nieder stellte fest, daß das Liegende mancher Lager von dynamometamorph umgewandelten Effusivgesteinen — hier noch als Diabase bezeichnet — gebildet wird und daß die Lagersubstanz einer beträchtlichen Durchbewegung unterlag. Der Grünstein wird ebenfalls als tektonisch beanspruchter, stärkstens chloritisierter „Diabas“ angesprochen und der Name Schalestein für diese Gesteine abgelehnt. Tuffitbildungen ähnlich denen von Lindenberg fand R. Nieder unter anderem auf Grube Georg-Joseph im unmittelbaren Hangenden und Liegenden des Lagers. Abgesehen von der Bezeichnung Diabas für die weilburgitischen Nebengesteine — die Veröffentlichungen von E. Lehmann (1931, 1933 u. a.) lagen noch nicht vor — kann jedoch nicht seiner genetischen Deutung der oxydischen Eisen-erze gefolgt werden.

i) Der Chemismus der Exhalationen und die Magnetitbildung

Aus der Ausscheidungsfolge der sedimentären Erze im Lindenberg-Lager gibt sich eine recht eindrucksvolle und klare Gesetzmäßigkeit eines Überganges von oxydischer zu jüngerer sulfidischer Erzfazies zu erkennen. Es sei hierzu wiederholt: Die Erzsedimentation beginnt mit der Ausscheidung von kieselsäurereichen oxydischen Dispersionserzen. Darüber folgen sehr eisenreiche Ferri- und Ferroerze mit geringerer SiO_2 -Beteiligung. Vielleicht gehört auch ein Teil des Chlorits in diesen Erzen in die gleiche genetische Folge. Gelegentliche schichtige Einlagerungen von tuffitischen Sedimenten weisen auf intermittierende Exhalationsstöße und damit bereits auf eine beginnende abklingende Exhalationstätigkeit hin. Am Hangenden des Lagers tritt Pyrit, wenn auch nur geringmächtig und fast ausschließlich an die Schieferüberlagerung gebunden, auf. Zunächst ist noch disperser Eisenglimmer in den Pyritbänken vertreten. In den jüngsten Pyritabsätzen findet sich nur noch Quarz als Zwischenmasse. Diese Ausscheidungsfolge entspricht völlig den Absätzen abkühlender Fumarolen eines rezenten Vulkanismus und stellt somit ganz klar ein Temperaturgefälle der submarinen Exhalationen dar. Die Eisenkiesel sind demnach die Produkte der heißesten Exhalationen. Fe und Si waren in ihnen nach H. Schneiderhöhn als Chloride gebunden. Mit sinkender Temperatur änderte sich der Fumarolenchemismus. Der SiCl_4 -Bestand nahm ab. Reduzierende Stoffe beteiligten sich an ihrer Zusammensetzung, die schließlich die Vorrherrschaft gewannen und zur Ausscheidung sulfidischen Eisens führten. Die letzten Spuren der exhalativen Tätigkeit zeichnen sich wohl noch in den Melnikovit-Einlagerungen der Tonschiefer ab. Wechsellagerungen von Tonschiefer und Gel-Pyritbänken am Lager-Hangenden leiten jedenfalls zur reinen Tonschiefersedimentation über.

Gewisse Schwierigkeiten bestehen bei der Erklärung der Magnetitstehung. H. Schneiderhöhn (1941, S. 758) führt aus, daß Magnetit primär bei höherer Exhalationstemperatur entsteht, „wenn neben FeCl_3 auch FeCl_2 vorhanden ist und dessen Dampfdruck groß genug ist. Das wäre von etwa 500° der Fall. Ein großer Teil des Magnetits ist aber sekundär, pseudomorph nach Eisenglanz. Hier müßten im weiteren Verlauf der Reaktionen Reduktionen eingetreten sein. Vielleicht spielt dabei CO als gleichzeitig auftretendes Exhalationsprodukt eine Rolle, worauf das häufige Vorkommen von Anthrazit gerade in den magnetitreichen Lagerteilen hinweist.“ E. Dannecker (1925, S. 206, 207) sagt ebenfalls, daß der Magnetit durch das Auftreten reduzierender Stoffe in den Exhalationen im Verlauf der Lagerbildung unmittelbar sowie durch Reduktionen und Pseudomorphosierung des Eisenglanzes zu Magnetit entstand. Außerdem nimmt er an, „daß die Magnetitlagerstätten in unmittelbarer Nähe des Eruptionsschlotes gebildet wurden, wo die stärkste Zufuhr von heißen Exhalationsgasen erfolgte.“

Die Einlagerung von Magnetitkörnchen in den Lindenberger Dispersionserzen ohne erkennbare tektonische Durchbewegungseffekte spricht für unmittelbare sedimentäre Ausscheidung aus den Exhalationen. Es ist wohl auch anzunehmen, daß ein Teil der massigen Magneteisensteine, wenn Pseudomorphosen nach Eisenglanz fehlen, ebenfalls rein sedimentärer Entstehung ist. Nach H. Borchert kann örtlich und zeitlich eine stärkere Beteiligung von CH_4 oder auch H_2S an den Exhalationen vorgelegen haben, wodurch die Fe-Wolken in einem Milieu geringeren Oxydationspotentials zur Ausfällung kamen.

Die Pseudomorphosen von Magnetit nach Eisenglanz können im Sinne von E. Dannecker durch Reduktion von bereits sedimentiertem Eisenglanz zu Magnetit in Nähe eines Exhalationszentrums gedeutet werden, da CO_2 , CH_4 und auch H_2S , wie an dem Auftreten von Anthrazit, Kupferkies und Pyrit erkenntlich, sicherlich im Stoffbestand der Exhalationen enthalten waren. Es ist aber nicht gut vorstellbar, daß eine Reduktion von sedimentärem Eisenglanz mehrere hundert Meter von der oder den Exhalationsquellen bzw. über einen Großteil des gesamten und hierfür doch recht geringmächtigen Erzsediments stattgefunden hat. Die Magnetit- und Eisenglanz-Imprägnationen und -Durchaderungen von sedimentärem Erz sind sicher nicht allein Reduktionen aus Eisenglanz, da Pseudomorphosen nach Eisenglanz in den feinen Magnetitdurchaderungen von dichten Eisenglanzmassen (Taf. 8 Fig. 47) nur ganz selten beobachtet wurden. Dagegen zeigt sich gelegentlich innerhalb der einzelnen Magnetitindividuen eine schwache Martitisierung.

Die sekundären Magnetit- und Eisenglanzbildungen von Grube Lindenberg entsprechen so vollkommen den Imprägnationen, die J. Hessemann (1927, S. 30 u. folg.) von den devonischen Eisenerzen des Mittelharzes beschreibt, daß eine gleiche Entstehung mit größter Wahrscheinlichkeit angenommen werden kann. Auch Hessemann stellte fest, daß die Erze „teilweise in syngenetischem, teilweise in epigenetischem Verhältnis zum eigentlichen Sediment stehen“. „Die Zufuhr von Eisenchlorid erfolgte, wie aus der Trum- und Aderform zu schließen ist, zum Teil auch erst nach der Abscheidung von „sedimentärem“ Kalkspat.“ „Lediglich zu Imprägnationen des sedimentierten Materials und zur Anätzung von Fossilshalen reichte die chemische Wirkung aus“. Hiernach hätte sich also ein erheblicher Teil des Stoffbestandes der Exhalationen auf den Aufstiegswegen in den Bodensedimenten des Meeres ausgeschieden. Das würde aber, gleich der Auffassung von E. Dannecker, eine verhältnismäßig weiträumige Durchdringung und Durchgasung der Schlammabsätze voraussetzen. Es soll nicht abgestritten werden, daß eine derartige Magnetit-, Eisenglanz-, Pyrit-Auskristallisation im begrenzten Bereich möglich ist. Auf Lindenberg spielten aber ganz sicher noch andere Prozesse, die bereits der Diagenese angehören, eine ausschlaggebende Rolle. Die gelegentliche Durchaderung von Sekundär-Calcit und -Quarz mit Magnetit und Eisenglanz (Taf. 9 Fig. 48) sowie die Lösungsmobilisation von sedimentärem Ferrioxyd mit einer nachfolgen-

den sekundären Fe-Imprägnation und Fe-Durchwebung insbesondere kalkreicher Lagerpartien (Taf. 9 Fig. 49, 50) gehört hierher. In der Hauptsache sind es wohl frühdiagenetische Vorgänge gewesen, die zur Neubildung von feintafeligem Eisenglanz und Magnetit in imprägnationsartiger Durchsetzung des Erzsediments führten. Der Umwandlungsprozeß reichte aber nachweisbar noch bis in die Zeit der Orogenese.

Es ist naturgemäß schwierig, diese vielfältigen Vorgänge, die für die Magnetitbildung heranzuziehen sind, immer in jedem Einzelfall auseinanderzuhalten. Die Durchbewegung der Lagersubstanz hat zu viele Spuren des ursprünglichen Sedimentgefüges ausgelöscht. Sicher liegen auch oftmals verschiedene Bildungen nebeneinander vor, sonst würde es unverständlich sein, daß neben einer Martitisierung auf engem Raum auch eine Pseudomorphosierung von Magnetit nach Eisenglanz zu beobachten ist.

k) Herkunft der Erzlösungen

Roteisenerze sind an die gesamte mittel- bis oberdevonische Abfolge gebunden. Vom Keratophyr des Mitteldevons und seinen Tuffen sind einzelne kleinere Roteisensteineinlagerungen bekannt. Den Stromoberflächen des dem unteren Kulm angehörigen Deckdiabases liegen vereinzelt unregelmäßig begrenzte Roteisensteinmassen auf. Bergwirtschaftlich besitzen sie keine Bedeutung, doch bringen sie die Vermutung eines genetischen Zusammenhanges mit den bauwürdigen Eisensteinlagern auf den Erguoberflächen des Weilburgits (mitteldevonische Schalsteinlager und Grenzlager an der Wende Mitteldevon-Oberdevon) nahe.

Die Mineralassoziation ist in allen Vorkommen die gleiche. Auch auf Spalten und selbst im dichten Keratophyr wurden Eisenglanz von tafeligem und glimmerartigem Habitus, Spateisen, Pyrit und Magnetit ausgeschieden. Manche dieser letztgenannten Erzausscheidungen mögen aus mobilisierten Eisenlösungen der Eisensteinlager stammen; in dem Großteil der Eisenerze enthaltenden Keratophyre ist aber sicher das Fe juveniler Herkunft. J. H e s e m a n n (1927, S. 18 u. folg.) hat von den Keratophyrerzen des Mittelharzes eine Metasomatose durch hydrothermale Eisenkarbonat- und Eisenchlorid-Lösungen abgelesen. Nach E. L e h m a n n (1941, S. 18—33) und H. G ö t z (1937, S. 214) gehört die Fe-Ausscheidung in gewissen Lahn-Keratophyren in das Stadium der Gesteinsverwitterung.

E. L e h m a n n (1941, 1949) setzt die gesamten Eisenerze des Lahn-Dill-Gebietes in direkte Beziehung zum Keratophyrmagma. Eine Herkunft hydrothermalen Fe-Lösungen bzw. der Exhalationen aus dem weilburgitischen Magma sei äußerst begrenzt. Eine gewisse Bestätigung soll sich nach einer Mitteilung von F. A l b r e c h t durch spektralanalytische Untersuchungen von Erz und weilburgitischem Nebengestein der Grube Lindenberg ergeben haben. Hiernach stimmt der Gehalt an akzessorischen Elementen in den Lagererzen weitgehend mit den aus den Keratophyren ausgeschiedenen Erzen überein, dagegen sind nach A l b r e c h t in den Weilburgiten Spurenelemente enthalten, die bei einer Herkunft der Lagererze aus dem weilburgitischen Magma zumindest im Hämatit erwartet werden müßten, insgesamt aber fehlen. Eine kritische Äußerung ist hierzu an Hand eines begrenzten Untersuchungsmaterials nicht möglich. Jedoch besteht entgegen diesen Auffassungen unzweifelhaft eine Verbindung zwischen Weilburgitvulkanismus und den Fe-haltigen Exhalationen, da diese auf Lindenberg den Abschluß einer Eruptionsperiode anzeigen.

Nach E. L e h m a n n (1941, S. 322; 1949, S. 246) und H. S c h n e i d e r h ö h n (1941, S. 760) drängt sich bei den Lagerstätten vom Lahn-Dill-Typus der Gedanke einer genetischen und stofflichen Verwandtschaft mit den liquidmagmatischen, pneumatolytischen und hydrothermalen Eisenerzlagerstätten des Kirunatypus und verwandter Vorkommen auf. E. L e h m a n n sagt hierzu: „Unter diesem Gesichts-

punkt“ (das heißt einer Beziehung zu keratophyrischen Magmen) „entspricht die Erzbildung im Lahngebiet nur einem weiteren Schritt auf dem Weg des Anwachsens der leichtflüchtigen Stoffe und des Temperaturrückganges.“ Die Verwandtschaft gilt nach Lehmann vor allem für das „Frühstadium“, das durch die Entstehung des Keratophyrmagmas und die geologische Stellung der Keratophyre gekennzeichnet wird. Sie geht mehr und mehr verloren im „Spätstadium“, das mit der Existenz und Entwicklung des Weilburgitmagmas verbunden ist (1949). Auf die näheren Umstände der Erzanreicherung im Magmaherd ist E. Lehmann ausführlich eingegangen. In dem pneumatolytisch bis hydrothermalen Spätstadium sollen Chloride nicht die Stoffträger des Eisens gewesen sein, da diese Lösungen sonst hervortretende Reaktionen unter anderem in den vererzten Weilburgiten hinterlassen hätten. H. Schneiderhöhn (1941, S. 113 u. 270) hat jedoch dargestellt, daß nicht nur im pneumatolytischen sondern auch im hydrothermalen Bereich mit der Anwesenheit von Chloriden und Fluoriden zu rechnen ist. Es lag somit für das exhalativ-sedimentäre Erzlager von Lindenberg kein Grund vor, von dem dokumentarischen Exhalationschemismus rezenter Vulkane als Parallele zum devonischen Vulkanismus abzugehen.

C. Abriß der Genesis von Erzlager und Nebengestein des Lindenbergvorkommens

Die vorstehenden Untersuchungen lassen einen Gesamtüberblick über die Entstehungsgeschichte des Lindenberg-Lagers und seiner Begleitsteine zu.

Nach dem Erguß submariner weilburgitischer Laven folgten im Nachklang des Vulkanismus zunächst heiße, dann kühler werdende Exhalationen. Diese förderten anfangs SiCl_4 und FeCl_3 ; später trat SiCl_4 zurück. Zeitweise lag ein reduzierendes Milieu im Stoffbestand der Exhalationen durch Beteiligung von CH_4 , CO_2 und H_2S vor. H_2S gewann schließlich in den kühleren und letzten Exhalationen die Oberhand und leitete damit zur normalen Sedimentfazies über. Durch Reaktion mit den Elektrolyten des Meerwassers fielen die juvenilen Stoffe aus, bildeten Fe-Wolken und sedimentierten als oxydische Dispersionserze. Je nach den Konzentrationsverhältnissen und dem Chemismus der Exhalationen sowie der Beteiligung von marinem Kalkschlamm entstanden in zeitlicher Folge Eisenkieselgel, eisenärmere und eisenreichere kalkig-kieselige Ferrioxysedimente, die bis zu feinkristallinen Eisenglanzmassen angereichert werden konnten, zeitweilig auch sedimentärer Magnetit und schließlich Pyritgel. In Nähe der Fumarolenquellen wurde bereits sedimentierter Eisenglanz zu Magnetit reduziert. Vulkanische Aschenauswürfe unterbrachen verschiedentlich die exhalative Tätigkeit und bildeten im Erzsediment tuffitische Zwischenlagen. Pelagisch lebende Styliolinen sowie eingeschwemmte Crinoidenteile der Riffkalkfauna wurden im Tuffitschlamm eingebettet. Frühdiagenetische Vorgänge unter Beteiligung reduzierender Stoffe führten zur Neubildung von Magnetit und zu einer feinstaderigen und imprägnationsartigen Durchsetzung der Erzsedimente mit Eisenglanz und Magnetit. Pyrit wurde hierbei nur in vereinzelt kleinen Individuen ausgeschieden; sein Auftreten kennzeichnet aber klar das Milieu dieses sekundären Prozesses.

Kurzzeitig lebte der eruptive Vulkanismus noch einmal auf. Eine gleichzeitig aufkommende Bodenunruhe schuf flache Bodenunebenheiten, die von Tuffiten und weilburgitischen Laven zum Teil ausgefüllt wurden. Vielfach traten Verzahnungen mit den nachfolgenden Tonsedimenten der Tonschieferfazies auf. Während dieser Periode drangen verschiedentlich basaltische Magmen hoch, die entweder intrakrustal oder extrusiv (die Frage blieb ungeklärt) als Alkalidiabase erstarrten. Das Ende der devonischen (und kulmischen) Sedimentfazies entzieht sich im Lindenberg-Bereich wie auch in der gesamten südwestlichen Lahnmulde der Beobachtung.

An der Wende Oberdevon-Kulm setzte die erste Phase der Variskiden-Faltung ein. Am Südwestrand der Lahnmulde waren die Dislokationen stärker als im Innern und am Nordrand. Während dort Falten und steilstehende Überschiebungen vorherrschen, wurden (soweit die Aufschlüsse um Lindenberg Auskunft geben) die Schichten im Südwestrandgebiet deckenartig übereinandergeschoben. Intensivste Durchbewegung betraf den gesamten Schichtenkomplex. Inhomogenität der Gesteinsschichten und anisotrope Streßeinwirkungen ergaben unterschiedliche Bewegungsverhältnisse im Großen wie im Kleinen. Gleichwertige Gesteinskomplexe unterlagen deshalb ungleichförmigen Deformationen. Querzerreibungen schufen einen gewissen Ausgleich der differenzierten Großbewegungen. Am Ende der Orogenese entstanden zahlreiche Längsrisse und -brüche sowie Querklüfte, die die letzten Spannungskräfte im Gestein ausglich. Der Verwurfcharakter dieser Störungen ist jedoch gering. Die plastischen tonigen und tuffitischen Sedimente reagierten auf die Streßbeanspruchung mit laminarer Gleitung und schieferten mehr oder minder merklich ein. Der feinkörnige Diabas behielt im großen und ganzen sein Gefüge; Schieferung ist wenig kenntlich. Jedoch gehört die Chloritisierung insbesondere seines Augit- und Biotitbestandes in die Zeit dieser Streßphase. Der Mandel-Weilburgit des Liegenden und teilweise auch des Hangenden vom Lindenberg-Lager wurde zum Weilburgit-Tektonit umgeprägt. Je nach der Streßintensität und der örtlichen Gesteinsfestigkeit entstand ein breccienartiges, lenticulares oder fluidalschieriges Gefüge. Zirkulierende karbonatische und gering kieselsaure Lösungen setzen in den Tektoniten ihren Stoffbestand ab und veränderten den Chemosismus des Gesteins. Neben einer mechanischen Metamorphose fand auch eine Umlösung im Gestein statt, die zur Neubildung von Chloriten und Serizit führte. An der Grenzzone zum Lager war der Lösungsumsatz im Weilburgit infolge der unterschiedlichen Festigkeitsverhältnisse von Erzkörper und magmatischem Nebengestein besonders groß. Stellenweise kam es hierbei zur völligen Chloritisierung des Weilburgits.

Unterschiedliche tektonische Fließbewegungen im Großen und Hemmnisse in der Bewegungsrichtung gaben Anlaß zur Einfaltung des Eisensteinlagers, das dabei in der Satteltuppe zu größerer Mächtigkeit zusammengestaucht wurde. Dislokationen im Erzkörper führten zu einer weitgehenden Durchmischung der Erz-Substanz, die zu Beginn der tektonischen Umformung noch eine gewisse Plastizität besaß, im Laufe der Orogenese aber mehr und mehr versteinte und rupturrell deformiert wurde. Auskristallisation von zugeführtem Calcit und Quarz in den Rupturen, Lösungsmobilisation und Umkristallisation der Begleitminerale des Erzes und teilweise auch eine Lösungsmobilisation des Erzes selbst waren an den dynamometamorphen Vorgängen im Erzkörper maßgeblich beteiligt.

D. Zusammenfassung

Der geologische Befund

1. Das Eisensteinlager von Grube Lindenberg wird von einem weilburgitischen Effusivgestein unterlagert. Im unmittelbaren Hangenden stehen Tuffite mit Einlagerungen weilburgitischer Deckenergüsse und Tonschiefer an. Zwischen dem Tonschiefer und dem Tuffit bestehen fazielle Verzahnungen und echte Übergänge.

Der Sammelname Schalstein für die genannten Magmatite und ihre Lockerprodukte ist petrologisch unhaltbar und gibt zu Fehldeutungen bei der Kartierung Anlaß.

2. Die scheinbare Diskordanz des Lindenberg-Lagers im Schichtenverband entstand durch tektonische Vorgänge während der Variskiden-Faltung. Ungleich verlaufende tektonische Fließbewegungen im Großen und Hemmnisse in der Bewe-

gungsrichtung führten zu Schubdeckenbildungen sowie Querzerreißungen im gesamten Schichtenkomplex und zur Stauchfaltung des Lagerkörpers.

Die stärksten räumlichen Dislokationen in der Lahnmulde sind im Bereich der südlichen Randzone zu erwarten, da die Faltungsbewegung nach NW gerichtet war. Die Verbandsverhältnisse der Gesteine in der nächsten Umgebung von Grube Lindenberg bestätigen diese Vorstellung.

3. Durch epizonale Dynamometamorphose wurden die Gesteine des Gebietes mehr oder minder stark eingeschiefert.

Die Schiefer und Tuffite reagierten auf die Durchbewegung mit laminarer Gleitung. Die den Schiefen eingelagerten feinstkörnigen Diabase unterlagen einer merklichen Chloritisierung bei zum Teil schwacher Einschieferung. Die Mandel-Weilburgite waren auf Grund ihrer Mineralassoziation besonders streßempfindlich und wurden erheblich umgewandelt, falls nicht besondere Verhältnisse einzelne Gesteinsbereiche vor größerer Streßbeanspruchung schützten. Im Erzlager liegen beträchtlichere Materialverfrachtungen vor, die sich im Großbild bereits an der Mächtigkeitzunahme des Lagers in der Sattelkuppe andeuten.

Das weilburgitische Nebengestein

4. Im liegenden Weilburgitkomplex finden sich mandelsteinartige Weilburgit-Magmatite ohne gesetzmäßige Eingliederung innerhalb charakteristischer flaseriger „Schalsteine“. Kontinuierliche Übergänge zwischen dem Mandel-Weilburgit und den stark eingeschiefertem weilburgitischen Gesteinen lassen eine scharfe Abgrenzung beider Gesteinstypen nicht zu.

5. Die Mineralassoziation des Mandel-Weilburgits ist bestimmt: durch die entglaste Grundmasse mit zahlreich eingelagerten Feldspatleisten — fast ausschließlich Oligoklase —, Chlorit und gelegentlich auftretendem Calcit, durch die Erzminerale Magnetit und Ilmenit sowie durch die Blasenausfüllungen der überkritisch-fluiden bis hydrothermalen Magmaanteile Calcit, Chlorit und Quarz. Der Weilburgit enthält in dem untersuchten Gebiet praktisch kein Nebengestein. Nahezu sämtlicher Kalk ist an die Mandelfüllungen gebunden.

6. Die Übergänge vom Mandelstein zum „Schalstein“ sind makroskopisch zunächst durch Rupturen von Mandel zu Mandel, dann durch stetig stärker zunehmende Einschieferung des gesamten Gesteins gekennzeichnet. Sie leiten somit von einer Zerrungs- und Bruchzone am Mandelsteinkomplex zu einem tektonischen Gesteinsfließen in den Tektoniten über.

Wechselnde Festigkeitswerte des Weilburgits durch ungleichen Calcitbestand sowie Streßanisotropie wurden für dieses unterschiedliche Gesteinsverhalten verantwortlich gemacht.

7. Der unterschiedlichen Festigkeit des Weilburgitkomplexes und der damit verbundenen ungleichartigen Metamorphose im Großen entspricht völlig das differenzierte Verhalten des Weilburgitgefüges im Kleinen.

Im mikrodimensionalen Bereich ist der Zusammenhang von Weilburgit und Tektonit durch Gefügerelikte des Mandel-Weilburgits und durch ein anwachsendes Kontinuum der Gesteinsumformung sichergestellt.

Mandelformung und zunehmende Durchbewegungseffekte in der weilburgitischen Grundmasse dokumentieren die Entwicklung der Gesteinsmetamorphose. Gelegentlich vorhandener Pyrit der hydrothermalen Magmaphase erweist sich infolge seiner Reaktionsunempfindlichkeit in diesen Gesteinen als ausgezeichneter Streßindikator.

8. Zerrungs- und Bruchtektonik formte die Weilburgit-Mikrobreccien der Übergangsgesteine. Die beherrschenden Texturelemente sind Zerr- und Scherrisse von Mandel zu Mandel sowie eine zunehmende Zerfetzung der Grundmasse. Geringe

Ausplättung der Grundmasse und linsenförmige Mandelverformung in Ebenen geringer Gleitung laufen hierzu parallel. Der Mandel-*Calcit* reagierte auf die Streßbeanspruchung mit Druckzwillingsbildung, Kristalldeformation und Rekristallisation.

Zu den mechanischen Umformungen treten in den *Weilburgit*-*Mikrobreccien* in geringerem Umfange Umlösungseffekte. Umkristallisation und Lösungsmobilisation in der Grundmasse führten zur Neubildung von *Chlorit*, *Serizit* und *Quarz*. Die Erzminerale *Magnetit* und *Ilmenit* wurden ausgelaugt und trübten die Grundmasse bis zur Opazität ein. Lösungsmobilisation des *Mandel-Calcits* beteiligt ihn an der Ausheilung der Rupturen. Die *Feldspatsubstanz* wurde durch die Streßlösungen verdrängt, die leistenförmigen *Feldspat-Querschnitte* blieben in den *Pseudomorphosen* erhalten.

9. Primär auskristallisierter *Chlorit* ist von dem *Streßchlorit* in den tektonisch beanspruchten Gesteinen nicht mehr zu unterscheiden.

Der *Streßchlorit* zeigt eine stark wechselnde chemische Zusammensetzung. Neben eisenreichsten Gliedern der *Thuringitgruppe* sind eisenärmere *Leptochlorite* und *Antigorit-reiche Orthochloride* vertreten. In wie weit hier stete Übergänge vorhanden sind, war nicht feststellbar.

10. Eine *Calciumkarbonat-* und in geringem Umfange auch eine *Kieselsäurezufuhr* aus zirkulierenden Lösungen hat möglicherweise während der *Streßphase* stattgefunden, da die chemische Analyse in vielen Fällen eine erhebliche Zunahme des *Karbonatgehaltes* bei metamorphen *Weilburgitkomplexen* nachweist. Die *Calcitmandelsubstanz* reichte jedenfalls nicht immer aus, um an Ort und Stelle den gesamten *Karbonatgehalt* in den Rupturen zu liefern.

11. *Dynamometamorphose* beherrscht das Gefüge der *Weilburgittektonite*. *Breccienbildung* war zum Teil die erste Reaktion auf die *Streßbeanspruchung*; sie wird überprägt von *plastischer Deformation*.

Gleitbretter wechseln mit *druckfreieren Zonen*, in denen mehr das *rupturelle Element* zur Geltung kommt. *Anisotrope Druckverteilung* und *Inhomogenität* im Gestein waren die Ursachen für die recht unterschiedlichen Erscheinungen auf kleinstem Raum.

Dislokationen fanden statt, *Gleichwertiges* liegt deshalb oftmals neben *Ungleichwertigem*.

12. Der *Sekundär-Calcit* der Rupturen erweist sich vielfach als *bewegungshemmender Bestandteil*. *Plastische Einknetungen* von *ausgequetschter weilburgitischer Grundmasse* auf den *Korngrenzen* und in *Schwächungszonen* des *Calcits* ergaben *Schlierentexturen*.

13. *Hervortretende Umlösungseffekte* sind auf *Zonen größter Streßbeanspruchung* beschränkt. Der *Zerfall* der Grundmasse kann bis zur *völligen Chloritisierung* und *Seritizierung* des Gesteins gehen. In der Hauptsache sind diese *Chlorit-Serizit-reichen*, zum Teil *gänzlich eingeschieferten Weilburgittektonite* an die *Grenzzone zum Lager* gebunden.

14. *Vererzungszonen* im *Weilburgittektonit* entstanden durch *imprägnierende sekundäre Eisenlösungen*; die *weilburgitische Gesteinsgrundlage* ist meist noch gut zu erkennen. Die *sekundären Vererzungen* unterscheiden sich eindeutig vom *Lagererz* und den ganz *geringmächtigen, tektonisch stärkstens durchbewegten kleinen Lagerlinsen* im *Hangenden des Lagers*. Sie sind mit den *Lagererzen* genetisch nicht identisch.

Das Eisensteinlager

15. Der *Lagerkörper* ist dem *Gesteinskomplex* von *Lindenberg* schichtig eingebettet. *Makroskopisch* fanden sich keine Hinweise für eine *Spaltenausfüllung* mit

Eisenerzen oder für das Vorliegen einer metasomatischen Verdrängungslagerstätte. Die Beobachtungen im Mikrobereich bestätigen den makroskopischen Befund. Die Summe der Erscheinungen spricht eindeutig für einen exhalativ-sedimentären Erzabsatz im submarinen Bereich der Effusion des liegenden Weilburgits und für ein jüngeres Alter der überlagernden Gesteine.

16. Der größte Teil der Erze und ihrer Begleitminerale ist rein sedimentärer Entstehung. Die Ausscheidungsfolge — Eisenkiesel, calcitisch-kieselige Dispersionserze und sedimentärer Eisenglanz sowie Magnetit z. Teil, tuffitischen Zwischenlagen, Gelpyrit mit oxydischem Dispersionserz, Gelpyrit mit Quarz — kennzeichnet ein Temperaturgefälle und einen Wechsel im Exhalationschemismus. Sie steht völlig in gesetzmäßiger Beziehung zu den Fumarolenprodukten eines ausklingenden rezenten Vulkanismus.

17. Die heißesten Exhalationen führten wohl hauptsächlich nur FeCl_3 und SiCl_4 . Bei ihrem Eintritt in das Meerwasser entstanden Fe-Wolken, die durch die Elektrolyte des Meerwassers ausgeflockt langsam sedimentierten. Mit fallender Temperatur trat SiCl_4 zurück. Ein zeitweiliges reduzierendes Milieu im Stoffbestand der Exhalationen durch CH_4 , CO_2 , H_2S ergab Ferrowolken und in Nähe der Exhalationsquellen Umwandlungen von bereits sedimentiertem Eisenglanz zu Magnetit. In den kühlest und letzten Exhalationen wurde H_2S vorherrschend. Anstelle der oxydischen Dispersionserze sedimentierte Gelpyrit. An seiner Ausscheidung können auch Schwefelbakterien beteiligt gewesen sein.

18. Die Tuffiteinlagerungen mit eingebetteten Styliolinen und eingeschwemmten Crinoidenteilen sowie die Tonschieferfazies nach Abschluß der Lagerbildung charakterisieren das Gesamtmilieu, in dem die Erzsedimentation erfolgte.

19. Durch frühdiagenetische Vorgänge im reduzierenden Milieu entstanden Magnetit-Eisenglanz-Imprägnationen und -Durchaderungen im Erzsediment.

20. Die Diagenese des Lagererzes war bei Einsetzen der Durchbewegungsphase noch nicht beendet. Der Erzkörper besaß zunächst noch eine gewisse plastische Verformbarkeit. Materialdislokationen fanden statt. Umkristallisation der Begleitminerale, Lösungseffekte insbesondere im chloritisch-tuffitischen Anteil aber auch in den Erzen, später rupturale Deformation und Gleitbrettbewegungen sind die weiteren Auswirkungen der Streßbeanspruchung. Zugeführtes CaCO_3 und in geringem Umfang SiO_2 heilten die Rupturen aus. Der Kalkbestand des Lagers ist deshalb zum Teil sekundärer Natur.

E. Anhang: Analysetabellen ¹⁵⁾

Tabelle 1.: Mandelweilburgit.

Gew. %	1.	2.	3.	4.	5.	Mol. %	1.	2.	3.	4.	5.
SiO ₂	28,60	25,07	28,31	27,85	27,89	27,20	24,41	26,66	27,12	25,12	
TiO ₂	1,99	1,90	1,30	2,42	1,60	1,42	1,39	0,92	1,77	1,08	
P ₂ O ₅	0,55	0,53	0,23	0,61	0,36	0,22	0,22	0,09	0,25	0,14	
Al ₂ O ₃	15,22	16,38	14,42	16,03	8,18	8,54	9,40	8,00	9,20	4,34	
Fe ₂ O ₃	4,35	5,72	2,74	5,21	2,50	1,55	2,10	0,97	1,91	0,85	
FeO	4,25	2,30	2,46	3,31	3,66	3,38	1,87	1,93	2,70	2,76	
MnO	0,18	0,17	0,18	0,16	0,26	0,14	0,14	0,14	0,13	0,20	
MgO	2,98	5,37	1,52	1,60	1,64	4,22	7,79	2,13	2,34	2,20	
CaO	19,83	20,56	24,46	22,02	27,42	20,22	21,42	24,65	22,95	26,44	
Na ₂ O	1,84	0,72	1,01	0,51	0,89	1,70	0,68	0,92	0,48	0,78	
K ₂ O	2,70	3,82	3,37	2,96	1,18	1,64	2,37	2,02	1,84	0,66	
H ₂ O	3,47	2,45	2,72	2,86	3,26	11,03	7,96	8,54	9,30	9,79	
CO ₂	14,39	15,25	17,80	15,03	20,74	18,70	20,25	22,88	19,95	25,49	
S ₂	0,04	Sp.	0,17	0,06	0,18	0,04	Sp.	0,15	0,06	0,15	
	100,39	100,24	100,69	100,63	99,76	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	

1. grobmandeliger Weilburgit aus dem Liegenden des Lindenberg-Lagers.
2. grobmandeliger Weilburgit aus dem Liegenden des Lindenberg-Lagers.
3. feinmandeliger Weilburgit aus dem Liegenden des Lindenberg-Lagers.
4. Mandelweilburgit mit tektonischer Überprägung aus dem Liegenden des Lindenberg-Lagers.
5. grobmandeliger Weilburgit aus dem Hangenden des Lindenberg-Lagers.

Tabelle 2.: Weilburgittektonit aus dem Liegenden des Lindenberg-Lagers.

Gew. %	6.	7.	8.	9.	10.	Mol. %	6.	7.	8.	9.	10.
SiO ₂	16,21	18,84	20,55	21,01	27,02	14,63	17,30	18,89	19,24	24,81	
TiO ₂	1,13	1,11	2,20	2,03	1,80	0,76	0,77	1,52	1,40	1,24	
P ₂ O ₅	0,18	0,36	0,80	0,93	0,32	0,07	0,14	0,31	0,36	0,13	
Al ₂ O ₃	8,84	10,04	12,51	11,20	10,37	4,70	5,43	6,77	6,04	5,61	
Fe ₂ O ₃	5,32	5,86	0,91	1,37	4,12	1,80	2,02	0,31	0,47	1,43	
FeO	1,31	1,33	2,46	1,97	3,51	0,98	1,02	1,89	1,51	2,70	
MnO	0,13	Sp.	0,21	0,15	0,18	0,10	Sp.	0,17	0,12	0,14	
MgO	2,21	2,27	0,98	1,40	2,16	2,97	3,10	1,34	1,91	2,96	
CaO	35,12	32,06	31,72	31,72	27,04	33,90	31,55	31,18	31,11	26,60	
Na ₂ O	0,53	0,81	0,40	0,30	0,62	0,47	0,72	0,36	0,26	0,55	
K ₂ O	1,11	2,57	1,17	2,22	1,65	0,64	1,51	0,67	1,30	0,97	
H ₂ O	2,24	2,42	2,48	2,43	2,97	6,74	7,41	7,60	7,42	9,10	
CO ₂	26,21	23,18	23,06	22,98	18,91	32,20	29,03	28,91	28,72	23,70	
S ₂	0,04	Sp.	0,09	0,16	0,07	0,04	Sp.	0,08	0,14	0,06	
	100,58	100,85	99,54	99,87	100,74	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	

¹⁵⁾ Analysen angefertigt im Hochofen-Laboratorium der Hess. Berg- u. Hüttenwerke, Wetzlar, als Betriebsanalysen.

Tabelle 3.: Mandelweilburgit und Weilburgittektonit von Grube Lindenberg, Mol. % nach Abzug von CaCO₃ (Tabellen 1 + 2).

Mol %	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
SiO ₂	43,45	41,00	49,15	45,13	51,24	41,10	41,25	44,78	45,21	47,17
TiO ₂	2,27	2,34	1,70	2,95	2,20	2,13	1,84	3,61	3,29	2,36
P ₂ O ₅	0,35	0,37	0,16	0,41	0,29	0,20	0,33	0,73	0,85	0,24
Al ₂ O ₃	13,64	15,80	14,75	15,31	8,85	13,20	12,95	16,05	14,19	10,67
Fe ₂ O ₃	2,48	3,54	1,79	3,18	1,73	5,06	4,82	0,73	1,10	2,72
FeO	5,40	3,14	3,56	4,49	5,63	2,75	2,43	4,48	3,55	5,13
MnO	0,22	0,24	0,26	0,22	0,41	0,28	Sp.	0,40	0,28	0,27
MgO	6,74	13,10	3,92	3,89	4,49	8,35	7,38	3,18	4,49	5,63
CaO	2,43	1,97	3,26	4,99	1,94	4,77	6,02	5,39	5,62	5,51
Na ₂ O	2,72	1,14	1,70	0,80	1,59	1,32	1,72	0,85	0,61	1,05
K ₂ O	2,62	3,98	3,73	3,06	1,35	1,80	3,60	1,59	3,05	1,84
H ₂ O	17,62	13,38	15,74	15,47	19,97	18,93	17,66	18,02	17,43	17,30
S ₂	0,06	Sp.	0,28	0,10	0,31	0,11	Sp.	0,19	0,33	0,11
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

- 1 — 4 Mandelweilburgit aus dem Liegenden.
 5 Mandelweilburgit aus dem Hangenden.
 6 — 10 Weilburgittektonit aus dem Liegenden.

Tabelle 4.: Nebengestein aus dem Hangenden des Lindenberg-Lagers.

Gew. %	Alkalidiabas	Tuffit	Schiefer	Leptochlorit aus der Grenzzone am Erzlager
	11.	12.	13.	14.
SiO ₂	40,82	43,26	59,40	21,86
TiO ₂	2,04	3,48	x	0,04
P ₂ O ₅	0,55	0,25	0,19	—
Al ₂ O ₃	20,61	25,85	17,77 einschl. x TiO ₂	16,35
Fe ₂ O ₃	4,01	2,44	2,11	5,26
FeO	8,19	13,19	5,03	39,99
MnO	0,18	0,12	Sp.	0,09
MgO	8,21	2,35	4,01	3,87
CaO	7,02	1,70	3,49	Sp.
Na ₂ O	} 4,16	1,17	} 4,06	} 0,91
K ₂ O		1,70		
H ₂ O	4,26	3,85	0,71	11,09
CO ₂	0,55	1,02	3,94	0,10
S ₂	Sp.	0,09	nicht bestimmt	—
	100,60	100,47	100,71	99,56

F. Schriftenverzeichnis

- Ahlburg, J.: Über die Eisenerze und Eisen-Manganerze des Lahngebietes und ihre Beziehungen zu Eruptivgesteinen. — Z. prakt. Geol., 25, S. 29—38, 49—56, Berlin 1917.
- Die Lagerzüge zwischen Weyer und Münster. — Geol. Ber., 1, S. 33—42, 1913 [unveröff.: Archiv Treuhand-Buderus, Wetzlar].
- Die Felder des südlichen Münsterer Lagerzuges (Gloria-Reschehl). — Geol. Ber., 1, S. 43—54, 1913 [unveröff.: Archiv Treuhand-Buderus, Wetzlar].
- Ahrens, W.: Die devonischen Eruptivgesteine des östlichen Sauerlandes. I. Teil. Die Diabase des höheren Mittel- und Oberdevons. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1928, 49, II, S. 947—994, Berlin 1929.
- Barth, T. F. W., Correns, C. W., Escola, P.: Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.
- Behrend, F.: Rezentler Vulkanismus und die Bildung von Eisenerzen. — Z. deutsch. geol. Ges., 86, S. 360—367, Berlin 1934.
- Berg, G.: Vorkommen und Geochemie der mineralischen Rohstoffe. Leipzig 1929.
- Braner, W.: Beiträge zur Kenntnis der varistischen Gesteins- und Mineralprovinz im Lahn-Dillgebiet. 5. Der Magneteisenstein der Grube Königszug bei Oberscheld und seine genetische Stellung. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkunde Gießen, N.F. naturwiss. Abt., 16 (1933/35), S. 1—48, Gießen 1935.
- Brauns, R.: Der oberdevonische Deckdiabas, Diabasbomben, Schalstein und Eisenerz. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd., 21, S. 302—324, Stuttgart 1905.
- v. Bubnoff, S.: Geschichte und Bau des deutschen Bodens. — Deutscher Boden, 1, Berlin 1936.
- Einführung in die Erdgeschichte. I. Teil: Voraussetzungen — Urzeit — Altzeit. Berlin 1941.
- Cissarz, A.: Mineralogisch-mikroskopische Untersuchung der Erze und Nebengesteine des Roteisenerzlagers der Grube Maria bei Braunfels a. d. Lahn. — Mitt. Kaiser Wilhelm-Inst. Eisenforsch., 5, S. 109—125, Düsseldorf 1924.
- Cloos, H.: Einführung in die Geologie. Berlin 1936.
- Dannecker, E.: Mineralogisch-mikroskopische Untersuchung der Erze und Nebengesteine des Magneteisensteinlagers „Schöne Anfang“ bei Breitenbach, Kreis Wetzlar. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. 53, A, S. 197—208, Stuttgart 1925.
- Einecke, G.: Die Eisenerzvorräte der Welt. — Text u. Atlasband, 418 S., Düsseldorf 1950.
- Einecke, G., Rosenkranz, W.: Der Bergbau und Hüttenbetrieb im Lahn- und Dill-Gebiet und in Oberhessen. — Wetzlar 1932.
- Erdmannsdorfer, O. H.: Grundlage der Petrographie. — Stuttgart 1924.
- Götz, H.: Die Keratophyre der Lahnmulde. — Z. Kristallogr. usw., B., min. petr. Mitt., N.F. 49, S. 168—215, Leipzig 1937.
- Grubenmann, U. und Niggli, P.: Die Gesteinsmetamorphose. — 1. Berlin 1924.
- Gundlach, K.: Der unterkarbonische Vulkanismus im variskischen Gebirge Mitteldeutschlands. — Abh. preuß. geol. L.-A., N.F. 157, Berlin 1933.
- Harrassowitz, H.: Anchimetamorphose, das Gebiet zwischen Oberflächen- und Tiefenwandlung der Erdkruste. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkunde Gießen, N.F., naturwiss. Abt., 12 (1928/29), S. 9—15, Gießen 1929.
- Hentschel, H.: Über die Tuffnatur der Schalsteine. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenforsch., (VI) 2, S. 122—137, Wiesbaden 1951 [1951 a].

- Die Umbildung basischer Tuffe zu Schalsteinen. — N. Jb. Mineral., **82**, S. 199—230, Stuttgart 1951 [1951 b].
- Hesemann, J.: Die devonischen Eisenerze des Mittelharzes. — Abh. prakt. Geol. Bergwirtschaftslehre, **10**, S. 1—56, 2 Taf., Halle 1927.
- Holzner, J.: Beiträge zur Kenntnis der varistischen Gesteins- und Mineralprovinz im Lahn-Dillgebiet. 7. Eisenchlorite aus dem Lahnggebiet; chemische Formel und Valenzausgleich bei den Eisenchloriten. — N. Jb. Mineral. usw., Beil. Bd. **73**, A, S. 389—418, Stuttgart 1938.
- Hummel, K.: Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse (= submarine Gesteinszersetzung). — Geol. Rdsch., **13**, S. 41—81, 97—136, Berlin 1922.
- Kalle, K.: Der Stoffhaushalt des Meeres. — **2**, Leipzig 1945.
- Kegel, W.: Abriß der Geologie der Lahnmulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N.F. **86**, Berlin 1922.
- Zur Kenntnis der devonischen Eisenerzlager in der südlichen Lahnmulde. — Z. prakt. Geol., **31**, S. 1—6, 20—29, 36—41, Halle 1923.
- Erläuterungen z. geol. Kte. Preußen u. benachb. deutsch. L. 1: 25 000, Bl. Wetzlar-Großen-Linden, Lfg. 275, Nr. 3165 (hess.: 14), Berlin 1929.
- Über den Diabasvulkanismus im Lahn-Dill-Gebiet. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1932, **53**, S. 936—946, Berlin 1933.
- Geologie der Dillmulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N.F. **160**, Berlin 1934 [1934 a].
- Die geologischen Grundlagen des Roteisensteinbergbaus des Dillgebietes. — Z. deutsch. geol. Ges., **86**, S. 314—324, Berlin 1934 [1934 b].
- Sedimentation und Tektonik in der rheinischen Geosynklinale. — Z. deutsch. geol. Ges. für 1948, **100**, S. 267—289, Hannover 1950.
- Koch, C. & Kayser, E.: Erläuterungen z. geol. Spez.-Kte. Preußen u. Thür. Staaten, Bl. Eisenbach, Berlin 1886.
- Kretschmer, F.: Die erzführende Diabas- und Schalsteinzone Sternberg-Bennisch. — Arch. Lagerstättenforsch., **24**, Berlin 1917.
- Lehmann, E.: Ein Profil aus dem Schachtquerschlag der 350 m Sohle der Grube Königszug bei Oberscheld. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **64**, A, S. 549—592, Stuttgart 1931.
- Über „Diabase“ und Schalsteine aus dem Mitteldevon des Lahn-Dill-Gebietes. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkunde, Gießen, N.F. naturwiss. Abt., **15**, S. 307 bis 334, Gießen 1933.
- Das Nebengestein des Eisenerzlagers Theodor bei Aumenau. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **67**, A, S. 69—117, Stuttgart 1933.
- Die magmatische Mineral- und Gesteinsprovinz im Mitteldevon des Lahn-Dill-Gebietes. — Z. deutsch. geol. Ges., **86**, S. 348—359, Berlin 1934.
- Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. — Wetzlar 1941.
- Über die Genesis der Eisenerzlagerstätten vom Lahntypus. — Z. Erzbergb. Metallhüttenw., **2**, S. 239—246, Stuttgart 1949.
- Das Keratophyr-Weilburgit-Problem. — Heidelberger Beitr. Min. Petrogr., **2**, S. 1—166, Berlin 1951.
- Lippert, H.-J.: Zur Gesteins- und Lagerstättenbildung in Roteisenstein-Gruben des östlichen Dill-Gebietes. — Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **485**, Rudolf-Richter-Festschrift, S. 1—29, Frankfurt 1951.
- Michels, F.: Das Roteisenvorkommen der Grube Neue Lust bei Nanzenbach (Dillkreis). — Senckenbergiana, **3** (1920), S. 98—115, Frankfurt/Main 1921.
- Die Grube Altenberg bei Laubuseschbach im Taunus. — Z. prakt. Geol., **30**, S. 13—15, Halle 1922.
- Nieder, R.: Zusammenhang zwischen Tektonik und Lagerausbildung in Roteisensteinlagern an der Lahn. — Arch. Lagerstättenforsch., **51**, Berlin 1931.
- Niggli, P.: Das Magma und seine Produkte. — **1**. Leipzig 1937.

- Ramdohr, P.: Klockmann's Lehrbuch der Mineralogie. — 13. Aufl., Stuttgart 1948.
- .— Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. — Berlin 1950.
- Richter, H.: Beiträge zur geologischen Kenntnis der Lahn-Dill-Mulde mit besonderer Berücksichtigung der Diabase, Schalsteine und Roteisensteine. — Int. Bergwirtsch. u. Bergtechn., 23, S. 65—80, 85—101, Halle 1930.
- Rinne, F.: Gesteinskunde. — 10. u. 11. Aufl., Leipzig 1928.
- Rittmann, A.: Vulkane und ihre Tätigkeit. — Stuttgart 1936.
- Rosenkranz, W.: Die Eisenerzlagerstätten der Grube Juno bei Nauborn, Kreis Wetzlar, und Vorschläge zur künftigen Erschließung von Eisenerzen durch Bohrungen in diesem zum Teil stillliegenden Bergwerk. — 1948 [unveröff.: Archiv Sieg-Lahn Bergbau, Weilburg].
- .— Geologische Aufnahme der 170 m und 210 m Sohle der Grube Lindenberg. — 1949 [unveröff.: Archiv Sieg-Lahn Bergbau, Weilburg].
- Schmidt, W.: Gesteinsumformung. — Denkschr. naturhist. Mus. Wien, 3, geol. palaeontol. Reihe, 3, Leipzig u. Wien 1925.
- .— Tektonik und Verformungslehre. — Berlin 1932.
- Schneiderhöhn, H. u. Ramdohr, P.: Lehrbuch der Erzmikroskopie. — 2. Berlin 1931.
- Schneiderhöhn, H.: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. — 1, Jena 1941.
- .— Erzlagerstätten. — Jena 1944.
- Sirel, M. A.: Die Kupfererzlagerstätte Ergani-Maden in der Türkei. — N. Jb. Mineral. usw., Abh. 80, A, S. 36—100, Stuttgart 1950.
- Stirne mann, E.: Über die Bildungsverhältnisse der Eisenerzlagerstätten im System Eisenchlorid-Wasser. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. 53, A, S. 59—94, Stuttgart 1925.
- Stützel, H.: Die Erze der Grube Theodor bei Aumenau und ihr Verhältnis zum Nebengestein. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. 67, A, S. 155—195, Stuttgart 1933.

Manuskript eingereicht am 10. 3. 1952.

Anschrift des Autors:

Dipl.-Berging., Dr.-Ing. Rolf Denckewitz, Wetzlar, Geiersberg 16 b.

Für die Redaktion verantwortlich:

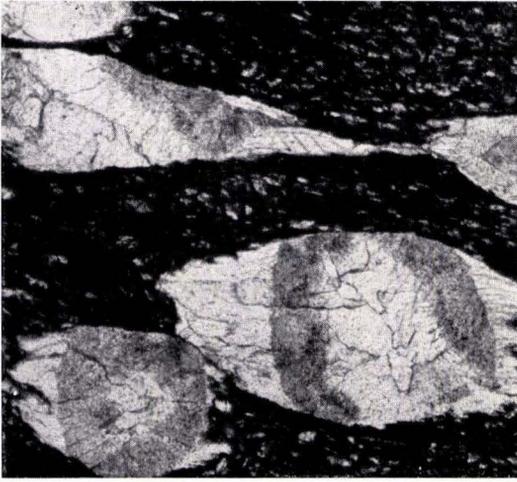
Dipl.-Geol. Dr. Fritz Kutscher, Bezirksgeologe beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Parkstraße 28.

Tafel 1

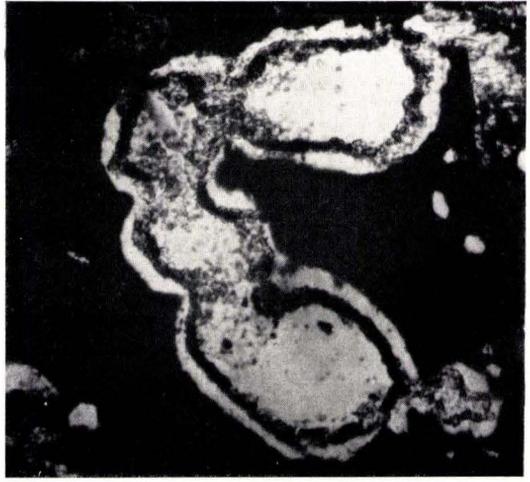
Tafel 1

**Mandelweilburgit und Weilburgittektonit aus dem Liegenden
des Lindenberg-Lagers**

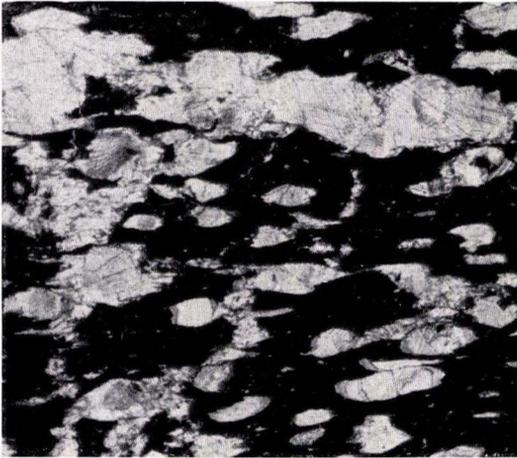
- Fig. 1 Grobmandeliger Weilburgit. Aufgerissene und gestreckte Calcitmandeln mit Eintrübungsringen als Kennzeichen der ehemaligen Mandelform in weilburgitischer Grundmasse. Mandelkern durch Umkristallisation gereinigt. In den Streckungshöfen der Mandeln größtenteils Calcit, in den Ellipsoid-Spitzen Streßchlorit. Dünnschl., N ||, Vergr. 32 fach.
- Fig. 2 Feinmandeliger Weilburgit. Zusammenhängende Quarzmandeln mit Leptochloritringen im tektonisch beanspruchten Gestein. Gleiche undulöse Auslöschung von Quarzmandelkern und Quarzaußensaum wohl infolge Umkristallisation. Chlorit teilweise umgelöst. Dünnschl., N +, Vergr. 250 fach.
- Fig. 3 Beginnende tektonische Umformung eines Mandelweilburgits mit sämtlichen texturellen Besonderheiten der Übergangsgesteine von ursprünglichem Mandelgefüge zu stärkstens eingeschiefertem Weilburgittektonit: Plättung der Mandeln, Scherrisse zwischen den Mandeln, Zerfetzung der Grundmasse (Breccienbildung), Umlösung der Grundmasse und des Mandelcalcits, Bildung der Streßminerale Chlorit und (jedoch noch ganz gering) Serizit, Verdrängung der Feldspatsubstanz durch die Streßlösungen, Ausheilung der Risse durch Sekundär-Calcit. Dünnschl., N ||, Vergr. 5 fach.
- Fig. 4 Ausschnitt von Fig. 3. Ausplättung der Mandeln. Druckzwillingslamellierung im Calcit. Dislokation der ehemaligen, völlig deformierten Mandeln. Abzeichnung von Scherrissen in der Durchbewegungsebene. Bildung eines Grundmassefetzens. Dünnschl., N +, Vergr. 15 fach.
- Fig. 5 Ausschnitt von Fig. 3. Deformierte Calcitmandeln und Calcitverdrängung durch Streßchlorit (grau). Quarzmandeln (undulöse Auslöschung) gering deformiert, randlich von Streßchlorit verdrängt. Feldspateinordnung in die Durchbewegungsrichtung nur teilweise, Feldspatsubstanz größtenteils ersetzt durch Calcit und Chlorit \pm Serizit. Dünnschl., N +, Vergr. 20 fach.
- Fig. 6 Brecciöser Mandelweilburgit. Plastisch ausgeplätteter Grundmasseanteil mit Einpressung in einen durch Abriß freigelegten zweiten Grundmassefetzen. In den Mandelspitzen bzw. am Mandelrand der Calcitmandeln Chlorit (schwarz). Größere Mandel in rechter Bildhälfte anscheinend gewälzt; untere Begrenzung Drehpunkt (hier Ausbildung eines Spaltrisses), obere Begrenzung Angriffsfläche der bewegenden Kraft (erkennbar an dem ausgeplätteten Grundmasseanteil). Einregelung der völlig chloritisierten Feldspatleisten innerhalb des Gleitbrettes in die Durchbewegungsrichtung; durch Einstauchung des Gleitbrettes in den zweiten Grundmassefetzen aufblätternde Divergenz der ehemaligen Feldspäte zur Durchbewegungsrichtung. Obere Bildhälfte Sekundär-Calcit. Dünnschl., schräg seitlich auffallendes Licht, Vergr. 30 fach.



1



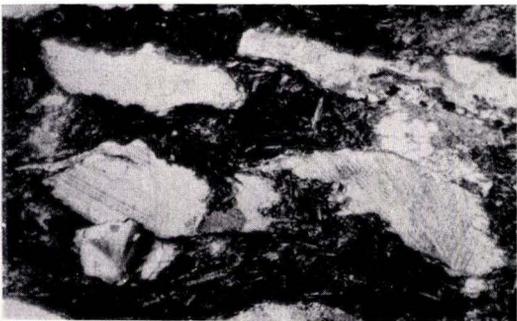
2



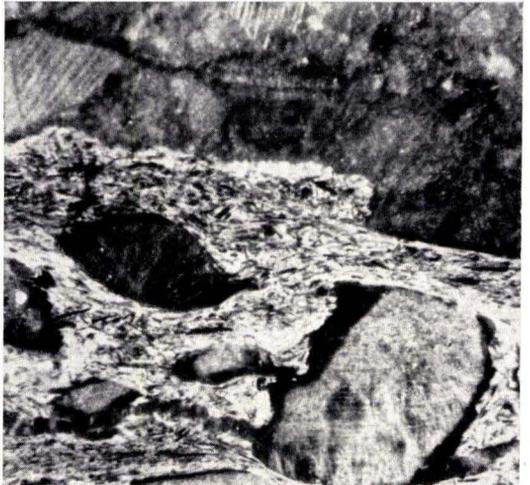
3



4



5



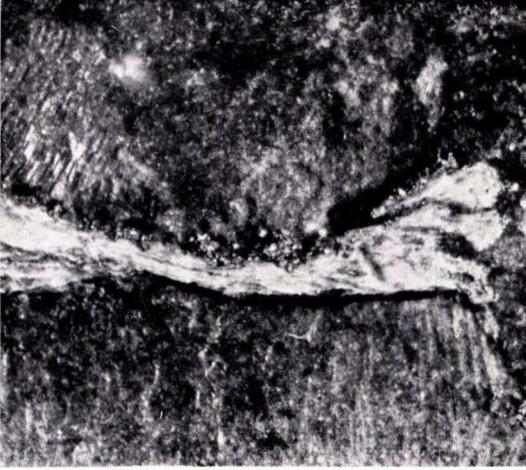
6

Tafel 2

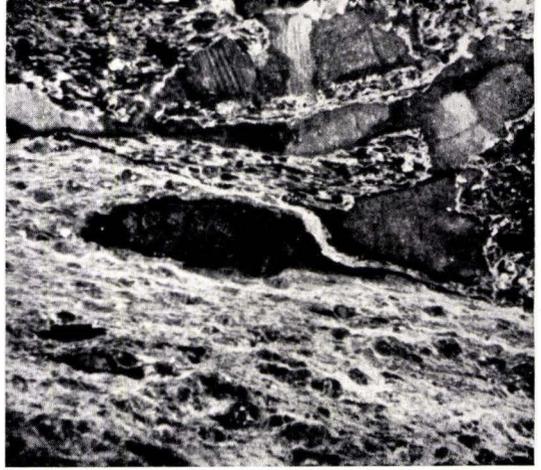
Tafel 2

Weilburgittektonit aus dem Liegenden des Lindenberg-Lagers

- Fig. 7 Weilburgitische Plättungsschliere mit randlicher Anlegung von idiomorphen Pyritkörnchen infolge mechanischer Aufarbeitung in Sekundär-*Calcit*. Streßminerale an der Plättungsschliere schwarz. Bräunlich-weißlich reflektierende, undurchsichtige Grundmasse durch Eintrübung mit Leukoxen aus der Ilmenitzersetzung. Dünnschl., schräg seitlich auffallendes Licht, Vergr. 50 fach.
- Fig. 8 Weilburgittektonit. Untere Bildhälfte Mandelweilburgitfetzen des rupturellen Deformationsstadiums mit zum Teil stärkerer Ausplättung. Mandelinhalt: *Calcit* oder *Chlorit* oder *Quarz*. *Chlorit*mandeln zum größten Teil wohl durch Verdrängung des Mandel*calcit*s mit Streßlösungen entstanden. Obere Bildhälfte Gleitbrettbildung im Sekundärstadium der Dynamometamorphose. Dünnschl., schräg seitl. auffallendes Licht, Vergr. 15 fach.
- Fig. 9 Rupturell deformierter feinmandeliger Weilburgit mit nachträglicher inhomogener Ausplättung und erhalten gebliebenem Mandelweilburgitanteil. Dünnschl., N ||, Vergr. 8 fach.
- Fig. 10 Brecciöser Weilburgittektonit. Gewälztes, querliegendes Bruchstück in Sekundär-*Calcit*. Senkrecht stehende Scherebene des Bruchstückes verhältnismäßig ebenflächig, quer dazu Abrisse ausgefranst und randlich in Lösung gegangen. Mandeln des Bruchstückes mit *Quarz* (weiß) und *Chlorit* (grau), kaum mit *Calcit* ausgefüllt. Linke Bildhälfte ausgeplättete Weilburgitfetzen mit Einregelung in die Durchbewegungsebene. Sekundär-*Calcit* mit Ausscheidung von Sekundär-*Quarz* in der hellen (weißen) aderähnlichen Partie der Zwischenmasse in der Bildmitte. Dünnschl., N ||, Vergr. 15 fach.
- Fig. 11 Weilburgittektonit. Zunehmende Zerfetzung und Ausschlierung der weilburgitischen Grundmasse. Ehemalige Mandeln deformiert. Druckzwillingslamellierung des Zwischenmasse-*Calcit*s. Dünnschl., N ||, Vergr. 20 fach.
- Fig. 12 Plättungsschlieren eines rupturell deformierten Mandelweilburgits mit Dislokation der einzelnen Fetzen in Sekundär-*Calcit*. Dünnschl., schräg seitl. auffallendes Licht, Vergr. 15 fach.



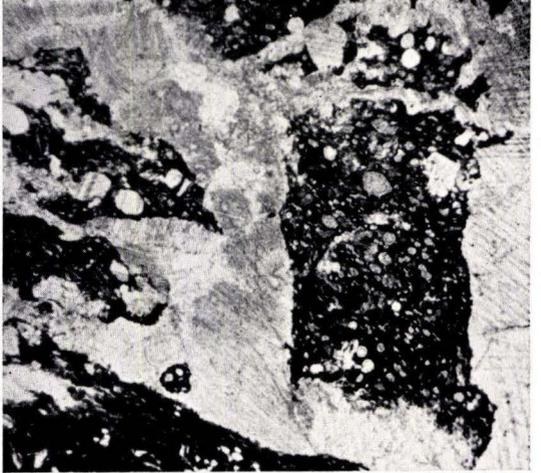
7



8



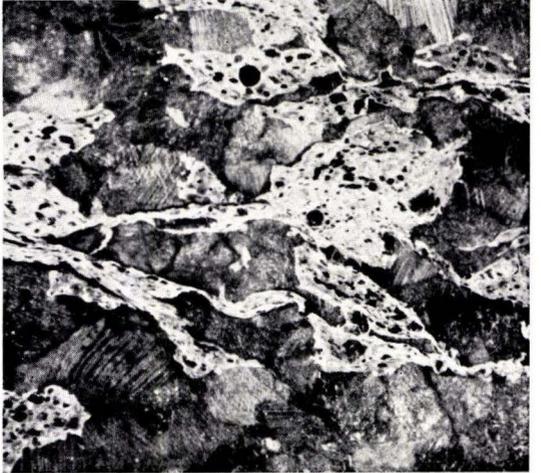
9



10



11



12

Tafel 3

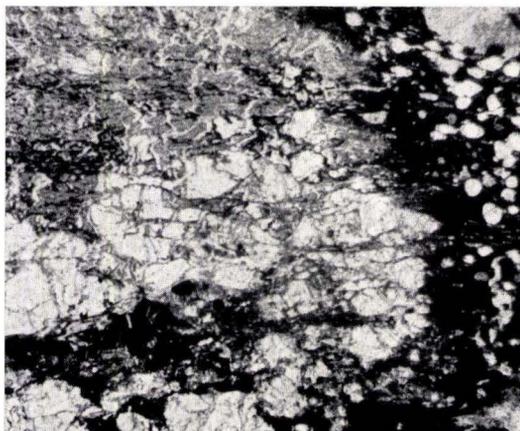
Tafel 3

Weilburgittektonit aus dem Liegenden und Hangenden des Lindenberg-Lagers

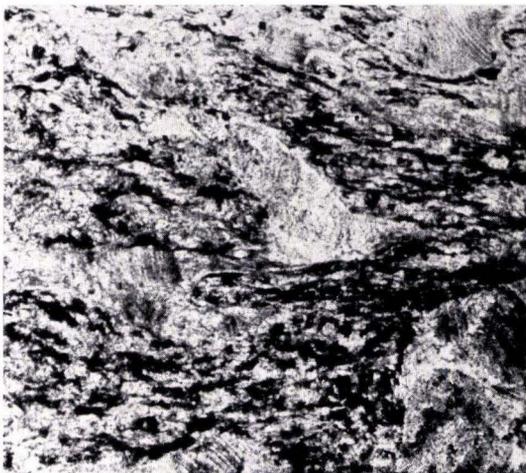
- Fig. 13 Gänzlich eingeschieferter Mandelweilburgit aus dem Liegenden, durch Scherrisse diagonal zerspalten, Scherrisse mit Calcit ausgeheilt und nach nochmaliger späterer Streißbeanspruchung einer Metamorphose unterlegen. Streißlösungen (Chlorit und Serizit grau) verdrängen auf den Scherrissen den Calcit. Dünnschl., N ||, Vergr. 15 fach.
- Fig. 14 Durch Dynamometamorphose umgelöster Mandelweilburgit aus dem Liegenden mit Neubildung von Chlorit (dunkelgrau) und Serizit (weiß, Mitte der chloritischen Durchwebungsadern) sowie Reste von dunkler Grundmassesubstanz in aderiger und flächenhafter Durchschlierung von Sekundär-Calcit. Bildmitte unten: ausgelaugter Magnetit, zerbrochen, die einzelnen Bruchstücke disloziert. Calcitmandeln im Weilburgitanteil kaum chloritisiert. Dünnschl., N ||, Vergr. 15 fach.
- Fig. 15 Ausgeplätteter und stark calcitisierter Weilburgittektonit mit nachfolgender schwacher Neubildung von Streißmineralen. Dünnschl., N ||, Vergr. 20 fach.
- Fig. 16 Von Riß sekundär vererzter Weilburgittektonit. Ausgeplättete Weilburgitgrundmasse (weißlich reflektierend) mit teilweiser Erzdurchwebung von Roteisen (dunkelgrau bis schwarz). Vererzung betrifft fast durchweg nur Grundmasseschlieren. Calcit grau. Dünnschl., schräg seidl. auffallendes Licht, Vergr. 15 fach.
- Fig. 17 Von Riß sekundär vererzter Mandelweilburgit. Grundmasse (schwarz) mit Roteisen imprägniert. Zwei Mandelgenerationen. Einige wenige kleine Mandeln von Quarz erfüllt. Mandelcalcit frei von Roteisenimprägnation. Dünnschl., N ||, Vergr. 15 fach.
- Fig. 18 Weilburgit mit vereinzelt großen Calcit- und (selten) Chloritmandeln aus dem Hangenden. Hier unregelmäßig begrenzte Calcit-Aggregate in der weilburgitischen Grundmasse gering von Streißlösungen angegriffen. Reste von allothigenem Kalk? Calcit-Pseudomorphosen nach Einsprenglingsfeldspat, Biotit?, Augit?, Apatit?. Saure Grundmassfeldspäte — wohl nur Oligoklase — teilweise noch gut erhalten. Dünnschl., N ||, Vergr. 15 fach.



13



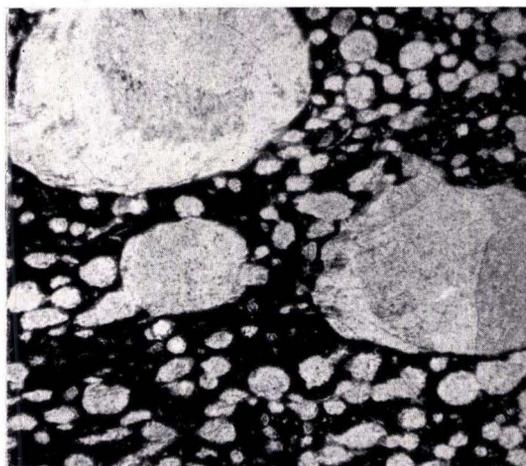
14



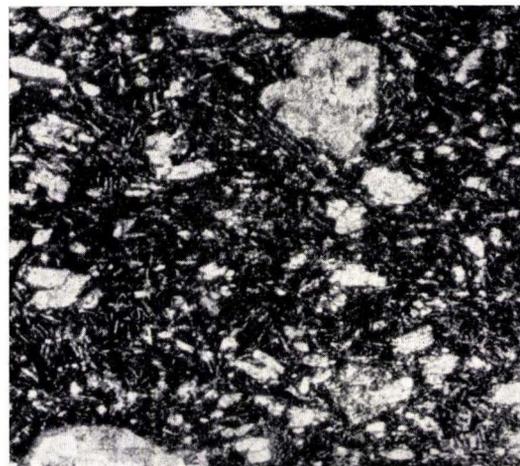
15



16



17



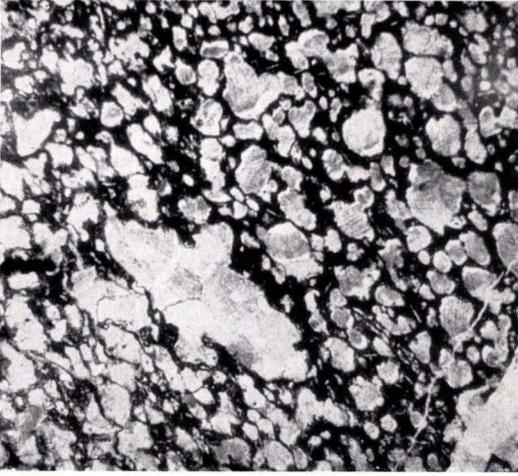
18

Tafel 4

Tafel 4

Mandelweilburgit, Weilburgittektonit und Tuffit aus dem Hangenden des Lindenberg-Lagers

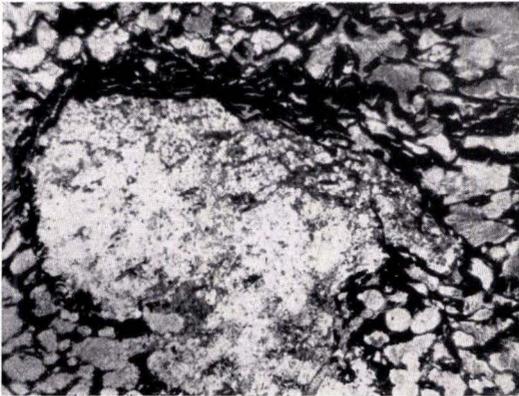
- Fig. 19 Blasig aufgetriebener, schlackenähnlicher, feinmandeliger Weilburgit. Plastisch ausgequetschte Weilburgitgrundmasse mit Mandeldeformation (insbesondere linke untere Bildhälfte). Calcitmandeln. Dünnschl., N ||, Vergr. 8 fach.
- Fig. 20 Ausschnitt von Bild 19. Ausgequetschte Grundmasse mit Streßmineralen an den Schlierenrändern im Calcit. Calcit: ursprüngliche „Mandeln“. Vereinzelt Quarzkorn in der Bildmitte (weiß). Dünnschl., N ||, Vergr. 25 fach.
- Fig. 21 Tektonisch beanspruchter, feinmandeliger Weilburgit mit (mylonitisiertem?) Sandeinschluß. Vermutlich aus der Schlackenkruste der Lavadecke. Weilburgitische Grundmasse wohl in der Hauptsache ausgepreßt und tektonisch um den Einschluß geflossen. Möglicherweise auch schon ein primär fluidales Gefüge. Dünnschl., N ||, Vergr. 10 fach.
- Fig. 22 Chloritisierter Weilburgittektonit. Leptochloritmandel mit leukoxeniger, aus der Umlösung der Grundmasse stammender und in die Mandel eingedrungener Trübesubstanz. Mandelumgebung, ausgenommen linke Bildseite, Roteisen (wahrscheinlich aus Erzlager mobilisiertes Fe). Der hellere Saumring der Mandel besteht im unteren Teil aus Calcit, im oberen, weniger hervortretenden Teil aus Orthochlorit. Dünnschl., N ||, Vergr. 75 fach.
- Fig. 23 Völlig eingeschieferter Weilburgittektonit. Tektonische Fluidaltextur, keine ausgesprochen laminare Gleitung. Starke Chloritisierung und Serizitisierung des Weilburgittektonits. Dünnschl., N ||, Vergr. 10 fach.
- Fig. 24 Tuffit mit Gelpyritlage. Durch Leukoxen verfärbte Trübeschlieren (weiß) in der Gelpyritlage (Gelpyrit grau). Calcit und Quarz schwarz. Dünnschl., schräg seitl. auffallendes Licht, Vergr. 50 fach.



19



20



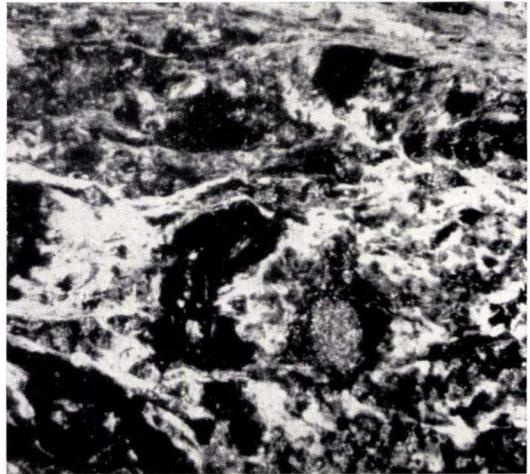
21



22



23



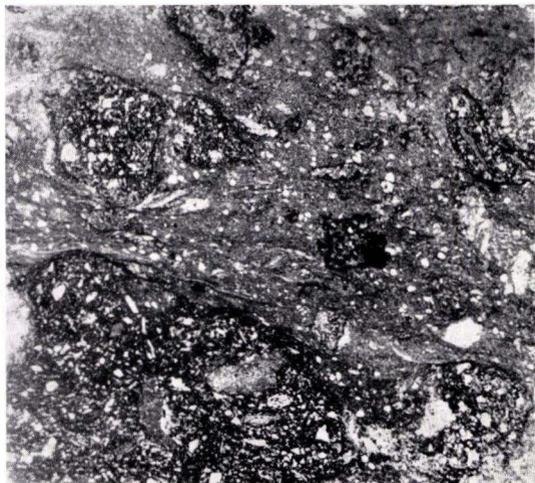
24

Tafel 5

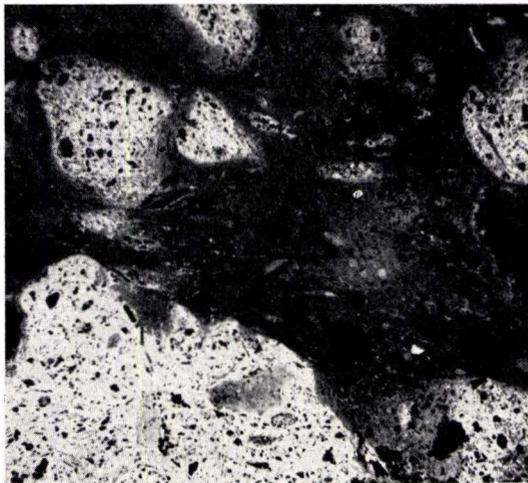
Tafel 5

Tuffit und vererzter Weilburgittektonit aus dem Hangenden des Lindenberg-Lagers

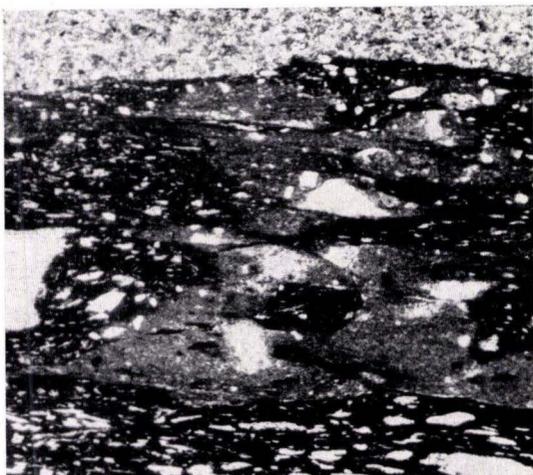
- Fig. 25 a, b Weilburgitlapilli im Tuffit. Quarzkörnchen (Sandkörnchen) im Tuffit weiß (Fig. 25 a). (Fig. 25 a aufgenommen im Durchlicht, Fig. 25 b im schräg seitl. auffallenden Licht. Dünnschl., N ||, Vergr. 6 fach.
- Fig. 26 Dynamometamorpher Lapillituffit. Stärkstens eingeplättete Weilburgitbröckchen (schwarz) sowie zahlreiche Quarzkörnchen (weiß) im Tuffit (grau). Oberer Bildrand feinstkörnige Sandeinlage. Dünnschl., N ||, Vergr. 15 fach.
- Fig. 27 Erzimprägnation im hangenden Weilburgittektonit. Dunkle Partien vererzt, helle Partien erzfrei. Aufnahme vom Streckenstoß.
- Fig. 28 Aderige Erzdurchwebung eines Weilburgittektonits. Zwischenmasse: Sekundär-Calcit (grau). Einzelne nicht vererzte Weilburgitreste weißlich reflektierend. Dünnschl., schräg seitl. auffallendes Licht, Vergr. 15 fach.
- Fig. 29 Fe-Imprägnation eines Weilburgittektonits. Stark calcitisierte Weilburgitfetzen, erkennbar auf rechter Bildhälfte. Roteisen schwarz. Liesegang'sche Fällungsringe von dispersem Eisenglimmer in Sekundär-Calcit (oberer Bildrand und rechte untere Bildhälfte). Dünnschl., N ||, Vergr. 15 fach.



25 a



25 b



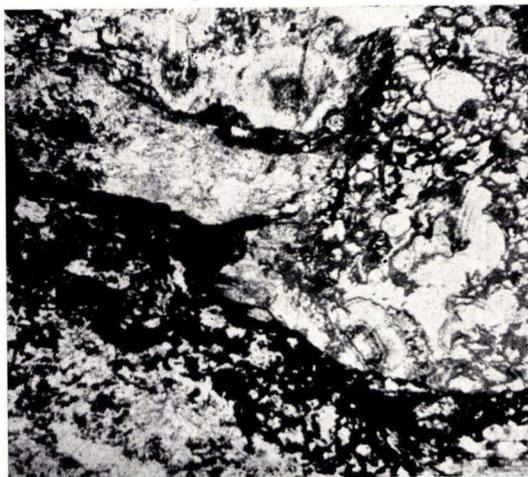
26



27



28



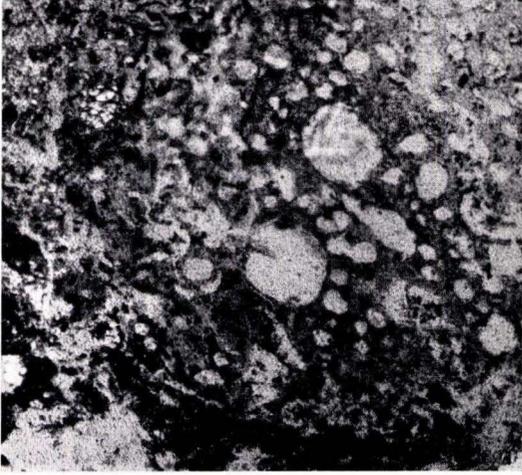
29

Tafel 6

Tafel 6

Weilburgittektonit und Tuffit aus der Grenzzone des Nebengesteins zum Erzlager Lindenberg

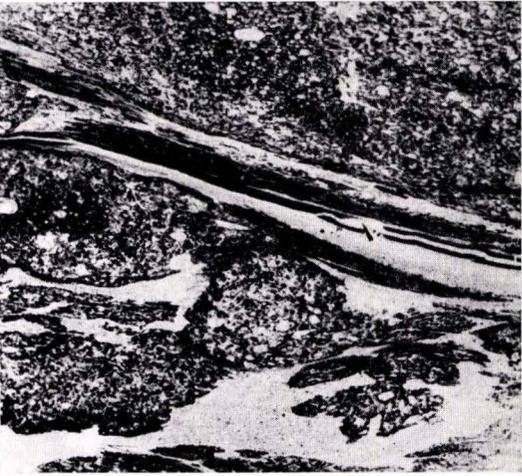
- Fig. 30 Mandelweilburgitanteil in einem stärkstens chloritisierten Weilburgittektonit der Grüneisensteinzone des Lagerhangenden. (Chlorit hellgrau). Dünnschl., N ||, Vergr. 20 fach.
- Fig. 31 Chloritisierter Weilburgittektonit. Grundmasse teilweise gänzlich in Leptochlorit (schwarz) aufgelöst. Leukoxenige Substanz mit Titanit-habitus (hellweiße Flecken) im Chlorit und — kaum erkennbar — in der weißlich reflektierenden Grundmasse. Dünnschl., schräg seitl. auffallendes Licht, Vergr. 20 fach.
- Fig. 32 Weilburgittektonit (Schertektonit). Scherflächen (schon makroskopisch eindeutig erkennbar) mit Ausscheidung von Chlorit und Serizit. Abgescherte und gering dislozierte Weilburgiteile mit nicht allzu starker tektonischer Überprägung, Kaulquappenform (in der Bildmitte untere Bildhälfte). Ältere Scherflächen werden durch Dislokation der abgetrennten Gesteinsteile überdeckt. (Kein Lapidituff; u. a. lassen sich an anderen Dünnschliffbildern korrespondierende Begrenzungsflächen der abgetrennten Gesteinsteile nachweisen). Dünnschl., N ||, Vergr. 6 fach.
- Fig. 33 Grenzfläche zwischen Lagererz und hangendem Weilburgit. Tektonisch fluidal über Erzlager ausgepreßte weilburgitische Grundmasse mit starker leukoxeniger Eintrübung. Chlorit-Imprägnation von Lagersubstanz durch Streßlösungen aus dem überlagernden Weilburgittektonit (Chlorit schwarz). Erz besteht aus Roteisendispersion in Calcit und wenig Quarz; stark unterschiedliche Fe-Beteiligung auf kleinstem Raum. Dünnschl., schräg seitl. auffallendes Licht, Vergr. 15 fach.
- Fig. 34 Grenzfläche zwischen Lagererz und überlagerndem Weilburgittektonit. Mechanisch-aderiges, lösungsaktiviertes Eindringen von weilburgitischer Grundmasse, begleitet von Streßchlorit (schwarz), in Roteisendispersionserz. Die Grundmasse durch Leukoxeneintrübung hellweißlich bis stahlblaugrau reflektierend. Dünnschl., schräg seitl. auffallendes Licht, Vergr. 15 fach.
- Fig. 35 Tuffit mit Weilburgitlapilli (untere Bildhälfte) und Sandkörnchen (weiß) tektonisch durchbewegt. Kalkschlammeinschluß mit Dispersionserz (grau) in rechter oberer Bildhälfte. Starke Eintrübung und Chloritisierung des tuffogenen Anteils. Dünnschl., N ||, Vergr. 15 fach.



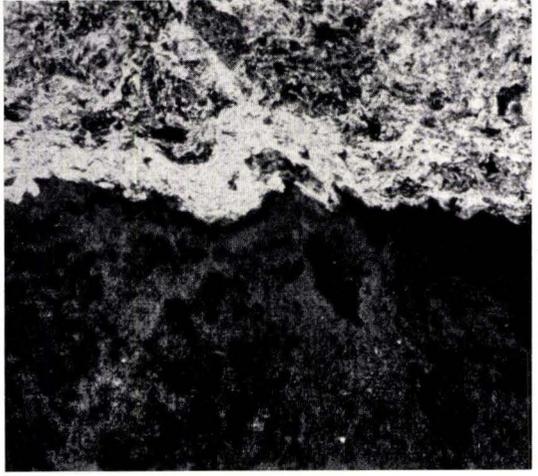
30



31



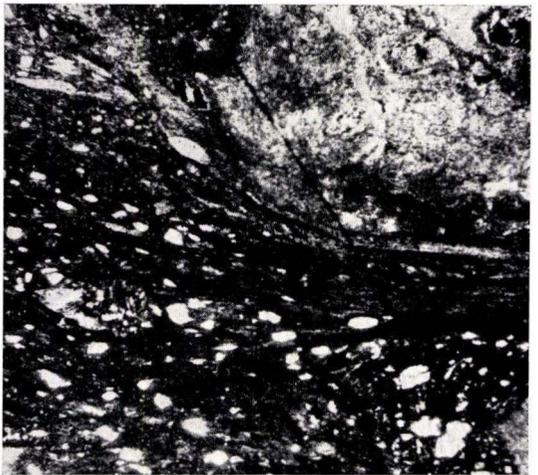
32



33



34



35

Tafel 7

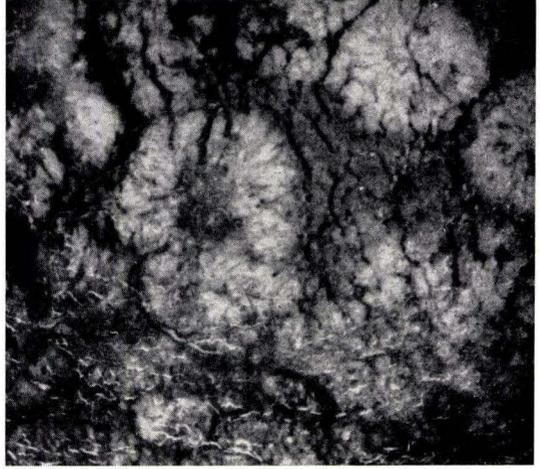
Tafel 7

Tuffit aus dem hangenden Nebengestein sowie Tuffit und sedimentäres Erz aus dem Lindenberg-Lager

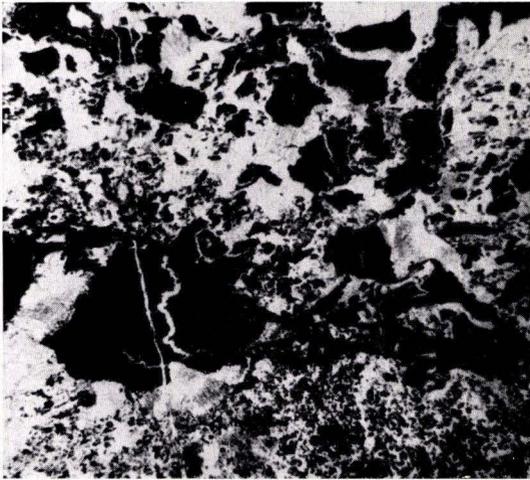
- Fig. 36 Geschieferter, chloritisierter Weilburgit über scheinbar nicht durchbewegtem Tuffit mit Sandkorneinschlüssen (weiß, ohne graue Interpositionen) und Weilburgitlapilli (linke untere Bildhälfte) aus der hangenden Grenzzone des Nebengesteins zum Erzlager. Dünnschl., schräg seitl. auffallendes Licht, Vergr. 15 fach.
- Fig. 37 Gelformen und Schrumpfungsrisse im Eisenkieselsediment. Anschl., senkr. auffallendes Licht, N +, Vergr. 200 fach.
- Fig. 38 Tektonisch beanspruchtes, zerbrochenes calcitisches Dispersionserz (schwarz) mit Ausheilung durch Sekundär-Calcit (weiß). Dünnschl., N ||, Vergr. 6 fach.
- Fig. 39 Crinoidenstielglied in tuffitischem Dispersionserz. Ausfüllung des Fossilhohlraumes mit tuffitischem Erz. Randliche Imprägnation des Fossilkörpers mit Roteisen. Scherfläche in der linken unteren Bildhälfte. Eisenglanzfitzen (hellgrau) im linken Bildteil. Anschl., schräg seitl. auffallendes Licht, Vergr. 30 fach.
- Fig. 40 Fossilreiche tuffitische Lagerkomponente von Streßchlorit (schwarz) in der Durchbewegungsrichtung durchadert. Fossilien: Styliolinen. Dünnschl., N ||, Vergr. 20 fach.
- Fig. 41 Schichtiges Lagererz. Tuffitische Erzlage mit zahlreichen Styliolinen-Querschnitten überdeckt von calcitischem dichten Dispersionserz. Das Dispersionserz ist plastisch in Bewegung geraten; Schlammrutschung! Dünnschl., durchfallendes und gleichzeitig schräg seitl. auffallendes Licht, N ||, Vergr. 10 fach.



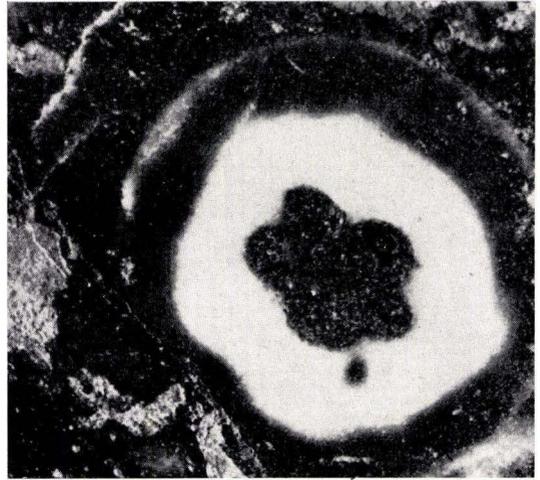
36



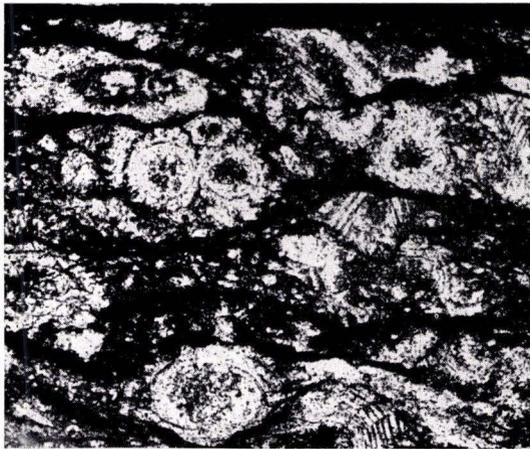
37



38



39



40



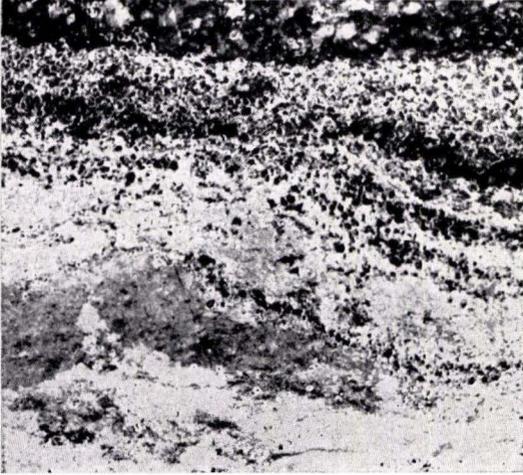
41

Tafel 8

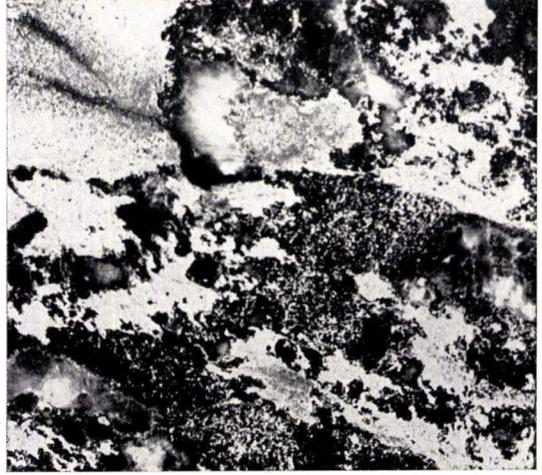
Tafel 8

Sedimentäres Erz und Imprägnationserz aus dem Lindenberg-Lager

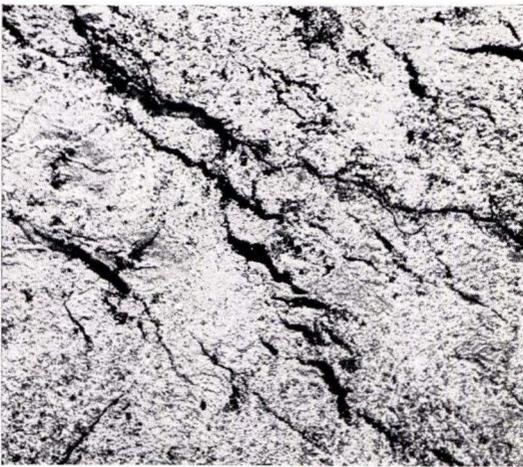
- Fig. 42** Sedimentärer Eisenglanz mit feinsten Sandkörncheneinlagerungen (schwarz) und Sandschicht (oberer Bildrand). Die dunklen Partien innerhalb der hellen Eisenglanzschicht heben sich im natürlichen Licht durch ihre leuchtend karminrote Farbe von dem matt stahlgrau reflektierenden Eisenglanz stark ab. Sie bestehen aus dicht gepackten Eisenglimmerschüppchen ohne bestimmbares Bindemittel und gehen bei größerer Kristallform in den stahlgrauen Eisenglanz über. Anschl., schräg seitl. auffallendes Licht, Vergr. 6 fach.
- Fig. 43** Sedimentärer Eisenglanz. Zerfetzte dislozierte Eisenglanzmasse mit Ausheilung durch Sekundär-Calcit. Mechanische Auflockerung einzelner Eisenglanzketten und hierdurch Freilegung der ursprünglichen Gelformen (Cissarz'sche Gelbildungen); Zerfetzung und Auflockerung vor endgültiger Diagenese. Anschl., schräg seitl. auffallendes Licht, Vergr. 6 fach.
- Fig. 44** Rißbildungen im sedimentären Eisenglanz, entstanden in der Zeit geringerer Diagenese. Anschl., schräg seitl. auffallendes Licht, Vergr. 15 fach.
- Fig. 45** Mechanisch aus calcitischem Dispersionserz abgetrennte Erzflocken (Bakterien?) in Orthochlorit aus der Grenzzone des Lagererzes zum hangenden tuffitischen Nebengestein. Große idiomorphe Pyriteinsprenglinge (schwarz) im unteren Bildteil. Roteisenflocken teilweise von Calcit umgeben. Dünnschl., N ||, Vergr. 38 fach.
- Fig. 46** Sedimentäres kieseliges Dispersionserz mit charakteristischer Gelstruktur und Rißbildung vor Erhärtung des Sediments. Durchaderung und Imprägnation des Dispersionserzes mit Magnetit (schwarz) und Eisenglanz (weiß). Sekundäre Calcit- und Quarzausheilung der Risse (dunkelgrau). Die Risse zeichnen sehr schön die Gelformen nach. Anschl., schräg seitl. auffallendes Licht, Vergr. 15 fach.
- Fig. 47** Sekundäre Magnetitadern (schwarz) in Eisenglanz. Ausschnitt von Bild 56 auf Buntdrucktafel. Anschl., schräg seitl. auffallendes Licht, Vergr. 25 fach.



42



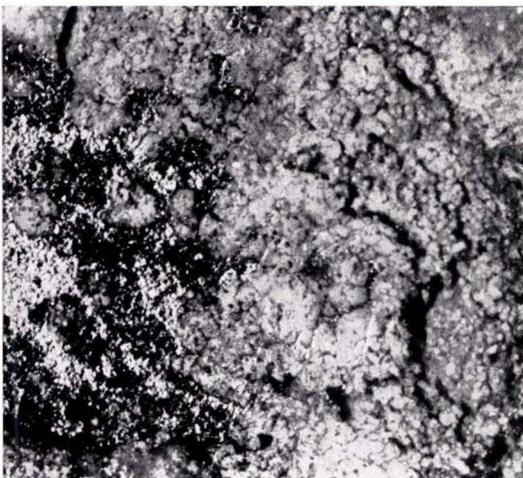
43



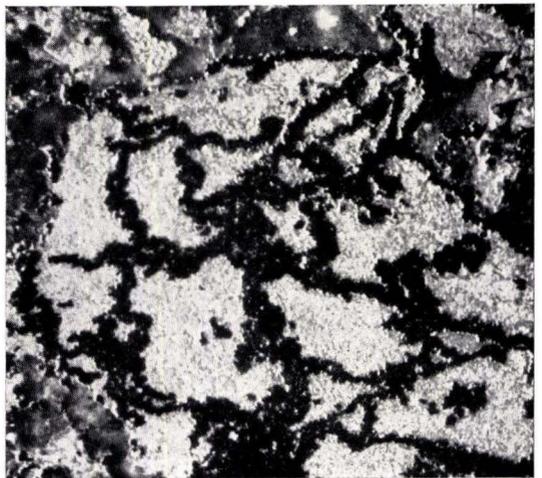
44



45



46



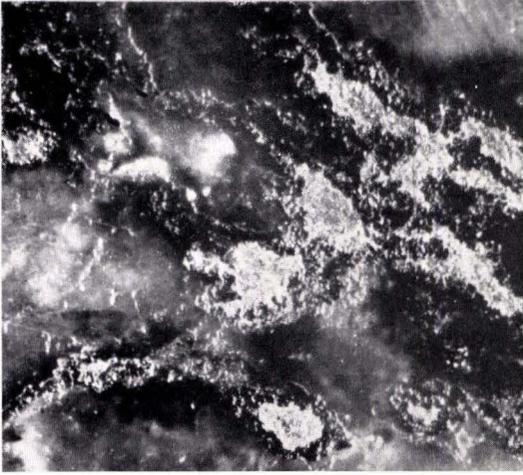
47

Tafel 9

Tafel 9

**Sedimentäres und sekundär gebildetes Erz sowie Gelpyriterschicht
aus dem Lindenberg-Lager**

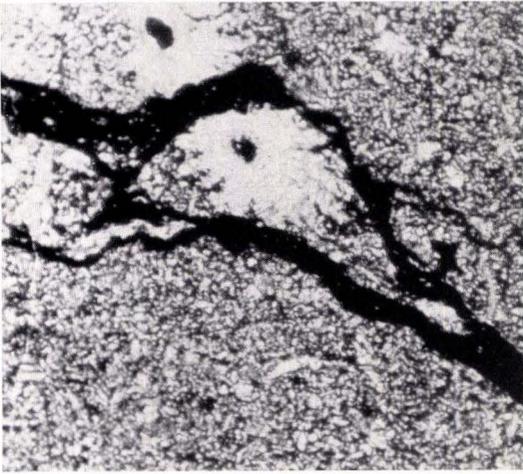
- Fig. 48 Sekundäre Magnetitadern (schwarz) mit Eisenglanz (hellgrau) in Fe-freiem Calcit (dunkelgrau). Magnetit um Eisenglanz randlich ausgeschieden. Die wenig hervortretenden erzfreien Aderanteile bestehen aus Quarz und wenig Chlorit. Anschl., schräg seitl. auffallendes Licht, Vergr. 15 fach.
- Fig. 49 Stark kalkige Lagerpartie mit hohem Chloritanteil sowie zahlreichen eingelagerten Fossilien (Styliolinen und zerbrochene Crinoidenstielglieder). Roteisendurchaderung und -imprägnation schwarz. Dünnschliff, N ||, Vergr. 6 fach.
- Fig. 50 Ausschnitt von Bild 49. Sekundäre Roteisendurchaderung (schwarz) in kalkigem, von Chlorit feinnetzig durchwebtem Sediment. Styliolinen mit radialer Ankrystallisation von Calcit. Dünnschl., N ||, Vergr. 30 fach.
- Fig. 51 Gelpyritschicht als Abschluß der Lagerbildung am Schieferhangenden. Gelpyrit kugelig und verwachsen zu einem im Querschnitt ringförmigen bzw. spiralförmigen Gebilde. Möglicherweise handelt es sich hier um einen verkiesten Ammonoideen. Einbettende Zwischenmasse ist Quarz. Fe-reicher Chlorit im Quarz eingelagert. Neubildung von Chalcedon am oberen Innenrand und am unteren Außenrand des „Ammonoideen“. Dünnschl., N ||, Vergr. 15 fach.
- Fig. 52 Mechanisch aufgelockertes und zerpfücktes Melnikovit-Erz am Schieferhangenden. Der nach oben gerichtete Melnikovitanteil ist aus seiner ursprünglichen Lage herausgedreht, sein rechter Rand entspricht der ehemaligen Schichtgrenzfläche des Melnikovitbandes. Dünnschl., schräg seitl. auffallendes Licht, Vergr. 10 fach.
- Fig. 53 Tektonisch beanspruchte Gelpyritschicht mit Bruchrißbildung sowie Mylonitisierung in einer ausgeprägten Bewegungsmikrozone (obere Bildhälfte), auf der gleichzeitig sekundärer Streßchlorit (schwarz, Grenze Gelpyrit-Calcit) ausgeschieden wurde. Dünnschl., schräg seitl. auffallendes Licht, Vergr. 10 fach.



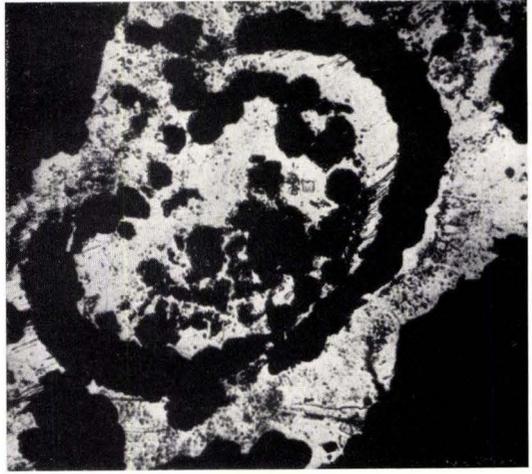
48



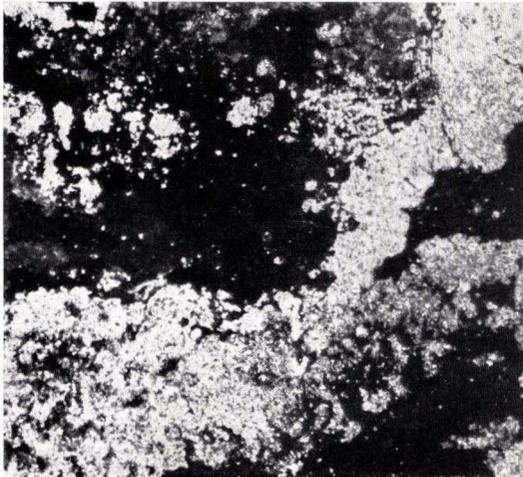
49



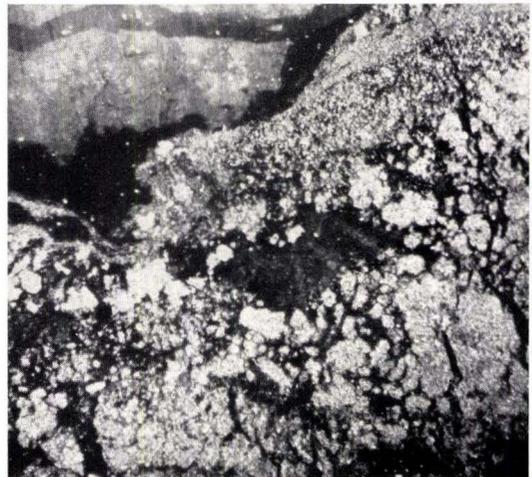
50



51



52



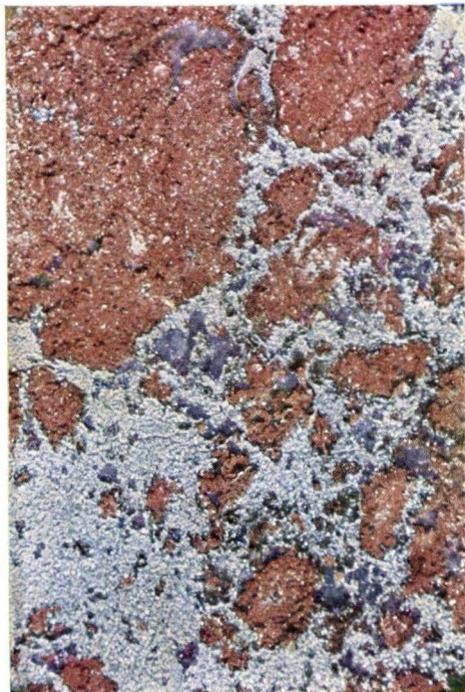
53

Tafel 10

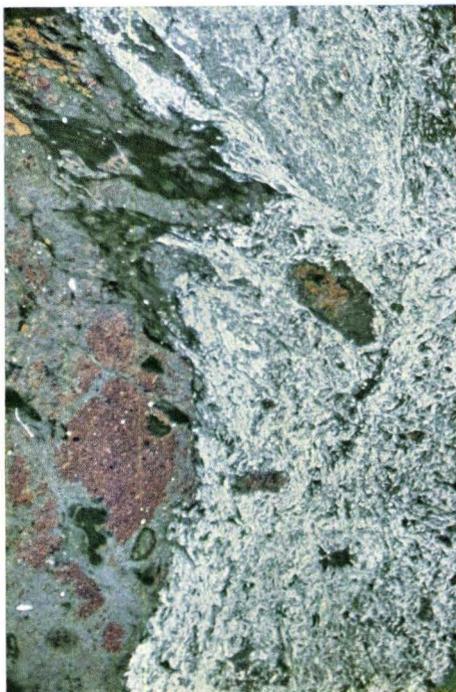
Tafel 10

Erz aus dem Lindenberg-Lager

- Fig. 54 Grenzfläche zwischen Lagererz und überlagerndem Weilburgittektonit. Tektonisch fluidal über Erzlager ausgepreßte weilburgitische Grundmasse mit starker Eintrübung durch Leukoxen. Chlorit-Imprägnation von Lagersubstanz aus dem Weilburgittektonit (Chlorit dunkelgrün). Roteisendispersion mit stark unterschiedlicher Fe-Teilung auf kleinstem Raum in Calcit und wenig Quarz. Dünnschl., schräg seitl. auffallendes Licht, Vergr. 15 fach.
- Fig. 55 Eisenglanz in kieseligem Dispersionserz. Verdrängung des Dispersionserzes nicht feststellbar. Anschl., schräg seitl. auffallendes Licht, Vergr. 15 fach.
- Fig. 56 Durchbewegtes Dispersionserz mit Eisenglanzketten (hellgrau). Sekundäre Magnetitadern (schwarz) im Eisenglanz. Anschl., schräg seitl. auffallendes Licht, Vergr. 6 fach.
- Fig. 57 Dichtes Dispersionserz (rot) mit Übergang zu sedimentärem Eisenglanz (hellgrau). Oberer und unterer Bildteil Durchbewegungseffekte. Sekundärer Magnetit schwarz. Anschl., schräg seitl. auffallendes Licht, Vergr. 10 fach.



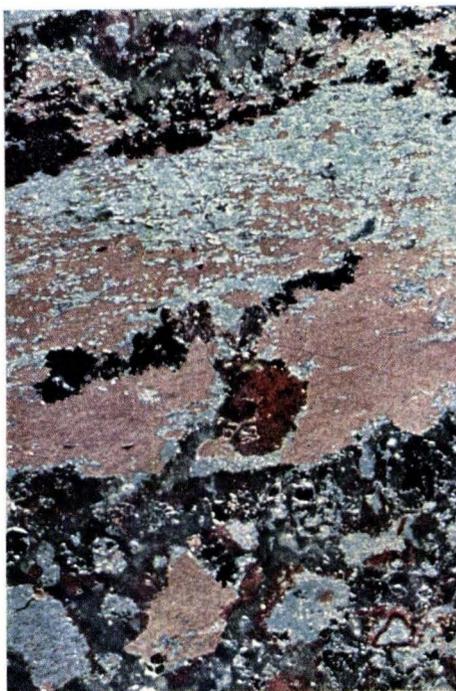
55



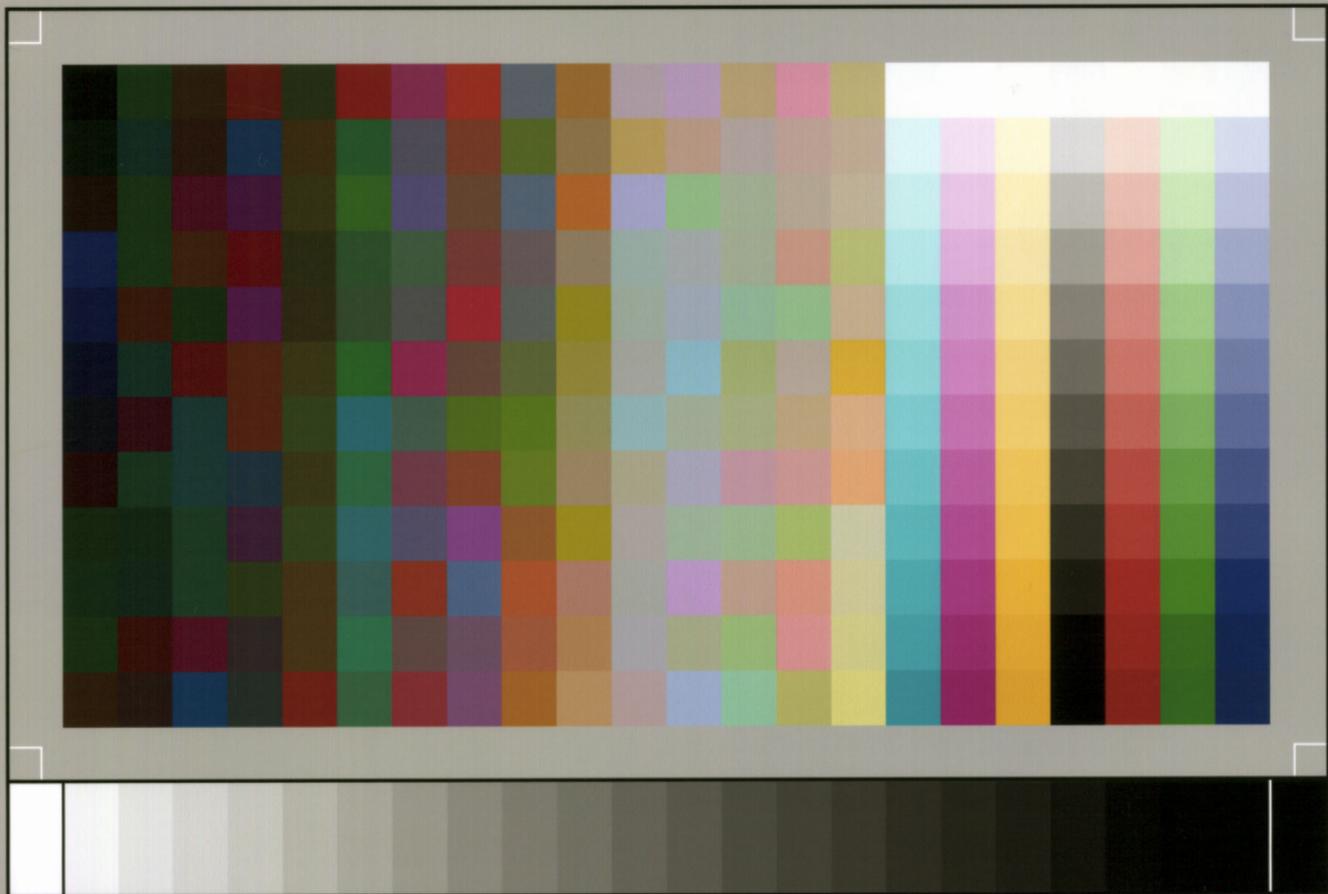
54



56



57



SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0