

Sedimentation und Tektonik  
im  
Westteil der Galgenberg-Mulde

(Rheinisches Schiefergebirge, -Dill-Mulde)

Von  
**Egon Wiegel**  
Düsseldorf

Mit 7 Tafeln, 41 Abbildungen, 7 Tabellen

Herausgegeben von  
der Direktion des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Wiesbaden 1956

Im Vertrieb beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Mainzer Straße 25

Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Herausgegeben von  
der Direktion des Hessischen Landesamtes  
für Bodenforschung

Heft 15

Sedimentation und Tektonik  
im  
Westteil der Galgenberg-Mulde

(Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde)

Von  
**Egon Wiegel**  
Düsseldorf

Mit 7 Tafeln, 41 Abbildungen, 7 Tabellen

Herausgegeben von  
der Direktion des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Wiesbaden 1956

Im Vertrieb beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Mainzer Straße 25

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	15	156 S.	41 Abb.	7 Tab.	7 Taf.	Wiesbaden, 25. 5. 1956
--------------------------------	----	--------	---------	--------	--------	------------------------

Herstellung: Ifi-Druck, Werk- und Kunstdruck, GmbH., Mainz

## Inhaltsverzeichnis

A. Vorwort .....	7
B. Einleitung .....	8
C. Stratigraphie .....	9
I. Mittel-Devon .....	9
1. Givet-Stufe .....	9
a) Fazies der Styliolinen-Schiefer .....	9
b) Fazies der Schalsteine mit den zugehörigen Diabasen .....	11
c) Fazies der Riffkalke .....	22
2. Grenzsichten Mittel-Devon / Ober-Devon Roteisenstein-Grenzlager .....	23
II. Ober-Devon .....	33
1. Adorf-Stufe .....	33
a) Fazies der Buchenauer Schichten .....	33
b) Fazies der Aubach-Tuffe .....	39
c) Keratophyr .....	42
d) Fazies der roten Schiefer .....	43
e) Fazies der grünen Schiefer .....	43
f) Fazies der dunklen Bänderschiefer .....	44
g) Fazies der schwarzen Schiefer .....	44
h) Fazies der Flinzplattenkalke .....	44
i) Fazies der Flaserkalke .....	45
j) Fazies der Plattenkalke .....	46
k) Fazies des Iberger Kalkes .....	48
l) Fazies des Hunnacker Kalkes .....	49
m) Fazies der Hunnacker Tuffite .....	51
2. Nehden-Stufe .....	53
a) Fazies der grüngrauen Schiefer .....	53
b) Fazies der grauen Schiefer und Sandsteine .....	54
c) Fazies der grünen Flaserkalke .....	54
3. Hemberg-Stufe .....	56
a) Fazies der Rotschiefer .....	56
b) Fazies der roten Kalkknotenschiefer .....	58
c) Fazies der roten Flaserkalke .....	59
4. Dasberg-Stufe .....	60
a) Fazies der grauen Schiefer und Sandsteine .....	61
b) Dasbergischer Bomben-Schalstein .....	62
c) Intrusivdiabase .....	67
d) Fazies der gelbgrauen Flaserkalke .....	68

## Inhaltsverzeichnis

5. Wocklum-Stufe . . . . .	69
a) Fazies der Hangenberg-Schiefer . . . . .	69
b) Fazies der grauen Flaserkalke . . . . .	71
6. Grenzsichten Devon / Karbon . . . . .	72
III. Unter-Karbon . . . . .	73
1. Gattendorfia-Stufe . . . . .	73
a) Langenaubacher Tuffbreccie . . . . .	73
1. Langenaubacher Tuffbreccie I . . . . .	78
2. Horizont der Kieselschiefer . . . . .	89
3. Langenaubacher Tuffbreccie II . . . . .	91
2. Pericyclus-Stufe . . . . .	97
a) Deckdiabas . . . . .	97
b) Horizont der Alaunschiefer . . . . .	99
3. Goniatites-Stufe . . . . .	101
a) Horizont der Kulm-Tonschiefer und Kulm-Grauwacken . . . . .	101
IV. Entwicklung der Fazies . . . . .	102
V. Entwicklung des Vulkanismus . . . . .	107
D. Tektonik . . . . .	108
I. Faltenbau . . . . .	108
1. Gebiet östlich der Klangstein-Verwerfung . . . . .	109
2. Gebiet zwischen der Klangstein- und der Schliechgang-Verwerfung . . . . .	111
3. Gebiet zwischen der Schliechgang- und der Alte-Hoffnung-Verwerfung . . . . .	113
4. Donsbacher Sattel westlich des Donsbach-Tales . . . . .	114
5. Gebiet westlich der Alte-Hoffnung-Verwerfung . . . . .	115
II. Quere und spießeckige Verwerfungen . . . . .	137
III. Mineralisation der Störungen . . . . .	138
IV. Ablauf und Alter der Tektonik . . . . .	139
E. Zusammenfassung . . . . .	149
F. Schreibweise der Langenaubacher Flurnamen . . . . .	151
G. Schriftenverzeichnis . . . . .	151

## A. Vorwort

Die Gegend um Langenaubach ist seit über 150 Jahren Gegenstand mannigfacher geologischer Untersuchungen gewesen. Eine Fülle allgemeingeologischer, paläontologischer und mineralogischer Arbeiten legt Zeugnis davon ab. Trotzdem sind manche Probleme offengeblieben.

Prof. Dr. W. KEGEL, der den weiteren Rahmen der Dill-Mulde kartiert hatte, beabsichtigte deshalb, in einer speziellen Arbeit einen gewissen Abschluß in der Kenntnis dieses Raumes nach modernen Gesichtspunkten herbeizuführen. Als andere Pflichten ihn daran hinderten, regte er mich in selbstloser Weise an, diese Bearbeitung zu übernehmen. Seinen Vorschlägen gemäß habe ich mich besonders mit den Fragen der Sedimentation und Tektonik befaßt. Für den fördernden Gedankenaustausch und viele Hinweise bin ich ihm zu tiefem Dank verbunden.

Die Ergebnisse meiner 1951–1954 vorgenommenen Untersuchungen lege ich hier vor.

Mein hochverehrter Lehrer, Prof. Dr. RUD. RICHTER hat die Durchführung dieser Arbeit geleitet. Für seinen Rat und für Hilfe im Gelände bin ich ihm zu großem Dank verpflichtet.

Dr. H. J. LIPPERT (Hessische Berg- und Hüttenwerke AG) habe ich für wertvolle Unterstützung und stets hilfreiche Betreuung im Gelände aufrichtig zu danken.

Bei den vielfachen Einzeluntersuchungen durfte ich mich der erfahrenen Hilfe vieler verehrter Fachleute erfreuen. Dr. habil. H. HENTSCHEL (Hessisches Landesamt für Bodenforschung) bestimmte eine größere Anzahl von Dünnschliffen und beriet mich auf Vergleichsbegehungen im Gelände. Für die Bestimmung von Trilobiten danke ich Frau Dr. h. c. E. RICHTER herzlich. Die Bestimmung der Korallen, Ostracoden und Conodonten übernahmen freundlicherweise Dr. A. RABIEN (Hessisches Landesamt für Bodenforschung), Dr. A. GLINSKI-Frankfurt und cand. geol. G. BISCHOFF-Marburg. Prof. Dr. C. W. KOCKEL gestattete mir die Einsichtnahme in die Aufsammlungen von KAYSER und DREVERMANN im Geologischen Institut der Universität Marburg.

Dem Leiter des Amtes für Bodenforschung, Landesstelle Nordrhein-Westfalen, Prof. Dr. W. AHRENS bin ich für die Überlassung der topographischen Unterlage 1:5000 des Gebietes südlich Langenaubach zu Dank verpflichtet.

Nicht zuletzt gebührt mein besonderer Dank der Bergverwaltung der Gewerkschaft Mannesmann, Gießen, und ihrem Leiter, Bergwerksdirektor Bergassessor KIPPENBERGER, für die Erlaubnis, die Grube Vereinigte Constanze in die Untersuchungen einbeziehen zu können. Bei Bergverwalter A. GOEBEL † fand ich Rat in der Grube sowie auf Vergleichsbefahrungen auf der Grube Christiane bei Adorf. Obersteiger G. ROMPF, sowie alle Grubenbeamten standen mir stets mit freundlicher Hilfe zur Seite.

## B. Einleitung

Die vorliegende Arbeit behandelt den südwestlich der Dill liegenden Teil der Galgenberg-Mulde sowie den ihr vorgelagerten N-Rand der Dill-Mulde und den Donsbacher Sattel südwestlich Donsbach. Das Untersuchungsgebiet liegt im SW-Teil des Blattes Dillenburg.

Von den in der Dill-Mulde vorhandenen Spezialmulden bildet die Galgenberg-Mulde die nordwestlichste. Sie setzt sich aus oberdevonischen und unterkarbonischen Schichten zusammen und läßt sich entlang dem nördlichen Schalstein-Zuge der Dill-Mulde vom E-Rand des Westerwald-Tertiärs südwestlich Langenaubach bis zum Galgen-Berg westlich Dillenburg verfolgen. Der S-Rand wird durch den Donsbacher Sattel gebildet.

Der Westteil der Galgenberg-Mulde, insbesondere das Gebiet südlich Langenaubach, zeichnet sich durch eine Reihe geologischer und petrographischer Eigentümlichkeiten aus. Die Schuppentektonik, die Langenaubacher Tuffbreccie und ihre Fauna, der Iberger Kalk und die verschiedenen Eruptivgesteine haben die Aufmerksamkeit früherer Forscher auf sich gezogen. Dazu kam der Bergbau mit seinen Aufschlüssen und Aufgaben. Trotz zahlreicher Spezialarbeiten, die auf diese verschiedenen Verhältnisse eingehen, ist die Zahl der zusammenfassenden Beschreibungen sehr gering.

Die erste Spezialkartierung der westlichen Galgenberg-Mulde südwestlich Donsbach und der angrenzenden Gebiete erfolgte durch FRECH 1888. Sie gibt eine Übersicht über die vorhandenen Schichtglieder, berücksichtigt aber kaum die tektonischen Verhältnisse. Auf die Langenaubacher Tuffbreccie geht FRECH nicht ein. Auf KAYSER's Anregung unternahm DREVERMANN (1901) eine Neukartierung der Gebietes südlich Langenaubach. Die Ergebnisse dieser Bearbeitung zeigen gegenüber FRECH eine verfeinerte Gliederung der stratigraphischen Einheiten und die erste Beschreibung des tektonischen Baues. KAYSER (1907) bestätigte im wesentlichen die Ergebnisse DREVERMANN's und gab sie in Blatt Dillenburg wieder. Bei der Neuaufnahme dieses Blattes konnte KEGEL (1931–1933) die Schichtenfolge weiter gliedern und auch den Schuppenbau des Gebietes südlich Langenaubach einer Klärung näherbringen. Seitdem ist keine zusammenfassende Darstellung dieses Gebietes mehr erfolgt.

Die zahlreichen Spezialarbeiten werden in den einzelnen Abschnitten gesondert besprochen.

Entsprechend der Themastellung hatte die Untersuchung im einzelnen folgende Aufgaben:

1. Überprüfung der Stratigraphie
2. Erfassung der Fazies-Einheiten und ihre Beziehungen zur Sedimentation
3. Beschreibung der Tektonik und Deutung ihrer mechanischen Voraussetzungen.

Die Eruptivgesteine wurden dabei nach ihrem geologischen Verhalten behandelt. Sämtliche Dünnschliff-Untersuchungen stammen, wenn nicht besonders vermerkt, von HENTSCHEL.

Die Fauna der Langenaubacher Tuffbreccie wurde nicht untersucht, da das den Rahmen der Arbeit überschritten hätte.



## C. Stratigraphie

### CI. Mittel-Devon

#### CI 1. Givet-Stufe

Das Givet des Untersuchungsgebietes tritt in mehreren verschiedenen Fazies auf. Auf dem NW-Flügel der Dill-Mulde findet sich vorzugsweise die klastische Fazies der Styliolinen-Schiefer, während im Innern der Mulde die Fazies der Schalsteine mit den zugehörigen Diabasen weitverbreitet ist. Im Westteil der Dill-Mulde sind schließlich noch givetische Äquivalente der Riffkalk-Fazies im Bereich des Breit-scheid-Erdbacher Kalkmassivs zu erwarten.

CI 1a) Die Fazies der Styliolinen-Schiefer bildet am N-Rand des Arbeitsgebietes allenthalben die Unterlage des Schalsteins. Sie besteht aus einer Wechsel-folge von Tonschiefern und Sandsteinen, die von Intrusivdiabasen weitgehend durchschwärmt ist.

Die Tonschiefer sind meist grau bis graugrün, im verwitterten Zustand oft gelblich-grau. In einzelnen Lagen ist eine schwarze Bänderung zu erkennen; reine Bänder-schiefer sind jedoch nicht beobachtet worden. In der Regel sind die Schiefer schwach sandig und spalten dann entsprechend unregelmäßig. Die Schichtung ist durch dünne Sandstreifen sowie durch die dunkle Bänderung gewöhnlich gut zu erkennen. Die Nähe von Sandstein-Bänken drückt sich innerhalb der Schiefer in einem allmählich zunehmenden Sandgehalt aus. Schroffe Gesteinswechsel sind in den Schiefen i. a. selten.

Sandstein-Bänke treten innerhalb der Schiefer vorwiegend in den unteren Teilen der Schichtenfolge auf, während sie zum Hangenden hin an Häufigkeit und Mächtigkeit abnehmen. Die Mächtigkeit der Sandstein-Bänke ist meist gering und übersteigt nur selten 80 cm. Durch ihre graubraune Farbe heben sich die Sandstein-Bänke gut von den dunkleren Tonschiefern ab. Sie sind vorwiegend mittelkörnig und besitzen ein karbonatisches, seltener ein kieseliges Bindemittel.

Biofaziell zeichnen sich die Styliolinen-Schiefer durch einen auf wenige Lagen konzentrierten Reichtum an Styliolinen aus. Gegenüber den Styliolinen treten Tentaculiten mengenmäßig stark zurück. In den rauheren Schieferlagen fanden sich daneben einige schlecht erhaltene Trilobiten-Reste. Die im Untersuchungsgebiet gefundene Fauna der Styliolinen-Schiefer besteht aus folgenden Arten:

*Styliolina fissurella* HALL,  
*Novakia acuaria* (REINH. RICHTER),  
*Phacops* sp.

Der Fundpunkt dieser Fauna liegt rd. 200 m nördlich des Bahnhofes Langenaubach, an der Bahnböschung (r. 42560, h. 21140).

Eine stratigraphische Zuordnung der Styliolinen-Schiefer zu einer Stufe des Mittel-Devons kann nach diesem Fossilbestand nicht vorgenommen werden. Die Lagerungs-

verhältnisse machen jedoch eine Einstufung in den unteren Teil des Givet wahrscheinlich.

Hatten die älteren Bearbeiter F. & G. SANBERGER, C. KOCH, FRECH, HOLZAPFEL und KAYSER nur eine Trennung in Orthoceras-Schiefer und Schalstein vorgenommen, so wies KEGEL (1931, S. 1/2; 1932, S. 2–4) bei der Neuaufnahme des Blattes Dillenburg innerhalb des Untersuchungsgebietes die Horizontbeständigkeit quarzitischer und schiefrig-sandiger Partien in den Wissenbacher Schiefen nach. Für den NW-Rand der Dill-Mulde schlug er nach der petrographischen Entwicklung eine Dreiteilung des Mittel-Devons vor (KEGEL 1932, S. 3). Diesen drei Stufen entsprächen ein unterer Teil mit einer schiefrigen Serie (Wissenbacher Schiefer i. e. S.), ein mittlerer Teil mit einer schiefrig-sandigen Serie und ein oberer Teil mit einer eruptiv-sedimentären Serie (givetischer Schalstein usw.). Die mittlere schiefrig-sandige Serie konnte er noch weiter in einen unteren Horizont der Quarzite und einen oberen der Schiefer und Sandsteine (in der vorliegenden Arbeit als Styliolinen-Schiefer bezeichnet) gliedern.

KEGEL (1932, S. 3) konnte wahrscheinlich machen, daß bei dieser petrostratigraphischen Einteilung die Grenze zwischen der Eifel- und der Givet-Stufe an die obere Grenze des Horizontes der Quarzite zu legen ist. Damit entsprächen die Styliolinen-Schiefer dem Fuß der Givet-Stufe. Diese Einteilung wird durch das Lagerungsverhältnis der Styliolinen-Schiefer zu dem überlagernden givetischen Schalstein gestützt:

„Die Grenze zwischen der schiefrig-sandigen Zone und dem Schalstein ist nicht durchaus horizontbeständig, auch kommen innerhalb des Schalsteins noch Einlagerungen von Schiefen vor, die den Tonschiefern im Liegenden entsprechen“ (KEGEL 1932, S. 4). Ein Ausschnitt dieser Verzahnung ist in der Sohle des Weges, der von der Grube Stangenwege zur Alten Rheinstraße führt (r. 44350, h. 21860), sehr gut zu beobachten.

Wenngleich auch diese, aus dem Lagerungsverhältnis sich ergebende Zuordnung der Styliolinen-Schiefer zum Givet nur ein vorläufiger, biostratigraphisch nicht belegter Behelf sein kann, so wird sie doch durch die Wahrscheinlichkeit gestützt.

Für die Schichtenfolge des Mittel-Devons am NW-Rand der Dill-Mulde ergibt sich damit die nachstehende Gliederung (Tab. 1):

Tabelle 1. Schichtenfolge des Mittel-Devons am NW-Rand der Dill-Mulde

Adorf-Stufe	Roteisenstein-Grenzlager
Givet-Stufe	mitteldevonische Schalsteine und Mandelsteine Horizont der Styliolinen-Schiefer
Eifel-Stufe	Horizont der Quarzite Wissenbacher Schiefer

CI 1b) Die Fazies der Schalsteine mit den zugehörigen Diabasen setzt sich aus verschiedenen Gesteinstypen zusammen, die sich auf mannigfache Weise verzahnen können. Sie ist in der Dill-Mulde das verbreitetste Gesteinsglied des Givet.

Innerhalb des Untersuchungsgebietes tritt diese Fazies in der Umrandung der Galgenberg-Mulde auf. Im Kern dieser Spezialmulde steht Schalstein nur in der kleinen zu Tage aushebenden Schuppe (Co.-Schuppe) an der Straße Langenaubach-Breitscheid (r. 42950, h. 19800) an.

Das wichtigste und verbreitetste Gesteinsglied der Eruptiv-Fazies ist der Schalstein. Unter diesem Begriff sind bisher im Einzelnen verschiedenartige Gesteinstypen zusammengefaßt worden, die von zersetzten Mandelsteinen bis zu reinen Tuffen reichen.

Da aber eine solche Zusammenfassung Anlaß zu verschiedenen Deutungen der Entstehung gegeben hat, ist eine eindeutige Beschreibung sowohl für die Abgrenzung gegen ähnliche Gesteine, wie auch für eine Gliederung dieses Sammelbegriffes in einzelne Typen unerlässlich. Darüber hinaus kann eine Deutung der Entstehung dieser Gesteine nur auf Grund einer klaren Beobachtung von Wert sein.

Unter dem Begriff „Schalstein“ versteht man i. a. grüne bis rotbraune oder violette Gesteine, die meist massiv, seltener geschichtet sind und sich aus eckigen Fragmenten vorwiegend basischer Eruptivgesteine, seltener aus Tonschiefern, Kalken und Sandsteinen heterogen und unklassiert zusammensetzen und oft durch Kalzit verbacken sind. Der Name geht auf den alten nassauischen Bergbau zurück und weist auf die schalige Verwitterung und Ablösung im Steinbruchsbetrieb hin.

Bei einer Beschreibung kann man darüber hinaus noch andere Eigenschaften zur makroskopischen Unterscheidung von Schalstein-Typen heranziehen, so den Grad der Zerscherung – oft Flaserung oder Schieferung genannt –, der „geflaserte“ von „kompakten“ Schalsteinen trennt. Der Grad der Zersetzung, der meist auch mit Verfärbungen Hand in Hand geht, läßt unter Tage gut „mürbe bunte“ Schalsteine von „frischen gleichfarbigen“ (meist hellgrünen) unterscheiden. Daneben gibt es nach der Stückgröße der Fragmente „grobstückige“ und „kleinstückige“ Varietäten, nach dem Gehalt an Mandelstein-Brocken „mandelsteinreiche“ und „mandelsteinarme“ Typen und nach der Häufigkeit und Beschaffenheit der Sedimentgesteins-Einschlüsse „schiefer-“ oder „sandsteinreiche“ oder „-arme“ Arten. Hinsichtlich der Grundmasse zwischen den eckigen Fragmenten kann man „kalzitreiche“, und „kalzitarme“ Schalstein-Typen unterscheiden. An einzelnen Stellen können Einlagerungen von (meist bunten) Fein- oder Grobtuffen in Schalstein eine Schichtung erkennen lassen.

Von den Schalsteinen sollte man jedoch alle die Gesteinsglieder abtrennen, denen ein mengenmäßig starker Gehalt von Keratophyr-Material beigemischt ist. Diese „Mischgesteine“ haben lediglich die Heterogenität und Eckigkeit ihrer Bestandteile mit den Schalsteinen gemein; in ihren sonstigen Eigenschaften weichen sie jedoch stark von den Schalsteinen ab und lassen sich von diesen bei der Kartierung verhältnismäßig gut unterscheiden. Über ein solches Vorkommen derartiger Gesteine im Untersuchungsgebiet, sowie auf deren petrographische und stratigraphische Sonderstellung vgl. Abschn. C II 1b.

Die Verbreitung der verschiedenen Schalstein-Varietäten kann mehr oder weniger weiträumig sein. Die Gliederung und räumliche Umgrenzung ist nur in Gebieten

guter und zahlreicher Aufschlüsse, besonders auf den Gruben, möglich. Hiermit kann aber unter Berücksichtigung von Verzahnungen ein Weg zur Parallelisierung von Lagerschollen und Schuppen gegeben sein.

Da der petrographische Bestand der Schalsteine oft wechselt, ist die Widerstandsfähigkeit dieser Gesteine gegenüber der Verwitterung sehr verschieden. Das morphologische Bild der Schalstein-Gebiete ist daher weitgehend von den umgebenden Gesteinen, aber auch von den eingeschlossenen Eruptivgesteins-Körpern abhängig. Diese Gebiete zeigen daher eine vorwiegend unruhige, wellige Oberfläche ohne größere Erhebungen.

In dem behandelten Untersuchungsgebiet herrschen zwei räumlich getrennte Schalstein-Ausbildungen vor. Allgemein sind sie gekennzeichnet durch das Vorhandensein bzw. Fehlen des Roteisenstein-Grenzlagers in ihrem Hangenden.<sup>1)</sup>

Das Schalstein-Gebiet, in dem das Grenzlager fehlt, erstreckt sich entlang dem N-Rande der Dill-Mulde; im Süden ist es im Untersuchungsgebiet durch den nördlichsten Lagerzug  $\pm$  begrenzt. In diesem Bereich tritt der Schalstein als vorwiegend ungeschichtetes, frisches, stets hell- bis dunkelgraugrünes, wenig geflasertes Gestein auf. Die Grundmasse ist i. a. kalkarm, und so kann man oft nur mit Mühe die Grenzen der einzelnen Eruptivgesteins-Fragmente erkennen. Die Bruchstücke sind dunkelgrün. Zersetzungerscheinungen, die nicht der rezenten Verwitterung zuzuschreiben sind, sowie Roteisenerz-Infiltrationen sind nicht beobachtet worden.

Häufig treten in dem Schalstein walnuß- bis kopfgroße Mandelstein-Bomben auf, die sich zu Bomben-Haufwerken, dem givetischen Bomben-Schalstein, anreichern können. Vorkommen solcher givetischen Bomben-Schalsteine sind an der NW-Seite der Mündung des Hachelbach-Tales, ca. 250 m NW des alten Grubengebäudes der Grube Hachelbach an der Wegböschung (r. 45900, h. 22720) und ca. 80–100 m westlich des Bahnhofes Langenaubach an der Wegböschung oberhalb der Bahn (r. 42560, h. 20850) zu beobachten (s. Taf. 1 Fig. 1).

In diesen Bomben-Schalsteinen sind die Mandelstein-Bomben vorwiegend apfelgroß und von ellipsoidischer Gestalt. Sie können in einzelnen Lagen stark angereichert sein. Stets sind sie mit dem Schalstein-Material  $\pm$  stark verbacken, lassen sich aber aus diesem als Ganzes in ihrer ursprünglichen Form herauspräparieren. Der Verwitterung gegenüber leisten sie mehr Widerstand als ihre Umgebung, so daß in länger entblößten Aufschlüssen eine wulstige poröse Oberfläche entsteht.

In dem oben erwähnten Verbreitungsgebiet ist der Schalstein an mehreren Stellen von Diabas-Vorkommen durchsetzt. Diese treten entweder an der Grenze zu den unterlagernden Styliolinen-Schiefern in Form von ausgedehnten Decken (so am Osthang des Wacholder-Berges und am NE-Hang des Frauen-Berges), oder in der Schalstein-Serie eingeschaltet auf (SE-Hang des Frauen-Berges und am Loh nördlich Langenaubach). Diese geschlossenen Eruptivgesteins-Vorkommen sind gewöhnlich von dem umgebenden Schalstein scharf abgegrenzt. Ihr Gestein ist stets kompakt oder schwach verwittert.

Im nördlichen Randgebiet treten in den unteren Partien der Schalstein-Serie häufig geringmächtige Einlagerungen von dunkelgrauen Styliolinen-Schiefern auf, die aber

<sup>1)</sup> Wenn nicht besonders vermerkt, soll hier unter den Begriffen „Hangendes“ und „Liegendes“ stets die normale Schichtabfolge bezeichnet werden.

keine größere flächenhafte Verbreitung besitzen. Gute Aufschlüsse dieser Art finden sich in der Sohle des Weges, der von der Grube Stangenwage zur Alten Rheinstraße führt (r. 44350, h. 21860).

Das Schalstein-Gebiet, in der das Grenzlager vorhanden ist, schließt sich im Süden an das vorige an. Im Gegensatz zu dem vorher besprochenen Gebiet zeigt der Schalstein hier eine viel größere Mannigfaltigkeit in der Ausbildung. Zersetzungserscheinungen, Ver- und Entfärbungen sind in diesem Gebiet die Regel. Sehr häufig ist das Gestein weich und mürbe, dann auch stark gefasert und von Roteisenerz-Adern  $\pm$  stark durchschwärmt.

Die von LIPPERT (1951 b, S. 7; 1953 a, S. 264) für das östliche Dill-Revier aufgestellten Schalstein-Typen lassen sich auch in der Galgenberg-Mulde wiedererkennen.

Der Typ I stellt einen „graugrünen,  $\pm$  grob- feinfaserigen, recht kalkreichen massigen, mitteldevonischen Schalstein mit  $\pm$  großen Brocken von hell- und dunkelblaugrauem Mandelstein“ (1953 a, S. 264) dar. Dieser Schalstein tritt in dem Untersuchungsbereich in  $\pm$  frischem, festen Zustand auf, ist aber nur schwach gefasert und bricht dementsprechend in grobe, scharfeckige Brocken. Erzadern sind in dieser Gesteinsvarietät recht selten, ebenso fehlen meist Verfärbungen. Die Mandelsteine treten in diesem Gestein als kleine eckige Splitter und bis zu kopfgroße schwach gerundete Bomben auf. Zum überwiegenden Teil sind sie frisch und von dunkel blaugrauer Farbe, seltener zersetzt, dann mit schwach braungrauer Randzone und mit zur Umgebung hin verschwimmender Begrenzung. Stärkere Mandelstein-Anreicherungen sind in diesem Typ nur selten beobachtet worden.

Gesteine dieses Types finden sich gut aufgeschlossen auf der Grube Vereinigte Constanze im Ostfeld der 110 m- und 165 m-Sohle zwischen dem Co.-Lager und dem WEZ.-Lager<sup>1)</sup>.

In diesem, wie auch in dem vorher beschriebenen Schalstein-Typ findet man an einzelnen Stellen neben den verhältnismäßig kleinstückigen Fragmenten auch brotlaibgroße Fetzen basischen vulkanischen Materials mit unruhiger und scharfeckiger Oberfläche. Der Hohlraum zwischen diesen Stücken ist meist mit hellem, grobkörnigen Kalzit ausgefüllt. Bei der Verwitterung wird dieser Kalzit herausgelöst, und es bleibt eine Oberfläche zurück, in der narbige und kavernöse mit geschlossenen Partien wechseln. An Hand eines Vergleiches mit rezenten basischen Tuffen deutet HENTSCHEL diese Erscheinung als Schweißschlacken. Vorkommen dieser Art erwähnt er aus der westlichen Galgenberg-Mulde „vom NE-Hang des Klangstein bei Sechshelden“ (r. 47530, h. 23520) und „von der 165 m-Sohle der Grube Constanze bei Langenaubach“ (1954, S. 98).

Im Zusammenhang mit diesem Schalstein-Typ sei noch auf ein Vorkommen kugelschaliger Verwitterung hingewiesen, welches in dem Langenaubacher Gemeinde-Schalstein-Bruch ca. 800 m oberhalb des Dorfes an der Straße nach Rabenscheid (r. 41720, h. 19430) aufgeschlossen ist. In diesem Steinbruch tritt der Schalstein in

<sup>1)</sup> Die Namen der auf der Grube Vereinigte Constanze in Abbau befindlichen Roteisenstein-Lagerteile werden in dieser Veröffentlichung in der Kurzform benannt. Es bedeuten: Sä.-Lager = Säcke-Lager, Co.-Lager = Constanze-Lager, WEZ.-Lager = Wilhelmseisenzeche-Lager. Für die z. Z. nicht in Abbau stehenden Lager Clara-Lager und Theodor-Lager wird die ursprüngliche Schreibweise beibehalten.

seiner bezeichnenden Art als Typ I auf. Mandelstein-Bomben sind hier kaum vertreten. Das Gestein ist von einem Kluftpaar, das sich unter einem Winkel von etwa  $90^\circ$  schneidet, stark zerteilt. Diese Klüftung wird in halber Höhe der Steinbruchwand durch eine, stumpfwinklig dazu verlaufende, Überschiebung gekappt. Zwischen diesen drei bevorzugten Richtungen tritt der Schalstein in quaderförmigen Blöcken auf, die auf den ersten Blick einen leicht angewitterten, jedoch festen und geschlossenen Eindruck machen. Schlägt man aber eine der Quaderflächen an, so löst sich diese und es bleibt ein Stück einer Kugeloberfläche übrig (s. Taf. 1, Fig. 2). Bei weiterer, allseitiger Bearbeitung läßt sich rasch und leicht eine Kugel oder meist ein Ellipsoid aus dem Schalstein herauspräparieren. Diese Ellipsoide zeigen in sich nochmals mehrfachen schaligen Aufbau, der aber zum Innern der Körper hin undeutlicher wird. Die Schalen selbst sind weitgehend entkalkt und besitzen eine bräunliche Farbe. Im Kern der Ellipsoide ist dagegen noch der frische, kalkhaltige, hellgrüne Schalstein enthalten.

Als Typ II bezeichnet LIPPERT (1953 a, S. 264) einen „graubraunen bis braunroten,  $\pm$  flaserigen, mitteldevonischen Schalstein mit  $\pm$  großen Brocken von rotbraunem Mandelstein“. Dieser Schalstein ist in dem bearbeiteten Gebiet durchweg stark gefasert, sehr mürbe und stark zersetzt. Im allgemeinen erweist er sich als wenig standfest und bricht leicht in Schalen und Platten. Dieser Typ ist im Vergleich zu dem vorigen verhältnismäßig kalkarm.

Roteisenerz-Adern und -Schnüren treten oft in und großer Zahl auf und verleihen dem Gestein häufig ein schlieriges und geflecktes Aussehen. Diese Erzadern haben meist eine geringe Dicke (ca. 2–3 cm) und durchsetzen das Gestein in unregelmäßiger Bahn. In geschichteten Schalstein-Partien wird ihr Verlauf oft stark von den Schichtfugen beeinflusst. In Lagen größerer Porosität dringen häufig kleine Apophysen dieser Adern ein und infiltrieren ihre Umgebung mit Erz, während an Grenzen zu dichteren Gesteinslagen die Erzbahn ein Stück dieser „Schichtfuge“ folgt, um dann an einer schwachen Stelle oder Kluft diese auf kurzem Wege zu queren (s. Taf. 1, Fig. 3). In der Umgebung dieser Roteisenerz-Adern ist das Nebengestein stets stärker zersetzt und rot gefärbt.

Mandelstein-Brocken und -Bomben sind in dem Typ II fast immer zu beobachten. Gegenüber den Mandelsteinen des Typs I besitzen sie nie eine grünliche sondern stets eine braune bis graubraune Farbe. An einzelnen Stellen, so im Schachtquerschlag der 200 m- und 230 m-Sohle der Grube Vereinigte Constanze (Liegendes des Sä.-Lagers), sind diese Mandelstein-Körper in solchen Mengen im Schalstein vorhanden, daß man von Mandelstein-Haufwerken, oder gar, mit Einschränkung der Erkennbarkeit, von Bomben-Schalstein sprechen kann. Das Schalstein-Material ist hier fast ganz auf die Zwickel zwischen den Mandelstein-Brocken beschränkt. Diese Mandelstein-Haufwerke zeigen jedoch ein gänzlich anderes Bild als alle vorher besprochenen. In dem Schalstein-Typ II sind fast sämtliche Mandelstein-Brocken stark zersetzt. Das Material ist zuweilen so mürbe, daß es sich zwischen den Fingern zerreiben läßt. Die Begrenzung der Brocken ist undeutlich und oft derartig verschwommen, daß man sie nur mit Mühe von dem umgebenden Schalstein unterscheiden kann. Diese Undeutlichkeit wird darüber hinaus noch durch die starke Zerschering des ganzen Gesteinskörpers unterstrichen.

Innerhalb des Schalsteins treten auch hier größere Mandelstein-Massive auf. Diese sind in der Nachbarschaft des Roteisenstein-Grenzlagers und in der Nähe des umgebenden Schalsteins stark zersetzt und zerschert, während im Kern oft noch frische, geschlossene Mandelstein-Partien vorhanden sind. Die Zersetzung nimmt dabei gewöhnlich von innen nach außen allmählich zu. Solche Übergänge von frischem geschlossenen Mandelstein über zersetzten Mandelstein bis zu mandelsteinreichen Schalstein sind im Liegenden des Sä.-Lagers auf der Grube Vereinigte Constanze im Schachquerschlag der 110 m-, der 135 m- und der 165 m-Sohle sehr gut aufgeschlossen.

Die bei der Zersetzung auftretenden Ent- und Verfärbungen verändern im Typ II sowohl den Schalstein wie die darin auftretenden losen Mandelstein-Brocken und geschlossenen Vorkommen. Bei den losen Mandelstein-Bomben ergreift die Entfärbung zunächst die randlichen Partien, um dann im vorgerückten Stadium nur noch graubraune Schleier zurückzulassen (s. Taf. 5, Fig. 20). In den geschlossenen Mandelstein-Vorkommen unterliegen auch die Randzonen zunächst der Entfärbung, jedoch hinterläßt dieser Vorgang hier oft rhythmisch aufeinanderfolgende, zum Innern des Vorkommens hin an Intensität abnehmende Farbringe. Ist der Mandelstein in frischem Zustand blaugrün, so nimmt er bei der Zersetzung eine graubraune Farbe an, die von den oben erwähnten Farbschlieren in mehrfachem Wechsel unterbrochen sein kann (s. Taf. I Fig. 4). Im Stadium vorgerückter Zersetzung ist der Mandelstein dunkelbraun bis braunviolett. Bei einer derart starken Struktur-Auflösung ist es ungebübten Beobachtern (gerade in kleineren Vorkommen) oftmals unmöglich, zwischen Schalstein und Mandelstein zu unterscheiden. Durch die Verwitterung wird aber die Zersetzung noch wesentlich verstärkt.

Aus diesem Grunde konnte bei der Übertage-Kartierung vielfach mangels guter Aufschlüsse keine Trennung zwischen diesen stark angegriffenen Gesteinen vorgenommen werden. Weite Gebiete, in denen auf der Karte<sup>1)</sup> „Schalstein“ eingetragen ist, setzen sich wohl zum großen Teil aus zersetztem Mandelstein zusammen. Dies trifft besonders im Bereich des Donsbacher Sattels westlich des Donsbach-Tales und für das Liegende des Roteisenstein-Grenzlagers zwischen den Gruben Stangenwege und Hachelbach zu.

Wie schon erwähnt, treten in den verschiedenen Schalstein-Varietäten des Untersuchungsgebietes größere Vorkommen von geschlossenen Diabasen auf. Diese Diabase lassen sich makroskopisch nach ihrem Gefüge in zwei Hauptgruppen einteilen: in Diabas-Mandelsteine und in porphyrische Diabase. Dichte, sowie körnige Diabase sind im Givet der Galgenberg-Mulde und seiner Umrahmung in größerem Umfang nicht gefunden worden.

Von den beiden Diabas-Varietäten haben die Mandelstein-Typen die weitaus größte Verbreitung, während die porphyrischen Diabase nur an wenigen Stellen anstehen. Diese Diabas-Mandelsteine, im folgenden kurz als Mandelsteine bezeichnet, treten innerhalb des Schalsteins und z. T. schon an dessen Untergrenze zu den Styliolinen-Schiefern in Form von langgestreckten, im allgemeinen Streichen angeordneten Vorkommen auf. Ihre Verbreitung ist auf keine der vorher besprochenen Schalstein-

<sup>1)</sup> Die geologische Karte der ganzen westlichen Galgenberg-Mulde kann in dieser Veröffentlichung nicht wiedergegeben werden. Sie soll demnächst in der Neuauflage des Blattes Dillenburg erscheinen.

Typen beschränkt, wohl aber ist in diesen der Grad der Mandelstein-Zersetzung verschieden.

Die Farbe dieser Gesteine kann zwischen blaugrün bis hellgraugrün schwanken, doch herrschen die dunklen Töne vor. Die Grundmasse ist meist dicht oder glasig. In ihrem Aufbau zeigen die Mandelsteine meist eine gute Kissen-Textur, und nur selten findet man massige Typen, so im Ostfeld der Grube Vereinigte Constanze, 165 m-Sohle, I. Untersuchungsquerschlag zur Co.-Überschiebung.

Die Mandelräume passen sich in ihrer Anordnung überwiegend dem Gefüge der Nachbarschaft an. Bei Kissen-Formen sind sie in konzentrischen Zonen  $\pm$  parallel der Oberfläche dieser Körper angeordnet und bilden oft deren Ausbuchtungen und Vorsprünge in angenäherter Form ab. In geschlossenen Mandelstein-Vorkommen können sie diffus verteilt sein oder eine lineare Aneinanderreihung zeigen. Ihre Größe ist in zusammenhängenden Körpern annähernd gleich. Der Durchmesser liegt gewöhnlich zwischen 1–4 mm. Das Porenvolumen der Mandelräume kann sehr verschieden sein und bis auf über 60% des Gesteines steigen (so an der Straße Donsbach-Haiger südöstlich des Punktes 413,1).

Im Grad ihrer Zersetzung, der sich besonders gut in den Grubenaufschlüssen von der oberflächennahen Verwitterung unterscheiden läßt, passen sich die Mandelsteine sehr gut ihrer Umgebung, d. h. den verschiedenen Schalstein-Typen, an.

Bei der Verwitterung wird zunächst der Kalzit aus den Mandelräumen herausgelöst, und das Gestein erhält ein zellig-poröses Aussehen<sup>1)</sup>. Hand in Hand damit verliert das Gestein seine bezeichnende grüne Farbe, die nun einer schmutzig-braunen Platz macht; das Material wird lose und verwittert weiter zu einem zähen dunkelbraunen Lehm.

Bei keinem der aufgeschlossenen Mandelstein-Vorkommen wurden irgendwelche kontaktmetamorphen Veränderungen des Nebengesteins festgestellt. Diese Verhältnisse, wie auch die konkordante Einlagerung zwischen dem Nebengestein und die Kissen-Textur machen eine Intrusivnatur der Mandelsteine in unserem Raum unwahrscheinlich. Alle Beobachtungen deuten vielmehr auf große submarin ausgeflossene Lavadecken.

Die porphyrischen Diabase sind mit den Diabas-Mandelsteinen oft durch Übergänge verbunden. Zuweilen treten beide Gefüge an demselben Vorkommen auf. In den Karten sind als Vorkommen von porphyrischem Diabas jedoch nur diejenigen Fundpunkte eingetragen worden, die dieses Gefüge gegenüber der Mandelstein-Ausbildung in bevorzugtem Maße aufweisen. Diese Vorkommen haben meist nur geringe flächenhafte Ausdehnung und treten entweder in schmalen langgestreckten Zügen (SE-Hang des Frauen-Berges, südöstlich Haiger und am Loh, nördlich Langenaubach) oder als keine, rundlich begrenzte Körper innerhalb des Schalsteins auf (Horte Linn südwestlich Langenaubach und zwischen dem Wacholder-Berg und der Grube Stangenwege westlich Donsbach).

<sup>1)</sup> Eine Ausnahme davon bildet der Mandelstein im Liegenden des Gnade-Gottes-Lagers (Pingenzug südöstlich des Punktes 413,1, an der Straße Donsbach—Haiger). Dieser enthält Kalzit-Mandeln, die durch eine feine Haut eines opaken widerstandsfähigen Materials besser gegen die Verwitterung geschützt sind, als die umgebende Grundmasse. BECHER hat dieses Gestein als „Rogenstein-Schalstein“ beschrieben.



Diese porphyrischen Diabase zeigen eine grau- bis schwarzgrüne, zuweilen auch lauchgrüne Farbe. In ihrer vorwiegend dichten Grundmasse sind als Einsprenglinge bis zu 6 mm große schmutzigweiße, idiomorphe Plagioklas-Kristalle enthalten. In tektonisch stark beanspruchten Plagioklas-führenden porphyrischen Diabasen erkennt man u. d. M. serizitisierte und karbonatisierte, stark verformte Feldspat-Einsprenglinge (so in dem Vorkommen am W-Hang des Linden-Berges gegenüber dem Gemeindehaus von Langenaubach, r. 42340, h. 20190). Eine andere, wenngleich auch seltenere Varietät der porphyrischen Diabase enthält dagegen als Einsprenglinge pechschwarze, meist 2–4 mm große idiomorphe Augit-Kristalle.

Entsprechend der vorherrschenden Einsprenglings-Art hat man früher zwischen „Labradorporphyrit“ und „Augitporphyrit“ unterschieden. Nur unter Kennzeichnung der porphyrischen Struktur wurden diese Gesteine bald als „Diabasporphyr“ (KOCH 1854, S. 139), bald als „Diabasporphyrit“ (ROSENBUSCH 1910, S. 414) angesprochen.

Der porphyrische Diabas bildet meist massige, zerklüftete Vorkommen. Der Verwitterung bietet das Gestein wenig Widerstand und zerfällt leicht zu einem graubraunen zähen Lehm.

Wie schon erwähnt, treten Übergänge von porphyrischem Diabas zu Mandelsteinen verhältnismäßig häufig auf. Daneben können aber auch Plagioklas-führende porphyrische Diabase in Augit-führende übergehen. Sehr schön sind diese Verhältnisse am rechten Hang des Rombach-Tales beiderseits der Einmündung des Tannen-Tales<sup>1)</sup> ca. 250 m unterhalb der Grube Vereinigte Constanze zu beobachten. Dort trifft man, von Nordwesten kommend, ca. 150 m oberhalb der Einmündung des Rombach-Tales in das Aubach-Tal zunächst Augit-führenden porphyrischen Diabas an, der bald in solchen mit Plagioklas-Einsprenglingen übergeht. Kurz vor der Einbiegung des Tannen-Tals finden sich darin dann die ersten Mandelräume, die unter Zurücktreten der Einsprenglinge, oberhalb dieses Seitentälchens dem Gestein ein typisches Mandelstein-Gefüge geben. Über diesem Mandelstein folgt dann schließlich das Clara-Lager der Grube Vereinigte Constanze.

Aufschlüsse in guter Ausbildung der porphyrischen Struktur mit Plagioklas-Einsprenglingen sind im Felsen der Horte Linn (r. 42030, h. 19860) gegeben und an der nördlichen Talflanke des Sellbachs etwa 70 m oberhalb der Einmündung in das Aubach-Tal, sowie in dem Diabas-Rücken zwischen Hachelbach- und Schindelbach-Tal, etwa 200 m nördlich der Grube Hachelbach. Augit-führender porphyrischer Diabas ist neben dem oben genannten Vorkommen im Rombach-Tal in den Felsklippen etwa 50 m nordwestlich des Bahnhofes Langenaubach (r. 42480, h. 20970) und am rechten Aubach-Hang zwischen der Breitscheider Brücke und der oberen Mühle im Langenaubach zu finden.

Durch Zurücktreten der Einsprenglinge kann übrigens an manchen Stellen der porphyrische Diabas in dichten Diabas übergehen. Diese Vorkommen sind in dem Untersuchungsgebiet nur ganz eng umgrenzt und erreichen keine Selbständigkeit. Kleine Partien dieser dichten Diabase, die sich an Vorkommen porphyrischer Diabase anschließen, sind nordöstlich Langenaubach am Weg aufgeschlossen, der von der Weils Wiese zum Leimbach-Tal um den Buber-Berg führt. Dieses Gestein, das vermutlich mit dem von KAYSER auf Blatt Dillenburg eingetragenen „Keratophyr“ übereinstimmt, besitzt eine rötlichgraue bis grünlichgraue Farbe und zeichnet sich

<sup>1)</sup> Für die mundartliche Schreibweise der Langenaubacher Flurnamen vgl. Abschnitt F.

neben seiner plattigen Absonderung durch große Härte aus. U. d. M. erkennt man eine einsprenglingsfreie trachytoide bis ophitische Grundmasse. Der hohe Chlorit- und Erzgehalt macht jedoch eine Zuordnung dieses Gesteins zu den Keratophyren unwahrscheinlich und läßt es eher mit den Porphyriten vergleichen.

Überblickt man die Verteilung der Fazies der Schalsteine und zugehörigen Diabase innerhalb des gut aufgeschlossenen Grubenbereichs der Grube Vereinigte Constanze, so fallen einige Regelmäßigkeiten auf.

Durchquert man in den befahrbaren Grubenbauen die einzelnen schuppenförmig hintereinander gestaffelten Lagerschollen von N nach S, so beobachtet man im Liegenden des Clara-Lagers im Stollen I (Grundstollen) einen wulstigen dunkel-grau-grünen Mandelstein, der wenig zersetzt und nur schwach von Roteisenerz-Adern durchschwärmt ist. Die Erzführung des Grenzlagers ist hier minimal, die Qualität gering. In dem darauf folgenden Sä.-Lager tritt unter dem Erz eine ganz andere Ausbildung der Schalsteine und Diabase entgegen. Im Bereich der durch die Schachtquerschläge der 110 m-, 135 m- und 165 m-Sohle durchörterten Sä.-Schuppe I findet sich im Liegenden des Grenzlagers ein stark zersetzter und zerscherter, dunkel-graubrauner bis braunvioletter Mandelstein, der nach SW und NE, aber auch zu den tieferliegenden Schachtquerschlägen der 200 m- und 230 m-Sohle hin in mandelsteinreichen, vorwiegend kleinstückigen, kalzitarmen, stark zersetzten und verschieferten, vielfach auch verfärbten Schalstein des Types II ohne scharfe Grenze übergeht. In dem im Westfeld der Grube auf der 135 m-, 165 m- und 200 m-Sohle durchfahrenen Schalstein der Sä.-Schuppe II ist dieser von gleicher Ausbildung, wenn auch i. a. mandelsteinärmer. Zusammenhängende Mandelstein-Vorkommen fehlen hier. Erzadern treten in diesem Gesteinstyp häufig auf. Die Qualität und Mächtigkeit ist in dem auf diesem Schalstein liegenden Erz recht gut. Das auf das Sä.-Lager aufgeschobene Co.-Lager zeigt auf den oberen Sohlen (Stollen I, Stollen III und 50 m-Sohle) in seinem Liegenden einen hell-graugrünen, weniger stark zersetzten, schwach zerschernten Mandelstein, der sich auch hier seitlich, wie zur Tiefe hin mit Schalstein verzahnt (80 m-, 110 m-, 135 m- und 165 m-Sohle). Dieser Schalstein ist fein- bis grobflaserig, graubraun bis braunviolett, bunt, und in einzelnen Lagen, die oft eine schwache Schichtung andeuten, verhältnismäßig kalkreich. Während Erzadern an einzelnen Stellen noch gehäuft auftreten, sind Mandelstein-Bomben in diesem Gestein nicht mehr so zahlreich. Die Zersetzung ist hier nicht so weit fortgeschritten wie im Liegenden des Sä.-Lagers. Nach der Ausbildung kann man den Schalstein des Sä.-Lagers als stark zersetzten, den des Co.-Lagers als schwächer zersetzten Typ II bezeichnen. Das Erz des Co.-Lagers ist in seiner Qualität i. a. unedler als das des Sä.-Lagers, aber noch bauwürdig.

Zwischen dem Co.-Lager und dem im S darauf folgenden WEZ.-Lager sind in den Verbindungsquerschlägen auf der 110 m- und 165 m-Sohle mehrere Schuppen durchfahren worden, auf denen bisher keine bauwürdigen Lager gefunden wurden. In diesem Gebiet zeigt der Schalstein die bezeichnende Ausbildung des Typ I.

Es treten hier z. T. sehr frische, kalzitreiche, wenig zersetzte und gefaserte hell- und dunkelgrüne, meist grob-brecciöse Schalsteine auf, denen im 1. und 2. Untersuchungsquerschlag des Ostfeldes der 165 m-Sohle massige, sehr frische, zähe, dunkelblaugrüne Mandelsteine eingelagert sind.

Die im Liegenden der nahe beieinanderliegenden WEZ.- und Theodor-Lager auftretenden Schalsteine zeigen keine verwertbaren Unterschiede, sind in ihrer Ausbildung wohl aber von den bisher besprochenen Varietäten zu trennen. Sie sind, bei hellgraugrüner, in Lagernähe braunvioletter Farbe, in der Regel mittel- bis feinstückig, wenig zersetzt und nur schwach verfärbt. Eine Flaserung ist stets zu erkennen. Mandelstein-Bomben treten in diesem Schalstein nur untergeordnet auf, während geschlossene Mandelstein-Vorkommen gänzlich fehlen. Die Qualität des WEZ.- und Theodor-Erzes ist gut, oft hochprozentig, die Mächtigkeit aber gegenüber dem Co.-Lager i. a. geringer. Auch diesen Schalstein dürfen wir zum Typ II zählen. Nach dem Grad seiner Zersetzung ist er weniger angegriffen als der Schalstein des Co.-Lagers.

Zusammenfassend läßt sich also sagen, daß in der räumlichen Verteilung der Schalstein-Varietäten eine gewisse Regelmäßigkeit vorherrscht, insofern diese auf bestimmte, tektonisch gesonderte Großeinheiten, die Schuppen, innerhalb des Grubenfeldes beschränkt zu sein scheinen. Neben dieser tektonischen Abhängigkeit, die sekundär ist, zeigte sich aber auch, daß die Wahrscheinlichkeit guter Erzführung in denjenigen Gebieten am größten ist, in denen die Zersetzung der Schalsteine und Mandelsteine stark ist. Diese Feststellung wird durch die Übertage-Befunde insofern bestätigt, als in der nördlichen Randzone der Schalstein-Verbreitung im Hangenden dieses Gesteins bisher keine bauwürdigen Lager angetroffen wurden. Bestenfalls treten dünne Erzbestege auf. Über dem Schalstein-Typ I wurden innerhalb des Grubenbereiches ebenfalls keine ergiebigen Lager gefunden, jedoch läßt sich hier wenigstens eine Bauwürdigkeit wahrscheinlich machen.

In keinem der mitteldevonischen Schalsteine des Untersuchungsgebietes wurden Keratophyr-Auswürflinge oder horizontbeständige Schalstein-Lager gefunden.

Das Alter der Schalsteine läßt sich durch Fehlen von Fauna nur im Verband mit fossilführendem Nebengestein klären. Die biostratigraphisch belegte Untergrenze ist durch die Wissenbacher Schiefer gegeben, über denen in unserem Gebiet noch die ober-eiffischen, aller Wahrscheinlichkeit nach aber unter-givetischen Styliolinen-Schiefer liegen. Von keiner Stelle der Dill-Mulde sind Schalsteine aus der Eifel-Stufe bekannt. Die Grenze Schalstein/Styliolinen-Schiefer ist durchaus nicht horizontbeständig, liegt aber keinesfalls unter dem Givet (s. S. 10).

Abgesehen von geringmächtigen Vorkommen in der Adorf-Stufe wird der Schalstein nach oben von dem Roteisenstein-Grenzlager überdeckt, welches  $\pm$  an die Wende Mittel-Devon/Ober-Devon einzustufen ist. Im Bereich der Schalstein-Verbreitung, in der das Grenzlager fehlt, ist die stratigraphische Obergrenze nicht einwandfrei zu belegen. Da hier jedoch keine oberdevonischen Schichten bekannt sind, wird man die Grenze mit der in der übrigen Dill-Mulde gleichsetzen können. Mithin ist die Hauptmasse der Schalsteine und die ihnen eingelagerten Disbas-Decken dem Givet zuzuordnen. Für die stockförmigen Diabas-Vorkommen läßt sich keine genaue Alterseinstufung vornehmen.

Die Entstehung der Schalsteine kann nicht Gegenstand dieser Arbeit sein. Es sollen hier aber einige Beobachtungen aus dem Untersuchungsgebiet angeführt werden, die Kriterien für diese Deutung sein können.

Aus der großen Zahl älterer Theorien haben sich in den letzten Jahren drei verschiedene Deutungsversuche klar abgehoben.

KEGEL geht von den ausgedehnten Diabas-Decken des Givet in der Lahn-Mulde aus und kommt zu dem Schluß, daß die Schalsteine eine diesen „zugeordnete Tuffbildung“ (1922, S. 26) darstellen. Dieser 1934 letztmalig vorgebrachten Anschauung (KEGEL 1934a, S. 14) schließt sich LIPPERT an (1951a, S. 383; 1951b, S. 8), wenngleich auch mit einigem Vorbehalt. Petrographisch begründet wurde diese Deutung durch HENTSCHEL (1951a, b, c; 1952a, b, c; 1954), der aus Vergleichen mit rezenten basischen, submarin abgelagerten Tuffen die Schalsteine als „epizonal-metamorphe Derivate basischer Sideromelan- und Palagonit-Tuffe“ (1951c, S. 226) ansieht. Alle diese Autoren verlegen die Ablagerung der „Schalstein-Tuffe“ in das Givet, während die Ausbildung des heutigen Schalsteingefüges bei der varistischen Orogenese erfolgt sein soll.

Zu wesentlich anderen Vorstellungen gelangt H. RICHTER, der aus der Verzahnung und Überlagerung mit faziell verschiedenartigen aber oft gleichalten Sedimentgesteinen alle Diabase des Devons und Karbons der Lahn- und Dill-Mulde als Intrusivkörper, und die mit ihnen vergesellschafteten massigen Schalsteine „als eine mehr oder weniger gleichmäßige Verteilung von sedimentärem Material, vorwiegend von Porphyrtuffiten und Kalken in einer feinverteilten Grundmasse von fluidalstruiertem Diabas“ (1930, S. 16) deutet. Von diesem massigen Schalstein trennt er die geschichteten Schalsteine, die er als aus Porphyrtuffiten bestehende „umgelagerte terrestrische Aschentuffe“ (H. RICHTER 1930, S. 16) erklärt. Diese Ansicht wurde von E. LEHMANN aufgegriffen und petrographisch unterbaut. Auch er unterscheidet zwischen Tuff-Schalsteinen und massigen Schalsteinen. Die letzteren sollen nach ihm das Produkt einer Injizierung von Weilburgit-Magma<sup>1)</sup> in stofflich prädisponierte, vornehmlich obermitteldevonische Sedimente sein. Sie stellen also „Weilburgit-Miktite“ (E. LEHMANN) dar. Die Vielgestaltigkeit der Schalstein-Typen wird von ihnen auf die Verschiedenheit der Ausgangssedimente zurückgeführt. Eine Horizontbeständigkeit des Schalsteins wird bestritten.

Nach H. RICHTER und E. LEHMANN sollen die Intrusionen, Injektionen und Infiltrationen diabasischen, oder hier weilburgitischen Magmas, während der varistischen Hauptfaltung stattgefunden haben. KLÜPFEL schließt sich mit einigen Zusätzen dieser Deutung an.

Eine dritte Deutung ist von DENCKEWITZ (1950 und 1952) für die in der südwestlichen Lahn-Mulde im Bereich der Grube Lindenberg auftretenden Schalsteine gegeben worden. Nach ihm sind die Schalsteine aus Weilburgiten durch epizonal-dynamometamorphe Beanspruchung, die zur Breccisierung und Einschieferung führte, entstanden.

<sup>1)</sup> Früher aus der Lahn- und der Dill-Mulde als Diabase angesprochene, nach E. LEHMANN palingene Keratophyre mit Alkali-Feldspäten und Chlorit als Hauptbestandteile. Als Magmentyp hat E. LEHMANN diesen hypothetischen Begriff genetisch definiert und versteht darunter eine niedrig temperierte, wasserreiche, fluide Schmelze mit wechselndem Alkali- und niedrigem SiO<sub>2</sub>-Gehalt, aus der primär Chlorit und Alkalifeldspäte (Kalifeldspat oder Anorthoklas) ausgeschieden werden sollen. Auf das Weilburgit-Problem kann hier nicht eingegangen werden, da es rein petrogenetische Fragen umschließt.

Man kann den Schalstein im geologischen Sinne als eine Sedimentsfazies auffassen. In dieser Weise wäre eine Abhängigkeit der Schalstein-Ausbildung von den räumlichen Verhältnissen zu erwarten. Diese Abhängigkeit ist tatsächlich in der Unterscheidbarkeit der oben erwähnten Vorkommen gegeben, eine Erscheinung, die sich nicht mit einer  $\pm$  einheitlichen Intrusion, Injektion oder Infiltration erklären läßt. An keiner Stelle des bearbeiteten Gebietes sind Erscheinungen der letzteren Art beobachtet worden. Ebensowenig lassen sich solche Verhältnisse mit der Annahme räumlich gesonderter, verschieden beanspruchter Tektonite nach DENCKEWITZ deuten. In den Untertage-Aufschlüssen der Grube zeigte sich, daß keinerlei Breccisierung in den Randzonen von Diabas-Vorkommen auftritt, und daß gerade die Überschiebungen stets glatte Grenzflächen zwischen frischem Mandelstein und Schalstein darstellen. Zudem machen die im Schalstein gelegentlich vorhandenen größeren Schieferbrocken den Eindruck einer verhältnismäßig geringen Beanspruchung, die in keinem Verhältnis zu einer Zertrümmerung der umgebenden Diabas-Fragmente steht. Die Schweißschlacken sprechen ebenfalls für eine sedimentäre Entstehung des Schalsteins.

Für die Deutung spielt die Altersfrage eine wichtige Rolle. Wenn der Schalstein durch eine Miktitisierung entstanden sein soll, so muß diese, entgegen H. RICHTER, E. LEHMANN und KLÜPFEL, schon vor dem Ober-Devon stattgefunden haben, da Schalstein-Auswürflinge schon in den Tuffbreccien der Adorf-Stufe zu finden sind. Die Zersetzung der Schalsteine und Mandelsteine ist ebenfalls als vor-oberdevonisch zu datieren, da die in der Adorf-Stufe auftretenden oberdevonischen Vorkommen nie eine stärkere Zersetzung zeigen und stets einen frischen Eindruck machen. Auf die Ursache der Zersetzung soll im folgenden Kapitel eingegangen werden (s. S. 30). Mit Sicherheit läßt sich darüber hinaus sagen, daß beide Vorgänge, die Bildung der Schalsteine und Mandelsteine wie ihre Zersetzung, schon vor der bretonischen Phase, die in dem Untersuchungsgebiet noch nicht die Hauptphase ist, beendet waren, denn Auswürflinge dieser Art, die nach dem Grad ihrer Zersetzung und durch die darin enthaltenen Erzadern als mitteldevonisch anzusprechen sind, treten schon in der altunterkarbonischen Langenaubacher Tuffbreccie auf.

Zusammengefaßt sprechen alle diese Befunde in dem bearbeiteten Gebiet gegen eine Entstehung des Schalsteins als Weilburgit-Miktit oder Weilburgit-Tektonit. Die Schalsteine lassen sich hier nur syngenetisch als epizonal metamorphisierte Tuffe, und die Diabas-Mandelsteine als diesen eingelagerte Decken der givetischen, mit letzten Ausläufern in das untere Ober-Devon hineinreichenden Eruptionsphase deuten.

Um Verwechslungen zu vermeiden, sollte man den Begriff Schalstein nur rein beschreibend benutzen. In ihm sollten lediglich petrographische Merkmale zusammengefaßt werden, die im Gelände makroskopisch zu erkennen sind.

Eine stratigraphische Beschränkung des Namens Schalstein allein auf das Givet, wie LIPPERT (1951 b, S. 6; 1953 a, S. 263) es vorschlägt, hat nur in den Gebieten Berechtigung, in denen die Grenze Mittel-Devon/Ober-Devon durch das Roteisenstein-Grenzlager markiert ist. Wo das Grenzlager jedoch fehlt, ist eine derartige Grenzziehung auf Grund der petrographischen Beschaffenheit nicht einheitlich durchzuführen. In diesem Falle wäre eine Benennung als „mitteldevonischer Schalstein“ stratigraphisch nicht zu rechtfertigen. Wenn dagegen überall, wo die stratigraphische Einordnung der Schalsteine möglich ist, der Zusatz „mitteldevonisch“ oder „ober-

devonisch“ beigefügt wird, dürfte der petrographischen wie auch stratigraphischen Klarheit Genüge getan sein. Wo dagegen die stratigraphische Zuordnung nicht sicher vorgenommen werden kann (was oftmals bei Bohrungen vorkommt) wird man sich mit dem Namen „Schalstein“ ohne stratigraphische Angabe begnügen müssen. Der im Bergbau vielfach verwandte Namen „Schalmandelstein“ sollte ganz vermieden werden. Er wird zur Beschreibung von stark zersetzten und verschieferten Mandelsteinen gebraucht, die in ihrem Aussehen stark den Schalsteinen ähneln. Petrographisch stellen sie jedoch keinen gesonderten einheitlichen Gesteinstyp dar.

CI 1c) Fazies der Riffkalke. Schon seit langem herrscht Uneinigkeit in der Frage, ob in dem aus Iberger Kalk aufgebauten Breitscheid-Erbacher Kalkmassiv, dessen Ausläufer bis in den Raum südlich Langenaubach reichen, givetische Äquivalente der Riffkalk-Fazies vorliegen.

KOCH (1854, S. 233) folgend ordneten v. DECHEN (1884, S. 160) und FROHWEIN (1885, S. 11) den Massenkalk (= Eifel- oder Stringocephalenkalk) dieses Raumes dem Mittel-Devon zu. FRECH (1888, S. 9) leugnet das auf der v. DECHEN'schen Karte angegebene Kalkvorkommen von Breitscheid-Erbach, gibt aber Kalkgebiete südlich und südwestlich Langenaubach an, die er mit dem Iberger Kalk zeitlich gleichsetzt. Aus diesem Kalk, der nach DREVERMANN an dem angegebenen Fundpunkt aus Blöcken der Langenaubacher Tuffbreccie besteht, erwähnt er den Fund vom *Amphipora ramosa* NICH. Dieses Fossil ist bisher an keiner Stelle des Breitscheid-Erbacher Kalkmassives noch anderswo im Iberger Kalk gefunden worden und dürfte ein erster Anhaltspunkt für das Vorhandensein givetischer Riffkalk-Äquivalente in diesem Gebiet sein.

Nach FRECH erwähnen HOLZAPFEL (1889, S. 4 und 1895, S. 334), KAYSER (1893, S. LII und 1907, S. 22–25), GEYER (1894, S. 228) und BEUSHAUSEN, DENCKMANN & HAUCHECORNE (1895, S. 183 und 1896, S. 72) fossilbelegten Iberger Kalk. BEUSHAUSEN, DENCKMANN & HAUCHECORNE machen jedoch nach einem Sammlungsstück von *Stringocephalus burtini* DEFR. der Preußischen Geologischen Landesanstalt für einen Teil des bei Langenaubach anstehenden Massenkalkes ein mitteldevonisches Alter wahrscheinlich. DREVERMANN (1901) erwähnt aus dem Gebiet um Langenaubach keinen mitteldevonischen Massenkalk und bezweifelt die rechtmäßige Fundort-Angabe von *Stringocephalus* (1901, S. 185). Auch KAYSER erwähnt aus diesem Raum keinen anstehenden mitteldevonischen Massenkalk, verweist aber auf Einschlüsse von „Mitteldevonkalk“ und *Heliolites porosa* GOLDF. in der Langenaubacher Tuffbreccie (1907, S. 31). In einer Fußnote bezweifelt er ebenfalls die Fundpunktangabe des von BEUSHAUSEN, DENCKMANN & HAUCHECORNE erwähnten *Stringocephalus burtini* DEFR. (1907, S. 32). MATERN behauptet die Möglichkeit, daß Teile des Riffkalkes bei Breitscheid-Langenaubach dem Givet angehören, ohne jedoch den Beweis zu liefern (1932, S. 15). 1933 erwähnt schließlich KEGEL, daß „im Liegenden des Iberger Kalkes ein dunkler flinzähnlicher Plattenkalk auftritt, der die Stelle des Schalsteins im jüngsten Mittel-Devon, vielleicht auch einen Teil des älteren Ober-Devons vertritt“ (1933a, S. 5). Die Fauna dieses, in der vorliegenden Arbeit als „Hunnacker Kalk“ bezeichneten Gesteins war aber zu jener Zeit noch nicht bearbeitet. 1934 wird die Vermutung, daß ein Teil des Breitscheid-Erbacher Kalkvorkommens „noch dem Mitteldevon angehören mag“ erneut von KEGEL unterstrichen (1934b, S. 15).

Aus alledem geht hervor, daß nach den Funden von *Amphipora ramosa* NICH. und *Heliolites porosa* GOLDF. givetische Äquivalente der Riff-Fazies im Breitscheid-Erbacher Kalkmassiv erwartet werden dürfen, wenngleich sie auch anstehend bisher noch nicht beobachtet worden sind. In dem faziell dem Iberger Kalk verwandten dunklen Korallenkalk („Hunnacker Kalk“) werden die tieferen Teile mit großer Wahrscheinlichkeit noch dem Givet angehören.

## C I 2. Grenzschieben Mittel-Devon / Ober-Devon

### Roteisenstein-Grenzlager

Schon seit alter Zeit ist in dem behandelten Gebiet das Roteisenstein-Grenzlager Gegenstand reger bergbaulicher Erschließung gewesen. Zahlreiche Pingen legen Zeugnis davon ab. Eine sinnvolle Untersuchung und Verfolgung der einzelnen Eisensteinlager konnte jedoch erst nach den zusammenfassenden Feststellungen von FROHWEIN (1885) erfolgen. FROHWEIN trug alle alten Angaben über den Abbau von Roteisenerz-Vorkommen zusammen und unterschied nach ihrem Verlauf in der Dill-Mulde 7 einzelne Lagerzüge. Von diesen treten in dem Untersuchungsgebiet „der liegende (Langenaubacher) Lagerzug“ und „der erste mittlere (Donsbacher) Lagerzug“ (FROHWEIN 1885, S. 38/39) mit ihren westlichen Ausläufern auf.

Während zu Beginn dieses Jahrhunderts noch zahlreiche Gruben in Betrieb waren (z. B. die Gruben Stangenwage, Constanze und Bergmannsglück) beschränkt sich heute der Bergbau nur auf die Grube Vereinigte Constanze.

Der nördlichste Lagerzug, der im wesentlichen dem von FROHWEIN erwähnten entspricht, läßt sich mit Sicherheit von der Straße Langenaubach-Breitscheid (r. 42795, h. 20270) nach E verfolgen. Die auf diesem Lagerzug verliehenen und z. T. abgebauten Grubenfelder haben verschiedene Namen erhalten, von denen die wichtigsten bei der folgenden Beschreibung in Klammern hinter die topographische Angabe gesetzt sind. Von der Straße nach Breitscheid läßt sich das Lager (Ättna-Lager) nach NE in schlechten Ausbissen in das Rombach-Tal unterhalb der Grube Vereinigte Constanze und von dort über das Tannen-Tal (Clara-Lager) in das obere Sellbach-Tal (Seelbach-Lager) verfolgen. Zu beiden Seiten dieses Tales ist das Lager durch Querstörungen stark zerhackt, setzt aber südöstlich des Hoheroth wieder an und ist über die Rattelbeck (Briemenhecker Lager) bis an die ausgeprägte Querstörung des Schiech-Ganges (Stangenwager Lager) zu verfolgen. Östlich dieser Störung ist das Lager bis in das obere Hachelbach-Tal in einem Pingenzug (Gnade-Gottes-Lager) aufgeschlossen und verläuft dann entlang der SE-Seite dieses Tales (Sengelnberg-Lager) bis zu dem Seitentälchen Lehmesboden. Östlich der Grube Hachelbach ist das Lager (Reifeseite-Lager) nur bis in halbe Höhe des östlichen Talhanges zu verfolgen und wird dort von einer Querstörung unterdrückt. Östlich des Schindelbach-Tales ist dieses Lager bis Sechshelden über Tage anstehend nicht mehr beobachtet worden (Helene-Lager). Wahrscheinlich liegt hier der Ausbiß unter den Flußalluvionen des Dill-Tales. Seine Fortsetzung findet dieser Lagerzug vermutlich östlich Sechshelden in dem an der SE-Seite des Klangsteins ansetzenden Roteisenstein-Vorkommen der Grube Rosengarten (Rosengarten-Lager). Das Einfallen dieses Lagerzuges ist nach SE gerichtet.

Ein weiteres, im Innern der westlichen Galgenberg-Mulde auftretendes Roteisenstein-Lager hebt südlich Langenaubach an der Straße nach Breitscheid in der alten Pinge Constanze (r. 42970, h. 19825) nach NW als Luftsattel zu Tage aus. Weiter nach NE oder SW ist das Lager über Tage nicht mehr aufgeschlossen. Das Lager fällt nach SE ein. Auf dem S-Flügel der Galgenberg-Mulde (N-Flanke des Donsbacher Sattels) ist der nordwestlich einfallende Lagerzug erst von der Ostseite des Schlafgrundes (Tälchen nordöstlich des Naun-Berges) nach NE über Tage zu verfolgen. Er verläuft mit nordöstlichem Streichen bis in das Donsbach-Tal oberhalb der Ortschaft Donsbach (Donsberg-Lager). Auf der NE-Seite dieses Tales ist er dann erst wieder an der Westflanke des Korn-Berges aufgeschlossen, kreuzt die Alte Rheinstraße nördlich dieses Berges und ist dann weiter in schwacher Lagerführung über das obere Talende des Schindelbach-Tales entlang dem Bickelbach-Tal zu verfolgen. Im Bereich des Som-Berges südlich Sechshelden konnte Lagerführung an der Grenze Mittel-Devon/Ober-Devon nicht nachgewiesen werden.

In dichter Nachbarschaft dieses Lagerzuges tritt im First des Donsbacher Sattels westlich des Donsbach-Tales der Lagerzug des Neuhoffnung-Lagers auf. Er läßt sich nach SW

über die Eisenkaute bis in den Schlafgrund verfolgen, um dort an der „Alte-Hoffnung-Verwerfung“ abzusetzen. Auch dieser Lagerzug fällt nach NW ein.

Ähnlich wie die beiden letztgenannten Lagerzüge läßt sich das Grenzlager auf dem S-Flügel des Donsbacher Sattels erst vom Schlafgrund aus nach NE verfolgen. Dieser Lagerzug (Eisenberg-Lager) verläuft mit südöstlichem Einfallen ebenfalls über die Höhe der Eisenkaute bis in den oberen Teil des Dorfes Donsbach. Östlich des Donsbach-Tales wurde dieses Lagervorkommen nicht weiter untersucht.

Neben diesen weit aushaltenden Lagerzügen sind Grenzlager-Spuren in Form von Erzbestegen nördlich des Langenaubacher Lagerzuges an der Grenze des mitteldevonischen Schalsteins und Mandelsteins gegen die Keratophyr-Diabas-Mischstufe der Adorf-Stufe (in der vorliegenden Arbeit als „Aubach-Tuffe“ bezeichnet) an einzelnen Stellen aufgeschlossen, so südlich Langenbach am rechten Aubach-Ufer südlich der Horte Linn (r. 42070, h. 19850), am östlichen Talhang des Sellbach-Tales ca. 100 m oberhalb der Einmündung in das Aubach-Tal (r. 43000, h. 20830) (Heroldstein-Lager), ferner 50 m nordwestlich der Stephan'schen Garage am Waldweg nach Haiger (r. 42915, h. 20920) und im oberen Teil der Weils Wiese (r. 43565, h. 21120). Zu diesem Lagerzug wird man ebenfalls das südlich der Grube Hachelbach auf der linken Talseite des Hachelbach-Tales früher abgebaute Roteisenstein-Vorkommen (r. 45700, h. 22375) (Bremerrhein-Lager) zählen müssen. Alle diese Vorkommen besitzen ein Einfallen nach SE.

Eine etwas andere stratigraphische Stellung hat das an der Obergrenze der Aubach-Tuffe gegen die überlagernden Buchenauer Schichten ansetzende Roteisenstein-Vorkommen am Fuße des Wildweiberhäuschens südwestlich Langenaubach. Auch dieses Lager fällt nach SE ein.

In der Grube Vereinigte Constanze sind neben den zu Tage ausgehenden Lagern, dem Clara-Lager und Constanze-Lager (Co.-Lager), noch das im tektonisch Liegenden des Co-Lagers auftretende Säcke-Lager (Sä.-Lager) und das im tektonisch Hangenden des Constanze-Lagers vorhandene Wilhelmseisenzeche- (WEZ.-) und das Theodor-Lager erschlossen worden.

Alle diese Lager bilden konkordante Zwischenlagerungen zwischen dem Nebengestein. Ihre Mächtigkeit schwankt sehr oft und hängt von faziellen wie auch tektonischen Bedingungen ab. Im Durchschnitt beträgt sie 1 m, kann aber von cm-dicken Erzbestegen bis zu 4–5 m anwachsen.

Die Roteisenerze zeigen eine wechselhafte Ausbildung, die sich oft schon in einem Aufschluß in primär übereinander liegenden Erzbänken erkennen läßt. Nach der äußerer Erscheinung kann man schichtige Erze von massigen Erzen unterscheiden. Die schichtigen Erze können in sich eine Schichtung zeigen oder auch diese Eigenschaft durch mehrfachen Wechsel von Erzbänken mit mehr oder weniger eisenschüssigem Tuff, Kalkschiefer oder Bänderkalk erhalten. Im letzteren Falle kann die Grenze der Erzbänke gegen das damit wechsellagernde Sediment scharf oder auch verfließend sein.

Die äußeren Merkmale der Lagerausbildung finden eine gute Entsprechung in ihrem Chemismus. Als Haupttypen finden sich auch hier die von LIPPERT (1953a, S. 266) aufgestellten Gruppen:

Typ I: Massiger, selten gut geschichteter,  $\pm$  hochprozentiger Roteisenstein (Rot I), meist mit wechselnd hohem Gehalt an  $\text{SiO}_2$ .



Typ II: Gut geschichteter und gebankter, kalkreicher Roteisenstein (Flußeisenstein) mit geringerem Gehalt an  $\text{SiO}_2$ .

Von diesen beiden Ausbildungen hat im Bereich der Grube Vereinigte Constanze der Typ II die größte Verbreitung. Daneben finden sich als Abarten hochprozentige, würfelig zerfallende, weiche und geringprozentige, geschichtete oder gebankte, stark tuffhaltige Erze. Meist sind die hochprozentigen Erze in den unteren, die niedrigprozentigen in den höheren Teilen der Grenzlager-Serie verteilt. Im Chemismus des Eisensteins herrschen in der westlichen Galgenberg-Mulde kalkige Typen (Flußeisenstein) vor. Nach Durchschnittsanalysen besteht das Erz der Grube Vereinigte Constanze aus: Fe: 30–36 %, CaO: 16–24 %,  $\text{SiO}_2$ : 9–12 %. Das Erz der Grube Stangenwage enthält nach BÖHM (1905, S. 292) 30–40% Fe.

Die Mineralvergesellschaftung des Eisensteins ist recht eintönig. Die Hauptmasse des Erzes bildet der Roteisenstein, der häufig von hellen Kalzitlagen durchzogen ist. Eisenglanz tritt daneben nur sporadisch in einzelnen Erzputzen auf. Magnetit und Eisenspat wurden nicht gefunden. Pyrit ist nur in ganz geringen Mengen vertreten. Vorkommen von Anthrazit sind nur als kleine Nester in hochprozentigen Erzen angetroffen worden. Quarz wurde in anstehendem Eisenstein nicht beobachtet, wohl aber in kieseligen Erzbrocken auf der Halde der Grube Vereinigte Constanze. Chlorit tritt allenthalben im Erzkörper auf und ist in diesem auf Klüften und Rissen in Form von feinen schuppenförmigen Aggregaten ausgebildet.

Alle diese erwähnten Eigenschaften stehen in enger Beziehung zu der Art und Ausbildung des Nebengesteins. Auf diese Gesetzmäßigkeiten hat zuerst KEGEL (1934 c, S. 318) aufmerksam gemacht, indem er für das Auftreten des Eisenstein-Lagers das Vorhandensein von Schalstein im Liegenden und die Entwicklung des untersten Ober-Devons in der Cephalopodenkalk-Fazies als Bedingung angab. Die Abhängigkeit der Erzausbildung von der Beschaffenheit der im Liegenden vorhandenen Gesteine wurde schon auf S. 18/19 erwähnt.

Eine noch engere Verwandtschaft weist das Roteisenstein-Grenzlager zu seinem Hangenden auf, jedoch sind hier die Verhältnisse wesentlich verwickelter. Zunächst zeigt sich eine deutliche Abhängigkeit der Ausbildung und Mächtigkeit der Erze von der Fazies der unmittelbar darüber liegenden Schichten. Die tieferen Teile des Grenzlagers, die i. a. die beste Qualität besitzen, werden davon jedoch weniger betroffen als die oberen.

Treten im Hangenden des Horizontes der zu erwartenden Lagerführung massige bis dickbankige Keratophyr-Diabas-Mischtuffe („Aubach-Tuffe“) auf, so ist dort i. a. kein durchgehendes Roteisenstein-Lager vorhanden. Das Erz ist in den Tuffen weitgehend dispergiert und kaum als geschlossener Lagerhorizont anzusprechen. Bestenfalls ist neben der Rotfärbung der Lagerzone darin noch eine Anreicherung in Form winziger Erzputzen und Erzflitter, zuweilen auch kleiner Erzbröckchen zu finden. Solche Verhältnisse sind am östlichen Hang des unteren Rombach-Tales (r. 42930, h. 20665) sowie im oberen Tal der Weils Wiese gut zu beobachten. An anderen Stellen, wie am rechten Aubach-Ufer, zwischen der Horte Linn und dem Wildweiberhäuschen ist am Fuße dieser Tuffe eine geringe Erzausscheidung in Form eines cm-dicken Lagers vorhanden (r. 42075, h. 19860); der größte Teil der Erzlösungen hat jedoch diesen Tuffpacken neben gelegentlichen Infiltrationen auf Erzadern gequert (s. Taf. 2,

Fig. 5) und sich erst an der Grenze gegen die Flaserkalke der Adorf-Stufe als 60–80 cm mächtiges Roteisen-Lager abgesetzt (r. 42050, h. 19410).

Wo dagegen in den Tuffen die Schichtung deutlicher in Erscheinung tritt, sind schon eher Bedingungen für eine Lagerführung gegeben. Lager dieser Art finden sich an der Böschung der Straße Haiger-Dillenburg oberhalb Sechshelden (r. 47240, h. 23600). Die Verknüpfung von Erzführung und Schichtung wird durch Hinzutreten von Schiefereinlagerungen noch verstärkt. An solchen Stellen kann das Lager in begrenztem Maße schon bauwürdig werden, wie in den zu Ende des vorigen Jahrhunderts betriebenen Stollen der Gruben Heroldstein (r. 43050, h. 20850) und Bremerrhein (r. 45700, h. 22350). Die Gesamtmächtigkeit dieser Lager beträgt durchschnittlich 50–100 cm, verteilt sich aber auf mehrere durch Tuffe und Schiefer getrennte Erzbänke. Den Aufbau einer solchen Grenzlager-Zone sollen die beiden nachfolgenden Profile veranschaulichen.

Lager Bremerrhein	Lager Heroldstein
(z. T. nach BOEHM 1905, S. 290, Fig. 34)	
Hangendes: grobe, gebankte, bunte „Aubach-Tuffe“	Hangendes: grobe, gebankte, bunte „Aubach-Tuffe“
12 cm Roteisenstein	5 cm Roteisenstein
12 cm grüne und rote Hornschiefer	15 cm graugrüne Tonschiefer
7 cm Roteisenstein	5 cm Roteisenstein
3 cm rote und grüne Hornschiefer	25 cm graubraune Tonschiefer
4 cm Roteisenstein	20 cm Roteisenstein
3 cm grüne und rote Hornschiefer	100 cm graubraune und grüngraue Tonschiefer
25 cm Roteisenstein	40 cm Roteisenstein
Liegendes: grüngrauer Schalstein	Liegendes: graue Tonschiefer, Tuffe und Mandelstein

Die Qualität dieser Lager ist durchweg gut, wenngleich auch  $\text{SiO}_2$ -reiche Erze überwiegen. Innerhalb der Schiefermittel setzt das Erz scharf von dem Nebengestein ab; zu den Tuffen ist die Grenze verschwimmend.

In den meisten Fällen wird das Roteisenstein-Grenzlager von den komplexen Fazies der Buchenauer Schichten überlagert, die sich aus Tuffen, Tuffiten, Schiefeln und Kalken mannigfaltig zusammensetzt. Wo eines dieser Fazieselemente stärker hervortritt, kann der Charakter des Erzes davon maßgeblich beeinflusst werden.

Sind im Hangenden des Roteisenstein-Grenzlagers geschlossene Packen von grünen oder dunkelgrauen Schiefeln vorhanden, so ist das Erz meist hochprozentig und kalkarm; zuweilen tritt Pyrit auf. An einzelnen Stellen ist eine feine Schichtung zu erkennen. Die Mächtigkeit ist normalerweise gering (1–2 m), kann aber wohl durch örtliche Einflüsse, wie durch nachträgliche tektonische Beanspruchung erhöht sein. Die Grenze des Lagers gegen sein Hangendes ist meist scharf; daneben sind aber auch kleine, in die Schiefer reichende Erzadern beobachtet worden (Aufschlüsse: Pinge im Felde Sengelnberg; Grube Constanze, Ostfeld der 110 m-Sohle, Hangendes des Theodor-Lagers).

Wo über dem Grenzlager Rotschiefer in größerer Mächtigkeit auftreten, kann das Erz entweder als unreine, geringprozentige Schalstein-Imprägnation auftreten (Grube Vereinigte Constanze 165 m-Sohle, Westfeld) oder, wo die Rotschiefer eine deutliche

Schichtung zeigen, in mehreren Bänken ausgebildet sein. Von diesen besitzt meist nur die unterste eine abbauwürdige Mächtigkeit. Die Qualität des Erzes ist i. a. gut. Allmähliche Übergänge von Erz zu Nebengestein sind nicht beobachtet worden (Pingenzug nördlich der Straße Donsbach-Haiger, südöstlich des Punktes 413,1).

Eine ganz andere Ausbildung zeigt das Grenzlager an den Stellen, wo es von Flaserkalken (Cephalopodenkalken) überlagert wird. Hier scheinen optimale Bedingungen für die Bildung mächtiger, hochprozentiger Flußeisensteine gegeben zu sein. Die Textur solcher Erze ist massig; eine Aufspaltung des Lagers in mehrere durch Zwischenmittel getrennte Erzbänke ist nicht beobachtet worden. Beispiele dieser Art finden sich im Sä.-Lager I auf der Grube Vereinigte Constanze.

Treten unmittelbar im Hangenden des Lagers oberdevonische Schalsteine oder Grobtuffite auf, so zeigen sich analoge Verhältnisse, wie an der Grenze zu den „Aubach-Tuffen“. Auch hier finden sich schwachprozentige geringmächtige Lager, wo massiger oberdevonischer Schalstein auftritt (Grube Vereinigte Constanze, 110 m-Sohle, Westfeld, Querschlag zum Constanze-Wechsel) oder bankige, mehr oder weniger edle Erze im Liegenden bankiger Grobtuffite (Grube Vereinigte Constanze, 165 m-Sohle, Ostfeld, Co.-Lager).

Von großer Bedeutung für die fazielle Zuordnung der Erze, wie der über diesen auftretenden Gesteine, sind die Zusammenhänge zwischen Lagerführung und Riffkalk-Entwicklung. Während KAYSER (1907, S. 61) angibt, daß dort, wo die Kalke „sehr mächtig sind, das Eisensteinfloß schwach zu sein pflegt“, beantwortet KEGEL diese Frage dahingehend, daß „z. B. dort, wo im unteren Ober-Devon der Riffkalk auftritt, das Eisenstein-Lager nicht vorhanden“ ist (1934c, S. 319). Meine Untersuchungen zwingen jedoch zu der Einschränkung, daß dort, wo unmittelbar über der Grenze Mittel-Devon/Ober-Devon Riffkalke ausgebildet sind, ein geschlossenes Roteisenstein-Lager fehlt. Wo dagegen die Riffkalk-Fazies des Iberger Kalkes nicht unmittelbar an der Untergrenze der Adorf-Stufe einsetzt, ist ein i. a. schwach entwickeltes Roteisenstein-Grenzlager mit der darüber liegenden normalen Schiefer- oder Tuff-Fazies vorhanden. In diesen Fällen wird die Ausbildung des Lagers weniger durch die im höheren Niveau ausgebildete Riffkalk-Fazies, als vielmehr durch die Fazies der unmittelbar auf dem Erz ruhenden Schichten bestimmt. Solche Verhältnisse finden wir auf dem S-Flügel des Donsbacher Sattels, westlich des Donsbacher Gemeinde-Steinbruches, wo über einem 40 cm mächtigen geringprozentigen, kalkigen Eisenstein-Lager zunächst eine ca. 10 m mächtige Folge von rotbraunen und graugrünen Tonschiefern und Tuffen folgt, die dann erst von Iberger Kalk überlagert wird (s. auch KEGEL 1934b, S. 535, Abb. 3). Ähnliche Verhältnisse findet man auch außerhalb des Untersuchungsgebietes in den Steinbrüchen des Erdbach-Breitscheider Kalkmassivs 1 km oberhalb Medenbach, südlich der Straße nach Breitscheid (Blatt Herborn). Hier tritt innerhalb des Massenkalkes ein ca. 4–5 m mächtiger Packen von „Aubach-Tuffen“ auf, an dessen Unterseite die Tuffe vererzt sind. In beiden Fällen ist die schlechte Lagerausbildung aber wohl weniger dem Einfluß des Riffkalkes zuzuschreiben als vielmehr dem der überlagernden Tuffe. Es macht sich hier der gleiche Einfluß geltend wie bei der Überlagerung durch die Tuff-Fazies.

Wo die Unterkante des Riffkalkes an der Untergrenze des Ober-Devons liegt, treten an ihr häufig metasomatische, narbige, fleckig verteilte Vererzungsnester auf.

Diese Erscheinung wurde südwestlich Langenaubach in einem grabenförmigen Einschnitt am Fuße der Girstehecke (r. 42370, h. 19690) sowie beim Bau des Wasserbehälters der Fa. Schloßberg-Keramik (r. 41720, h. 19280) und in dem in einer kleinen Pinge nördlich des großen Steinbruches an der Kalkhecke (r. 42220, h. 19290) anstehenden dunklen Korallenkalk („Hunnacker Kalk“) beobachtet.

Die in der vorliegenden Arbeit ausgeschiedenen Plattenkalke der Adorf-Stufe zählt KEGEL (1934c) mit zu der Riffkalk-Fazies i. w. S. Dementsprechend träfen nach ihm hier die gleichen Einschränkungen für die Lagerbildung zu. Die Kartierung ergab jedoch, daß der Einfluß der Plattenkalke auf das Vorhandensein der Lagerführung analog dem der Riffkalke von dem Verhältnis der gegenseitigen Lagerung bestimmt wird. Wo die Plattenkalke unmittelbar an der Untergrenze des Ober-Devons erscheinen, ist kein Roteisenstein-Lager vorhanden. An den Stellen dagegen, wo die Plattenkalke erst in der mittleren Adorf-Stufe auftreten und darunter noch Tuffe oder Schiefer liegen, konnte das Grenzlager, wenn auch in geringer Mächtigkeit, nachgewiesen werden. So auf dem Langenaubacher Lagerzug zwischen dem Sellbach-Tal und der Grube Stangenwage, im Westteil des Donsberg-Lagers, wie auch westlich des Korn-Berges nordöstlich Donsbach.

Neben der Gesteinsausbildung macht sich auch die Gesteinstextur der unmittelbar hangenden Schichten schon im Erz bemerkbar. Wo die unmittelbar das Erz überlagernden Gesteine eine ausgeprägte Schichtung besitzen, ist dementsprechend auch das Lager meist schichtig aufgebaut (z. B. Grube Vereinigte Constanze, 135 m-Sohle, Ostfeld, Co.-Lager). Entgegengesetzte Verhältnisse trifft man im Liegenden der i. a. wenig geschichteten Flaserkalke an. Hier ist das Erz vorwiegend massig ausgebildet (so z. B. auf der Grube Vereinigte Constanze, 110 m-Sohle, Sä.-Lager I).

Tritt im Hangenden des Lagers eine ausgesprochene Wechsellagerung verschiedener Schichten auf, so kann auch der Erzkörper in mehrere Erzbänke aufgespalten sein. Dieses Verhalten findet sich weniger in den unteren Teilen der Grenzlager-Zone als vielmehr in den höheren (Aufschlüsse: Pingenzug südöstlich Punkt 413,1 an der Straße Donsbach-Haiger und Grube Vereinigte Constanze, 80 m-Sohle, Westfeld, nahe der Flachbohrung 40).

An einzelnen Stellen kann schon unter dem Grenzlager eine geringmächtige Folge von Schiefen und Kalken den Schalstein ersetzen. So liegt auf der Grube Vereinigte Constanze am West-Ende des Theodor-Lagers auf der 110 m-Sohle im Liegenden bereits ein ca. 60 cm mächtiger Packen grüner Schiefer, der ohne erkennbare Störung von mitteldevonischem Schalstein unterlagert wird. An einer anderen Stelle (135 m-Sohle, Ostfeld) ist ein m<sup>3</sup>-großer Stotzen von rötlichem Maserkalk aufgeschlossen. Dieser Kalk besitzt an seiner sehr unebenen und buchtenreichen Oberfläche eine cm-dicke Schicht aus hellem groben Kalzit, die andeutet, daß er von dem umgebenden Schalstein kontaktmetamorph beeinflusst worden ist (s. Abb. 1).

Auf derselben Sohle ist ca. 50 m weiter östlich eine kleine Tuffwanne auf der Oberfläche des Roteisenstein-Lagers (Co.-Lager) aufgeschlossen (s. Abb. 2), die sehr an das schöne, von LIPPERT (1951b, S. 14, Fig. 7) aus der Grube Neue Lust bekanntgemachte Vorkommen erinnert. Hier liegt in einer etwa 3 m breiten und 40 cm tiefen Delle eine Linse von rötlich-violettem bis braunviolettem Grobtuff, der zu den Rändern hin auskeilt und so die Unebenheit der Erzunterlage ausgleicht. Über diese

Tufflinse setzen gut geschichtete rötlich-graue Feintuffe in gleichbleibender Mächtigkeit und ebener Fläche hinweg.

Das Alter des Roteisenstein-Grenzlagers ist durch den Nachweis der Horizontbeständigkeit von KAYSER (1907, S. 60) und durch die von DREVERMANN (1901, S 110)

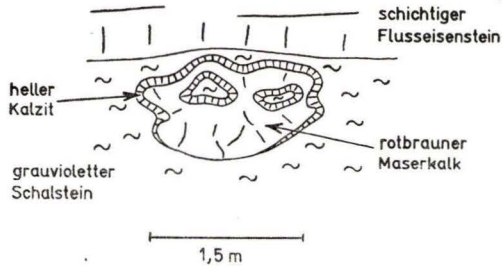


Abb. 1. Kalkstotzen im mitteldevonischen Schalstein, dicht unter dem Roteisenstein-Grenzlager. Der Schalstein greift unregelmäßig in die Einbuchtungen des Kalkes. An der Grenzfläche helle Kalzitlagen. – Grube Vereinigte Constanze, 135 m-Sohle, Westfeld, Strecke im Co.-Lager.

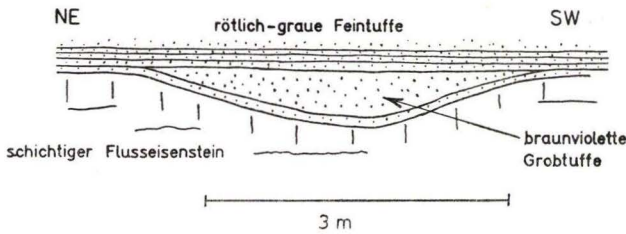


Abb. 2. Kleines Becken mit Grobttuffen auf der Oberfläche des Roteisenstein-Grenzlagers. – Grube Vereinigte Constanze, 135 m-Sohle, Ostfeld, Strecke im Co.-Lager.

und MATERN (1931) mitgeteilte Fauna der Grube Vereinigte Constanze als to I $\alpha$  bis to I ( $\beta$ )  $\gamma$  belegt. Nach MATERN (1931, S. 105) mag jedoch die Eisenstein-Bildung des Grenzlagers schon im obersten Mittel-Devon begonnen haben. Da das Grenzlager nicht überall den ganzen Zeitraum to I $\alpha$ -to I ( $\beta$ )  $\gamma$  umfaßt, sondern sich örtlich mit Tonschiefern, Kalken oder Tuffen verzahnt, ist der Vorschlag von LIPPERT (1951 b, S. 9) sehr zu begrüßen, für den ganzen Zeitabschnitt der nachgewiesenen Erzbildung den Namen „Grenzlager-Zone“ zu verwenden.

Die Deutung der Bildung des Grenzlagers wirft zunächst die Frage nach der Herkunft und Platznahme der Erzlösungen auf. Dieses Problem hat in der Literatur eine reichhaltige Erörterung gefunden, die in den Arbeiten von MICHELS (1923, S. 21–43) ROSENKRANZ (1932) und LIPPERT (1953, S. 261–263) eingehend besprochen wurde. Für die späteren Darlegungen seien hier die wichtigsten Erklärungsversuche kurz wiedergegeben.

Die älteste Anschauung über die Bildung der Roteisenerze der Lahn- und Dill-Mulde geht von oxydationsmetasomatischen Prozessen aus. Danach sollen kohlen-säurereiche Tageswässer das Eisen der Diabase und Schalsteine gelöst und es meta-

somatisch bei Berührung mit den Kalken in Form von Eisenkarbonat wieder ausgefällt haben. Aus diesem Eisenkarbonat seien dann später über Brauneisen der heutige Roteisenstein entstanden. Hauptvertreter dieser metasomatischen Richtung sind F. SANDBERGER, BISCHOFF (1854) und C. KOCH (1858).

Um die Jahrhundertwende setzte sich dann mit den Arbeiten von KAYSER, LOTZ, BRAUNS und seinen Schülern die Anschauung eines horizontbeständigen, im Verlauf des ausklingenden givetischen Vulkanismus entstandenen Grenzlagers durch. Nach ihnen wäre das Roteisenstein-Grenzlager ein Produkt vulkanischer eisenreicher Gase, die durch Reaktion mit dem Meereswasser sich als Eisen-Gele auf dem Meeresgrund absetzten. Diese Ansicht einer syngenetisch-exhalativen Entstehung des Grenzlagers hat in den folgenden Jahrzehnten viele Anhänger gefunden und ist durch AHLBURG, KEGEL, MICHELS, CISSARZ, DANNECKER, NIEDER und FISCHER im wesentlichen bestätigt und weiter ausgebaut worden. Wichtige Beobachtungen für eine derartige Entstehung sind in den letzten Jahren durch LIPPERT (1951 b, S. 9–20; 1953 a, S. 266 bis 270) mitgeteilt worden.

Eine andere epigenetische Herkunft und Platznahme vertreten H. RICHTER (1930) und E. LEHMANN (1931–1950), nach denen die Roteisenerze als magmatische Restschmelze zusammen mit der Intrusion des Weilburgits in dessen Injektionsbereich am Kontakt vererzungsfreudiger Kalke und Tuffe bei der Hauptphase der varistischen Orogenese entstanden sein sollen.

Für eine Herkunft der Erzsubstanz von festländischen Verwitterungslösungen spricht sich HARRASSOWITZ (1921) aus.

Aus den verschiedenen Ansichten über die Bildung des Grenzlagers, vor allem aber aus der in vieler Hinsicht wechselhaften und unstillen Natur des Eisensteins geht hervor, daß die Entstehung dieses Erzes ein sehr komplexer Vorgang ist, der in sich manche der in den Theorien gegenübergestellten Prozesse einschließt. Die Deutung der Entstehung des Roteisenstein-Grenzlagers kann aber erst nach der Klärung aller beteiligten Vorgänge erfolgen.

Für die Herkunft der Erzlösungen ist die räumliche Verteilung der Lagermasse von Bedeutung. Alle Beobachtungen zeigen, daß der Erzreichtum wie auch die Qualität zum Rande der Dill-Mulde hin abnimmt. Diese Tatsache spricht gegen eine terrestrische Herkunft der Erzlösungen. Andererseits findet man, daß der Bereich der Grenzlager-Vorkommen in dem des mitteldevonischen Schalsteins liegt. Dieses Verhalten legt den Schluß einer beiderseitigen Abhängigkeit nahe. Eine entscheidende Stütze erfährt diese Annahme durch die schon in Abschn. C I 1 b erwähnte Parallelität zwischen der Zersetzung des Schalsteins, die schließlich verschiedene Schalsteintypen unterscheiden läßt, und der Ausbildung des Erzes. Es konnte gezeigt werden, daß in den Bereichen starker Schalstein-Zersetzung auch die Durchschwärmung von Erzadern darin besonders stark und die Ausbildung des Lagers edel ist. In diesen Adern dürfen wir einen, wenn gar nicht den entscheidenden Förderweg für die Erzlösungen sehen, die später das Grenzlager bildeten. Die Förderung eisenreicher Gase oder Lösungen ging Hand in Hand mit einer Zersetzung des Nebengesteins. Von dieser Durchschwärmung und Zersetzung wurden selbst die Mandelstein-Massive nicht verschont. Wo die mitteldevonischen Schalsteine und Mandelsteine nicht zersetzt sind, fehlen i. a. auch die Roteisenerz-Gänge und damit auch das Grenzlager.

Das ist der Fall in der nördlichen Zone der Schalstein-Verbreitung. Beobachtungen über die Zersetzung des mitteldevonischen Schalsteins haben sich bei der Lager-Prospektierung gut bewährt.

Das Alter der Zersetzung des in der Nähe des Grenzlagers vorhandenen mitteldevonischen Schalsteins wäre damit zeitlich mit der Förderung der Erzlösungen  $\pm$  gleichzusetzen. Diese Annahme findet ihre Stütze in der Beobachtung, daß keiner der im unmittelbar Hangenden des Lagers auftretenden oberdevonischen Schalsteine eine derartige Zersetzung aufweist.

Diese Tatsachen zeigen, daß das Grenzlager im Verlauf vulkanischer Prozesse zu Ende der Förderung der mitteldevonischen Schalsteine und Mandelsteine entstanden ist. Da die ersten Auswürflinge von Roteisenstein und Schalstein schon in den Tuffbreccien der Adorf-Stufe zu finden sind, ist die Lagerbildung in völliger Übereinstimmung mit dem biostratigraphischen Befund an die Wende Mittel-Devon/Ober-Devon zu stellen. Andere Roteisenerz-Brocken fanden sich in der alt-unterkarbonischen Langenaubacher Tuffbreccie.

Für eine epigenetische Entstehung durch Restinjektion während der varistischen Tektogenese im Sinne von H. RICHTER und E. LEHMANN oder gar in subrezenter Zeit nach der metasomatischen Theorie von BISCHOFF, F. SANDBERGER und C. KOCH konnten keine Anhaltspunkte gefunden werden.

Eine Erschwernis für die Deutung einer epigenetischen Bildung ist die stratigraphisch wohl definierte Horizontbeständigkeit des Grenzlagers, die trotz aller scharfen Fazies-Gegensätze der überlagernden Schichten erhalten bleibt.

Die Abhängigkeit der Lagerausbildung von der Fazies der unmittelbar im Hangenden des Lagers vorhandenen Schichten wirft die Frage nach dem Bildungsraum der Roteisensteine auf. Da in der westlichen Galgenberg-Mulde das Lager marinen Schichten verschiedener Fazies zwischengeschaltet ist, kann man für den Bildungsraum ein stark gegliedertes submarines Relief annehmen. Neben Gebieten stillen oder wenig bewegten Wassers und geringer Materialzufuhr treten solche mit bewegtem Wasser und starker Sedimentanlieferung. Alle die das Roteisenstein-Lager unmittelbar überlagernden Gesteine weisen Merkmale auf, die für geringe Wassertiefe sprechen. Von dem Bereich der geschlossenen Riffkalk-, Plattenkalk- oder Flinzkalk-Entwicklung abgesehen, sind die Erzlösungen in jedem der vorher erwähnten Sedimentationsgebiete abgelagert worden. Grundsätzlich kann man also, mit Ausnahme der letztgenannten Gesteine, das Grenzlager keinem bestimmten Ablagerungsraum zuordnen. Es ist sowohl im Gebiet der Schwellen- wie auch der Beckenfazies vorhanden, nur daß in beiden die Erzanreicherung verschieden stark ist. In den Schwellengebieten waren günstige, in den Beckengebieten durchweg ungünstige Bedingungen für den Absatz reicher Erzmengen gegeben.

Die Vielgestaltigkeit des Sedimentationsraumes bildet aber nicht nur die räumliche Voraussetzung einer verschieden starken Erzkonzentration oder -dispersion, sondern sie ist auch gleichzeitig die Bedingung für eine  $\pm$  gleichzeitige Ansammlung anderer unter sich verschiedener Sedimentgesteine.

Das Wechselspiel dieser mehr oder weniger stark ineinandergreifenden Sedimentationsvorgänge schafft schließlich die Bedingungen für die Mächtigkeit, Qualität und Struktur der einzelnen Erztypen.

Diese Vorgänge, die im einzelnen noch sehr wenig bekannt und erforscht sind, dürften sehr komplexer und oft wechselhafter Natur sein. Soweit sie sich aus dem Bild der Erzfazies ablesen lassen, umfassen sie zunächst ein Ineinandergreifen und Überschneiden mehrerer Sedimentationsvorgänge verschiedener Abkunft, oft in häufiger Wiederholung oder Abwandlung. Vereinfachend könnte man hier von mehreren, mit dem chemischen Absatz der wohl meist kolloidalen Eisenlösungen konkurrierenden Sedimentationsvorgängen klastischer (Tuffe, Tuffite, Tonschiefer), chemischer (Plattenkalke z. T.) und organogener (Cephalopodenkalke) Stoffe sprechen. Dabei lassen sich die örtlichen Bedingungen, wie Durchlüftung, Temperatur, Bewegtheit und Salzgehalt des Meerwassers nur z. T. aus den vorhandenen Sedimenten ableiten, ebenso die Menge und Konzentration der zugeführten Sinkstoffe. Man darf hier mit sehr variablen, instabilen chemisch-physikalischen Verhältnissen rechnen, die schon während der Ablagerung weitgehend zu Fällungen, Austausch- und Absorptionsvorgängen führten.

Frühdiaogenetische Vorgänge werden in erster Linie die Qualität der Erze geprägt haben, während der mechanische Ablauf der Sedimentation und die spätere Diagenese weitgehend die Textur beeinflusst haben. Wurde der normale Absatz der Erzlösungen durch ein Überangebot von klastischem Material in Form von Tuffmassen gestört, so fand eine flockige Ausfällung des Eisens im Gestein statt. Bestand die Zulieferung in kalkigem Tonschlamm oder feinen Tuffen, so bildeten sich Erzbänke, die mit den Tuffen oder Kalkschiefern wechsellagern. Diese mit den Erzbänken wechsellagernden Gesteine können erzfrei sein oder auch einen  $\pm$  geringen gleichmäßigen Erzgehalt aufweisen. In keinem der Fälle wurden jedoch epigenetische Erzinjektionen gefunden.

Aus den oben erwähnten Beziehungen zwischen der Erzausbildung und der Fazies der überlagernden Schichten geht hervor, daß nicht ohne weiteres aus der Eisenkonzentration eines Lagers auf die Nähe eines Exhalationszentrums oder gar dessen Chemismus geschlossen werden kann, wie es DENCKEWITZ (1952, S. 74) getan hat. Die Erzanreicherung ist nicht durch die Erzzufuhr allein sondern auch durch die Möglichkeit des Absatzes in faziell bevorzugten Gebieten bedingt.

Zusammenfassend läßt sich also für die Bildung des Roteisenstein-Grenzlagers innerhalb des Untersuchungsgebietes sagen, daß keinerlei Anzeichen für eine epigenetische Erzzufuhr vorliegen. Alle Beobachtungen im Erz und Nebengestein legen vielmehr die Deutung einer exhalativ-sedimentär gebildeten Lagerstätte nahe. Die starke fazielle Abhängigkeit des Erzcharakters von der Ausbildung der im unmittelbar Hangenden auftretenden alt-oberdevonischen Gesteine läßt die Ausfällung und Konzentration der Eisenlösungen durch frühdiaogenetische Vorgänge entstanden denken. Die Bildung des Roteisenstein-Grenzlagers erfolgte als Ende der mitteldevonischen Eruptivphase an der Wende Mittel-Devon/Ober-Devon syngenetisch mit der Bildung gleichalter anderer Sedimente.



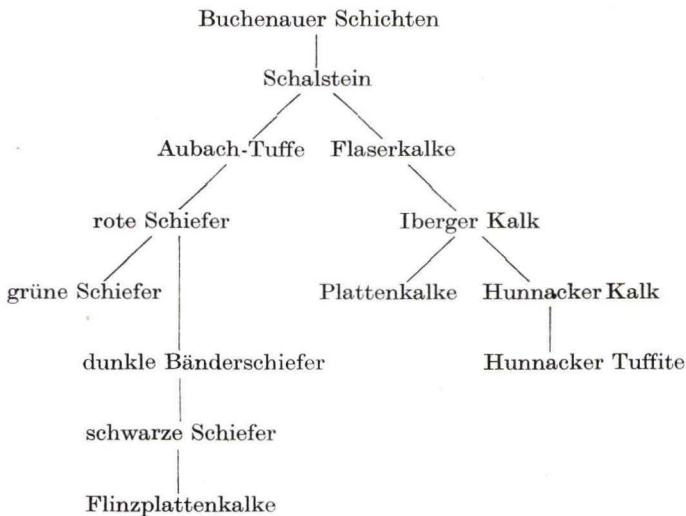
## C II. Ober-Devon

### C II 1. Adorf-Stufe

Die Adorf-Stufe zeigt im Westteil der Galgenberg-Mulde eine weitgehende Faziesdifferenzierung. Diese macht sich sowohl in der horizontalen Verbreitung wie auch in der vertikalen Aufeinanderfolge bemerkbar. Sämtliche Gesteinstypen der Ober-Devons, mit Ausnahme der Sandsteine, sind in den Sedimenten der Adorf-Stufe schon vertreten.

In Tab. 2 sind die verschiedenen Entwicklungsreihen wiedergegeben, welche sich aus der komplexen Fazies der Buchenauer Schichten durch Hervortreten einzelner darin enthaltener Gesteinselemente und deren einseitiger Weiterentwicklung ergeben. Die Tabelle gibt jedoch keine stratigraphische Abfolge der Gesteinstypen innerhalb der Adorf-Stufe wieder. Im Folgenden werden die einzelnen abgrenzbaren Faziestypen getrennt besprochen.

Tabelle 2. Übersicht über die beobachteten Fazies-Abfolgen in der Adorf-Stufe in der westlichen Galgenberg-Mulde



C II 1a) Fazies der Buchenauer Schichten. Unter dem Begriff Buchenauer Schichten sind nach LIEBER (1917, S. 20/21) alt-oberdevonische Gesteine zusammengefaßt worden, die „in Gestalt eines ungemein häufigen Wechsels von Kalk- und Schieferbänken“ auftreten und zeitlich „Äquivalente der Büdesheimer Schiefer“ in einer davon abweichenden Fazies darstellen. Mit den Schiefnern treten dunkle kristalline Kalke, kalkreiche Schalsteine, Tuffbreccien und kalkfreie Diabastuffe in Wechselagerung auf.

Dieser stratigraphisch-fazielle Begriff hat, namentlich durch KEGEL, in der Dill-Mulde weitgehend Anwendung gefunden. Da die Buchenauer Schichten in allen Horizonten der Adorf-Stufe auftreten können, ist ihr Name nur noch im faziellen Sinne

anzuwenden. Daher schlug LIPPERT nach Beobachtungen in der östlichen Dill-Mulde vor, den Begriff Buchenauer Schichten nur auf die Tuff-Fazies, eine „Folge von meist gut geschichteten, wechselnd grob- und feinkörnigen, bunten Tuffen“ zu beschränken und die in diesem Gebiet darüber entwickelten „schwarzen Schiefer der Fazies der Büdesheimer Schiefer“ zuzurechnen (1951b, S. 10).

Da in der westlichen Galgenberg-Mulde neben der letztgenannten noch mehrere andere Gesteinsfazies der Adorf-Stufe Selbständigkeit erlangen, sollen – dem Vorschlag LIPPERT's folgend – alle kartierbaren, in größerer Ausdehnung und Mächtigkeit auftretenden Gesteinsglieder von den Buchenauer Schichten getrennt werden. Für den Begriff Buchenauer Schichten wird hier, im LIPPERT'schen Sinne und nach Bezug auf LIEBER, der Vorschlag gemacht, eine im beliebigen Niveau der Adorf-Stufe auftretende Gesteinsfazies zu benennen, die sich aus einer häufig wechselnden Folge von geringmächtigen, meist bunten Tuffen, Tuffiten, Schiefen und Flaserkalken i. w. S. zusammensetzt. In dieser komplex zusammengesetzten Fazies wird also das Hauptgewicht auf den raschen Wechsel und weniger auf die petrographische Beschaffenheit der darin vorherrschenden Gesteine gelegt.

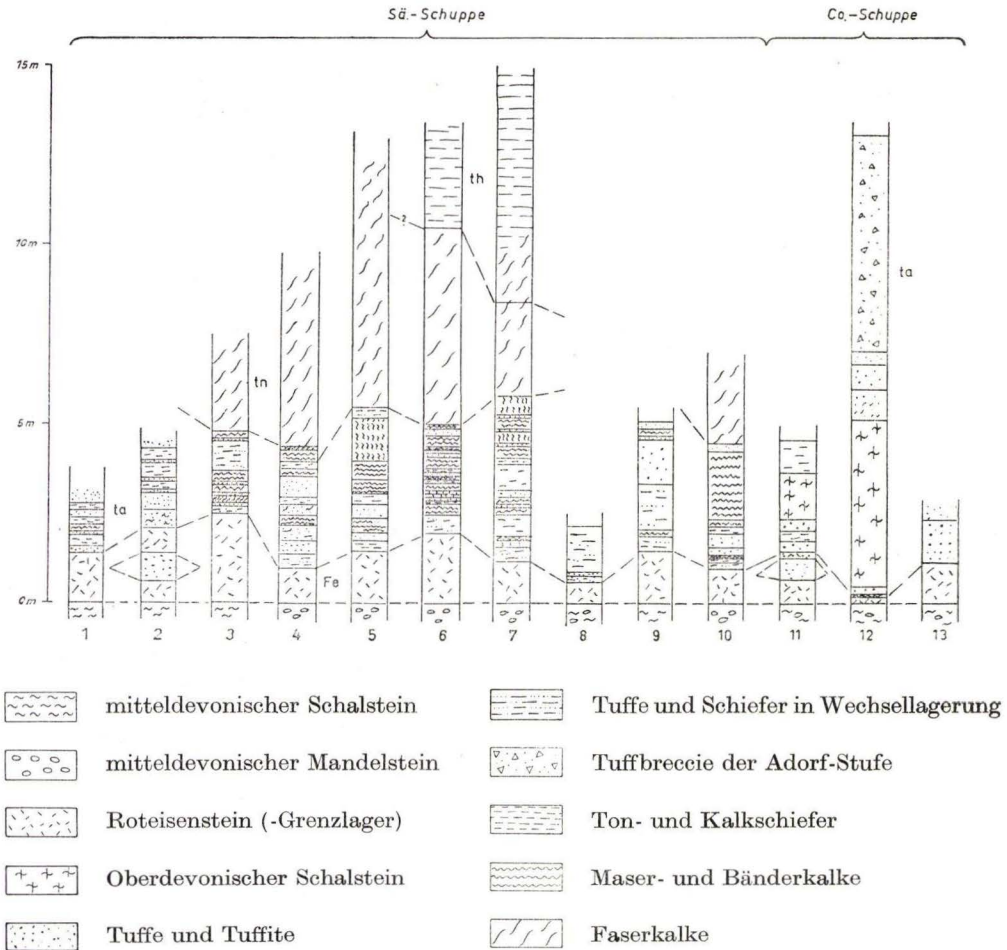
Die Fazies der Buchenauer Schichten tritt allenthalben im Hangenden des Grenzlagers auf. Sie ist das verbreitetste Schichtglied der Adorf-Stufe. Ihr Charakter wird durch den starken Wechsel der Gesteinszusammensetzung bestimmt, der selbst bei benachbarten Aufschlüssen eine Verfolgung einzelner Leitschichten meist unmöglich macht. Der petrographische Charakter der Buchenauer Schichten wird durch die drei Hauptkomponenten, Tuff, Kalk und Tonschiefer bestimmt, die sowohl in einzelnen Lagen vermischt als Tuffbreccien, Kalkschiefer und Tuffite oder auch in reiner Form ausgebildet sein können.

Die Tuffe zeigen ein sehr wechselvolles Gepräge. Wo sie in größerer Masse auftreten, sind sie vorwiegend bankig. Daneben finden sich aber auch mächtige gut geschichtete Partien, die in ihren einzelnen Lagen oft eine ausgezeichnete gradierte Schichtung (graded bedding) zeigen. Andere Tuff-Vorkommen weisen Kreuz- oder Schrägschichtung auf. Seltener findet man Aufarbeitungshorizonte gerade abgelagerter Tuff-Schichten (s. Taf. 2 Fig. 6). Die Tuffe sind braunviolett bis lichtgrüngrau und setzen sich aus Keratophyr- und Diabasmaterial zusammen. Herrschen i. a. Keratophyrtuffe vor, so treten daneben in ausgedehntem Maße auch Keratophyr-Diabas-Mischtuffe auf. Reine Diabastuffe, Schalsteine, sind verhältnismäßig selten. An einzelnen Stellen enthalten die Tuffe größere Mengen kleiner Roteisenerz-Brocken, so im Hangenden des Co.-Lagers auf der 165 m-Sohle, Ostfeld.

Größere Tuffanhäufungen können mit oberdevonischen Schalsteinen durch Übergänge verknüpft sein, indem die Korngröße der letzteren über Grobtuffe bis zu Feintuffen allmählich abnimmt. Hand in Hand damit wird die Schichtung deutlicher und die überwiegend grüne Farbe macht der braunen der Tuffe Platz. Beispiele dieser Art finden sich auf der Grube Vereinigte Constanze im Westfeld der 110 m-Sohle (s. Abb. 3) und der 165 m-Sohle.

Durch stärkeres Hervortreten von Sedimentmaterial leiten die Tuffe zu den Tuffiten bzw. zu den Tuffbreccien über.

Die Tuffbreccien der Adorf-Stufe bestehen in dem Untersuchungsgebiet aus einem Haufwerk von Brocken verschiedenster Sedimentgesteine in wechselnder Größe, die



## Lage der Beobachtungspunkte.

- Nr. 1 135 m-Sohle, Westfeld, Querschlag zum Abbau 5, Sä.-Schuppe II  
 Nr. 2 135 m-Sohle, Westfeld, Querschlag zur Fl.-B. 28, Sä.-Schuppe II  
 Nr. 3 135 m-Sohle, Westfeld, Bergeort von Abbau 2, Sä.-Schuppe II  
 Nr. 4 135 m-Sohle, Westfeld, Querschlag zum Abbau 14, Sä.-Schuppe I  
 Nr. 5 135 m-Sohle, Ostfeld, Querschlag zum Co.-Lager, Sä.-Schuppe I  
 Nr. 6 165 m-Sohle, Ostfeld, Querschlag zur Liegendschuppe der Sä.-Schuppe I  
 Nr. 7 165 m-Sohle, Ostfeld, Querschlag zum Co.-Lager, Sä.-Schuppe I  
 Nr. 8 200 m-Sohle, Westfeld, Verlängerung des Schachtquerschlages, Sä.-Schuppe I  
 Nr. 9 200 m-Sohle, Ostfeld, Querschlag nach NW, Sä.-Schuppe I  
 Nr. 10 110 m-Sohle, Westfeld, Querschlag zur T.-B. X, Sä.-Schuppe I  
 Nr. 11 80 m-Sohle, Westfeld, Querschlag bei Fl.-B. XV, Co.-Schuppe  
 Nr. 12 110 m-Sohle, Westfeld, Querschlag nach SE, Co.-Schuppe  
 Nr. 13 165 m-Sohle, Ostfeld, Strecke im Co.-Lager, Co.-Schuppe

Abb. 3. Mächtigkeits- und Faziesprofile im Bereich der Grube Vereinigte Constanze.

von einer Tuff- bzw. Tuffit-Grundmasse umgeben wird. Eine Größen-Klassierung ist in den mächtigen Vorkommen nicht zu erkennen. Unter den Sedimentgestein-Fragmenten herrschen Flaserkalke, Maserkalke und Bänderkalke vor; selten sind Plattenkalke und reine Riffkalke. Schieferbrocken sowie Roteisenstein- und Schalsteinbruchstücke treten nur untergeordnet auf. Vulkanische Bomben sind bisher nicht beobachtet worden. Die Stückgröße der Gesteinsfragmente kann sehr schwanken, geht aber kaum über 60 cm  $\varnothing$  hinaus. Es herrschen Durchmesser von 10–30 cm vor. Die Stücke sind in ihrer Form scharfeckig bis kantengerundet aber nie abgerollt. Während die Sedimentgesteins-Brocken ein buntes Aussehen besitzen, ist die Grundmasse durchweg graugrün. Sie besteht vorwiegend aus mittelkörnigen, stark karbonatisiertem Diabastuff. Keratophyr-Material ist in der Grundmasse nur spärlich vertreten. Die Mächtigkeit der adorfischen Tuffbreccien ist meist gering und übersteigt selten 6 m.

Das Vorkommen der adorfischen Tuffbreccien ist auf der Grube Vereinigte Constanze stets an Gebiete stärkerer Tuffanhäufung gebunden. Die Verknüpfung ergibt sich aus den Übergängen mit Tuffen, indem diese zunächst sporadisch kleinstückige Kalkbrocken enthalten, die dann an Größe und Häufigkeit zunehmen, bis schließlich nach ihrem Vorherrschen das Gestein als Tuffbreccie anzusprechen ist (Grube Vereinigte Constanze, Westfeld der 165 m- und 110 m-Sohle, s. auch Abb. 3). Im Ostfeld der 165 m-Sohle (2. Untersuchungs-Querschlag zwischen Co.- und WEZ.-Lager) ruht eine Tuffbreccie mit unebener Fläche unmittelbar auf einem vermutlich mitteldevonischen Mandelstein-Massiv. Ein Roteisensteinlager ist hier nicht ausgebildet. An keiner Stelle wurden adorfische Tuffbreccien unmittelbar auf dem Grenzlager gefunden.

Die Verbreitung der Tuffbreccien scheint nach den bisherigen Aufschlüssen in der Grube Vereinigte Constanze auf Teile der Co.-Schuppe im SW und auf das Gebiet im tektonisch Liegenden der WEZ.-Schuppe im SE beschränkt zu sein. In allen andern Schuppen wurden adorfische Tuffbreccien bisher nicht beobachtet.

Die Beschaffenheit der adorfischen Tuffbreccien des Untersuchungsgebietes läßt keinen Zweifel darüber, daß diese durch explosive Vorgänge entstanden sind. Als Konglomerat-Bildung wird man sie nach der wenig ausgeprägten Abrollung der Gesteinsblöcke kaum deuten können. Es fehlt aber auch der mengenmäßig starke Anteil von Riffkalk-Material, der eine Entstehung durch Riffzerfall wahrscheinlich machen würde. Dagegen sind Beweise für eine explosive Entstehung: der polymikte Gesteinsbestand, die Unsortiertheit sowie die Ungeregeltheit, die meist scharfkantige Ausbildung der einzelnen Fragmente und die enge Verknüpfung mit den Tuffen, ferner ihre räumliche Beschränkung auf einzelne Vorkommen.

Der überwiegende Teil der Tuff-Fazies innerhalb der Buchenauer Schichten tritt in Wechsellagerung mit Schiefen und Kalken auf. Ob es sich hier immer um reine Tuffe oder nicht vielmehr um Tuffite handelt, kann, wie auch LIPPERT (1951 b, S. 10) schon hervorhebt, ohne Dünnschliff-Untersuchungen nicht immer einwandfrei geklärt werden. Vielfach sind Übergangsglieder mit normalen Sedimentgesteinen vorhanden (tuffhaltige Schiefer, kalkige Tuffe oder tuffige Kalke). Der Charakter der Tuffe paßt sich dem Nebenstein an. Zwar findet man an einzelnen Stellen in den Tuffiten noch Schrägschichtung (Stollen III-Sohle, Ostfeld), jedoch fehlen hier i. a.

Sedimenttexturen, die für stärker bewegtes Wasser sprechen. In Wechsellagerung mit Schiefen und Kalken sind die Tuffitlagen stets gut sortiert und meist feinkörnig. Die Farbe weicht selten von der der benachbarten Schichten ab. Grüne Farbtöne treten ganz zurück, während die braunen bis grauen Oberhand gewinnen. Bei Wechsellagerung mit Schiefen und Kalken geht die Mächtigkeit der Tuffit-Lagen selten über 60 cm hinaus.

Die Tuff- bzw. Tuffit-Zwischenlagen sind auf kein bestimmtes Gebiet beschränkt, jedoch treten sie in Räumen vorherrschender Flaserkalk-Verbreitung merklich an Zahl und Mächtigkeit zurück (s. Abb. 3).

Zu der Tuff-Fazies wird man hier auch die oberdevonischen Schalsteine zählen müssen. Abgesehen von ihrem stratigraphischen Verband unterscheiden sie sich von den mitteldevonischen Schalsteinen dadurch, daß sie kaum zersetzt und meist geschichtet sind. Zudem enthalten sie nicht selten Einschlüsse von oberdevonischen Sedimentgesteinen, so vor allem faust- bis kopfgroße Erzbrocken.

In ihrer typischen hellgraugrünen, wenig zerscherten Ausbildung treten die oberdevonischen Schalsteine auf der Grube Vereinigte Constanze im Westfeld der 80 m- und 110 m-Sohle und im Ostfeld der 165 m-Sohle über dem Co.-Wechsel auf. Eine andere Abart ist durch eine gleichmäßig dunkelbraune Farbe und viele Sedimentgesteins-Einschlüsse gekennzeichnet; sie findet sich im Westfeld der 165 m-Sohle.

Das Auftreten der oberdevonischen Schalsteine ist nach den bisherigen Beobachtungen auf der Grube Vereinigte Constanze wie bei den adorfischen Tuffbreccien auf die Co.-Schuppe beschränkt. Die Mächtigkeit dieser Schalstein-Vorkommen liegt gewöhnlich unter 5 m.

Eine andere Art vulkanisch-sedimentärer Gesteine tritt im Ostfeld der 110 m-Sohle im Hangenden des WEZ.-Lagers innerhalb der Buchenauer Schichten auf. Eine ca. 2–3 m mächtige Partie graugrüner mittelkörniger Tuffe enthält hier eine große Anzahl nuß- bis tomatengroßer gerundeter Mandelstein-Bomben. Nach Art der Lagerung und Ausbildung des Gesteins liegt hier ein adorfischer Bomben-Schalstein vor.

Wie die Tuffe, so sind auch die Schiefer der Buchenauer Schichten in mehreren Abarten vertreten. Es herrschen braunviolette bis rotbraune Kalkschiefer vor, so im Hangenden des Sä.-Lagers im Ostfeld der 200 m-Sohle. Verhältnismäßig selten sind lichtgrüne und graue sowie schwarze Tonschiefer (Grube Vereinigte Constanze, Ostfeld 110 m-Sohle, Theodor-Schuppe; Westfeld der 165 m-Sohle, sowie Ostfeld der 230 m-Sohle, Sä.-Schuppe). Alle diese Schiefer, mit Ausnahme der schwarzen, besitzen einen merklichen Kalkgehalt. In Wechsellagerung mit Tuffen und Kalken sind sie nur wenig geschiefert. Ihre Mächtigkeit liegt gewöhnlich bei 20–30 cm, kann aber bis auf 2 m ansteigen.

Unter den Kalken überwiegen die Flaserkalke<sup>1)</sup>. Es handelt sich hier um  $\pm$  gleichsinnig von dünnen Tonhäuten durchzogene Lagen mit hellgrüner bis braunroter Farbe. Die Flaserkalke weisen eine Schichtung auf, die durch feine Tonschiefer-Zwischenlagen (3–10 cm) unterstrichen wird. Neben den Flaserkalken sind Maser-

<sup>1)</sup> So lange keine Fossilfunde vorliegen, die den Kalk als Cephalopodenkalk kennzeichnen, soll hier nach seiner Textur der Name Flaserkalk Gebrauch finden. Aller Wahrscheinlichkeit nach handelt es sich aber um Cephalopodenkalke.

kalke weit verbreitet. In ihnen durchziehen die feinen Tonhäute unregelmäßig das Gestein und verleihen ihm eine feine Maserung. Unter dem Begriff Maserkalke sind auch die weit selteneren, nur durch rhythmische Färbungen gekennzeichneten, meist plattigen Bänderkalke zusammengefaßt, die schließlich zu den Plattenkalken überleiten. Die Plattenkalke besitzen eine hellgraue Farbe und sind meist dicht, seltener kristallin. Sie bestehen aus 5–12 cm dicken gut unterscheidbaren Kalkbänken, die meist durch dünne Tonschiefer-Lagen voneinander getrennt sind. Zuweilen sind ihnen dünne Lagen von konglomeratischen Tuffiten zwischengeschaltet. Die Mächtigkeit geschlossener Kalkserien innerhalb der Buchenauer Schichten ist gewöhnlich gering und geht selten über 3 m hinaus.

Nur selten treten in den Buchenauer Schichten größere Mandelstein-Vorkommen auf. Sie liegen konkordant als Ergußdecken zwischen mächtigen Tuffanhäufungen, so auf der Grube Vereinigte Constanze im Ostfeld der 110 m- und 135 m-Sohle im Hangenden des Co.-Lagers und daneben noch auf dem SE-Flügel der Galgenberg-Mulde zwischen dem Schindelbach- und dem Bickelbach-Tal. Die Ausbildung dieser Mandelsteine entspricht vollkommen den von LIPPERT (1953a, S. 265) aus diesem Niveau beschriebenen: sie sind durchweg sehr frisch und besitzen dunkle Farbtöne.

In den Buchenauer Schichten sind Gesteinstypen mit reinem und mit gemischtem Material zu trennen. Beide Typen können größere Selbständigkeit erlangen. Die Schichtserien, welche durch eine sehr häufige Abfolge von verschiedenem Gesteinsmaterial gekennzeichnet sind, können sich aus Lagen reinen (z. B. Tuff – Tonschiefer – Kalk) wie auch gemischten Materials (z. B. eine Folge von Tuffit – Tuffbreccie) zusammensetzen. In den meisten Fällen treten rhythmisch aufgebaute Schichtfolgen auf, die in sich sowohl reine wie auch gemischte Schichtglieder enthalten. Die Fazies der Buchenauer Schichten gibt also, wie das Roteisenstein-Grenzlager, ein Abbild wechselnder und in ihrem Ausmaß verschiedener Sedimentationsvorgänge, die in den extremen Fällen  $\pm$  einheitliche Gesteinstypen, in den Gebieten ihrer gegenseitigen gleichzeitigen Überschneidung aber Mischtypen entstehen ließen.

Von den besprochenen Gesteinen verdanken die Tuffe vulkanisch-sedimentären, die Tonschiefer klastisch-sedimentären und die Flaser- und Plattenkalke chemisch-organogen-sedimentären Vorgängen ihre Entstehung.

Die Tuffe sind überall in der Fazies der Buchenauer Schichten zu finden und bilden ihr bezeichnendstes Gesteinsglied. Sie fehlen zwar in keinem der Ablagerungsräume, zeigen jedoch in ihrer Mächtigkeit auf kurze Entfernung oft so erhebliche Unterschiede (s. Abb. 3), daß marine Verfrachtungen vor der endgültigen Ablagerung der Tuffe wohl häufig stattgefunden haben. Schrägschichtung, Aufarbeitungshorizonte (s. Taf. 2, Fig. 6) und subaquatische Rutschungen beweisen das. Es finden sich häufig auch Horizonte mit gut ausgebildeter gradiertem Schichtung (graded bedding). Die größten Tuff-Mächtigkeiten liegen in schmalen Streifen, die  $\pm$  parallel dem allgemeinen Streichen angeordnet sind. Zu den Rändern dieser Streifen hin nimmt die Schichtdicke ab. In den Gebieten vorherrschender Faserkalk-Entwicklung ist die Mächtigkeit und Häufigkeit der Tufflagen am geringsten (s. Abb. 3).

Die Tonschiefer bilden das Bindeglied zwischen den Tuffen und Kalken. Sie sind diesen oft als cm-dicke Lagen zwischengeschaltet. Ihre Reinheit läßt an langsamen, ruhigen Absatz denken.

Plattenkalke finden sich nur untergeordnet in den Buchenauer Schichten. Die Flaserkalke treten nirgends innerhalb der vorherrschenden Tuff-Fazies stärker hervor und sind fast immer mit Tonschiefern eng verknüpft. Sediment-Gefüge, die auf stärker bewegtes Wasser hinweisen, sind weder in ihnen noch in den Tonschiefern beobachtet worden. Die Gesamtmächtigkeit der Flaserkalke ist stets wesentlich geringer als die der entsprechenden Tuffe. Auch die Verbreitung stärker entwickelter Flaserkalk-Vorkommen hält sich  $\pm$  an Gebiete mit varistischem Streichen; sie ist jedoch viel weniger weit ausgedehnt als die der Tuffe.

Die Tuffe der Buchenauer Schichten kamen also vornehmlich in Becken mit verhältnismäßig flachem, frischem Wasser zum Absatz, in denen eine starke Materialzufuhr die Entwicklung einer benthonischen Fauna verhinderte. Die Flaserkalke hingegen bildeten sich bei langsamen Absatz. Benthonische Formen fehlen und Cephalopoden herrschen vor. Die Flaserkalke lassen im Sinne H. SCHMIDT's an Schwellen denken.

Die Tonschiefer sind mit beiden Fazies verknüpft. Ihr Ablagerungsraum liegt in der Umrandung der Schwellen, greift aber auch in die Gebiete vorherrschender Tuff-sedimentation hinein. In ihnen spiegelt sich die ruhige Ablagerung in der Umrandung der Schwellen wieder.

Die Mächtigkeit der Buchenauer Schichten entspricht dem Hervortreten der einzelnen Fazieselemente. Wo die Schwellenfazies sich durch stärkere Flaserkalk-Entwicklung bemerkbar macht, beträgt die Mächtigkeit einschl. der des Grenzlagere im Gebiet der Grube Vereinigte Constanze 5–6 m, in der durch Tuffserien angezeigten Beckenfazies geht sie dagegen über 15 m hinaus.

Die stratigraphische Spanne der Buchenauer Schichten innerhalb der Adorf-Stufe ist bisher mangels geeigneter Fossilien nicht festgelegt worden. Ihre typische fazielle Ausbildung läßt sich jedoch im Untersuchungsgebiet nur selten bis an die obere Grenze der Adorf-Stufe verfolgen. Im oberen Teil der Stufe tritt der Tuff-Einschlag fast ganz zurück und macht einer einheitlichen Gesteinsausbildung Platz.

In größerer Geschlossenheit können die einzelnen Fazieselemente als einheitliche Gesteinsglieder auskartiert werden.

C II 1b) Als Fazies der Aubach-Tuffe werden vulkanisch-sedimentäre Gesteine zusammengefaßt, die durch ein Nebeneinander von Auswurfsprodukten keratophrischen und diabasischen bzw. porphyritischen Materials gekennzeichnet sind und die in ihrer kennzeichnenden Ausbildung am rechten Aubach-Hang oberhalb Langenaubach zwischen dem Wildweiberhäuschen und der Horte Linn anstehen. Der Mischbestand der Aubach-Tuffe läßt fast immer ein Überwiegen der Keratophr-Komponente erkennen. Die das Gestein zusammensetzenden Lapilli und Aschenfragmente können verschiedene Größen besitzen. Von splittrig brechenden, hornsteinähnlichen Feinstuffen (aufgeschlossen an der Horte Linn) bis zu Blockhaufwerken mit Stückgrößen von über 20 cm  $\varnothing$  (rechter Hang des Sellbach-Tales, r. 43 150, h. 20820) sind alle Kornklassen vertreten. Größenmäßig unsortierte, mehr massige Lagen wechseln häufig mit sortierten bankigen bis schichtigen Horizonten (so z. B. am Wildweiberhäuschen, s. Taf. 2 Fig. 5). Aus Feinstuffen aufgebaute Bändertuffe reihen sich dieser Folge an (Waldstraße in Langenaubach, zwischen dem Rombach-

Tal und dem Sellbach-Tal). Um Langenaubach finden sich in den Aubach-Tuffen häufig gerundete, meist ellipsoidische, faust- bis kopfgroße und zuweilen noch größere Keratophyr-Bomben (s. Taf. 2 Fig. 7), unter denen sich auch Quarzkeratophyre mit angefressenen Quarzen befinden. Die Aubach-Tuffe sind meist bunt, infolge des Nebeneinanders von braunroten bis hellroten Keratophyr-Bruchstücken mit hell- bis dunkelgraugrünen Diabas-Fragmenten. Je nach dem Vorherrschen dieser Komponenten ist der Grundton des Gesteins mehr rötlich (Wildweiberhäuschen) oder graugrün (Straße Haiger-Dillenburg). Da die Aubach-Tuffe in der Regel durch das Fehlen eines dichten, kalkigen Zementes wenig verbacken sind, erweisen sie sich als wenig widerstandsfähig und zerfallen bei der Verwitterung leicht zu aschenartigem Grus (Wildweiberhäuschen). In der Morphologie bilden sie meist flache Hänge.

Von den Schalsteinen lassen sich die Aubach-Tuffe im Gelände, auch noch angewittert, durch ihr buntes Aussehen unterscheiden. Auch brechen die Aubach-Tuffe nie schalig. Durch Kartierung war es mir möglich, diese Aubach-Tuffe auszuscheiden und somit den bisher als Schalstein bezeichneten, ungegliederten Gesteinskomplex am N-Rand der Dill-Mulde aufzuteilen.

Vorkommen der Aubach-Tuffe sind im Arbeitsgebiet nördlich des Langenaubacher Lagerzuges beiderseits des Au-Baches um Langenaubach aufgeschlossen, so auf der linken Bachseite an der Erdbeerhecke, an der Pfingstwiese und in den Bahneinschnitten am Loh. Auf der rechten Bachseite finden sich Aubach-Tuffe zwischen dem Wildweiberhäuschen und in der Horte Linn und auf der Höhe des Linden-Berges. Nach NE läßt sich dann weiter ein breiter Zug aus dem unteren Rombach-Tal über das untere Sellbach-Tal, den Buber-Berg, der Weils Wiese und der NW-Flanke des Hoheroth bis an die Schliechgang-Verwerfung östlich der Grube Stangenwage verfolgen. Nordöstlich dieser Störung sind die Aubach-Tuffe mangels guter Aufschlüsse bis an das Hachelbach-Tal nur in Resten nachzuweisen, treten aber wieder hervor an dessen NE-Seite und sind über das Schindelbach-Tal entlang der rechten Böschung der Straße Haiger-Dillenburg bis Sechshelden anzutreffen. Südlich Sechshelden greifen die Aubach-Tuffe auch auf die S-Seite der Galgenberg-Mulde über. Innerhalb des Untersuchungsgebietes liegt die Mächtigkeit der Aubach-Tuffe normalerweise zwischen 50–100 m (s. auch Abb. 4).

Die Altersstellung ergibt sich aus der Fossilführung und der Lagerung. Die Kartierung hat gezeigt, daß an mehreren Stellen, wo in den Aubach-Tuffen Schiefer-Einlagerungen auftreten, die Unterkante der Aubach-Tuffe durch einen geringmächtigen Roteisen-Horizont markiert ist (so ca. 40 m nordwestlich der Stephan'schen Garage nordöstlich Langenaubach, am Waldweg nach Haiger, r. 24910, h. 20900, sowie in den Pinggen der oberen Weils Wiese, r. 43570, h. 21130). Wo diese Schiefer-Einlagerungen jedoch fehlen, ist ebenfalls ein Roteisenstein-Lager vorhanden, das im Fortstreichen als Grenzlager angesprochen werden muß. Es ist in Spuren an der Unterkante, in der Masse jedoch an der Grenze der Aubach-Tuffe gegen die Flaserkalke der Buchenauer Schichten entwickelt, so z. B. am Fuße des Wildweiberhäuschens (r. 42050, h. 19410). Zum Innern der Galgenberg-Mulde hin verzahnen sich die Aubach-Tuffe mit den Buchenauer Schichten, indem zunächst Schiefer-Einlagerungen, dann auch Kalk-Einschaltungen häufiger werden (zu verfolgen auf der S- und der NE-Seite des Linden-Berges). Am N-Rand ihres Verbreitungsgebietes finden sich Einschaltungen von tuffhaltigen Schiefen, die häufig Tentaculiten und Pflanzenreste enthalten (unteres Hachelbach-Tal, N-Hang des Klangsteins). Das Auftreten über



oder zwischen dem Roteisenstein-Grenzlager sowie die seitliche Verzahnung mit den Buchenauer Schichten weisen den Aubach-Tuffen ein adorfisches Alter zu.

Da die Bildung der Aubach-Tuffe mit der des Roteisenstein-Grenzlagers zeitlich weitgehend zusammenfällt, wird man die Obergrenze dieser Schichten ungefähr in die Zone to I ( $\beta$ )  $\gamma$  legen müssen. Diese Einstufung findet durch die Fossilfunde in den Aubach-Tuffen eine gute Stütze:

	Fundpunkte
<i>Hexagonaria sedgwicki</i> (EDW. & HAIME)	A
<i>Acanthophyllum? heterophylloides</i> (FRECH)	H
(teste GLINSKI: FRECH 1885, Taf. I, Fig. 2)	
„ <i>Caunopora</i> “ sp.	A
<i>Phillipsastraea limitatum</i> (EDW. & HAIME)	C D B G
<i>Phillipsastraea</i> sp.	A
<i>Alveolites</i> sp.	A C G H
Bryozoenreste	A
<i>Spirifer</i> sp.	A
<i>Atrypa reticularis</i> (LINNE)	A F
<i>Atrypa</i> sp.	A E G H
Ostracoden	A
<i>Tentaculites</i> sp.	F I
Conodonten	A C
Pflanzenhäcksel	G I

Die unter den einzelnen Buchstaben angegebenen Fundpunkte der Fauna liegen:

- A rechter Aubach-Hang, ca. 120 m nördlich des Wildweiberhäuschens (r. 42090, h. 19500)
- B rechter Aubach-Hang, ca. 10 m südlich der Horte Linn (r. 42080, h. 19840)
- C rechter Aubach-Hang, ca. 40 m südwestlich der Brücke der Straße nach Breitscheid, in Langenaubach (r. 42480, h. 20295)
- D Bahneinschnitt am Loh, Südhang (r. 42150, h. 20440)
- E Weg zur Grube Vereinigte Constanze, N-Hang des Stock (r. 42750, h. 20535)
- F Pingenzug am oberen Talende der Weils Wiese (r. 43575, h. 21130)
- G Weg von der Straße Haiger-Dillenburg zur Grube Hachelbach, linker Hang, ca. 150 m oberhalb der Abzweigung (r. 45885, h. 22600)
- H an der Straße Haiger-Dillenburg, rechte Böschung, ca. 85 m südwestlich der östlichen Ausfahrt von Sechshelden (r. 47290, h. 23600)
- I oberer Forstweg auf der N-Seite des Klangsteins (r. 47290, h. 23520)

Das häufige Auftreten von *Phillipsastraea limitatum* (EDW. & HAIME) und das gänzliche Fehlen von bezeichnenden mitteldevonischen Leitformen spricht sehr für ein oberdevonisches Alter der Aubach-Tuffe. Zwar wurde von KAYSER (1908, S. 15/16) nach Funden von *Phillipsastraea* und *Spirifer verneuili* MURCH. aus dem „Schalstein“ des Galgen-Berges, der Lachseite und des Dillenburg Schloßberges für diese Fossilien die Möglichkeit eingeräumt, daß sie schon im Givet vorkämen, jedoch konnte KEGEL (1934b, S. 537) bei der Neukartierung von Blatt Dillenburg nachweisen, daß dieser Schalstein über dem Grenzlager liegt, somit also oberdevonisch ist. Tatsächlich stellt dieser „Schalstein“ Aubach-Tuffe dar. Solange aber bisher in Deutschland keine einwandfreien *Phillipsastraea* aus dem Mittel-Devon bekannt sind, müssen wir an der FRECH'schen Einstufung dieser Fossilien als oberdevonisch festhalten.

Die Ablagerung der Aubach-Tuffe wird in einem flachen, verhältnismäßig landnahen Meeresbecken erfolgt sein.

C II 1c) Keratophyr. Anstehender Keratophyr wurde westlich der Dill nur in der Umgebung von Langenaubach gefunden. Das Hauptvorkommen tritt südlich Langenaubach als geschlossenes, sich in SW-NE-Richtung erstreckendes, über 1 km langes Massiv am Linden-Berg auf. Die östlichsten Ausläufer dieses Massivs sind bis auf die rechte Rombach-Talseite, ca. 30 m nördlich der Steigerhauses der Grube Vereinigte Constanze zu verfolgen. Ein kleineres, schon von FRECH (1888, S. 10) erwähntes Keratophyr-Vorkommen findet sich nördlich Langenaubach auf der SW-Seite des Wacholder-Berges (r. 44200, h. 21590). Das von KAYSER auf Blatt Dillenburg am SW-Hang des Bubber-Berges eingetragene Vorkommen hat sich durch die Untersuchungen von HENTSCHEL als Porphyrit erwiesen (vgl. S. 17/18).

Der Keratophyr ist stets dicht. In der blaßroten bis rotvioletten, zuweilen auch grünlichgrauen Grundmasse sind häufig mm-kleine Feldspat-Einsprenglinge enthalten. In manchen Partien ist eine Fluidaltextur zu erkennen. Die Absonderung des sehr widerstandsfähigen, splittrig brechenden Gesteins ist unregelmäßig plattig. Eine gute mikroskopische Charakteristik ist von BRAUNS (1909a, S. 310/311) gegeben worden.

Das kleinere Vorkommen an der SW-Seite des Wacholder-Berges enthält vornehmlich einsprenglingsreiche Gesteine, während das Keratophyr-Massiv des Linden-Berges i. a. einsprenglingsarm ist. In diesem fanden sich anstehend kavernöse, unregelmäßig durchnetzte Partien neben solchen mit perlithischem Habitus. U. d. M. zeigen die einsprenglingsarmen Stücke ein Haufwerk sehr kleiner wirrstrahlig-dicht verfilzter Feldspäte. Diese Eigenschaften machen ein letztes, vermutlich subaerisches Fließen und rasche Erstarrung sehr wahrscheinlich.

Tritt der Keratophyr des Wacholder-Berges stock- oder gangförmig im mitteldevonischen Schalstein auf, so ist das Massiv des Linden-Berges fast allseitig von Aubach-Tuffen bzw. Buchenauer Schichten umgeben. Nach der Art des Auftretens sowie nach seinem äußeren und inneren Gefüge dürfte es sich bei dem Lindenbergvorkommen um eine Staukuppe handeln. Sie mag örtlich bis an die Meeresoberfläche gereicht haben, verzahnte sich aber auch in Form von kleinen Lavaschüben mit den oberdevonischen Sedimenten. Die Verzahnung mit den Buchenauer Schichten ist im Grundstollen der Grube Vereinigte Constanze gut zu beobachten. Über dem Roteisenstein-Grenzlager folgen hier etwa 10 m Tuffe und graue, z. T. rötliche Schiefer, dann der Keratophyr und darüber schließlich wieder Buchenauer Schichten (20 m). In den Schiefen im Liegenden des Keratophyrs treten zwei Störungen auf, die wohl eher dem disharmonischen Verhalten zuzuschreiben sind und auch keine größeren Verschiebungsbeträge erkennen lassen. Unmittelbar über dem Keratophyr wurde keine Störungen gefunden, die Grenze ist hier vielmehr die einer normalen Überlagerung. Da an ihr auch kein Erz ausgebildet ist, ist das alt-oberdevonische Alter dieses Keratophyr-Vorkommens gesichert. An keiner Stelle tritt der Keratophyr mit nehdonischen oder jüngeren Schichten in Berührung. Eine normale Auflage auf mitteldevonischen Gesteinen ist südlich Langenaubach nicht beobachtet worden. Somit sind die um Langenaubach anstehenden Keratophyr-Vorkommen zeitlich in die Adorf-Stufe zu stellen.

C II 1d) Fazies der roten Schiefer. In der westlichen Galgenberg-Mulde gewinnt die in den Buchenauer Schichten häufig vertretene Fazies der roten Schiefer nur an wenigen Stellen Selbständigkeit. Überall läßt sich in ihr ein geringer Tuff-Einschlag erkennen.

Die Fazies der roten Schiefer setzt sich aus einer geschlossenen Folge von milden, mitunter kalkhaltigen Tonschiefern zusammen. Die Farbe dieser Schiefer ist in der Regel rotbraun mit leichter Tendenz zu braunviolett. Wo sie kalkreicher sind, wird die Schieferung unterdrückt, und es macht sich dann eher die schichtige Ausbildung bemerkbar. Untergeordnet treten sehr dünne tuffitische Lagen von grauer bis grau-brauner Farbe in den Schiefen auf und geben dann dem Gestein ein fein gebändertes Aussehen. Je nach der Zusammensetzung verwittern die Schiefer  $\pm$  rasch und liefern ein rotbraunes bis schmutziggroßes festes Verwitterungsmaterial.

Vorkommen der Fazies der roten Schiefer befinden sich im Ostfeld der Grube Vereinigte Constanze auf der 200 m-Sohle im Hangenden des Sä.-Lagers und im Westfeld auf der 165 m-Sohle. Über Tage steht die Fazies im Hangenden des Gnade-Gottes-Lagers südöstlich des Punktes 413,1 an der Straße Donsbach-Haiger an (s. Abb. 4). Im letzten Aufschluß umfaßt die Fazies in einer Mächtigkeit von 12 m nahezu die ganze Adorf-Stufe und geht in die Nehden-Stufe hinein. Da leitende Fossilien bisher noch nicht gefunden wurden, ist hier eine genaue Abgrenzung gegen die Nehden-Stufe nicht möglich. Die Fazies der roten Schiefer bevorzugt keine bestimmten Horizonte innerhalb der Adorf-Stufe.

Nach der feinschichtigen Ausbildung dürften die roten Schiefer in Meeresbecken abgesetzt worden sein, in denen ruhige, einheitliche Sedimentationsverhältnisse bei guter Wasserdurchlüftung vorlagen.

C II 1e) Die Fazies der grünen Schiefer ist häufig mit der roten vergesellschaftet und leitet oft von dieser zur Fazies der dunklen Bänderschiefer über, als vermittelndes Element gelangt sie nur selten zu reiner Ausbildung.

Die grünen Schiefer sind durchweg sehr homogen und mild. Wie bei den roten Schiefen können sie einen merklichen Kalkgehalt besitzen und bilden dann feste Gesteine, in denen die Schieferung nur angedeutet ist. Die Farbe der Schiefer ist i. a. sehr gleichmäßig blaßgrün mit einem leichten Schimmer von grau. Dünne, hellgraue Tuffitlagen treten in einzelnen Horizonten auf und verleihen dem Gestein eine feine Bänderung.

In der typischen Ausbildung sind die grünen Schiefer nur auf der Grube Vereinigte Constanze beobachtet worden. Sie treten dort im Westfeld der 165 m- und 200 m-Sohle und im Ostfeld der 110 m-Sohle auf. Von den oft ähnlichen grüngrauen Schiefen der Nehden-Stufe sind sie durch ihre stärkere wie auch gleichbleibendere Grünfärbung und durch ihre Reinheit unterschieden. Sie sind vornehmlich aus den unteren Partien der Adorf-Stufe bekannt. Fauna ist noch nicht gefunden worden.

Auch für die Fazies der grünen Schiefer darf man ruhige, langsame, sehr einheitliche Sedimentationsverhältnisse annehmen, die allerdings in schon weniger sauerstoffreichen Meeresteilen vorlagen. In den Aufschlüssen in grünen Schiefen wurden nirgends Mächtigkeiten von über 8 m festgestellt.

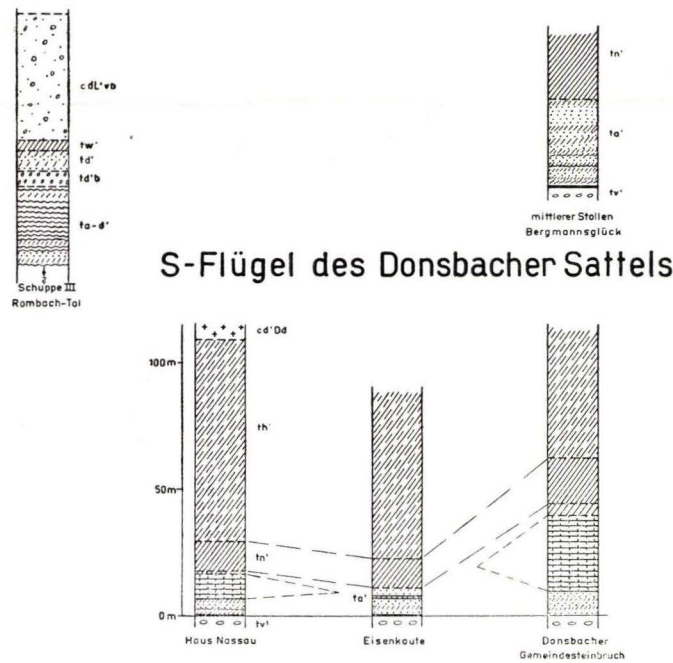
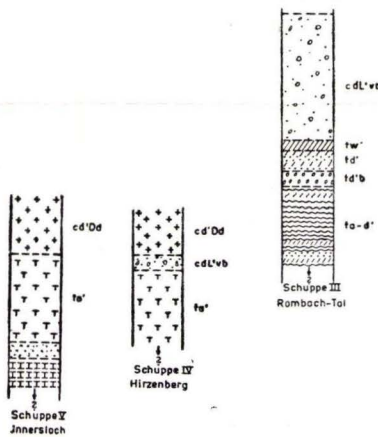
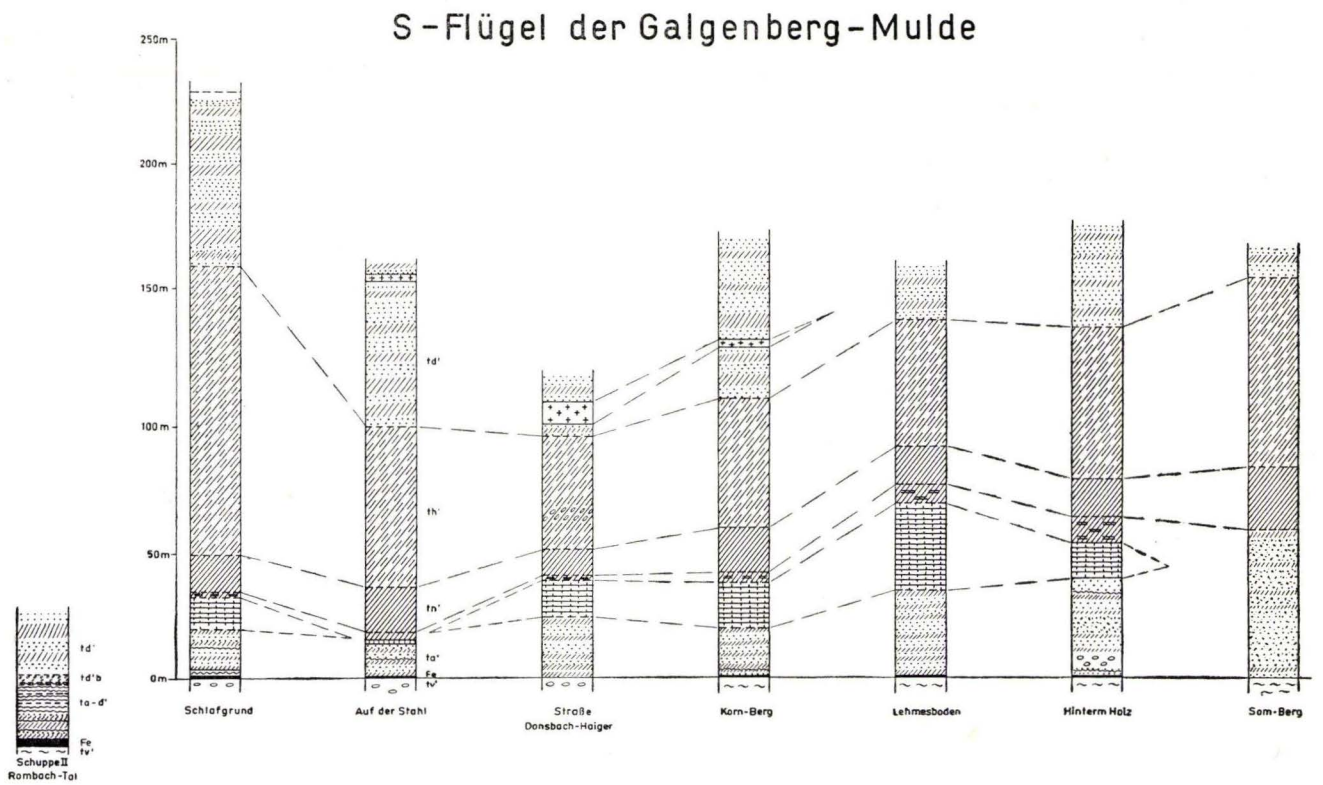
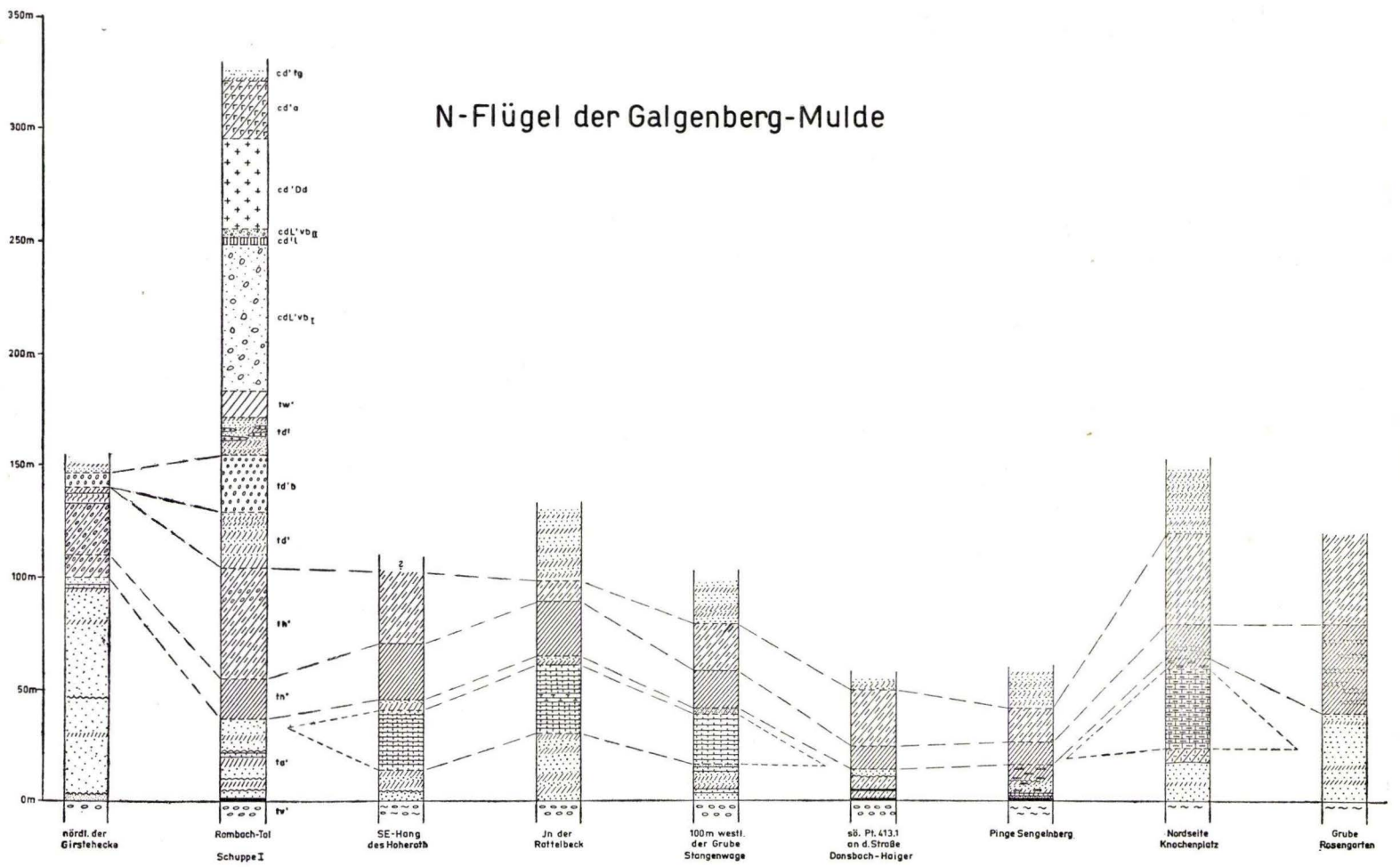
C II 1f) Die Fazies der dunklen Bänderschiefer bildet ein Übergangsglied von den grünen zu den schwarzen Schiefen. Die vornehmlich dunkle Farbe wird durch eine feine hellgraue oder schwarze Bänderung in vielfacher Wiederholung unterbrochen. Das Material ist durch geringe Tuff-Beimengungen in den gebänderten Schichten oft rau. In einzelnen Vorkommen finden sich Lagen mit subaquatischen Rutschungserscheinungen, so z. B. sehr gut in der Pinge der Grube Sengelnberg an der NE-Seite des Hachelbach-Tales (r. 45620, h. 22085). Die Fossilführung beschränkt sich nach den bisherigen Beobachtungen auf Tentaculiten und Ostracoden, die jedoch meist sehr schlecht erhalten sind.

Aufschlüsse finden sich in der schon erwähnten Pinge Sengelnberg, wo die Fazies die ganze Adorf-Stufe zu umfassen scheint, ferner auf dem S-Flügel der Galgenberg-Mulde oberhalb Donsbach an der Straße Donsbach-Haiger im Liegenden der Plattenkalke (r. 45770, h. 21360) und im Hangenden der Flitzkalke am N-Hang des Knochenplatzes (r. 46760, h. 23060). Im letztgenannten Aufschluß konnte aus Schichten unmittelbar über den höchsten Flitzkalklagen durch *Tentaculites tenuicinctus* ROEMER und *Waldeckella reichi* (MATERN), sowie *Richterina (Volkina) zimmermanni* (VOLK) eine Einstufung in die *reichi*-Subzone (tao 3) von RABEN vorgenommen werden. Aus diesen Befunden wird ersichtlich, daß die Fazies der dunklen Bänderschiefer kein bestimmtes Niveau der Adorf-Stufe bevorzugt sondern in ihr sowohl in den untersten wie auch den obersten Horizonten vorkommt.

Für den Ablagerungsraum ergibt sich nach ihrer Ausbildung ein wenig durchlüftetes Meeresbecken, in dem vorwiegend toniges, daneben aber auch feintuffiges Material langsam sedimentiert wurde. Die Mächtigkeit der Schichten ist sehr gering. Sie beträgt in der Pinge Sengelnberg, wo sie die ganze Adorf-Stufe umfaßt, ca. 15 m. Größere Mächtigkeiten sind nirgends beobachtet worden.

C II 1g) Die Fazies der schwarzen Schiefer findet sich meist in Verbindung mit den dunklen Bänderschiefen und geht aus diesem hervor. Die Fazies besteht aus meist milden, Alaunschiefer-ähnlichen schwarzen Tonschiefern, denen ein erheblicher Pyrit-Gehalt in Form von dünnen Schnüren oder auch bis zu walnußgroßen Knollen eigen ist. Die Schiefer sind tektonisch meist stark verfaltet. An der Erdoberfläche verwittern sie leicht zu einem zähen rotbraunen Lehm. Fossilien sind bisher noch nicht gefunden worden. Die Fazies ist innerhalb der Untersuchungsgebietes auf die untere Adorf-Stufe beschränkt. In dem einzigen Vorkommen der schwarzen Schiefer, im Liegenden der Flitzkalke auf der N-Seite des Knochenplatzes, besitzen sie eine Mächtigkeit von etwa 15–20 m. Zum Hangenden leitet die allmähliche Einschaltung von dunklen Kalkbändern in die Fazies der Flitzplattenkalke über.

C II 1h) Die Fazies der Flitzplattenkalke setzt sich aus einer Folge von dunkelgrauen bis schwarzen, fassilleeren, plattigen bis wulstigen, vorwiegend 5 bis 10 cm dicken Kalkbänken zusammen, denen in wechselndem Maß Lagen schwarzer Schiefer zwischengeschaltet sind. Infolge dieser Zusammensetzung neigen die Flitzplattenkalke sehr zu Spezialfaltung (s. Abb. 39). Wie in den schwarzen Schiefen, so



#### Zeichenerklärung

	Sandsteine		Schiefersteine
	grüne u. graue Tonschiefer		Mandelsteine
	grüne u. graue Bänderschiefer		Richte u. körnige Diabase
	rote Schiefer (Rassley)		Tuffe u. Tuffite
	rote Kalkknottenschiefer		Tuffbreccien
	Plattenkalke		Bombenschalsteine
	Flinzkalke		Rotenstein-Grenzlager
	dunkle Korallenkalke (Hunnacker Kalk)		Alaunschiefer
	Riffkalke (Jberger Kalk)		
	Maser- u. Bänderkalke		
	Flaserkalke		

Abb. 4. Mächtigkeits- und Faziesprofile im Westteil der Galgenberg-Mulde (halbschematisch).

tritt auch in den Kalken ein oft erheblicher Gehalt an Pyrit auf, der die Gesteine bei der Verwitterung rostig-braun und narbig erscheinen läßt.

Die Flinzplattenkalke stehen am N-Hang des Knochenplatzes südwestlich Sechshelden in einem ca. 700 m langen Vorkommen mit einer Mächtigkeit von 20–30 m an. Durch die Altersbestimmung der in ihrem Hangenden auftretenden dunklen Bänderschiefer (s. S. 44) sind sie hier auf die mittlere Adorf-Stufe beschränkt.

Nach der Ausbildung der schwarzen Schiefer wie der der Flinzplattenkalke wird man als Bildungsraum ein schlecht durchlüftetes Meeresbecken annehmen können, in dem zuerst toniges, dann aber vorwiegend kalkiges Material abgesetzt wurde.

C II 1i) Die Fazies der Flaserkalke geht im Gegensatz zu den beiden zuletzt erwähnten Fazies unmittelbar aus den Buchenauer Schichten durch Zurücktreten der Tufflagen und der roten Schiefer hervor. Sie ist faziell mehr mit dem roten Schiefen als mit den dunklen Schiefen und Kalken verwandt.

Die Fazies der Flaserkalke wird gekennzeichnet durch eine bunte, meist rötlich-braune, selten grünliche Folge von 5–10 cm dicken Kalklagen und dünnen, zwischen-geschalteten, bräunlichen Tonschieferlagen. Die Kalke selber sind  $\pm$  stark von feinen braunen oder hellgrünen Tonhäuten durchzogen, die, in tektonisch stärker beanspruchten Gesteinen,  $\pm$  in der Ebene der allgemeinen Schieferung liegen. Zu der Fazies der Flaserkalke sollen auch die bunten, weniger stark von Tonhäuten durchschwärmten Maserkalke gezählt werden, da sie stets mit den Flaserkalken vergesellschaftet auftreten und wohl mit ihnen in engem genetischen Zusammenhang stehen.

Die Flaserkalke des Untersuchungsgebietes sind durch eine spärliche Cephalopodenfauna bezeichnet, so daß man bei Fossilführung von Cephalopodenkalken sprechen kann (vgl. Anm. 5).

Die selbständig auftretenden Flaserkalke der Adorf-Stufe sind in der westlichen Galgenberg-Mulde auf einen kleinen Raum südlich Langenaubach beschränkt. Sie finden sich hier an der rechten Seite des Rombach-Tales in den Schuppen II (im „Marmorbruch“, r. 43470, h. 20230) (s. Taf. IV, Fig. 13) und III (r. 43500, h. 20170) (s. Taf. 7 und WIEGEL 1953, S. 295, Abb. 2).

Nach den von KAYSER aus dem „Marmorbruch“ erwähnten Funden von *Buchiola angulifera* v. BUCH, *Manticoceras intumescens* BEYR. und *Beloceras* cf. *multilobatum* BEYR. vertreten hier die Flaserkalke die Zonen to I ( $\beta$ ) $\gamma$  — to I  $\delta$ , also die ganze Mittlere und Obere Adorf-Stufe. In dem oberen Teil dieser Flaserkalke treten mehrere, insgesamt etwa 20–30 cm mächtige Lagen von dunkelgrauen bis schwarzen, plattigen Kalken auf, die nach der Fauna der Zone to I ( $\beta$ ) $\gamma$  gleichzusetzen sind:

*Ancyrodella curvata* (BRANSON & MEHL)

*Ancyrodella lobata* BRANSON & MEHL

*Ancyrodella* sp. juv.

*Diplododella alternata* BRANSON & MEHL

*Hindeodella* sp. indet.

*Icriodus alternatus* BRANSON & MEHL

*Icriodus nodosus* (HUDDLE)

*Icriodus symmetricus* BRANSON & MEHL

*Icriodus* cf. *symmetricus* BRANSON & MEHL

*Ligonodina* sp. indet.

*Lonchodina* sp. indet.  
*Ozarkodina* cf. *regularis* BRANSON & MEHL  
*Nothognathella* (?) *abnormis* BRANSON & MEHL  
*Nothognathella* *typicalis* BRANSON & MEHL  
*Palmatodella* cf. *delicatula* ULRICH & RASSLER  
*Palmatolepis* *subperlobata* BRANSON & MEHL  
*Palmatolepis* *triangularis* SANNEMANN  
*Polygnathus* sp.  
*Prioniodella* *aequidens* ULRICH & BASSLER  
*Prioniodella* cf. *aequidens* ULRICH & BASSLER  
*Prioniodina* *regularis* (E. R. BRANSON)  
*Prioniodina* *smithi* (STAUFFER)  
*Roundya* sp. indet.  
*Entomozoe* (*Nehdentomis*) *pseudophthalmus* (VOLK)  
*Franklinella* *calcarata* (REINH. RICHTER)  
*Lingula* sp.

Zum Liegenden der Flaserkalke hin schalten sich Tufflagen ein, die dann in die unterlagernde, geringmächtige Folge der Buchenauer Schichten überleiten. Die Obergrenze gegen die mehr plattigen Kalke der Nehden-Stufe wurde über die letzten Tufflagen gelegt; sie fällt mit dem Einsetzen der geschlossenen graugrünen Kalke der Nehden-Stufe zusammen.

Die Mächtigkeit der Flaserkalke liegt im Untersuchungsgebiet durchweg unter 12 m und ist im Vergleich mit den anderen Fazies der Adorf-Stufe sehr gering (s. Abb. 4).

C II 1j) Die Fazies der Plattenkalke leitet von der Fazies der Buchenauer Schichten zu der Riffkalk-Fazies des Iberger Kalkes über. Wo die Plattenkalke aus den Buchenauer Schichten hervorgehen, macht sich ein Zurücktreten der Tuff- und Schieferlagen bemerkbar, die schließlich nur noch auf dünne, hell gelblichgraue Einschaltungen zwischen den Kalkbänken beschränkt sind.

Es herrschen hell- bis dunkelgraue, dichte, z. T. auch körnige, ebenflächige, durchweg 5–20 cm dicke Kalklagen vor. In einzelnen Lagen macht sich der Riff-Einfluß durch wulstige Schichtflächen und grobe Bankung bemerkbar. Hand in Hand damit tritt die für den Iberger Kalk bezeichnende Fauna auf. Reste solcher Riff-linsen finden sich in dem schon von MATERN (1931, S. 11) und KEGEL (1934b, S. 534–537, Abb. 3) behandelten Donsbacher Gemeinde-Steinbruch sowie in Form kleiner geschlossener Stromatoporenstotzen in den Steinbrüchen 200 m oberhalb Donsbach an der Straße nach Haiger und in der Rattelbeck, ca. 400 m südwestlich der Grube Stangenwage. In der Nähe der Riff-Einschaltung des Donsbacher Gemeinde-Steinbruches treten mehrere 20–80 cm dicke Bänke monomikten brecciösen Kalkes auf. Die darin enthaltenen wenig runden bis zu 10 cm großen Kalkbruchstücke liegen in einer tonig-kalkigen Grundmasse und bestehen zum größten Teil aus Riffdetritus. Es kann sich hierbei, wie schon KEGEL (1934b, S. 537) vermutet, um eine Riffbreccie von Ausläufern des unfern gelegenen Breitscheid-Erdbacher Kalkmassivs handeln.

Häufig treten in der Plattenkalk-Fazies cm-dicke schwarzbraune bis schwarze Hornstein-Lagen auf. Sie finden sich als dünne, schnell auskeilende Einlagerungen oder auch als kleine Knollen vorwiegend innerhalb der Kalklagen. Eine Beschränkung

auf ein bestimmtes Niveau innerhalb der Plattenkalke konnte entgegen KEGEL (1934 b, S. 538), der in ihnen Äquivalente des Kellwasserkalkes vermutet, nicht festgestellt werden. Die Hornstein-Lagen können in allen Horizonten der Plattenkalke auftreten und sind sogar schon in den unterlagernden dunklen Bänderschiefen am S-Flügel der Galgenberg-Mulde an der Straße Donsbach-Haiger (s. Abb. 4) beobachtet worden. Die räumliche Verbreitung der Hornsteine ist jedoch i. a. an die Fazies der Plattenkalke gebunden und zeigt eine auffällige Beschränkung auf den S-Flügel der Galgenberg-Mulde. In den Plattenkalken am nördlichen Muldenrand sind nur ganz vereinzelt Hornstein-Knollen gefunden worden.

Das Vorkommen der Fazies der Plattenkalke ist im Untersuchungsgebiet auf drei getrennte Züge beschränkt. Davon liegt einer am nördlichen Muldenrand zwischen dem oberen Sellbach-Tal und der Grube Stangenwage im Hangenden der Buchenauer Schichten. Überlagert wird er von grauen, z. T. noch Tufflagen enthaltenden Bänderschiefen, die dann in die nehdenischen Schichten überleiten (s. Abb. 4). Die beiden anderen Plattenkalk-Vorkommen liegen in unmittelbarer Ummantelung des Donsbacher Sattels bei Donsbach. Der auf dem N-Flügel des Donsbacher Sattels (S-Flügel der Galgenberg-Mulde) vorhandene Zug erstreckt sich in 1,5 km Länge vom Donsbach-Tal oberhalb des Dorfes über den N-Hang des Korn-Berges bis in das obere Schindelbach-Tal (s. Abb. 4). Daneben tritt noch ein kleinerer Ausläufer am NE-Hang des Schlafgrundes auf. Auch in diesem Zug ruhen die Plattenkalke vornehmlich auf Buchenauer Schichten und werden von hellgrauen Bänderschiefen überlagert. Eine Ausnahme davon macht jedoch das Gebiet zwischen der Straße Donsbach-Haiger und dem Korn-Berg, da hier die Plattenkalke von dunklen Bänderschiefen nicht nur über- sondern auch unterlagert werden. Das dritte Vorkommen von Plattenkalken befindet sich in geringer streichender Erstreckung auf dem S-Flügel des Donsbacher Sattels südwestlich der Ortschaft Donsbach. Auch hier treten die Plattenkalke im Hangenden der Buchenauer Schichten und im Liegenden feiner gelbgrauer Schiefer auf. Neben diesen erwähnten, über Tage verfolgbaren Plattenkalk-Zügen findet sich in beschränktem Umfang noch ein kleines Vorkommen im Westfeld der Grube Vereinigte Constanze auf der 80 m- und 110 m-Sohle. Hier tritt der Kalk direkt über dem an dieser Stelle nur sehr schwach verzerten Wechsel gegen den mitteldevonischen Schalstein auf und wird von Buchenauer Schichten überlagert.

Die Verbreitung der Plattenkalk-Fazies zeigt eine auffällige Gebundenheit an eine WNW-ESE, spitzwinklig zur Hauptmuldenachse verlaufende Zone. Vermutlich hat hier schon bei der Ablagerung der Gesteine eine gewisse regelmäßige Aufteilung des Sedimentationsraumes vorgelegen.

Aus dem Schichtverband geht eindeutig hervor, daß die Fazies der Plattenkalke an keiner Stelle bis an die Grenze gegen die nehdenischen Schichten reicht, sondern schon in der oberen Adorf-Stufe verschwindet. Diese Einstufung wird durch den biostratigraphischen Befund im Profil des Donsbacher Gemeinde-Steinbruches bestätigt. Unmittelbar im Hangenden der geschlossenen Plattenkalk-Serie treten hier gelblich-graue Schiefer mit vereinzelt dünnen Kalklagen auf, die, wie schon KEGEL (1934 b, S. 537) erwähnt, auf einzelnen Schichtflächen massenhaft *Waldeckella cicatricosa* (MATERN) enthalten. Da aber, wie RABIEN (1954 b, S. 157) hervorhebt, diese Art nur auf die Mittlere Adorf-Stufe beschränkt ist, reicht die geschlossene Plattenkalk-Entwicklung hier nicht mehr in die Obere Adorf-Stufe hinein. Die stratigraphische Untergrenze der Plattenkalke liegt nur in seltenen Fällen dicht über dem mitteldevonischen Schalstein. Die Fazies der Plattenkalke ist somit in ihrer Hauptentwicklung auf die Mittlere Adorf-Stufe beschränkt.



Die Mächtigkeit der Plattenkalke liegt in den erwähnten Vorkommen durchweg zwischen 15–25 m. In den Randgebieten der Plattenkalk-Verbreitung, dort, wo die Kalke sich mit den Buchenauer Schichten verzahnen, wurden an mehreren Stellen Dolomitierungs-Erscheinungen beobachtet. In den Pinggen am SE-Hang des Hoheroth zeigt das Gestein in einzelnen gut geschichteten Bänken eine deutliche Maserung, die durch miteinander wechselnde Lagen von dunkelgrauen, dichten bis feinkristallinen Kalk und gelbgrauen körnigen Dolomit hervorgerufen wird. An anderen Stellen, wo die Kalkbänke schon geringe Mengen von Tuff-Material aufgenommen haben und dann weiter zu kalkigen Tuffen überleiten, enthält das Gestein unregelmäßig begrenzte gelbgraue Dolomit-Nester, die sich gut von der schon rötlichen Grundmasse abheben. In den Dolomit-Nestern kann man u. d. M. scharf begrenzte, vielleicht zugeführte Dolomitbröckchen und zu den Rändern hin verschwimmende Dolomit-Flecken erkennen. Eine Abhängigkeit der Dolomitierung von Klüften oder von der Erdoberfläche konnte nicht festgestellt werden.

Das Sedimentationsgebiet der Plattenkalk-Fazies wird ein nicht sehr tiefer, von stärkerer klastischer Schüttung verschont gebliebener Meeresraum gewesen sein. Für gelegentliches Auftauchen über den Meeresspiegel sprechen die in einzelnen Lagen beobachteten Luftrisse, die nach unten keilförmig zusammenlaufen und nachträglich mit feinem Tonschlamm gefüllt sind (s. Taf. 2 Fig. 8). In einer anderen Kalkbank sind unregelmäßig runde, 3–5 cm große, kaum geregelte, kotförmige Kalkballen aufgeschlossen, die in einem kalkig-tonigen Material eingebettet sind und sehr an rezente Kalkschlick-Gerölle erinnern (Vorkommen: kleiner Stbr. oberhalb Donsbach an der Straße nach Haiger, r. 45770, h. 21430). Auffällig ist das fast gänzliche Fehlen von Fossilien. Abgesehen von kleinen Riff-Einschaltungen findet man nur selten organische Reste in den Plattenkalken, vornehmlich Trochiten.

C II 1k) Die Fazies des Iberger Kalkes ist randlich stets mit der Fazies der Plattenkalke verknüpft. An keiner Stelle geht sie unmittelbar in die Buchenauer Schichten über.

Die Fazies des Iberger Kalkes setzt sich innerhalb des Untersuchungsgebietes aus massigem, meist strukturlosem seltener grob gebanktem, hell- bis dunkelgrauem, dichtem, mitunter auch feinkristallinem Kalk zusammen. Organogene Strukturen lassen sich darin nur selten, und wenn, dann nur undeutlich erkennen. Biofaziell entspricht das Gestein einem Korallen-Brachiopoden-Riffkalk. Die Fauna ist in bester Erhaltung in den Blöcken der Langenaubacher Tuffbreccie vorhanden und aus dieser von FRECH (1885 und 1888) und DREVERMANN (1901) beschrieben worden.

Innerhalb des Untersuchungsgebietes ist der Iberger Kalk fast ausschließlich auf das Gebiet südlich Langenaubach beschränkt. Er tritt hier in mehreren Schuppen zwischen dem oberen Rombach-Tal im NE und dem Aubach-Tal im SW auf und ist in den Steinbrüchen am Hirzen-Berg gut zu beobachten. Seine flächenhafte Verbreitung ist jedoch nicht so groß wie sie KAYSER (1907) auf dem Blatt Dillenburg wiedergegeben hat. So fehlen z. B. an den von ihm als Iberger Kalk vermerkten Stellen im großen Steinbruch am W-Hang des Schleiß-Berges und südlich der Steinkaute alle Anzeichen für diesen Kalk. In beiden Fällen handelt es sich hier um starke

Anhäufungen von Iberger Kalk in der Langenaubacher Tuffbreccie. Nach neueren Tiefbohrungen setzen die Kalk-Vorkommen des Langenaubacher Raumes unter dem Deckdiabas nach S bis in das obere Medenbach-Tal fort und bestätigen so die Annahme KEGEL's (1934a, S. 33), daß sie mit dem 3-4 km weiter südlich anstehenden Breitscheid-Erdbacher Kalkmassiv zusammenhängen.

Wo der Iberger Kalk zu Tage aushebt, ist er weitgehend verkarstet und von Spalten durchzogen. So finden sich innerhalb der Langenaubacher Vorkommen mehrere kleine, z. T. befahrbare Höhlen, von denen die des Wildweiberhäuschens am bekanntesten sind.

Ist die Hauptmasse des Iberger Kalkes nach der Fauna der Adorf-Stufe zuzurechnen, so bestehen jedoch noch große Unklarheiten über seine untere und obere zeitliche Grenze. Auf die Möglichkeit, daß Teile dieses Kalkes noch in das Givet hineinreichen, was MATERN (1931, S. 15), einem Beweise vorgreifend, bejaht hatte, wurde schon in Abschn. C I 1 c hingewiesen. Für eine auf Makrofossilien gegründete zeitliche Abgrenzung gegen jüngere Schichten fehlen jedoch bislang einwandfreie Unterlagen.

Wo innerhalb des Untersuchungsgebietes Schichten im Liegenden des Iberger Kalkes aufgeschlossen sind, wie z. B. südlich Langenaubach zwischen dem Innersloch und der Kalkhecke, sind es immer gelbe Tuffite und Schiefer, die wiederum von dem weiter unten zu besprechenden Hunnacker Kalk unterlagert werden. Diese Kalke gehören jedoch nach ihrer Fauna zumindest mit ihren oberen Teilen in die Adorf-Stufe. Danach dürfte hier der Iberger Kalk nicht schon im Givet, sondern erst  $\pm$  in der mittleren Adorf-Stufe seine Unterkante haben. Dieses Ergebnis stimmt gut mit der Einstufung der schon erwähnten Plattenkalke und den diesen zwischengeschalteten Riff-Linsen überein. Die Obergrenze des Iberger Kalkes kann in dem Untersuchungsgebiet sehr ungleichwertig sein, da in den meisten Übertage-Aufschlüssen die Langenaubacher Tuffbreccie ihr Hangendes bildet. Eine Ausnahme davon macht das Vorkommen zwischen der Girstehecke und dem Wildweiberhäuschen, wo der Iberger Kalk zu seinem Kopf hin in z. T. grobkristalline, schwach rötlich gefleckte Kalke übergeht, die vielleicht schon der Nehden-Stufe angehören mögen. In dem Gebiet südlich der Alten Rheinstraße südlich Langenaubach wurden in einigen Tiefbohrungen im Hangenden des Iberger Kalkes graue Maserkalke und rote Kalkknotenschiefer durchbohrt, die in dieser Ausbildung nur in der Nehden- und Hemberg-Stufe vorkommen. Im bisherigen Zustand der Aufschlüsse ist es somit unmöglich, die zeitliche Obergrenze des Iberger Kalkes genau festzulegen.

Für den Entstehungsraum des Iberger Kalkes kann man ein flaches, gut durchlüftetes Meeresgebiet annehmen, in welchem keine größere Mengen klastischen Materials zum Absatz kamen.

C II 11) Die Fazies des Hunnacker Kalkes zeigt biofaziell starke Anklänge an die Fazies des Iberger Kalkes. Über ihre räumliche gegenseitige Vertretbarkeit läßt sich jedoch mangels geeigneter Aufschlüsse keine genaue Aussage machen.

Der Hunnacker Kalk ist nur südwestlich Langenaubach in einem schmalen Zug zwischen dem Innersloch und dem Aubach-Tal südlich des Wildweiberhäuschens aufgeschlossen. Er ist durch seine schwarzgraue bis schwarze Farbe und seine wulstig-

plattige Ausbildung von allen anderen Fazies der Adorf-Stufe recht gut zu unterscheiden. Die einzelnen Kalkbänke sind gewöhnlich 10–30 cm dick und bestehen aus dunklem körnigen, seltener dichtem Kalk, der in wechselndem Maße Pyrit in Form von kleinen Knoten und unregelmäßigen Schnüren enthalten kann. Die dunkle Farbe des Gesteins wird durch einen gleichmäßig verteilten Gehalt von tonig-bituminösem Material hervorgerufen, der beim Anschlagen des Kalkes einen modrig-faulen Geruch erzeugt.

Die Fossilführung des Hunnacker Kalkes ist in einzelnen Lagen sehr ausgeprägt. Es finden sich zahlreiche ästige Korallen, die in ihrer Anordnung noch den ursprünglichen Rasenwuchs zeigen. Auf den Schichtflächen der einzelnen Kalklagen gibt sich diese Wuchsform durch zahlreiche, dicht nebeneinander liegende Korallenquerschnitte gut zu erkennen. Die aus hellem Kalzit bestehenden Skelett-Teile heben sich dabei deutlich von dem umgebenden schwarzgrauen Kalkstein ab. Die Individuenzahl solcher Kalklagen ist i. a. sehr groß, die Artenfülle jedoch sehr beschränkt. Hinter den vorherrschenden Korallen tritt der übrige Fossilbestand sehr zurück. Es fanden sich an verschiedenen Stellen:

	Fundpunkte
<i>Disphyllum</i> sp. <sup>1)</sup>	A B C
<i>Macgeea recta</i> (WALTHER)	A
<i>Macgeea multizonata</i> (REED)	A
<i>Macgeea</i> sp.	C
<i>Thamnopora</i> sp.	A
<i>Alveolites</i> sp.	A
<i>Atrypa</i> sp.	B C
<i>Bairdiocypris</i> sp.	B C
<i>Lingonodina</i> sp. indet.	C
<i>Icriodus nodosus</i> (HUDDLE)	C
<i>Icriodus symmetricus</i> BRANSON & MEHL	C
<i>Polygnathus</i> sp. indet.	C
<i>Priodionina regularis</i> (E. R. BRANSON)	C
Scolecodonten	C

Die unter den einzelnen Buchstaben angegebenen Fundpunkte liegen:

- A Innersloch südwestlich Langenaubach (r. 42570, h. 19450)
- B grabenförmige Pinge nördlich der Kalkhecke, südwestlich Langenaubach (r. 42400, h. 19430)
- C kleine grabenförmige Pinge ca. 20 m nördlich des großen Stbr. an der Kalkhecke (r. 42200, h. 19300)

Die fossilreichen Lagen beschränken sich in den vorhandenen Aufschlüssen auf den unteren Teil der Schichtenfolge. In den obersten 5 m treten Fossilien fast ganz zurück; Hand in Hand damit wird das Gestein ebenplattiger und dichter.

Der Verwitterung gegenüber besitzt der Hunnacker Kalk wenig Widerstandsfähigkeit. Er löst sich verhältnismäßig leicht, wobei zunächst die Korallenindividuen herauspräpariert werden. Die pyritreichen Lagen werden an der Erdoberfläche braunfleckig; der Rückstand bildet einen zähen brauneisenreichen Lehm.

Die Mächtigkeit des Hunnacker Kalkes beträgt in den vorhandenen Aufschlüssen 15–25 m.

<sup>1)</sup> Findet sich in Massen und ist die bei weitem häufigste Art in den Korallenrasen.

Nach der typischen Ausbildung „Auf den Hunnackern“ (r. 42400, h. 19430) wird für diese Fazies der Name Hunnacker Kalk vorgeschlagen.

Die stratigraphische Lage des Hunnacker Kalkes ist mit Sicherheit nicht genau festzulegen, da das Liegende nicht aufgeschlossen ist und das Hangende aus fossil-leeren Tuffiten und Schiefen („Hunnacker Tuffite“) besteht. Die Fauna spricht dafür, daß zumindest der obere Teil des Hunnacker Kalkes der Adorf-Stufe angehört. Es besteht jedoch die Möglichkeit, daß die unteren Teile des Kalkes noch dem Givet angehören, wenn man die an dem Fundpunkt C in dem Kalk beobachteten metamatischen Roteisenstein-Nester dem Grenzlager zuordnet (s. S. 28).

Betrachtet man die einseitig angepaßte Fauna sowie die Gesteinsausbildung, so kann man als Entstehungsraum der Fazies des Hunnacker Kalkes ein wenig durchlüftetes, nicht sehr tiefes Meeresbecken annehmen, in dem wie im Entstehungsbereich des Iberger Kalkes stärkere klastische Materialzufuhr fehlte.

C II 1m) Die Fazies der Hunnacker Tuffite findet sich stets mit der des Hunnacker Kalkes vergesellschaftet, ohne sich jedoch mit ihr zu verzahnen. Sie setzt sich aus ockerfarbenen bis gelblichgrauen, kalkhaltigen, fein- bis mittelkörnigen Tuffiten zusammen, denen in wechselnder Menge graugelbe Tonschiefer eingeschaltet sein können. Auffällig ist das vollständige Fehlen der für die adorfischen Tuffe so kennzeichnenden roten und grau-violetten Farbtöne. Wo die Tuffe stärker hervortreten, wie am Innersloch sind sie gut geschichtet und zeigen in einzelnen Lagen gradierte Schichtung. Herrschen die Schiefer vor, wie im großen Steinbruch an der Kalkhecke, so ist die Schichtung z. T. verdeckt, und das Gestein bricht dann krummschalig. Zuweilen finden sich in den Schiefen hell-gelblichbraune, nuß- bis faustgroße Toneisenstein-Geoden.

Die Mächtigkeit der Hunnacker Tuffite beträgt ca. 5–10 m. Fossilien sind noch nicht gefunden worden. Die Lagerung, zwischen Hunnacker Kalk im Liegenden und Iberger Kalk im Hangenden, gibt jedoch einen Anhalt für die Zuordnung zur unteren bis mittleren Adorf-Stufe.

Da die gelben Tuffite und Schiefer im selben Bereich wie der Hunnacker Kalk auftreten und ihre petrographische Ausbildung eine Sonderstellung rechtfertigt, wurde für diese Fazies der Name „Hunnacker Tuffite“ verwandt.

#### Überblick über die Adorf-Stufe

Die in der Adorf-Stufe vorhandene mannigfaltige Gesteinsausbildung läßt bestimmte, unter verschiedenen Absatzbedingungen entstandene Fazies unterscheiden, die ihre eigenen Entwicklungstendenzen und Verzahnungsmöglichkeiten aufweisen (s. Tab. 2).

Alle diese Gesteine zeigen in ihrer Ausbildung wie Fossilführung einen mehr oder weniger anfälligen Flachseecharakter, der durch die Art des Ablagerungsraumes wie durch die verschiedenartige und verschieden starke Materialzufuhr gekennzeichnet ist. Der Sedimentationsraum läßt ein stark gegliedertes, flaches Meeresgebiet erkennen, welches gut durchlüftete sauerstoffreiche, wie auch extrem sauerstoffarme Regionen besaß. Einen Überblick über die Zuordnung der unterschiedenen Fazies zu diesen Bereichen vermittelt die Tabelle 3.

Tabelle 3. Bionomische Gliederung der Fazies der Adorf-Stufe

		Sedimentmaterial			
		Ton	Tuff	Kalk	
Durchlüftung	Sauerstoffreich	rote Schiefer	Aubach-Tuffe	Iberger Kalk	
				Flaserkalke	
		Buchenauer Schichten			
	Sauerstoffarm	grüne Schiefer	Hunnacker Tuffite	Plattenkalke	
			Bänderschiefer		Hunnacker Kalk
		schwarze Schiefer			Flinzplattenkalk

Faßt man die verschiedenen Fazies-Abfolgen zusammen, so ergibt sich folgendes Bild:

Die untere Adorf-Stufe (s. Abb. 17) wird noch von vulkanischen Vorgängen beherrscht. An Stelle der im Givet weit verbreiteten basischen Eruptiv- und Effusivgesteine erscheinen nun vorwiegend saure Keratophyr-Laven und -Tuffe. Die Keratophyr-Tuffe treten jedoch nur selten in reiner Form auf: entweder sie sind mit basischen Aschen zu Aubach-Tuffen vermischt, oder sie verzahnen sich mit den nun stärker in Erscheinung tretenden klastischen und organogenen Sedimenten (Buchenauer Schichten). Neben Gebieten vorwiegender Tuff-Sedimentation und solchen mit nach Art der Buchenauer Schichten wechselnden Absatzbedingungen finden sich, wenn auch noch untergeordnet und von geringer Ausdehnung, solche, die fast nur von klastischem (rote Schiefer, dunkle Bänderschiefer, schwarze Schiefer) oder organogenem (Flaserkalke, Iberger Kalk) Material beliefert wurden. Als letzte Nachzügler der mitteldevonischen Eruptivphase finden sich schließlich noch kleinere Vorkommen von oberdevonischem Schalstein und Mandelstein.

In der mittleren Adorf-Stufe (s. Abb. 18) erfährt die vulkanisch-sedimentäre Fazies schon Einschränkungen. Ergußgesteine treten nicht mehr auf. Mit dem vulkanisch-sedimentären Material kämpft nun die Kalkfazies. In die mittlere Adorf-Stufe fällt die Hauptentwicklung der nun einen weiten Raum einnehmenden Plattenkalke und Riffkalke. Nur an wenigen abgelegenen Stellen vermag sich noch die klastische Fazies in Form von roten Schiefen und dunklen Bänderschiefern zu behaupten.

Die obere Adorf-Stufe (s. Abb. 19) zeigt wieder einen Rückgang der Kalkbildung. An keiner Stelle sind Plattenkalke an der Grenze gegen die Nehden-Stufe nachgewiesen. Überall macht sich ein Ausgleichen der Fazies bemerkbar: die Fazies bereitet die der Nehden-Stufe vor. Die reine Tuff-Fazies ist auf Reste im E-Teil der Mulde zurückgedrängt und tritt sonst nirgends mehr selbständig in Erscheinung. An einigen Stellen sind in der oberen Adorf-Stufe Flaserkalke ausgebildet, die fast kontinuierlich in die der Nehden-Stufe übergehen.

Die Mächtigkeit der Adorf-Stufe unterliegt großen Schwankungen (s. Abb. 4). Innerhalb der westlichen Galgenberg-Mulde wurden Werte zwischen 5–100 m (einschl. des Roteisenstein-Grenzlagers) gemessen. Sie zeigen starke Übereinstimmungen mit der jeweiligen Faziesausbildung. Die niedrigsten Mächtigkeiten der Adorf-Stufe sind stets an die Fazies der Flaserkalke gebunden (5 m). Eine geringe Gesamtdicke besitzen auch die Bänderschiefer (ca. 15 m). Andererseits treten die größten Mächtigkeiten innerhalb der reinen Tuff-Fazies auf (100 m). Eine starke Mächtigkeitszunahme ist auch stets an das Auftreten der Plattenkalke gebunden (bis zu 75 m).

Da die letzten plötzlichen Fazies-Änderungen noch innerhalb der Adorf-Stufe stattfinden, ist durch sie kein Mittel zur Grenzziehung gegen die Nehden-Stufe gegeben. Bei der Kartierung wurde die Grenze oberhalb der letzten Tuff-Lagen gelegt, dort, wo die gleichmäßig grüngraue Schiefer-Serie der Nehden-Stufe beginnt. Sie stimmt dadurch gut mit der von RABIEN (1954) auf Ostracoden gegründeten biostratigraphischen Gliederung überein. Die von MATERN (1931, S. 23) und KEGEL (1934 b, S. 537/38) vorgenommene Gliederung des Donsbacher Profils mußte eine Revision erfahren, da beide Autoren die Grenze Adorf-/Nehden-Stufe mit der Unterkante der „Primitellen-Schicht“ zusammenfallen ließen (s. RABIEN 1954 b, S. 187–190).

## C II 2. Nehden-Stufe

Mit Beginn der Nehden-Stufe nimmt die Vielgestaltigkeit der Faziesausbildung der Adorf-Stufe ihr Ende. Die Gesteine zeigen nun mehr einen bemerkenswert eintönigen petrographischen Charakter. In der vertikalen Aufeinanderfolge machen sich keine Änderungen mehr bemerkbar. In der horizontalen Verbreitung läßt sich neben der vorherrschenden Schiefer-Fazies lediglich eine durch sandige Einschaltungen gekennzeichnete schiefbrig-sandige Fazies unterscheiden und durch stärkeres Hervortreten von Kalkmaterial eine Faserkalk-Fazies.

C II 2a) Fazies der grüngrauen Schiefer. Diese, in der westlichen Galgenberg-Mulde weitverbreitete Fazies setzt sich sehr einheitlich aus grüngrauen, grauen und seltener gelblichgrauen, meist milden, gut geschieferten Tonschiefern zusammen. Vereinzelt machen sich noch karbonatische Lagen bemerkbar (so südöstlich der Grube Stangenwage), reine Kalklagen wurden in dieser Fazies jedoch nicht gefunden. Die Schichtung ist meist nur undeutlich zu erkennen. Die Gesteine sind sehr weich und leisten der Verwitterung durch schnellen Zerfall wenig Widerstand. Morphologisch treten sie bei größerer Mächtigkeit als Geländedellen gut in Erscheinung.

Die Fauna der grüngrauen Schiefer ist sehr spärlich und setzt sich vorwiegend aus Ostracoden zusammen. Daneben finden sich seltener Trilobiten und einzelne Exemplare von *Posidonia venusta* MSTR., sowie nicht näher bestimmbare Reste von Zweischalern.

Eine Sonderentwicklung der Tonschiefer-Fazies macht sich an der Straße Donsbach-Haiger südlich des Punktes 413,1 bemerkbar. Hier tritt die grüngraue Farbe der Schiefer sehr zurück und ist nur noch auf einzelne schmale Lagen beschränkt. An ihre Stelle tritt eine schmutzig-braunrote Färbung, die im merklichen Gegensatz

zu der rotbraunen bis braunvioletten der Adorf-Stufe und der leuchtend hellroten der Hemberg-Stufe steht.

Abgesehen von diesem Vorkommen geht diese Fazies zum Kopf der Schichtenfolge hin verhältnismäßig rasch in die der roten hembergischen Schiefer über. Als Vorläufer sind lediglich vereinzelte dünne Rotschiefer-Lagen schon in den graugrünen Schiefen der Nehden-Stufe beobachtet worden.

Die Mächtigkeit der grüngrauen Schiefer ist durchweg gering. Sie schwankt in dem Untersuchungsgebiet zwischen 10–25 m.

Die Hauptverbreitung der Fazies der grüngrauen Schiefer liegt in der westlichen Galgenberg-Mulde zwischen dem Schindelbach-Tal im NE und dem Rombach-Tal im SW.

C II 2b) Die Fazies der grauen Schiefer und Sandsteine verzahnt sich seitlich mit der der grüngrauen Schiefer, indem in einzelnen Lagen der Feinsand- und Glimmergehalt zunimmt.

Im einzelnen besteht diese Fazies aus einer grauen, im verwitterten Zustand gelblichen Wechselfolge von rauhen, feinsandigen, oft karbonatischen Tonschiefern mit dünnen, fein- bis mittelkörnigen Sandstein-Bänken. Ein schwacher Kalkgehalt macht sich vorwiegend in den unteren Partien dieser Schichtserie bemerkbar. Die Sandstein-Bänke sind i. a. sehr mürbe und besitzen Mächtigkeiten, die zwischen 5–20 cm liegen. Auf den meist wulstigen Schichtflächen sind oft grobe Glimmerblättchen stärker angereichert. In ihrem Auftreten bevorzugen die Sandsteine stets die oberen Partien der Schichtfolge und besitzen hier auch die größten Schichtdicken (bis zu 80 cm am rechten Hang des Bickelbach-Tales, südlich des Som-Berges).

Außer einigen schlecht erhaltenen Ostracoden wurden keine organischen Reste gefunden.

In der Fazies der grauen Schiefer und Sandsteine erreicht die Nehden-Stufe in der westlichen Galgenberg-Mulde mit 30–40 m ihre größten Mächtigkeiten.

Der Übergang zu den im Hangenden folgenden Rotschiefern der Hemberg-Stufe erfolgt oft durch Wechsellagerung. Der rote Farbeinschlag macht sich schon in den Schiefen unter den dickbankigen, hellgrauen Sandstein-Lagen bemerkbar, so am rechten Hang des Bickelbach-Tales südlich des Som-Berges.

Die Verbreitung der Fazies der grauen Schiefer und Sandsteine ist auf den E-Teil des Kartiergebietes östlich des Schindelbach-Tales beschränkt. Sie ist vermutlich ein nach W reichender Ausläufer der in der östlichen Dill-Mulde in der Nehden-Stufe weit verbreiteten Fazies der Sandsteine und Quarzite. An keiner Stelle treten die grauen Schiefer und Sandsteine mit der Kalk-Fazies der Nehden-Stufe in Berührung.

C II 2c) Die Fazies der grünen Flaserkalke ist stets durch Übergänge mit der der grüngrauen Schiefer verknüpft. Sie tritt nur im W-Teil des Untersuchungsgebietes, im Raum südlich Langenaubach, auf.

Die Fazies zeigt eine große Mannigfaltigkeit. Es finden sich alle Übergänge zwischen grünen Flaserkalken, Maserkalken und braungrauen Bänderkalken. Unter

diesen Gesteinen herrschen die Flaserkalke vor. Sie bestehen aus licht- bis graugrünen 8–20 cm dicken, durchweg stark gefaserten Kalklagen, denen geringmächtige, lebhaft hellgrün gefärbte Schieferlagen zwischengeschaltet sind. Die bunten Bänderkalke treten nur untergeordnet auf und setzen sich aus grauen, grün oder hellbraun gebänderten, dünnplattigen Kalklagen zusammen, deren meist schwach wulstige Oberfläche häufig eine grobe Körnung zeigt.

Fossilien wurden bisher lediglich in den Bänderkalken gefunden (so im „Marmorbruch“ des Rombach-Tales südlich Langenaubach). Die Erhaltung läßt jedoch keine eindeutige Bestimmung zu. Auf den Schichtflächen der Bänderkalke finden sich in einzelnen Lagen oft zahlreiche Abdrücke von Goniatiten, seltener auch von Ostracoden. Die Schalen müssen schon frühzeitig bei der Diagenese aufgelöst worden sein, denn selbst die Abdrücke geben keinerlei Skulpturformen wieder. Nach der Gehäuseform kann man lediglich sagen, daß es sich bei den Goniatiten um engnabelige, flachscheibenförmige und kugelige Tiere handelt. Die ganze, aus diesen Kalken von Langenaubach beschriebene Fauna (DREVERMANN 1901, SCHINDEWOLF 1922, S. 159) stammt aus Blöcken, die sich auf sekundärer Lagerstätte in den Langenaubacher Tuffbreccie befinden.

Die Mächtigkeit der Flaserkalk-Fazies ist in dem Untersuchungsgebiet sehr gering und geht i. a. nicht über 4–10 m hinaus (s. Abb. 4).

Eine seitliche Verzahnung mit der Fazies der grüngrauen Schiefer findet stets über die Fazies der grüngrauen Kalkknotenschiefer statt. Diese erreicht jedoch keine größere Selbständigkeit, so daß der Übergang verhältnismäßig rasch erfolgt (so an der Straße Langenaubach–Breitscheid, ca. 100–150 m oberhalb des neuen Friedhofes von Langenaubach). Überlagert werden die Flaserkalke häufig von den strukturell sehr ähnlichen, aber rot gefärbten Flaserkalken der Hemberg-Stufe (so in der Schuppe II des Rombach-Tales, im „Marmorbruch“, s. Taf. 4, Fig. 13). Wo im Hangenden der grünen Flaserkalke Rotschiefer der Hemberg-Stufe auftreten, macht sich entweder mit der Materialänderung auch ein scharfer Farbumschlag bemerkbar (Grube Vereinigte Constanze, 165 m-Sohle Ostfeld, s. auch Abb. 3), oder am Fuß der Rotschiefer selber treten noch Lagen roter Flaserkalke, bzw. roter Kalkknotenschiefer auf (Grube Vereinigte Constanze, 110 m-Sohle Westfeld; 135 m-Sohle, Westfeld).

Die Fazies der grünen Flaserkalke wurde nur in dem Raum südlich Langenaubach beobachtet. Sie tritt hier in den Schuppen II und III sowohl über Tage wie auch unter Tage auf.

### Überblick über die Nehden-Stufe

Die Nehden-Stufe zeigt eine ausgeglichene Fazies-Anordnung, die nur in der horizontalen, nicht aber in der vertikalen Erstreckung Veränderungen aufweist (s. Abb. 20). Innerhalb der westlichen Galgenberg-Mulde lassen sich drei verschiedene Fazies-Bereiche unterscheiden.

Im E-Teil des Untersuchungsgebietes treten graue Schiefer und Sandsteine auf, die nach ihrer Ausbildung und ihrem häufigen Wechsel einen verhältnismäßig flachen Meeresbereich kennzeichnen. Die Zunahme des grobklastischen Materials nach NE dürfte ein Hinweis auf eine Sandschüttung aus dieser Richtung sein.



Im Mittelteil des Untersuchungsgebietes herrscht die Fazies der grüngrauen Schiefer vor. Nach der eintönigen Gesteinsausbildung und der geringen Mächtigkeit darf man für sie gleichartige und überall in gleichem Maße erfolgende Sedimentation annehmen. Die Fauna, die außer einigen Trilobiten durch das Fehlen von benthonischen Tieren gekennzeichnet ist, erlaubt keine Entscheidung, ob das Ton-Material in einem tiefen, landfernen Meeresgebiet bei langsamem Absatz abgelagert wurde, wie es RABIEN (1954a) für die Cypridinen-Schiefer des Sauerlandes annimmt, oder ob nicht beschleunigte Sedimentation in einem verhältnismäßig flachen und landnahen Meeresraum erfolgte. Gewiß sprechen die sandigen Schüttungen im E-Teil des Untersuchungsgebietes für die letztere Annahme, und es wäre das Fehlen von Cephalopoden in diesem Bereich unverständlich, wollte man nicht Verunreinigung durch Tontrübe dafür verantwortlich machen. Auf der anderen Seite steht jedoch die geringe Mächtigkeit der Schiefer der Annahme einer raschen Sedimentation entgegen. Hierbei ist aber zu bedenken, daß die Galgenberg-Mulde am N-Rand des Sedimentations-troges der Dill-Mulde liegt, und daß das Meer trotz verhältnismäßig langsamen Absatzes wesentliche Mengen von Tontrübe enthalten mochte.

Im Westteil der Galgenberg-Mulde verzahnen sich die graugrünen Schiefer mit der Fazies der Flaserkalke, die hier an einigen Stellen Selbständigkeit erlangt. Die geringe Mächtigkeit der Flaserkalke und das Fehlen von Merkmalen, die für bewegtes Wasser sprechen, lassen auch hier auf langsamen ruhigen Absatz in einem Schwellengebiet schließen.

Der in der Nehden-Stufe innerhalb des Untersuchungsgebietes von NE nach SW verfolgbare Wechsel von sandigem zu kalkigem Material drückt sich entsprechend auch in einer gleichgerichteten Mächtigkeitsabnahme der Schichten aus: Im E-Teil beträgt die Mächtigkeit 30–40 m, im W-Teil dagegen nur 4–10 m.

Die Grenze gegen die überlagernden Schichten der Hemberg-Stufe wurde an die Unterkante der geschlossenen Rotschiefer-Entwicklung gelegt. Diese petrostratigraphische Abgrenzung fällt in dem Untersuchungsgebiet, wie schon KEGEL (1934b, S. 541) hervorhebt, mit der biostratigraphischen zusammen, da schon wenige Meter über der Grenze die Fauna der Hemberg-Stufe nachgewiesen werden konnte. Ausnahmen finden sich nur im E-Teil des Untersuchungsgebietes, wo die Nehden-Stufe ganz (s. S. 53), oder doch zum großen Teil (s. S. 54) durch Rotschiefer vertreten ist.

### C II. 3. Hemberg-Stufe

In der Hemberg-Stufe herrschen noch eintönigere Fazies-Verhältnisse als in der Nehden-Stufe. Neben der vorherrschenden Rotschiefern sind nur im Raum südlich Langenaubach rote Flaserkalke und die mit ihnen verknüpften roten Kalkknotenschiefer ausgebildet.

C II 3a) Die Fazies der Rotschiefer (Fossley) zeigt in ihrer ganzen Verbreitung eine eintönige Ausbildung. Sie setzt sich aus leuchtend karmin- bis ziegelroten, milden, seltener in einzelnen Lagen rauheren Schiefen zusammen, die gelegentlich einen geringen Kalkgehalt besitzen. Untergeordnet finden sich in den den Rotschiefern schmutzig-graugüne bis hell leuchtend grüne, fleckige oder bänderartige

Einschaltungen, die aber keine Horizontbeständigkeit aufweisen. Sie treten bevorzugt im mittleren Teil der Rotschiefer auf, keilen aber rasch aus. Neben diesen grün gefärbten Partien ist an der Straße Donsbach–Haiger ca. 400 m westlich des oberen Dorfausganges von Donsbach in den Rotschiefern eine 5 cm dicke Schicht von grauschwarzen Schiefern beobachtet worden. Die Schichtung ist in den eintönig zusammengesetzten Vorkommen nur selten zu erkennen und wird i. a. durch die starke Transversalschieferung überprägt.

Obwohl die Rotschiefer schnell abgetragen werden und sich in der Morphologie stets durch Senken oder flache Hänge bemerkbar machen, drückt sich in dem wenig zersetzten und verfärbten, stets leuchtend roten Verwitterungsmaterial eine gewisse Verwitterungsbeständigkeit aus.

Den Rotschiefern können in beschränktem Maße Intrusivdiabase eingeschaltet sein. Aufschlüsse finden sich an mehreren Stellen in der Sohle des Weges, der von Donsbach nach Langenaubach führt (so z. B. 20 m westlich des Punktes 397,0; r. 44 680, h. 21 170). Hier tritt ein kleiner, in der Ebene des Aufschlusses konkordant erscheinender Gang in den Rotschiefern auf, der alle Merkmale dieser Vorkommen zeigt. In einer Dicke von 50–100 cm läßt sich der Diabas in streichender Erstreckung nicht weit über den Weg hinaus verfolgen. In seiner Umgebung besitzt er eine gut ausgebildete, ca. 50 cm breite Kontaktzone, in der die sonst leuchtend roten Schiefer nach außen rötlich-grau, nach innen grünlich-grau verfärbt sind. Andere kontaktmetamorphe Veränderungen konnten makroskopisch nicht beobachtet werden. Der

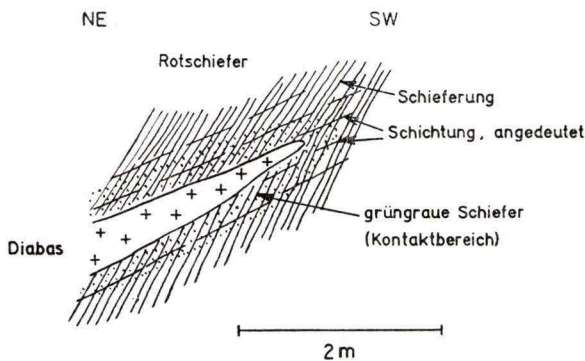


Abb. 5. Diabasgang in Rotschiefern der Hemberg-Stufe. Schwache Anschmiegung der Schieferung an den Diabasgang. Gang und Kontaktzone verlaufen  $\pm$  im Streichen der Schichten. – Sohle des Weges Donsbach–Langenaubach, ca. 20 m westlich des Punktes 397,0.

Diabas selber ist mittel- bis grobkörnig und steht im verwitterten Zustand an. Der Gang verläuft im Streichen der Rotschiefer, bildet aber mit der Schieferung einen spitzen Winkel. Der durch Verfärbungen gekennzeichnete Kontaktbereich zeigt ebenfalls keine Abhängigkeit von der Schieferung (s. Abb. 5). Allem Anschein nach sind diese Diabase prätektonisch in die Rotschiefer intrudiert. Ob es sich hierbei wirklich um Lagergänge oder um diskordant durchsetzende Gänge handelt, konnte bei der Art der Aufschlüsse nicht entschieden werden. Ebenso muß das Alter der Intrusion noch fraglich bleiben.

Die zahlreichen, z. T. heute noch in Betrieb befindlichen Rotschiefer-Gruben südöstlich Langenaubach und zwischen Donsbach und Haiger, die Material für Terrazzo gewinnen, bieten vortreffliche Aufschlüsse in diesen Schichten. In diesen Gruben werden die kalkreichen, wenig geschieferten und deshalb kompakten Partien der Rotschiefer abgebaut. Auf der Grube Vereinigte Constanze finden sich größere Rotschiefer-Vorkommen lediglich im Ostfeld der 165 m-Sohle.

Die Fauna der Rotschiefer beschränkt sich auf die in einzelnen Lagen gehäuft auftretenden Ostracoden und Posidonien. Trilobiten wurden in dem Untersuchungsgebiet nirgends gefunden. Die von KEGEL (1934 b, S. 541) mitgeteilten Ostracoden-Arten konnten im wesentlichen wiedergefunden werden, und zwar an folgenden Stellen:

Tagebau der Grube Roter Stein im Rombach-Tal (r. 43 230, h. 20 350). SW-Hang der Rattelbeck (r. 44 430, h. 21 230). Tagebau der Rotschiefer-Grube im Lehmesboden (r. 45 860, h. 22 200). Tagebau der Rotschiefer-Grube im Schindelbach-Tal (r. 46 200, h. 22 400). Pinge auf der Eisenkaute (r. 45 440, h. 20 830).

Die Mächtigkeit der Rotschiefer ist im Vergleich mit den übrigen Schichtgliedern des Ober-Devons stets groß. Sie schwankt oft beträchtlich und liegt in der westlichen Galgenberg-Mulde zwischen 15–110 m. Auffällig ist die starke Mächtigkeits-Abnahme auf dem N-Flügel der Mulde, wo durchweg Werte von 10–40 m beobachtet wurden (s. Abb. 4). Auf dem S-Flügel herrschen dagegen Schichtdicken von 50–110 m vor (s. Abb. 4).

Überlagert werden die Rotschiefer von grauen Schiefen und Sandsteinen der Dasberg-Stufe, doch trifft man in dem Grenzbereich stets eine 2–5 m mächtige Übergangszone an, in der schon die Sandsteine mit den letzten Nachzüglern der Rotschiefer wechsellagern (s. KEGEL 1934 b, S. 542, Abb. 5). Die Grenze wurde bei der Kartierung dorthin gelegt, wo die geschlossenen Rotschiefer verschwinden. Biostratigraphisch konnte sie an keiner Stelle festgelegt werden.

C II 3b) Die Fazies der roten Kalkknotenschiefer (Kramenzelschiefer) verzahnt sich südöstlich Langenaubach in den höheren Teilen der Hemberg-Stufe mit der Fazies der Rotschiefer, um dann weiter westlich die ganze Hemberg-Stufe zu umfassen. Kleinere Vorkommen der Kalkknotenschiefer sind gelegentlich auch in den Rotschiefern der östlichen Galgenberg-Mulde zu beobachten, so an der Straße Donsbach-Haiger (s. Abb. 4) und auf der S-Seite des Schlafgrundes.

Die Fazies der roten Kalkknotenschiefer setzt sich aus Rotschiefern zusammen, in denen 1–3 cm dicke Lagen von meist 2–3 cm langen, ellipsoidischen Kalkknoten gehäuft auftreten. Das Material der Kalkknoten ist dicht und graugelblich oder blaßrötlich. Die Kalkknoten-Lagen bilden die Schichtung deutlich ab und lassen gut die Art der Faltung, in der Regel Scherfaltung, erkennen.

Fossilien sind in dieser Fazies bisher noch nicht gefunden worden. Die Fauna dürfte jedoch nach dem Schichtverband zwischen der Ostracoden- und der Cephalopoden-Fazies vermitteln.

Wo die Fazies der Kalkknotenschiefer die ganze Hemberg-Stufe umfaßt, liegt ihre Mächtigkeit zwischen 20–30 m. Als Einschaltung innerhalb der Rotschiefer erreicht sie nur selten wenige Meter Dicke.

Auf der Grube Vereinigte Constanze trifft man häufig die Hemberg-Stufe in der Fazies der roten Kalkknotenschiefer an, so im Westfeld der 80 m-, 110 m- und 135 m-Sohle. Die Untertage-Aufschlüsse der Grube zeigen, daß die roten Kalkknotenschiefer sich noch weit nach S bis über die Alte Rheinstraße hinaus unter dem Deckdiabas fortsetzen.

Die roten Kalkknotenschiefer besitzen in dem Untersuchungsgebiet keine stratigraphische Selbständigkeit. Wenngleich sie auch südöstlich Langenaubach vorwiegend auf den oberen Teil der Rotschiefer-Serie beschränkt sind, so können sie an anderen Stellen als Einlagerungen auch in tieferen Horizonten auftreten. Bei stärkerer Anhäufung der Kalkknoten und beim Zurücktreten des Schiefermaterials gehen die Kalkknotenschiefer schließlich in die roten Flaserkalke über. Sehr schön ist dieser Wechsel sowohl im Nebeneinander wie auch im Übereinander am N-Hang der Girstehecke südlich Langenaubach zu beobachten.

An den Stellen, wo die roten Kalkknotenschiefer nicht mehr von den Rotschiefern überlagert werden, tritt in ihrem Hangenden der dasbergische Bomben-Schalstein auf (so im grabenförmigen Einschnitt am N-Hang der Girstehecke, r. 42380, h. 19710). Hier konnte jedoch nicht geklärt werden, ob die oberen Lagen der roten Kalkknotenschiefer schon der unteren Dasberg-Stufe angehören oder ob eine Schichtlücke zwischen beiden Schichtgliedern besteht (vgl. S. 66).

C II 3c) Die Fazies der roten Flaserkalke (Kramenzelkalke) ist wie die der roten Kalkknotenschiefer auf das Gebiet südlich Langenaubach beschränkt.

Die Fazies ist durch blaß-karmin- bis ziegelrote, seltener braungraue, meist 10 bis 30 cm dicke wulstige Kalklagen gekennzeichnet, die eine feine Durchnetzung von rötlichen Tonhäuten zeigen und durch dünne braunrote bis braune Schieferlagen voneinander getrennt sind. Von den Kalkknotenschiefern, aus denen sie meist hervorgehen, lassen sie sich durch den geringen Schieferanteil und von den Knollenkalken durch den Zusammenhalt der Kalklagen unterscheiden. Die Flaserung ist gut und  $\pm$  gleichmäßig ausgebildet in denjenigen Gesteinen, die gleichmäßig tektonisch beansprucht worden sind. Eine andere, viel ebenmäßigere, kaum geflaserte Beschaffenheit zeigen demgegenüber die durch ihre Fossilführung zur Hemberg-Stufe gehörigen rötlichen Kalkblöcke, die auf sekundärer Lagerstätte im dasbergischen Bomben-Schalstein oder in der Langenaubacher Tuffbreccie auftreten.

In den über Tage oder auf der Grube Vereinigte Constanze anstehenden roten Flaserkalken wurden bisher keine Fossilien gefunden. Die gesamte, von KAYSER (1888, S. LXV) zuerst erwähnte und durch DREVERMANN (1901) und SCHINDEWOLF (1922, S. 159/60) beschriebene Fauna der hembergischen roten Flaserkalke stammt aus Blöcken des dasbergischen Bomben-Schalsteins oder der Langenaubacher Tuffbreccie. Die Mächtigkeit der roten Flaserkalke ist mit 4–8 m sehr gering. Im Hangenden der roten Flaserkalke tritt innerhalb des Untersuchungsgebietes stets der dasbergische Bomben-Schalstein auf, so daß auch hier, wie bei den roten Kalkknotenschiefern mit der Möglichkeit gerechnet werden muß, daß Teile bis in die Dasberg-Stufe reichen. Für diese Annahme spricht das Auftreten einer ca. 60 cm dicken, rötlich- bis gelblichgrauen Flaserkalk-Lage dicht unter dem dasbergischen Bomben-Schalstein im „Marmorbruch“ des Rombach-Tales (Schuppe II; s. Taf. 4 Fig. 13).

Die Ausbildung dieses bislang noch fossilereen Kalksteins ähnelt sehr der der dasbergischen Blöcke in der Langenaubacher Tuffbreccie.

Rote Flaserkalker der Hemberg-Stufe stehen über Tage außer in dem erwähnten „Marmorbruch“ im Rombach-Tal noch ca. 30 m weiter südlich in der Schuppe III und am Fuße der Girstehecke an. Auf der Grube Vereinigte Constanze stellen die roten Flaserkalker die verbreitetste Fazies der Hemberg-Stufe dar. Sie finden sich dort im Westfeld der 80 m-, 110 m- und 135 m-Sohle und im Ostfeld der 165 m-Sohle.

### Überblick über die Hemberg-Stufe

Die Hemberg-Stufe zeigt noch eintönigere Faziesverhältnisse als die Nehden-Stufe. Zwischen den beiden Hauptgliedern, den Rotschiefern und den roten Flaserkalken vermitteln, stärker als in der Nehden-Stufe, die roten Kalkknotenschiefer. Bis auf die sandigen Einschaltungen, die der Hemberg-Stufe fehlen, zeichnen sich beide Stufen durch die gleiche Gesteinszusammensetzung aus. Unterschiede sind nur in der Farbe zu erkennen. Auch biofaziell zeigen sich keine grundsätzlichen Änderungen. Wie in der Nehden-Stufe herrschen in der Hemberg-Stufe in der Schiefer-Fazies die Ostracoden und in der Flaserkalk-Fazies die Cephalopoden vor.

In der räumlichen Fazies-Verteilung macht sich auch hier eine Sonderung bemerkbar, insofern als die Schiefer-Fazies die ganze mittlere und östliche Galgenberg-Mulde beherrscht, während die Flaserkalk- und die mit ihr vergesellschaftete Kalkknotenschiefer-Fazies auf das Gebiet südlich Langenaubach beschränkt ist.

Die Mächtigkeit der Hemberg-Schichten ist i. a. größer als die der Nehden-Schichten, zeigt aber dieselbe von der Gesteinsausbildung abhängige Regelmäßigkeit. Sie erreicht auch hier in der Schiefer-Fazies die größten und in der Flaserkalk-Fazies die kleinsten Werte und schwankt zwischen 4–110 m (s. Abb. 4).

Daraus geht hervor, daß die Sedimentationsverhältnisse hier grundsätzlich die gleichen waren wie in der Nehden-Stufe. Die Durchlüftung des Meeres muß in der Hemberg-Stufe jedoch besser gewesen sein.

Die Obergrenze der Hemberg-Stufe konnte in der westlichen Galgenberg-Mulde paläontologisch nicht festgelegt werden, da in den überlagernden Schiefen und Sandsteinen nur die als solche allerdings für die Dasberg-Stufe bezeichnenden Pflanzenreste auftreten. Die Grenze zu den normal überlagernden Schichten wurde im Gelände dorthin gelegt, wo die geschlossenen Rotschiefer-, roten Kalkknotenschiefer- oder roten Flaserkalk-Schichten aufhören. Dabei wird bis zum biostratigraphischen Beweis die Frage offengelassen, ob in einzelnen Vorkommen nicht schon Teile dieser Schichten in die untere Dasberg-Stufe hineinreichen. Die verschiedenartige Überlagerung durch andere Schichten macht das wahrscheinlich.

### C II 4. Dasberg-Stufe

In der Dasberg-Stufe tritt zum ersten Mal innerhalb der westlichen Galgenberg-Mulde die Fazies der Sandsteine beherrschend in Erscheinung. Im Gegensatz zu den eintönig entwickelten mittleren Stufen des Ober-Devons macht sich hier wieder ein lebhafter Wechsel zwischen sedimentärem und vulkanischem Material bemerkbar. Es lassen sich in der Dasberg-Stufe graue Schiefer und Sandsteine von grauen Cepha-

lopodenkalken, Intrusivdiabasen und dem dasbergischen Bomben-Schalstein unterscheiden.

C II 4a) Die Fazies der grauen Schiefer und Sandsteine besteht aus einer grauen, mitunter auch grünlichgrauen, sehr wechsellvollen Serie milder, wie auch rauher, sandiger Tonschiefer mit eingeschalteten, meist mittel- bis grobkörnigen glimmerreichen, mitunter karbonatischen Sandstein-Bänken. Das Verhältnis von Tonschiefer zu Sandstein kann schwanken; in der Regel treten jedoch die Sandsteine erst in den oberen Teilen der Schichtenfolge stärker hervor. Ebenso ist die Dicke der Sandstein-Bänke in den unteren Horizonten gewöhnlich geringer (meist unter 20 cm) als in den oberen, wo Mächtigkeiten bis zu 1 m beobachtet wurden.

Die Sandstein-Bänke sind oft durch Kreuzschichtung gekennzeichnet. Daneben sind im oberen Teil der Schichtserie, so vor allem im Einschnitt der Schmalspurbahn zum großen Steinbruch am Schleiß-Berg im Rombach-Tal (Schuppe I) Rippeln und Kriechspuren und, nach SCHINDEWOLF (1926, S. 91), Trockenrisse zu beobachten. SCHINDEWOLF machte auch auf das Vorkommen von oolithischem Sandstein in diesem Aufschluß aufmerksam (1926, S. 91). Die Ooide treten in diesem Profil in einer 1 m dicken Sandstein-Bank unmittelbar im Hangenden des dasbergischen Bomben-Schalsteines auf. Neben dem oolithischen Sandstein finden sich auch an mehreren Stellen des Einschnittes im Querbruch halbovale, mit ihrer größten Krümmung in die liegenden Schiefer hineinreichende Kalksandstein-Linsen, die an ihrer Unterfläche ausgeprägte Gefleiß-Wülste aufweisen. Nach Form und Lagerung ähneln sie sehr kalkig-sandigen Priel-Füllungen.

Auf die einzelnen Schichtflächen der Sandstein-Bänke finden sich oft massenhaft und unregelmäßig Pflanzenhäcksel, die sich aus Sphenophyllum-Fetzen und Farn-Resten zusammensetzen. Tierische Körperfossilien sind bisher in den grauen Schiefen und Sandsteinen nicht gefunden worden. Diese Gesteine wurden wegen ihrer faziellen Ähnlichkeit mit dem Pönsandstein im Sauerland von H. SCHMIDT (1924a, S. 86) und KEGEL (1932a, S. 14) zur Dasberg-Stufe gestellt.

Da die grauen Schiefer und Sandsteine im mittleren und östlichen Teil der Galgenberg-Mulde stets das Muldeninnerste einnehmen, können hier, wie schon KEGEL (1934b, S. 543) hervorhebt, Mächtigkeitsangaben nur beobachtete Mindestwerte darstellen. Je nach Vollständigkeit der Profile liegt die Mächtigkeit zwischen 20–75 m.

In dem Gebiet südlich Langenaubach sind die Verhältnisse verwickelter. Hier tritt im Liegenden oder innerhalb der grauen Schiefer und Sandsteine der dasbergische Bomben-Schalstein auf. Während in den südlich gelegenen Schuppen II und III die grauen Schiefer und Sandsteine erst im Hangenden des dasbergischen Bomben-Schalsteins erscheinen, sind sie in der Schuppe I zwischen dem Tannen-Tal und der Straße Langenaubach–Breitscheid schon im Liegenden verbreitet. Überall, wo die Hemberg-Stufe in den Fazies der Rotschiefer vorliegt, ist unter dem dasbergischen Bomben-Schalstein noch ein ca. 20–25 m mächtiger Packen von grauen Schiefen und Sandsteinen vorhanden (Tannen-Tal; Rombach-Tal, Schuppe I; Grube Vereinigte Constanze, Stollen I und III, 80 m-Sohle nördlicher Schachtquerschlag; Straße Langenaubach–Breitscheid). Wo die Hemberg-Stufe dagegen in der Fazies der roten Kalkknotenschiefer und roten Flaserkalke entwickelt ist, wird sie unmittelbar vom das-

bergischen Bomben-Schalstein überlagert (Schuppe II und III im Rombach-Tal; Grube Vereinigte Constanze, Westfeld der 80 m-, 135 m- und 165 m-Sohle, Ostfeld der Stollen III- und der 110 m-Sohle; N-Hang der Girstehecke).

Die in der Schuppe I deutlich erkennbare Dreiteilung gibt sich auch in der Zusammensetzung der Fazies der grauen Schiefer und Sandsteine zu erkennen.

In der den dasbergischen Bomben-Schalstein unterlagernden Serie überwiegen bei weitem die grünlichgrauen Tonschiefer. Sandstein-Bänke treten nur untergeordnet auf und gehen in ihrer Dicke kaum über 20 cm hinaus. Kreuzschichtung wurde in ihnen selten, Trockenrisse und Rippeln nie beobachtet. Pflanzenhäcksel sind in diesem Horizont der grauen Schiefer recht häufig.

Der im Hangenden des Bomben-Schalsteins auftretende Teil der Dasberg-Schichten ist durch das Vorherrschen der Sandstein-Bänke gekennzeichnet. Er beginnt mit der schon besprochenen 1 m dicken Ooide-führenden Sandstein-Bank und setzt sich in einer Serie von bankigen Sandsteinen und Schiefem fort. Die oben erwähnten Rippeln und die Kreuzschichtung sind hier häufig zu finden, ebenso die als Priel-Füllungen gedeuteten Erscheinungen. Als weitere, dem unteren Horizont der Schiefer fehlende Einschaltung enthält der Horizont der Sandsteine 5 nahe beieinanderliegende Diabas-Lagergänge von 10–60 cm Dicke. In den oberen Partien dieses, im Einschnitt der Schmalspurbahn im Rombach-Tal gut zu beobachtenden 15–20 m mächtigen Horizontes der Sandsteine und Schiefer treten die sandigen Einschaltungen wieder zurück und leiten damit in die sehr milden Tonschiefer der Wocklum-Stufe über.

Aus dieser petrofaziell so verschiedenen und in der ganzen Schuppe I beiderseits des Rombach-Tals vorhandenen Ausbildung geht hervor, daß es sich bei beiden Horizonten um zeitlich getrennte Ablagerungen handelt. Schon diese Beobachtung verbietet die Annahme einer Überschiebung der hangenden über die liegende Sedi-ment-Folge, wie H. SCHMIDT (1924a, S. 93 und Fig. 2) annimmt.

In der Schuppe I sind die beiden Horizonte nicht nur durch ihre allgemeine Verschiedenheit zu trennen, sondern auch durch die Zwischenschaltung des dasbergischen Bomben-Schalsteins.

Der in der Schuppe II und III im Hangenden des dasbergischen Bomben-Schalsteins vorhandene Teil der grauen Schiefer und Sandsteine zeigt eine deutliches Zurücktretten der sandigen Komponente. Die Dicke der Sandstein-Bänke beträgt hier in der Regel 5–10 cm; nur an einer Stelle wurde eine 40 cm dicke Sandstein-Bank beobachtet („Marmorbruch“ im Rombach-Tal, s. Taf. 4 Fig. 13).

Morphologisch heben sich die grauen Schiefer und Sandsteine infolge ihrer langsamen Verwitterung gut ab. Daher ist der Muldenkern, den sie in der mittleren und östlichen Galgenberg-Mulde einnehmen, in Relief-Umkehr als Höhenrücken gut zu verfolgen, umrahmt von den Senken der Rotschiefer. Südlich Langenaubach tritt dieser Relief-bildende Einfluß, außer am Schleiß-Berg, infolge der geringen Mächtigkeit und des starken Gesteinswechsels sowie durch den beherrschenden Einfluß des nahegelegenen Deckdiabases sehr zurück.

C II 4b) Der dasbergische Bomben-Schalstein ist im Laufe seiner Erforschung unter mehreren Namen behandelt und in verschiedener Weise gedeutet worden.

DREVERMANN (1901, S. 102/103) erwähnt diese Bildung zuerst und scheidet sie auf der Karte als selbständiges Schichtglied „Schalstein mit Mandelstein“ aus (1901, Taf. XII). Nach ihm ist sie von der Langenaubacher Tuffbreccie zu trennen, gehört aber ungefähr demselben Niveau an. KAYSER (1907, S. 30/31) kommt zum gleichen Ergebnis und trennt ebenfalls, so auch auf dem Blatt Dillenburg, den „Jungoberdevonischen Deckschalstein“ (in Profil 6, 1907, S. 34, als „Mandelstein-Schalstein“ bezeichnet) von der Langenaubacher Tuffbreccie. Dieser Ansicht schließt sich auch BRAUNS (1909 b, S. 386) an. Alle diese Beobachter weisen auf die enge Beziehung des Bomben-Schalsteins zum Deckdiabas hin und deuten ihn, wie auch die sehr ähnlichen Bildungen der östlichen Dill-Mulde, „als eine Tuffbildung dieses Gesteins“ (KAYSER 1907, S. 31). Das Alter des Bomben-Schalsteins soll nach ihnen jung-oberdevonisch sein.

In der Folgezeit wird diese Trennung zwischen Bomben-Schalstein und Langenaubacher Tuffbreccie wieder fallengelassen. Zwar macht H. SCHMIDT (1924 a, S. 92, Fig. 2) noch eine Unterscheidung zwischen dem „Mandelstein-Schalstein“ und der Tuffbreccie von Langenaubach, sieht in ihr jedoch nur eine gleichalte Gesteinsvarietät der Tuffbreccie. Diese Unterscheidung wird bei DUFOUR (1925, S. 8/9) aufgegeben. Nach ihm sind beide Schichtglieder, Bomben-Schalstein und Langenaubacher Tuffbreccie, dasselbe Gestein. Ohne nähere Prüfung wird diese Auffassung von W. E. SCHMIDT übernommen (1926, S. 419, Taf. 13), der beide Schichtglieder als „Mandelsteinbreccie“ zusammenfaßt. H. RICHTER (1930, S. 13) und MICKE (1931, S. 13/14) schließen sich ebenfalls dieser Auffassung an. KEGEL geht auf das Verhältnis beider Gesteine nicht näher ein, erwähnt aber, daß im obersten Teil der Dasberg-Stufe „ein an Bomben und Kalkeinschlüssen reicher Schalstein eingeschaltet“ ist, „der hier im jüngsten Oberdevon den Beginn der unterkarbonischen Eruptivphase bedeutet“ (1933 a, S. 4). Für eine Trennung von Bomben-Schalstein und Langenaubacher Tuffbreccie spricht sich GOEBEL (1941, S. 5) aus. Nach den Lagerungsverhältnissen auf der Grube Vereinigte Constanze weist er ihm ein stratigraphisches Niveau an der Grenze Hemberg-/Dasberg-Stufe zu. WIEGEL (1953, S. 296) erkennt ebenfalls die Selbständigkeit des Bomben-Schalsteins an, ohne jedoch auf dessen Alter einzugehen. PILGER (1952, S. 208) schließt sich dieser Auffassung an. Alle diese Autoren, mit Ausnahme von H. RICHTER, nehmen für die Entstehung des Bomben-Schalsteins vulkanische Explosionen an. KLÜPFEL (1952, S. 251/52 und Abb. 1) geht demgegenüber wieder auf die Annahme von H. RICHTER zurück. Zwar trennt er beide Schichtglieder, folgert aber für den Bomben-Schalstein eine intrusive Entstehung, die in Verbindung mit der Bildung des Deckdiabases postkulkmisch vor der sudetischen Phase stattgefunden haben soll.

Der dasbergische Bomben-Schalstein besteht aus einem dichten Haufwerk von Mandelstein-Bomben, die in einer Tuff- oder Tuffit-Grundmasse eingebettet sind. Neben den Mandelstein-Bomben treten zuweilen Sedimentgesteine, vorwiegend Kalke, gehäuft auf. Die Mandelstein-Bomben sind meist  $\pm$  ellipsoidisch gerundet und besitzen Walnuß- bis Kopfgröße, können aber auch bis Kürbisgröße werden. Ihre Farbe ist dunkel rotviolett bis grauviolett. In der stets dichten, oft glasigen Grundmasse finden sich zahlreiche, mit hellem Kalzit gefüllte, unregelmäßig angeordnete Mandelräume. Die Grundmasse besteht aus einem weichen, sehr stark zerriebenen und verschieferten, grau- bis braunvioletten, tuffigen oder tuffitischen Material, das sich infolge der erheblichen Überprägung nicht näher untersuchen ließ. Neben diesem Tuff-Material treten an mehreren Stellen, so auf der Grube Vereinigte Constanze im Westfeld der 80 m- und 135 m-Sohle und im Ostfeld der 110 m-Sohle starke Kalk-Beimengungen in der Grundmasse auf, die ihrerseits schließlich zu einem hellen, grobkristallinen Kalzit werden kann. Vorkommen dieser Art sind jedoch nur spärlich verbreitet und treten nie in größerer Selbständigkeit auf.



Als Einschlüsse von Sedimentgesteinen findet man vereinzelt, bis m<sup>3</sup>-große, nur schwach gerundete Blöcke von Roteisenstein, hellgrauen Riffkalk und roten, schwach geflaserten Cephalopodenkalk. Diese Blöcke treten zusammen aber alle nur in bestimmten Horizonten auf. Außer rötlich-violetten Verfärbungen in den Randzonen sind in ihnen keine makroskopisch erkennbaren metamorphen Veränderungen beobachtet worden. Unter den Sedimentgesteins-Einschlüssen überwiegen mit ca. 70% bei weitem die roten Cephalopodenkalk-Blöcke; Riffkalk- und Roteisenstein-Brocken treten demgegenüber mengenmäßig stark zurück (etwa 20–30%). Eine räumliche Änderung der Stückgrößen-Verteilung konnte bei diesen Blöcken nicht festgestellt werden. Sandstein- oder Schiefer-Einschlüsse sind bisher noch nicht beobachtet worden.

Bemerkenswert ist die regelmäßige Anordnung der einzelnen Mandelstein-Bomben und Sedimentgesteins-Einschlüsse. Im Gegensatz zu KAYSER (1907, S. 31), der ihre Lage als „ohne jede Ordnung“ angibt, konnte festgestellt werden, daß die Längsachsen der Mandelstein-Bomben immer  $\pm$  die tektonische b-Achse bevorzugen.

Die von KLÜPFEL (1952, S. 251) gegebene Beschreibung des Bomben-Schalsteins entspricht nicht den zu beobachtenden Tatsachen.

Der dasbergische Bomben-Schalstein wird von verschiedenen Gesteinen normal unterlagert, aber stets von einem einheitlichen Horizont überlagert. Das seitliche Auskeilen in graue Schiefer und Sandsteine der Dasberg-Stufe ist an der Wegböschung des oberen Tannen-Tales zu beobachten.

Im Liegenden des Bomben-Schalsteins treten in der durch die Schiefer-Ausbildung der Hemberg-Stufe gekennzeichneten Schuppe I graue Schiefer und Sandsteine auf, in der durch die Flaserkalk-Entwicklung der Hemberg-Stufe gekennzeichneten Schuppen II und III dagegen graue und rote Flaserkalke (s. Taf. 4 Fig. 13). Während die Grenze der Flaserkalke zum Bomben-Schalstein ziemlich scharf ist, finden sich Übergänge im Bereich der roten Kalkknotenschiefer und grauen Schiefer. Solche sind vorzüglich aufgeschlossen auf der Grube Vereinigte Constanze im Westfeld der 80 m- und 135 m-Sohle. Im oberen Teil der roten Kalkknotenschiefer, ca. 1 m unter dem geschlossenen Bomben-Schalstein, treten die ersten isolierten Tuff-Nester und kleinen, haselnußgroßen Mandelstein-Lapilli auf. Zum Hangenden hin wird die Anreicherung unter gleichzeitigem Zurücktreten der roten Schiefer stärker, bis dann nur noch rote Kalkschiefer-Fetzen im Bomben-Schalstein auftreten. An keiner Stelle wurde zwischen den roten Schiefen und dem Bomben-Schalstein eine größere Störung beobachtet. Anders dagegen an der Grenze gegen die roten Flaserkalke, die infolge des disharmonischen Verhaltens stets eine Störungsfläche ist.

Solange die unmittelbar den Bomben-Schalstein unterlagernden Gesteine noch keine beweisenden Fossilien geliefert haben, ist ihre Einstufung, ob hohe Hemberg-Stufe oder untere Dasberg-Stufe, nicht möglich. Es entfällt hiermit aber auch die Beweisführung einer „diskordanten“ Überlagerung auf verschiedene alte Gesteine, wie diese von H. RICHTER (1930, S. 13) und KLÜPFEL (1952, S. 251, Abb. 1) behauptet wurde. Es sei hier noch einmal betont, daß der Bomben-Schalstein nach unserer jetzigen Kenntnis lediglich verschieden ausgebildete Gesteine überlagert, von denen aber erst noch bewiesen werden muß, ob sie auch verschieden alt sind. Der Verbreitungsraum des Bomben-Schalsteins greift eben über verschiedene bis dahin getrennte Faziesbereiche hinweg.

Das Hangende des Bomben-Schalsteins ist stets die Fazies der grauen Schiefer und Sandsteine. Nirgends wurde der Bomben-Schalstein in unmittelbarer ungestörter Aufeinanderfolge mit Hangenberg-Schiefern, der Langenaubacher Tuffbreccie oder gar mit dem Deckdiabas beobachtet. Die stratigraphische und räumliche Selbständigkeit wird noch dadurch unterstrichen, daß er an keiner Stelle von dem Iberger Kalk unterlagert wird.

Das Vorhandensein einer gut kenntlichen Überschiebung zwischen dem Bomben-Schalstein und dem oberen Sandstein-Horizont der Dasberg-Stufe im Profil des Einschnittes der Schmalspurbahn im Rombach-Tal, die H. SCHMIDT (1924a, S. 93 und Fig. 2) und, ihm folgend, DUFOUR (1925, S. 6) und MICKE (1931, S. 13/14) anführen, konnte an keiner Stelle bestätigt werden (s. S. 62). Bewegungsspuren an dieser Grenzfläche sind nur durch die verschieden starke Beanspruchung beider Gesteine bedingt und lassen keine größere Schubweite erkennen. Die Veranlassung für die Annahme dieser Überschiebung gab vielmehr die Gleichsetzung des dasbergischen Bomben-Schalsteins mit der Langenaubacher Tuffbreccie. Diese Annahme würde jedoch überall im unmittelbar Hangenden des Bomben-Schalsteins eine Überschiebung nötig machen, was bisher durch keine Beobachtung belegt werden kann.

Die Verbreitung des Bomben-Schalsteins reicht vom oberen Tannen-Tal im NE bis zur Girstehecke im SW. In der NW-SE-Richtung sind die randlichen Aufschlüsse durch den Einschnitt der Schmalspurbahn (Schuppe I) und den Einschnitt zum oberen Steinbruch im Rombach-Tal (Schuppe III) gegeben. Der Bomben-Schalstein tritt also in einem schmalen NE-SW verlaufenden Streifen südlich Langenaubach auf. Seine größten Mächtigkeiten erreicht er in der Schuppe I mit etwa 20–25 m, seine kleinsten mit ca. 3–6 m in den Schuppen II und III (s. Abb. 4).

Die stratigraphische Selbständigkeit des Bomben-Schalsteins, die schon aus der Lagerung ersichtlich ist, wird durch die Fossilführung der Einschlüsse näher festgelegt. Die jüngsten beobachteten Sedimentgesteins-Einschlüsse sind die roten gefaserten Cephalopodenkalke. Neben der schon aus ihnen von KAYSER (1907, S. 31) erwähnten *Orthoclymenia laevigata* (MSTR.), die durch meine Aufsammlungen wiedergefunden wurde, fanden sich in den Blöcken:

Block A Fundpunkt: Grube Vereinigte Constanze, 165 m-Sohle Westfeld, westlicher Querschlag zum Co.-Lager

- Angulodus bidentatus* SANNEMANN
- Bryantodus* sp. indet.
- Drepanodus devonicus* SANNEMANN
- Falcodus variabilis* SANNEMANN
- Gnathodus roundyi* GUNNEL
- Gnathodus* sp.
- Hindeodella* sp. indet.
- Ligonodina* sp.
- Nothognathella condita* BRANSON & MEHL
- Nothognathella* sp.
- Ozarkodina* cf. *regularis* BRANSON & MEHL
- Palmatodella delicatula* ULRICH & BASSLER
- Palmatodella* n. sp. SANNEMANN
- Palmatolepis glabra* ULRICH & BASSLER
- Palmatolepis gracilis* BRANSON & MEHL
- Palmatolepis minuta* BRANSON & MEHL
- Palmatolepis* cf. *minuta* BRANSON & MEHL

*Palmatolepis perlobata* ULRICH & BASSLER  
*Palmatolepis perlobata* juv. ULRICH & BASSLER  
*Palmatolepis rugosa* BRANSON & MEHL  
*Polygnathus brevilamina* BRANSON & MEHL  
*Polygnathus glaber* ULRICH & BASSLER  
*Polygnathus pennatuloideus* HOLMES  
*Polygnathus* n. sp.  
*Polygnathus* sp.  
*Priodionina regularis* (E. R. BRANSON)  
*Prioniodina smithi* (STAUFFER)  
*Prioniodina* sp.  
*Scutula bipennata* SANNEMANN  
*Spathognathodus stabilis* BRANSON & MEHL  
*Subbryantodus arcuatus* BRANSON & MEHL  
*Cladodus wildungensis* JAECKEL  
*Protacrodus vetustus* JAECKEL  
*Lingula* sp.

Block B Fundpunkt: grabenförmiger Einschnitt am N-Hang der Girstehecke (r. 42350, h. 19680)

*Drepanodus* sp.  
*Hindeodella* sp. indet.  
*Palmatolepis gracilis* BRANSON & MEHL  
*Polygnathus pennatuloideus* HOLMES  
*Prioniodina regularis* (E. R. BRANSON)  
*Spathognathodus stabilis* BRANSON & MEHL

Die Conodonten beider Blöcke beweisen das Alter der oberen Hemberg-Stufe. Andere Blöcke entstammen der Dasberg-Stufe, wie aus mehreren Funden von *Orthoclymenia Laevigata* (MSTR.) hervorgeht. Die hellen Riffkalke führen die typische Fauna des Iberger Kalkes. Ältere Einschlüsse als die des Roteisenstein-Grenzlagers wurden bisher noch nicht gefunden. Das Fehlen der in der Langenaubacher Tuffbreccie häufigen Blöcke der oberen Dasberg- und Wocklum-Stufe macht für den Bomben-Schalstein ein dasbergisches Alter wahrscheinlich. Nach der Fauna der Einschlüsse liegt die untere zeitliche Grenze des Bomben-Schalsteins über der Untergrenze des Dasbergiums. Damit ist aber auch ein Anhalt für das dasbergische Alter der den Bomben-Schalstein normal unterlagernden grauen Schiefer und Sandsteine gegeben. Ob jedoch die unterlagernden roten Kalkknotenschiefer auch schon in dieses Niveau hineinreichen, ist damit aber noch nicht bewiesen. Für eine Schichtlücke fehlen jedenfalls noch Anhaltspunkte.

Um die stratigraphische Selbständigkeit des Bomben-Schalsteins von anderen ähnlichen, aber heterotaxen Gesteinen [Bomben-Schalstein des Givet (s. S. 12), Bomben-Schalstein der Adorf-Stufe (s. S. 37) und Bomben-Schalstein des Unter-Karbons] hervorzuheben, wird für dieses Gestein der Name „Dasbergischer Bomben-Schalstein“ vorgeschlagen.

Für die Entstehung des dasbergischen Bomben-Schalsteins sind bisher nur wenige Deutungen gegeben worden, da diese Frage bei den älteren Autoren meist mit der Frage nach der Entstehung der Langenaubacher Tuffbreccie verknüpft wurde.

Erst KLÜPFEL geht auf die Entstehung des Bomben-Schalsteins gesondert ein. Dieser ist nach ihm durch Intrusionen an „prädisponierte, leicht teilbare, z. T. bitu-

minöse Medien gebunden“ (1952, S. 251/52). „So besteht die Intrusionsbahn ... des ‚Bomben-Schalsteins‘ aus Dasbergschiefer“ (1952, S. 251/52). Für eine solche Annahme spricht keine der Beobachtungen. Weder finden sich Kontakterscheinungen auch nur geringster Art am Nebengestein noch sind Apophysen in die doch so prädisponierten begleitenden Schiefer beobachtet worden. Wenn nach KLÜPFEL eine solche Prädisposition in dem Material des Gesteins gegeben sein soll, so hätte der Bomben-Schalstein doch vor allem in die viel besser teilbaren Cypridinen-Schiefer oder in die Buchenauer Schichten intrudieren sollen.

Für eine Entstehung des dasbergischen Bomben-Schalsteins durch vulkanische Explosionen sprechen die konkordante Lagerung zum Nebengestein und die Übergänge in dieses, ferner die Tuff-Grundmasse und das Fehlen von Kontakt-Erscheinungen. Weitere Anhaltspunkte bieten sich in dem Vorherrschen der Kalk-Einschlüsse und dem Fehlen von irgendwelchen Schiefer- oder Sandstein-Brocken in der von der klastischen Fazies beherrschten Schuppe I. Unvereinbar mit der KLÜPFEL'schen Annahme ist ferner die bevorzugte Orientierung der Mandelstein-Bomben in die tektonische b-Achse, die bei einer Intrusion wohl am wenigsten auserwählt gewesen wäre.

Man darf also den dasbergischen Bomben-Schalstein als ein in der Schwellenregion der Cephalopodenkalke entstandenes Gegenstück der in der übrigen Galgenberg-Mulde verbreiteten  $\pm$  gleichalten Intrusivdiabase annehmen. Er stellt ein dasbergisches Äquivalent der auch in anderen Horizonten in der Dill-Mulde auftretenden vulkanisch-sedimentären Fazies der Bomben-Schalsteine dar.

In der magmatischen Entwicklung bildet der dasbergische Bomben-Schalstein einen Vorläufer des Deckdiabas-Zyklus, der wohl zeitlich mit der Marsischen Phase SCHINDEWOLF's (1926) zusammenfällt.

C II 4c) Intrusivdiabase treten an mehreren Stellen in den grauen Schiefeln und Sandsteinen der Dasberg-Stufe auf, und zwar als Lagergänge und querschlägige Intrusiv-Körper.

Die Lagergänge finden sich in allen Horizonten der Dasberg-Stufe. Das größte Vorkommen ist an der Straße Donsbach-Haiger, ca. 300 m oberhalb des Dorfausganges von Donsbach, auf beiden Flügeln der Mulde aufgeschlossen. Es liegt hier etwa 3–4 m über der Untergrenze der Dasberg-Schichten und besitzt eine Dicke von schätzungsweise 8 m (s. Abb. 4). Im Streichen läßt sich das Vorkommen noch 500 m weit nach NE verfolgen. Der Diabas besitzt eine grobkörnige Struktur und zeigt im angewitterten Zustand wulstige, kissenähnliche Formen.

Mehrere kleine Lagergänge sind in dem Sandstein-Horizont im Hangenden des Bomben-Schalsteins im Einschnitt der Schmalspurbahn im Rombach-Tal aufgeschlossen (s. S. 62). Sie sind hier zwischen 10–60 cm mächtig. Obwohl sie konkordant eingeschaltet sind, zeigen sie gut die Verknetung mit den angrenzenden Schiefeln. An den randlichen Partien sind die Schiefer zu einer 1–3 cm dicken Reibungsbreccie zermahlen und mit dem Diabas fest verbacken. Der Diabas selber ist hier hell grau-grün, sehr feinkristallin, hart und bricht splittrig. In den Gruben-Aufschlüssen, wie auch in den südlich gelegenen Schuppen II und III wurden diese Diabas-Lagergänge bisher nicht beobachtet.

Echte, die Schichten diskordant durchsetzende Diabasgänge finden sich an dem Weg, der von dem oberen Tannen-Tal zur Höhe des Sellbach-Tales führt (z. B. r. 43670, h. 20620). Diese Vorkommen zeigen eine ovale Umgrenzung, deren Durchmesser zwischen 20–75 m liegt. Die Intrusivdiabase unterscheiden sich von dem wahrscheinlich nicht sehr verschiedenaltrigen Bomben-Schalstein durch ihre vollkristalline Struktur, ihren grobkristallinen Habitus und durch das Fehlen der Mandelstein-Textur. Im allgemeinen sind die Intrusivdiabase wesentlich stärker verwittert als die Mandelsteine des dasbergischen Bomben-Schalsteins.

In den Kontakthöfen, die Breiten bis zu 8 m besitzen, finden sich unregelmäßig abgesonderte, muschelrig brechende, dunkel- bis hellgraue, fettglänzende Kontaktgesteine, die makroskopisch sehr den Adinolen ähneln. Im Gebiet südlich von Langenaubach wurden keine diskordanten Diabasgänge gefunden.

C II 4d) Die Fazies der gelbgrauen Flaserkalke wurde im stratigraphischen Verband mit dem Nebengestein bisher noch nicht nachgewiesen. Gelbgraue Flaserkalke finden sich aber häufig als Einschlüsse in der Langenaubacher Tuffbreccie. Aus diesen Blöcken stammt auch die von DREVERMANN (1901), SCHINDEWOLF (1921, S. 160) und R. & E. RICHTER (1926, S. 276) beschriebene Fauna der Dasberg-Stufe. Ein Vorkommen von dasbergischem Flaserkalk findet sich vielleicht auch in der Schuppe II („Marmorbruch“ im Rombach-Tal) (vgl. S. 59). Die dasbergischen Kalkblöcke aus der Langenaubacher Tuffbreccie sind nur sehr schwach geflasert, zeigen aber eine unregelmäßige Kalk-Verteilung, die sich in einem Wechsel zwischen dichtem und mehr mergeligem Kalk ausdrückt. Das ursprüngliche Verbreitungsgebiet der dasbergischen Kalke wird im Entstehungsraum der Langenaubacher Tuffbreccie, etwa im Bereich des Lau-Berges, zu suchen sein.

### Überblick über die Dasberg-Stufe

Mit Beginn der Dasberg-Stufe findet die einheitliche Fazies-Ausbildung des mittleren Ober-Devons ihr Ende. Die eintönige Serie der Cypridinen-Schiefer wird nun durch starke Sandzufuhr von der sehr wechselhaften Fazies der grauen Schiefer und Sandsteine abgelöst, die nun fast die ganze mittlere und westliche Galgenberg-Mulde einnimmt. Demgegenüber wird die Fazies der Flaserkalke fast vollkommen zurückgedrängt. Ihr Verbreitungsgebiet ist, abgesehen von einem noch unsicheren Vorkommen im Rombach-Tal, südöstlich Langenaubach unter der verhüllenden Masse des Deckdiabases zu suchen. In der sandig-schiefrigen Serie finden sich zahlreiche Vorkommen basischer vulkanischer Locker- und Festgesteine, von denen der dasbergische Bomben-Schalstein ganz auf den Muldenteil südlich Langenaubach beschränkt ist, während gang- und lagergangartige Vorkommen nur in der mittleren und östlichen Galgenberg-Mulde nachgewiesen wurden.

Nach der Ausbildung der Dasberg-Schichten darf man für sie ein i. a. sehr flaches Meeresbecken annehmen, das im Gebiet der schiefrig-sandigen Fazies wohl zeitweise trocken gelegen haben mag. Die Sedimentation des klastischen Materials wird verhältnismäßig rasch erfolgt sein, während an anderen Stellen im Bereich der Flaserkalk-Bildung weiterhin die unter geringem Land-Einfluß stehenden ruhigen Absatzbedingungen der Hemberg-Schichten fortbestanden. Der Absatz klastischen Materials, der in der östlichen Galgenberg-Mulde während der ganze Dasberg-Stufe anhielt,

wurde im Raum südlich Langenaubach durch eine vulkanische Explosion kurzfristig unterbrochen, die den dasbergischen Bomben-Schalstein erzeugte. Der Bomben-Schalstein griff über einen Teil des Ablagerungsraumes der Flaserkalke hinweg und schuf so für die nun zum Absatz kommenden Sandsteine und Schiefer einen nach S erweiterten Sedimentationsbereich.

Da die Schichten der Dasberg-Stufe im Muldenkern oder in Schuppenzonen auftreten, ist ihre Mächtigkeit nur in seltenen Fällen genau zu ermitteln. Nach den Geländebeobachtungen dürfte sie jedoch in der Fazies der grauen Schiefer und Sandsteine bis zu 75 m und mehr anschwellen. Der eingelagerte dasbergische Bomben-Schalstein erreicht seine größte beobachtete Dicke in der sandig-schiefrig ausgebildeten Schuppe I mit 25 m, seine kleinste dagegen in der durch Flaserkalke gekennzeichneten Schuppe II mit 3 m.

Die normale Überlagerung der Dasberg-Schichten durch die Wocklum-Schichten konnte nur an zwei Stellen des Untersuchungsgebietes beobachtet werden, in der Schuppe I und, weniger gut, in der Schuppe III im Profil des Rombach-Tales. Da in den anstehenden Dasberg-Schichten leitende Fossilien nicht nachgewiesen werden konnten, ist hier eine biostratigraphische Grenzziehung zu den überlagernden Schichten nicht möglich gewesen. Die Grenze zu der Wocklum-Stufe wurde an die Oberkante der sandigen Schiefer und Sandsteine mit dem Einsetzen der sehr milden seidig-glänzenden Schiefer gelegt. Dicht über dieser Grenze finden sich die ersten, für die Hangenberg-Schiefer so bezeichnenden kleinschaligen Posidonien.

### C II 5. Wocklum-Stufe

In der Wocklum-Stufe zeigen sich wieder einheitliche Tendenzen in der Fazies-Ausbildung und -Verbreitung. Innerhalb des Untersuchungsgebietes wurden ihre Gesteine, im normalen Verband anstehend, nur in der Ausbildung der Hangenberg-Schiefer gefunden. Als Blöcke in der Langenaubacher Tuffbreccie wurden daneben auf sekundärer Lagerstätte auch Äquivalente der Wocklum-Stufe in der Cephalopodenkalk-Fazies gefunden.

C II 5a) Die Fazies der Hangenberg-Schiefer ist innerhalb der westlichen Galgenberg-Mulde durch sehr milde, stark geschieferte, seidig-glänzende, dunkelgraue bis grünlich-graue, z. T. auch Alaunschiefer-artige, daneben rauhe, schwarzgraue Tonschiefer gekennzeichnet, denen mitunter dünne Lagen mit groben Glimmerblättchen zwischengeschaltet sind. In einzelnen Schichten enthalten die Schiefer feine Pyrit-Knoten und -Schnüren, die an der Erdoberfläche meist zu Brauneisen-Mulm verwittert sind.

Innerhalb dieser Fazies scheinen die seidig-glänzenden milden, grün- bis gelbgrauen, leicht blättrig zerfallenden Schiefer auf die unteren Teile der Wocklum-Stufe beschränkt zu sein. In ihnen treten die Glimmer-Lagen bevorzugt auf. Als Seltenheit finden sich in diesen Schiefen graugrüne, sehr dichte, flach scheibenförmige Kalklinsen geringer Größe. Zum Kopf der Schichtfolge hin werden die Schiefer dunkler und es macht sich lagenweise ein stärkerer Kalkgehalt und gröbere Körnung bemerkbar, der den Schiefen eine wenig widerstandsfähige, leicht zerfallende, mürbe

Beschaffenheit gibt und sie streifig erscheinen läßt. In diesen Partien fanden sich die von MICKÉ (1932) beschriebenen Schwefelkies-Konkretionen. Vorkommen dieser Schiefer mit der typischen Fauna finden sich im Einschnitt der Schmalspurbahn im Rombach-Tal kurz vor der Einmündung in den großen Steinbruch am Schleiß-Berg (r. 43310, h. 20300) und wenige Meter weiter auf der N- und NE-Seite des großen Steinbruches am Schleiß-Berg. (r. 43450, h. 20360).

In der dunklen, Alaunschiefer-artigen Ausbildung erscheinen die Hangenberg-Schiefer ebenfalls, wengleich auch ärmer an Fauna, im Einschnitt zum oberen Steinbruch im Rombach-Tal (Schuppe III) (r. 34545, h. 20140). Diesen Schiefen sind hier wulstige bis plattige, schwach geflaserte, gelbgraue Kalke zwischengelagert, in denen sich bisher nur kleinschalige, gut erhaltene Exemplare von *Posidonia venusta* MSTR. fanden. Die Aufschluß-Verhältnisse dieser Kalke sind sehr schlecht. Wahrscheinlich bilden diese Kalke den Übergang der Schiefer-Fazies zu der weiter südöstlich unter dem Deckdiabas zu vermutenden Cephalopodenkalk-Fazies der Wocklum-Stufe.

Die von H. SCHMIDT (1924a, S. 86–88) aus den Hangenberg-Schiefen des Rombach-Tales beschriebene Fauna konnte im wesentlichen wiedergefunden werden:

*Aganides infracarbonicus* PKL.  
*Ontaria äquilateralis* SCHDW.  
*Posidonia venusta* MSTR.<sup>1)</sup>  
*Posidonia* sp.  
 Crinoidenreste

Das Exemplar von *Aganides infracarbonicus* PKL. wurde im Einschnitt zum oberen Steinbruch im Rombach-Tal (Schuppe III) gefunden; alle anderen Stücke stammen aus dem großen Steinbruch am Schleiß-Berg (Schuppe I). Auffällig ist die auch von anderen Fundpunkten mitgeteilte (H. SCHMIDT 1924b, S. 155) stets geringe Größe von *Posidonia venusta* MSTR. in den Hangenberg-Schiefen. In den beobachteten Aufschlüssen konnte eine merkwürdige Abhängigkeit der Gehäusegröße von dem Gesteinsmaterial festgestellt werden. In den mergeligen, streifigen Schiefen liegt der Durchmesser gewöhnlich zwischen 3–10 mm, in den sehr milden seidig-glänzenden Schiefen dagegen zwischen 2–5 mm. In den milden Schiefen sind die Posidonien meist von einer hauchdünnen Kalklamelle umgeben. Fast alle Exemplare zeigen die von H. SCHMIDT (1924a, S. 88) für die Hangenberg-Schiefer als bezeichnend angegebene Einbettung: die Gehäuse liegen „fast ausnahmslos mit zusammenhängenden, völlig aufgeklappten Schalen da“. Einzelne Lagen zeigen ein regelrechtes Muschelpflaster, in dem die Posidonien z. T. eingeregelt eingebettet sind.

Da die Hangenberg-Schiefer und die Schiefer der Dasberg-Stufe wegen ihrer Ähnlichkeit und ihrer geringen Mächtigkeit (5–10 m) nur in guten Aufschlüssen unterschieden werden können, war es nicht möglich, die Wocklum-Stufe über größere Gebiete zu verfolgen. Wahrscheinlich ist sie aber nur in dem Raum südlich Langenaubach vorhanden und verschwindet mit dem Herausheben der Galgenberg-Mulde nach NE. Das nachgewiesene Verbreitungsgebiet beschränkt sich damit nur auf die östliche Seite des Rombach-Tales. In der Schuppe II des Rombach-Tales konnten

<sup>1)</sup> Ob sich unter den Posidonien auch die von H. SCHMIDT beschriebene *Posidonia brecciae* H. SCHMIDT befindet, konnte nach dem Material nicht festgestellt werden.

entgegen H. SCHMIDT (1924a, S. 92) keine Hangenberg-Schiefer nachgewiesen werden. Aus der Annahme der Gleichaltrigkeit von Bomben-Schalstein und Langenaubacher Tuffbreccie folgert er für die den Bomben-Schalstein überlagernden Schichten ein Alter der Wocklum-Stufe, ohne jedoch einen Fossil-Beleg dafür zu erbringen. Da die überlagernden Schichten aber eine andere Ausbildung besitzen, mußte er für die Hangenberg-Schiefer hier eine neue Fazies zu Hilfe nehmen: „dann folgen wieder Hangenberg-Schiefer, welche infolge einer Einschaltung von Sandsteinen auch wieder eine andere Fazies zeigen als in dem großen Steinbruch am Schleißberge“ (1924a, S. 92). Da dem Bomben-Schalstein aber m. E. ein dasbergisches Alter zukommt (s. Abschn. C II 4b), kann es sich bei diesen, von H. SCHMIDT als Hangenberg-Schiefer gedeuteten Gesteinen nur um die normal im Hangenden des dasbergischen Bomben-Schalsteins auftretenden Dasberg-Schichten handeln.

In allen bekannten Vorkommen des Untersuchungsgebietes werden die Hangenberg-Schiefer von der Langenaubacher Tuffbreccie überlagert. Die Grenze zwischen beiden Gesteinen ist äußerst unregelmäßig. Während sich in den oberen Partien der Hangenberg-Schiefer schon die ersten Kalk-Blöcke zwischen verknetetem Schiefermaterial finden, treten in mittleren Teilen der Langenaubacher Tuffbreccie noch die letzten Schieferlagen auf. Von einer Verwerfung zwischen beiden Gesteinen, wie es KAYSER (1907, S. 33) vermutete, kann also nach den heutigen Aufschlüssen nicht gesprochen werden. Die Vermutung KAYSER's fußt vielmehr auf der Annahme, daß die Langenaubacher Tuffbreccie „im Süden von Langenaubach allenthalben das Hangende des Iberger Kalkes“ (1907, S. 32) bildet, was aber nur für die Schuppen IV bis VI zutrifft.

C II 5b) Die Fazies der grauen Flaserkalke konnte im normalen stratigraphischen Verband mit Sicherheit nicht nachgewiesen werden. Die auf sekundärer Lagerstätte in der Langenaubacher Tuffbreccie vorkommenden Blöcke zeigen eine große Ähnlichkeit mit denen der Dasberg-Stufe und lassen sich von diesen lediglich durch ihre Fauna unterscheiden. Die Fauna der Kalk-Einschlüsse wurde von DREVERMANN (1901, S. 191), SCHINDEWOLF (1921, S. 160/61) und E. & R. RICHTER (1926, S. 276) beschrieben. Nach dem Vorkommen in der Langenaubacher Tuffbreccie kann man vermuten, daß das Gebiet der wocklumischen Kalk-Vorkommen südöstlich Langenaubach in der Nähe des Lau-Berges liegt.

### Übersicht über die Wocklum-Stufe

Mit Beginn der Wocklum-Stufe findet die unruhige Sedimentation des Dasberg-Stufe ihr Ende. Es herrschen wieder einheitliche Absatzbedingungen, die zwischen einem Gebiet mit vorwiegender Ton-Sedimentation und einem solchen mit Kalk-Sedimentation unterscheiden lassen.

Die Verbreitung beider Gesteinstypen ist auf den Raum südöstlich Langenaubach beschränkt. Während die Hangenberg-Schiefer anstehend im Rombach-Tal angetroffen wurden, kann man über das Vorkommen der Flaserkalke nur Vermutungen anstellen.

Aus dem Faziescharakter der Hangenberg-Schiefer ist ersichtlich, daß sie bei verhältnismäßig ruhigem Absatz entstanden sind. Zum Unterschied zu den äußerlich



oft ähnlichen Cypridinen-Schiefeln wird ihr biofazialer Charakter durch das Fehlen von Ostracoden und das Vorherrschen einer artenarmen Vergesellschaftung von Cephalopoden und Lamellibranchiaten gekennzeichnet. Die häufige parallele Einregelung der Muschelgehäuse in den fossilreichen Lagen legt den Schluß einer teilweisen Verfrachtung nahe.

Die Mächtigkeit der Hangenberg-Schiefer beträgt nur etwa 5–10 m.

Für die Entstehung der Flaserkalke mit ihren Cephalopoden, Trilobiten und Ostracoden dürften dieselben Bedingungen geherrscht haben wie für die entsprechenden Kalke der Dasberg-Stufe.

Da die Obergrenze der Hangenberg-Schiefer durch die unregelmäßige Auf- und z. T. Einlagerung der Langenaubacher Tuffbreccie nicht einheitlich ist, dürfte die Obergrenze der Wocklum-Stufe in den untersten Teilen der Langenaubacher Tuffbreccie zu suchen sein. Biostratigraphisch ist sie nicht festzulegen. Bei der Kartierung wurde das Überwiegen der Kalk-Blöcke gegenüber den Hangenberg-Schiefeln als Maß der Abgrenzung genommen.

## C II 6. Grenzschiechten Devon/Karbon

Stratigraphisch vollständige Profile der Grenzschiechten Devon/Karbon sind in der westlichen Galgenberg-Mulde nur an zwei Stellen, in den Schuppen I und III im Rombach-Tal südlich Langenaubach aufgeschlossen. Hier liegt die Langenaubacher Tuffbreccie mit unebener Fläche auf fossilbelegten Hangenberg-Schiefeln. In dem Grenzbereich können beide Schichtglieder beschränkt miteinander wechsellagern, indem die ersten Kalkblöcke der Tuffbreccie schon in den obersten Schichten der Hangenberg-Schiefer und diese andererseits geschlossen in den unteren Teilen der Langenaubacher Tuffbreccie auftreten. Da Kalkeinschlüsse der Tuffbreccie schon leitende Cephalopoden der Wocklum-Stufe [*Kallocklymenia subarmata* (MSTR.) und *Parawocklumeria paradoxa* (WDK.)] enthalten (SCHINDEWOLF 1922, S. 161; 1937, S. 43), wird zumindest ein Teil, wenn nicht gar die ganze Langenaubacher Tuffbreccie zum Unter-Karbon zu stellen sein. Unterkarbonische Leitformen haben sich allerdings bis jetzt noch nicht gefunden.

Eine Schichtlücke oder Verwerfung wurde in beiden Profilen nicht gefunden. Wenn auch die besondere Art der Grenzzone keinen scharfen Schichtwechsel erkennen läßt, so darf aus ihr deshalb nicht ohne weiteres auf eine Transgressionsfläche geschlossen werden. Die Grenz-Zone verdankt vielmehr ihre Ausgestaltung den besonderen Entstehungsbedingungen und der eigenartigen Textur der Langenaubacher Tuffbreccie. Alle Anzeichen dieser Profile deuten auf eine kontinuierliche, aber wechselnde und verschieden rasche Sedimentation an der Wende Devon/Karbon.

Im Gegensatz zu der kontinuierlichen Schichtenfolge im Rombach-Tal sind an anderen Stellen Schichtlücken im Hangenden der Dasberg-, vielleicht auch der Wocklum-Stufe vorhanden. So werden im oberen Hing-Grund südöstlich des Weges Langenaubach–Donsbach im Kern der Mulde die Dasberg-Schichten unter Ausfall der Langenaubacher Tuffbreccie und des Deckdiabas unmittelbar von schwarzen Kiesel- und Alaunschiefeln überlagert. Die Art der Aufschlüsse läßt aber keine Beobachtung zu, ob Winkeldiskordanzen vorliegen. Ebenso ist das Ausmaß der Schichtlücke

mangels Fossilien nicht bestimmbar. Wenn man diese Schichtlücke einer der zahlreichen Einzelphasen der varistischen Tektongenese zuordnen wollte, kämen alle zwischen der marsischen und der nassauischen Phase in Betracht. Die gleiche Wahl hat man an allen den Punkten, wo die Dasberg-Schichten vom Deckdiabas normal überlagert werden, so z. B. zwischen dem oberen Tannen-Tal und der Alten Rheinstraße südöstlich Langenaubach.

Größere Schichtlücken liegen zwischen der Langenaubacher Tuffbreccie und dem Iberger Kalk in den Schuppen IV, V und VI und zwischen dem Deckdiabas und dem Iberger Kalk an der Girsthecke südlich Langenaubach. Ob es sich hierbei jedoch in jedem Fall um eine normale Auflagerung oder um eine tektonische Grenzfläche handelt, konnte in den Übertage-Aufschlüssen nicht immer einwandfrei beobachtet werden.

### C III. Unter-Karbon

Das Unter-Karbon tritt in der westlichen Galgenberg-Mitte nur südwestlich der Linie Donsbach–Langenaubach auf. Es ist innerhalb des Untersuchungsgebietes biostratigraphisch noch nicht gliederbar, da bezeichnende Fossilien fehlen. Aus Vergleichen mit benachbarten Fundpunkten bekannter stratigraphischer Zuordnung (Erdbach, Herborn) wurde die folgende Einteilung getroffen.

#### C III 1. Gattendorfia-Stufe

In die Gattendorfia-Stufe gehört nach der Lagerung der Schichten die Langenaubacher Tuffbreccie und der Horizont der Kieselschiefer.

C III 1a) Langenaubacher Tuffbreccie. Die eigenartige Bildung der Langenaubacher Tuffbreccie hat viele verschiedene Deutungen erfahren und ist zur Begründung mancher geologischer Theorien herangezogen worden.

Die erste Erwähnung der Langenaubacher Tuffbreccie verdankt man KAYSER (1893, S. LIII), der ihre petrographische Besonderheit schon erkennt und sie dem jüngsten Ober-Devon zuordnet. Vor ihm machte zwar Frech (1888, S. 10) schon auf ein „Schalsteinconglomerat“ aufmerksam, billigt diesem aber keine stratigraphische oder petrographische Selbständigkeit zu. Nach FRECH soll dieses Gestein eine an Kalkstücken reiche Varietät des Schalsteins sein. Durch KAYSER aufmerksam gemacht, erwähnt GEYER (1894, S. 228) in einem Exkursionsbericht ebenfalls diese „dickschichtige conglomerat- oder breccienartige Bildung“, ohne sich jedoch über ihr Alter oder ihre Entstehung auszulassen. Eine erste Bestandsaufnahme der in dem „Schalsteinconglomerat“ vorhandenen Kalkeinschlüsse und deren biostratigraphischer Stellung geben BEUSHAUSEN, DENCKMANN & HAÜCHECORNE (1895, S. 182–184; 1896, S. 72/73). Sie weisen auch als erste darauf hin, daß diese Kalkkrümmer sich auf sekundärer Lagerstätte befinden. Nach ihnen bildet das „Schalsteinconglomerat bei Langenaubach“ „einen geradezu klassischen Beweis dafür, daß zur jüngsten Oberdevonzeit nach Ablagerung der Clymenienkalke eine Zerstörung mächtiger Schichtfolgen durch Abrasion stattgefunden hat“ (1895, S. 184). Zeitlich soll das Gestein etwa den Auenberger Schichten DENCKMANN's entsprechen. Die erste und einzige umfassende Bearbeitung der in den Blöcken der „Tuffbreccie von Langenaubach“ enthaltenen Fauna wurde auf KAYSER's Anregung von DREVERMANN (1901) vorgenommen. Auch er hält an dem jung-oberdevonischen Alter des Gesteins fest, fordert jedoch, im

Tabelle 4. Ansichten über Bezeichnung, Alter und Entstehung der Langenaubacher Tuffbreccie

Jahr	Autor	Name	Alter	Verhältnis zum Bomben-Schalstein	Entstehung	Form der Komponenten
1888	FRECH	Schalsteinconglomerat	oberstes to	—	—	—
1893	KAYSER	grobe Breccienbildung	oberstes to	—	—	—
1894	GEYER	conglomerat- oder breccienartige Bildung	—	—	—	—
1895	BEUSHAUSEN, DENCKMANN & HAUCHECORNE	Schalsteinconglomerat bei Langenaubach	= Auenberger Schichten	—	Abrasion	—
1896	BEUSHAUSEN, DENCKMANN & HAUCHECORNE	Schalsteinconglomerat von Langenaubach	= Auenberger Schichten	—	Abrasion	—
1901	DREVERMANN	Tuffbreccie von Langenaubach	jüngeres to	Trennung von „Schalstein mit Mandelstein“	Explosion	scharfkantig
1907	KAYSER	Tuffbreccie	to	Trennung von „Deckschalstein“ bzw. „jung-oberdevonischer Deckschalstein“	—	auffallend eckig
1909	BRAUNS	Tuffbreccie von Langenaubach	to	Trennung von „Mandelstein-Schalstein“	Explosion	scharfkantige Beschaffenheit
1922	SCHINDEWOLF	Tuffbreccie	to VI	—	—	—
1924	H. SCHMIDT	Tuffbreccie von Langenaubach	tiefes cu	faßt beide zusammen	Explosion	eckig

1925	DUF0UR	Langenaubacher Tuffbreccie	cu II	faßt beide zusammen	Explosion	kanten- gerundet
1926	W. E. SCHMIDT	Langenaubacher Tuffbreccie	unteres cu	faßt beide zusammen	—	—
1927	SCHINDEWOLF	Langenaubacher Tuffbrekzie	to VI	—	Transgression z. T. Explosion	abgerollt
1930	H. RICHTER	Tuffbreccie von Langenaubach	cu	faßt beide zusammen	Intrusion z. T.	—
1931	MICKE	Langenaubacher Tuffbreccie	cu	faßt beide zusammen	—	—
1933	KEGEL	Langenaubacher Tuffbreccie	cu	trennt beide	Riffzerfall	—
1934	KEGEL	Langenaubacher Tuffbreccie	cu I	—	—	—
1941	GOEBEL	Langenaubacher Tuffbreccie	to/cu	Trennung von „Bomben- Schalstein“	—	—
1952	PILGER	Langenaubacher Tuffbrekzie	cu I	Trennung von „Bomben- Schalstein“	Explosion	—
1952	KLÜPFEL	Tuffbrekzie von Langenaubach	cu	Trennung von „Bomben- Schalstein“	Abrasion	gerundet
1953	WIEGEL	Langenaubacher Tuffbrekzie	cu	Trennung von „Bomben- Schalstein“	—	—

Gegensatz zu den letztgenannten Autoren, für die Entstehung eruptive Vorgänge (1901, S. 105). Der Auffassung von DREVERMANN schließen sich die der Folgezeit KAYSER (1907, S. 31–35) und BRAUNS (1909b, S. 386–391) an. BRAUNS macht in diesem Zusammenhang die Entstehung der Tuffbreccie durch eine vulkanische Gas-Explosion wahrscheinlich und weist auf die Ähnlichkeit mit den von BRANCA beschriebenen Griesbreccien des Vorrieses hin. WEDEKIND (1919) versucht dagegen die Langenaubacher Tuffbreccie als Beweis für seine „Transgression des Fossley's“ zu verwenden. Eine Revision der von DREVERMANN und DENCKMANN aus der Tuffbreccie gesammelten Cephalopoden führt SCHINDEWOLF (1922, S. 159–161) durch. Nach seinen Ergebnissen reichen die Cephalopodenkalk-Blöcke dieses Gesteins bis an die Obergrenze des Devons, eine Feststellung, die später von R. & E. RICHTER (1926, S. 276) an Hand des Trilobiten-Materials bestätigt werden konnte. Durch den Nachweis von Hangenberg-Schiefern im Liegenden der Langenaubacher Tuffbreccie konnte H. SCHMIDT (1924a) erstmalig das unterkarbonische Alter dieser Bildung erbringen, die er als durch eruptive Vorgänge zu Beginn der Deckdiabas-Ergüsse entstanden denkt. Eine gänzlich andere Einstufung nimmt DUFOUR (1926, S. 16 bis 18) vor. Aus der petrographischen Ähnlichkeit der obersten Lagen der Tuffbreccie (in der vorliegenden Arbeit als Tuffbreccie II bezeichnet) mit dem Erdbacher Kalk vom Liebstein bei Erdbach fordert er für die Langenaubacher Tuffbreccie ein Alter der Zone II $\gamma$  des Unter-Karbons. Nach ihm besteht bei Langenaubach eine Schichtlücke zwischen dieser Zone und der Dasberg-Stufe. Für die Entstehung macht auch er eruptive Vorgänge verantwortlich. W. E. SCHMIDT (1926, S. 419) greift dagegen in der Altersfrage wieder auf H. SCHMIDT zurück und weist die Langenaubacher Tuffbreccie dem unteren Unter-Karbon zu. In der Folgezeit zweifelt SCHINDEWOLF (1927, S. 117) die Alterseinstufung H. SCHMIDT's wieder an und setzt die Entstehung der „Langenaubacher Tuffbreccie“ in die Wocklumeria-Stufe (to VI). Bei ihrer Bildung sollen transgressive Vorgänge maßgeblich beteiligt gewesen sein, wengleich auch ein Hinzutreten eruptiver Vorgänge nicht ausgeschlossen wird. H. RICHTER (1931, S. 13) vertritt dagegen durch Hervorhebung der verschiedenartigen Auflagerung der Langenaubacher Tuffbreccie einen „teilweise intrusiven Charakter“. MÜCKE (1931, S. 13) folgt wieder H. SCHMIDT, läßt sich aber über die Entstehung der Tuffbreccie nicht aus. Auch KEGEL (1933a) folgt in der Alterseinstufung H. SCHMIDT, faßt aber die Langenaubacher Tuffbreccie als „... eine Schuttbildung ... am ehemaligen Steilabsturz des Kalkriffes“ (1933a, S. 6) auf. PILGER (1952, S. 208) schließt sich in der Einstufung ebenfalls H. SCHMIDT an, greift aber hinsichtlich der Entstehung wieder auf die enge Verwandtschaft mit dem Deckdiabas zurück. KLÜPFEL (1952, S. 250/51) deutet schließlich die Langenaubacher Tuffbreccie als „schwellennahes basales Unterkarbonkonglomerat“.

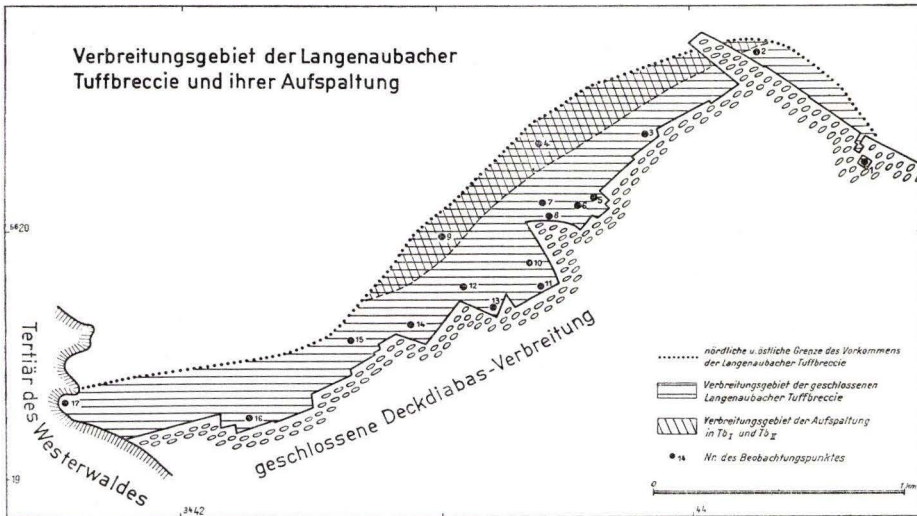
Faßt man die von den verschiedenen Autoren angeführten Entstehungs-Deutungen zusammen, so ergeben sich folgende Möglichkeiten der Erklärung:

1. Entstehung durch Explosion
2. Entstehung durch Intrusion
3. Entstehung durch Transgression bzw. Abrasion
4. Entstehung durch Riff-Zerfall.

Der Vielfalt der Deutungen steht nur ein geringes Maß an Beobachtungstatsachen gegenüber. Manche Beschreibungen der Langenaubacher Tuffbreccie sind offenbar durch die jeweils vertretenen Theorien beeinflusst worden. Besonders deutlich wird das, wenn man die Beurteilungen des Rundungsgrades der in der Tuffbreccie enthaltenen Einschlüsse miteinander vergleicht (s. Tab. 4). Um die stark wechselnden Eigenschaften dieser Breccie einigermaßen objektiv vergleichbar erfassen zu können, bedurfte es erst einer genauen Bestandsaufnahme.

## Einzelbeschreibung der Langenaubacher Tuffbreccie

Im Rombach-Tal, wo zunächst in der Schuppe I im großen Steinbruch am Schleiß-Berg die Tuffbreccie ansteht, erkennt man eine deutliche Dreiteilung der Schichtenfolge. Auf die Hangenberg-Schiefer folgt ein ca. 65 m mächtiges Haufwerk großer, wirr durcheinanderliegender Blöcke verschiedener Gesteinsarten, die in ihrem Hangenden von einer etwa 3 m dicken Schichtenfolge dunkler, Alaunschiefer-artiger Ton-



Lage der Beobachtungspunkte (s. Abb. 6 und 7)

- Nr. 1 Pingen am E-Hang des Naun-Berges, r. 44 700, h. 20 250.  
 Nr. 2 Pingen am oberen Talende des Hing-Grundes, r. 44 250, h. 20 700.  
 Nr. 3 Stbr. Steinkaute, NW-Hang des Lau-Berges (Schuppe III), r. 43 000, h. 20 350.  
 Nr. 4 großer Stbr. am S-Hang des Schleiß-Berges (Schuppe I), r. 43 400, h. 20 300.  
 Nr. 5 Stbr. im oberen Rombach-Tal, W-Hang des Lau-Berges, (Schuppe III), r. 43 600 h. 20 100.  
 Nr. 6 Stbr. im oberen Rombach-Tal, E-Hang des Hirzen-Berges, (Schuppe III), r. 43 500, h. 20 100.  
 Nr. 7 großer Stbr. hinter dem Fördergerüst der Grube Vereinigte Constanze, N-Seite des Hirzen-Berges, (Schuppe III), r. 43 350, h. 20 050.  
 Nr. 8 großer Stbr. hinter dem Fördergerüst der Grube Vereinigte Constanze, N-Seite des Hirzen-Berges, (Schuppe IV), r. 43 300, h. 20 000.  
 Nr. 9 Wegböschung im unteren Alkershain, (Schuppe I), r. 43 050, h. 20 050.  
 Nr. 10 großer Stbr. am W-Hang des Hirzen-Berges, (Schuppe V), r. 43 350, h. 19 800.  
 Nr. 11 kleiner Stbr. am W-Hang des Hirzen-Berges, (Schuppe VI), r. 43 350, h. 19 700.  
 Nr. 12 großer Stbr. im oberen Alkershain, (Schuppe IV), r. 43 100, h. 19 700.  
 Nr. 13 kleiner Stbr. im oberen Alkershain, (Schuppe V), r. 43 200, h. 19 650.  
 Nr. 14 Stbr. an der E-Seite des „Kahn“ (Schuppe IV), r. 42 850, h. 19 600.  
 Nr. 15 Stbr. am W-Ende des „Kahn“ (Schuppe V), r. 42 600, h. 19 500).  
 Nr. 16 Stbr. am W-Ende des Tunnels Rabenscheid, (Schuppe V), r. 42 200, h. 19 200.  
 Nr. 17 Stbr. im Tal „An der Erdbeerhecke“, (Schuppe I?), r. 41 550, h. 19 300.

Abb. 6. Verbreitungsgebiet der Langenaubacher Tuffbreccie und ihrer Aufspaltung.

schiefer und Lydite abgegrenzt ist. Diese Kieselschiefer werden wiederum von einem ca. 2–4 m mächtigen Packen einer kleinstückigen kompakten Tuffbreccie überlagert (s. Abb. 4 und WIEGEL 1953, S. 295, Abb. 2).

Diese Dreiteilung der Schichtenfolge, die bisher noch nicht beobachtet worden war führte dazu, zwischen einer älteren Tuffbreccie I, einem Kieselschiefer-Horizont und einer jüngeren Tuffbreccie II zu unterscheiden (WIEGEL 1953, S. 296). Sie hat sich in der Schuppe I in allen Aufschlüssen bestätigt gefunden. In den südlicher gelegenen Schuppen treten die beiden jüngsten Horizonte über Tage nicht mehr auf, so daß man hier nur noch von einer Langenaubacher Tuffbreccie sprechen kann. Eine Übersicht über die Verbreitung der einzelnen Schichtglieder gibt die Abb. 6. Da beide Tuffbreccien in ihrer Ausbildung verschieden sind, sollen sie im Folgenden getrennt behandelt werden.

### C III 1 a) 1. Langenaubacher Tuffbreccie I

Die Verbreitung der Langenaubacher Tuffbreccie I reicht in NE-SW-Richtung vom Osthang des Naun-Berges bis in das untere Tal „Hinter der Erdbeerhecke“ westlich des Au-Baches. In NW-SE-Erstreckung steht die Langenaubacher Tuffbreccie I zwischen der Grube Vereinigte Constanze und der S-Seite des Hirzen-Berges in den Schuppen I bis VI, außer der Schuppe II, an. Nach S setzt sie sich wahrscheinlich bis in das obere Medenbach-Tal unter dem Deckdiabas fort; nach SW wird sie von den Tertiär-Ablagerungen des Westerwaldes überdeckt (s. Abb. 6).

Die Mächtigkeit der Tuffbreccie I läßt sich nicht immer genau angeben, da die Oberkante in den Schuppen III–V häufig durch Überschiebungen angezeigt ist. Die Mächtigkeit konnte nur durch den größten im Gelände zu beobachtenden Gesteins-Anschnitt bestimmt werden. Die wahre Mächtigkeit schwankt zwischen 6 bis 75 m. Eine nördlich gelegene Zone zeigt große Mächtigkeit (Schuppe I: 70–75 m), die aber nach NE und SW auf 10–35 m hin abnimmt. Die südlicher gelegenen Vorkommen (Schuppe III–VI) sind i. a. durch geringere Schichtdicken (26–65 m) gekennzeichnet. Abgesehen von dem schmalen Gebiet in der Schuppe I läßt sich also kein ausgesprochenes Mächtigkeits-Maximum erkennen (s. Abb. 8).

Das Gefüge der Tuffbreccie I ist gewöhnlich wirr und unregelt. Eine Größen-Klassierung im Sinne der gradierten Schichtung (graded bedding) oder gar eine einheitliche Einregelung der Blöcke ist nicht zu erkennen. Eine Ausnahme machen die Riesenblöcke, deren größte Flächen bevorzugt nach S einfallen. Nach dem Verband mit den benachbarten Blöcken und nach der Grundmasse zu schließen, dürfte dieses Einfallen ursprünglich sein. Wo in der Tuffbreccie I die Stückgröße gleichmäßig gering ist (so an verschiedenen Stellen des „Kahn“), macht sich manchmal eine Einregelung der Komponenten bemerkbar. Im Aufschluß machen diese Partien zunächst den Eindruck von Flaserkalken. Sie unterscheiden sich von diesen dadurch, daß die eingeregelteten Fragmente aus verschiedenem Material bestehen. Neben dichten, grauen Massenkalk-Bruchstücken treten in wechselndem Maße graubraune Tuff- und gelbliche dichte Kalkbrocken auf. Die in den Zwickeln vorhandene Grundmasse besteht aus braunrotem bis graugelbem, tuffigem Schiefer. Alle Bruchstücke sind aber noch deutlich eckig.

Aus allen Beobachtungen des Gefüges geht hervor, daß in den vorherrschenden grob- und ungleich-stückigen Teilen der Langenaubacher Tuffbreccie I keine deutlich erkennbare Einregelung durch sedimentäre oder tektonische Vorgänge festzustellen ist. Wo die Form der Blöcke und die Menge wie Plastizität der umgebenden Grundmasse Einzelbewegungen möglich machte, lassen sich jedoch innere Beanspruchungen ablesen, die zur Rotation der Blöcke und zum Verquetschen der Grundmasse führen (s. Taf. 3 Fig. 11). In allen anderen Fällen darf man wohl in der Tuffbreccie I nach Art der Lagerung von Grundmasse und Einschluß-Blöcken ein erhaltenes, nur sehr schwach verändertes Ablagerungsgefüge annehmen.

In den untergeordnet auftretenden klein- und gleichstückigen Partien finden sich jedoch stets Anzeichen einer  $\pm$  deutlichen Einregelung der Gesteinskomponenten. Es drückt sich darin die Möglichkeit einer stärkeren inneren Verformbarkeit des Primärgefüges aus, das sich im heutigen Zustand nicht mehr einwandfrei bestimmen läßt.

Gemäß der Größen-Verteilung ist eine mehr gleichsinnige Einregelung in denjenigen Gebieten zu erwarten, in denen die einzelnen Bruchstücke eine gleichmäßig geringe Größe besitzen. Hierfür finden sich Anzeichen in den südwestlichen und nordöstlichen Ausläufern des Verbreitungsgebietes.

Eine Anreicherung gleichartiger Gesteine in bestimmten Niveaus konnte nur in einem Falle festgestellt werden. In der Schuppe I ist am Fuße der Tuffbreccie I ein meist mehrere Meter dicker Packen von Mandelstein-Bomben vorhanden. Dieses Haufwerk, das nach oben durch Zunahme andersartiger Block-Einstreuungen kontinuierlich in die typische Langenaubacher Tuffbreccie I übergeht, hat wegen seiner Ähnlichkeit mit dem dasbergischen Bomben-Schalstein wohl den Anlaß dazu gegeben, beide Schichtglieder zusammenzufassen (H. SCHMIDT, DUFOUR, H. RICHTER, MICKÉ). In den übrigen Schuppen wurde dieser Packen nicht beobachtet.

Der petrographische Bestand der Blöcke innerhalb der Tuffbreccie I ist sehr vielseitig und wechselnd. Neben Gesteinen der Kalk-Fazies des gesamten Ober-Devons finden sich auch als vulkanische Produkte Mandelsteine, körnige Diabase, Schalsteine und verschiedene Arten von Tuffen bzw. Tuffiten. Untergeordnet treten Roteisenstein-Blöcke und Fetzen gelbgrauer und grüngrauer (vermutlich Hangenberg-)Schiefer auf. Rotschiefer und Sandsteine wurden an keiner Stelle in der Tuffbreccie I gefunden.

Die Einschlüsse der Tuffbreccie I sind verschiedenen Faziesgebieten zuzuordnen. Die fazielle Mannigfaltigkeit der Blöcke gibt aber nur eine zeitliche Aufeinanderfolge wieder, nicht ein räumliches Nebeneinander. Gleichalte Blöcke sind durchweg nur in einer einzigen Gesteins-Ausbildung vertreten. Eine Ausnahme davon machen nur die Einschlüsse der Adorf-Stufe, die durch Roteisenstein, Tuffe, Flaser- und Riffkalke in der Tuffbreccie I vertreten ist. Dies ist verständlich, da in dieser Stufe die Fazies-Verhältnisse auf engstem Raum sehr wechselhaft waren.

In ihrer Ausbildung geben die Blöcke einen Anhalt über die Paläogeographie des Entstehungsraumes der Langenaubacher Tuffbreccie während des ganzen Ober-Devons und z. T. noch der Givets. Mit der Tatsache, daß die einzelnen Stufen i. a. nur durch eine, untereinander aber oft verschiedene Fazies vertreten sind (homotaxisopische Blöcke), entfallen die Argumentationen WEDEKIND's (1919, S. 441) und KLÜPFEL's (1952, S. 250/251), die aus der Vielfalt der Gesteinsausbildung der Blöcke auf eine besondere Entstehung der Breccie schlossen.



Um die räumliche Verteilung der Blöcke innerhalb der Langenaubacher Tuffbreccie I und deren Herkunft, sowie deren Entstehungsraum zu überblicken, wurden aus der Vielfalt der petrographisch zu unterscheidenden Gesteinstypen diejenigen zusammengefaßt, die sich von gleichen Faziesräumen herleiten lassen. Aus diesem Gesichtspunkt ergaben sich folgende 6 Hauptgruppen:

1. Riffkalke (dazu Massenkalke, Mergelkalke und dunkle Riffkalke)
2. Plattenkalke
3. Cephalopodenkalke (dazu Flaserkalke, Maserkalke und Bänderkalke)
4. Mandelsteine
5. Tuffe und Tuffite
6. Sonstiges; darunter werden alle mengenmäßig untergeordneten Gesteinsblöcke zusammengefaßt: Roteisenstein, Schiefer, körnige Diabase und Schalstein.

Einen Überblick über die Mengenverhältnisse dieser Gruppen in den einzelnen Übertage-Aufschlüssen geben die Diagramme der Abb. 7<sup>1)</sup>. Die Verbreitung der Massenkalke, Flaserkalke, Tuffe und Mandelsteine in der Langenaubacher Tuffbreccie I und deren ungefähre prozentuale Anteil ist in den Abb. 11–14 wiedergegeben.

Im einzelnen zeigt sich, daß der Anteil des Massenkalkes unter den Blöcken der Tuffbreccie I im SW und S des Verbreitungsgebietes am größten ist (s. Abb. 11). Ein entgegengesetztes Verhalten drückt sich in allen anderen Gesteinsgruppen aus, deren größte Häufigkeit in dem Gebiet zwischen der Straße Langenaubach–Breitscheid und der Steinkaute (r. 43830, h. 20360) liegt.

Die Größe der Blöcke schwankt außerordentlich. Von winzigen, mm-großen Splittern bis zu Riesenblöcken mit 5 m  $\varnothing$  sind sämtliche Stück-Größen in der Langenaubacher Tuffbreccie I vertreten. Im großen Steinbruch am Schleiß-Berg (Nr. 4 der Abb. 6) sind an dessen NE-Hang zwei ca. 10 m lange und 4–5 m hohe Blöcke von Iberger Kalk aufgeschlossen, die von KAYSER (1907, S. 23 und 33) als anstehend, von H. SCHMIDT (1924a, S. 92, Fig. 2) dagegen als Einschlüsse gedeutet wurden. Da in dieser Schuppe I bisher weder über noch unter Tage Iberger Kalk im normalen Verband mit der Langenaubacher Tuffbreccie I anstehend gefunden wurde, möchte man der Deutung von H. SCHMIDT den Vorzug geben, obwohl es fraglich bleibt, wie diese riesigen Kalkklötze anders als durch Rutschung hierher gelangen konnten.

Die allgemeine Stückgrößen-Verteilung in der Tuffbreccie I zeigt ein sehr deutliches Maximum zwischen der NE-Seite des Hirzen-Berges und der Steinkaute (s.

<sup>1)</sup> Die Werte der verschiedenen Gesteinsgruppen habe ich, ähnlich der Methode am Integrationstisch, durch Ausmessung von Rasterflächen mit  $3 \times 3$  m Kantenlänge gewonnen. Um den schon innerhalb eines Aufschlusses stark schwankenden Werten eine gewisse Verlässlichkeit zu geben, und um nicht eine nicht vorhandene Sicherheit vorzutäuschen, wurde der mengenmäßige Anteil der jeweiligen Gesteinsarten in Gruppen zu je 25% und die Block-Größen in Gruppen von je 50 cm angegeben (s. Abb. 7). Da bei derartigen Gruppen immer der Mittelwert vermerkt wird, mögen bei einer Summierung oftmals Werte von über 100% erreicht werden. Bei der Wechselhaftigkeit des Materials drückt sich darin nur die Schwankungsbreite der einzelnen Gruppen aus. Die Art der Aufschlüsse, sowie der Grad der Genauigkeit läßt bei allen Einschränkungen eine solche Einteilung vertretbar erscheinen.

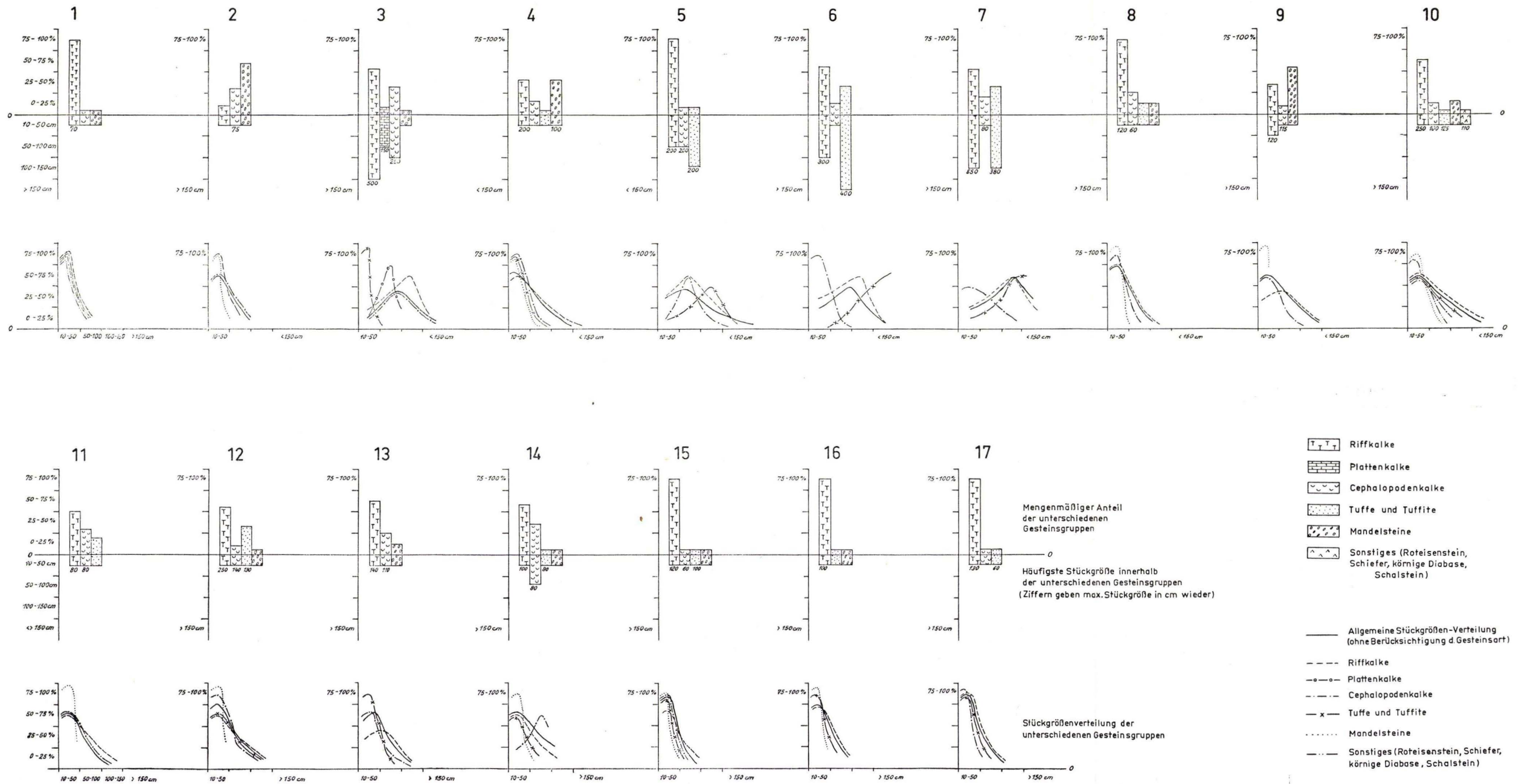


Abb. 7. Stück-Größen und Stück-Häufigkeit in der Langenaubacher Tuffbreccie

Abb. 10). Für die Darstellung der einzelnen Werte wurde, ohne Rücksicht auf die petrographische Beschaffenheit der einzelnen Blöcke, die in einem Aufschluß mengenmäßig am häufigsten vertretene Stückgrößen-Gruppe angegeben.

Zwischen dem mengenmäßigen Anteil einer Gesteinsgruppe und der Stück-Größe besteht keine einheitliche Beziehung (s. Abb. 7). Es hat zwar in den meisten Diagrammen den Anschein, als lägen die verschiedenen Gesteins-Arten in den einzelnen Aufschlüssen unabhängig von der Häufigkeit jeweils in  $\pm$  gleicher Größe vor, jedoch finden sich auch entgegengesetzte Fälle, wo beide Werte korrespondieren oder gar einer geringen Häufigkeit erhebliche Größen entsprechen. Da aber solche Vergleiche durch die Gunst der Aufschlüsse beeinflusst sein können, ist ihnen, wenigstens hier, kein allzugroßes Gewicht beizumessen.

Vergleicht man dagegen die räumliche Verteilung der prozentual am stärksten vertretenen Stück-Größe innerhalb der einzelnen Gesteinsgruppen (s. Abb. 11–14), so kann man eine  $\pm$  gute Parallelität mit der entsprechenden Häufigkeit feststellen. Wo die Massenkalk-Blöcke in der verhältnismäßig größten Häufigkeit auftreten, haben sie die kleinste Stück-Größe und entsprechend umgekehrt. Bei den anderen Gruppen decken sich ungefähr die Gebiete stärkster prozentualer Anhäufung mit denen prozentual größter Stück-Größe. Auffälligerweise liegen diese Maxima alle in dem Gebiet zwischen dem Hirzen-Berg und der Steinkaute.

Um einen Überblick über die Schwankungsbreite der Stück-Größen innerhalb der unterschiedenen Gesteinsgruppen zu gewinnen, wurden von jedem bearbeiteten Aufschluß die entsprechenden Stückgrößen-Verteilungskurven aufgenommen und in der Abb. 7 dargestellt.

Bei der Kartierung konnte nicht sicher entschieden werden, ob der als Langenaubacher Tuffbreccie in die Karte eingetragene Gesteins-Streifen im oberen Hing-Grund (r. 44220, h. 20675) wirklich diesem Horizont angehört. Die in den Pingen aufgenommenen Werte zeigen Verteilungs-Spektren, die eher denen des dasbergischen Bomben-Schalsteins ähneln. Da jedoch dieses Vorkommen nach seiner geologischen Lage eher der Tuffbreccie zuzurechnen ist und die unteren Teile dieser Bildung oftmals denen des dasbergischen Bomben-Schalsteins sehr ähnlich werden können, wurde dieser Streifen zur Langenaubacher Tuffbreccie gezählt.

Die Form der Blöcke läßt noch gut die ursprüngliche Gesteinsabsonderung erkennen. Die sich anscheinend widersprechenden Angaben über die Form der einzelnen Komponenten (s. Tab. 4) läßt sich nur daraus erklären, daß die einzelnen Autoren ihrem Urteil verschiedene Gesteinsarten zugrunde gelegt haben. Tatsächlich sind in der Langenaubacher Tuffbreccie I sowohl „scharfkantige“ wie auch „abgerollte“ Fragmente zu finden. Obwohl die gegenseitigen Verhältnisse schwanken, so kann man doch nicht das Überwiegen eckiger Bruchstücke in Abrede stellen. Da die Form eine auffallende Abhängigkeit von dem Gesteinsmaterial und dessen Absonderung sowie von der Stück-Größe zeigt, ist das enge Nebeneinander scharfkantiger und kantengerundeter Bruchstücke nicht verwunderlich.

Ob eine längere oder stärkere, für eine „Abrollung“ verantwortliche Beanspruchung stattgefunden hat, sollte man vornehmlich an den weniger widerstandsfähigen Gesteins-Typen beurteilen. Die Tuffblöcke geben diese Verhältnisse gut wieder. Im

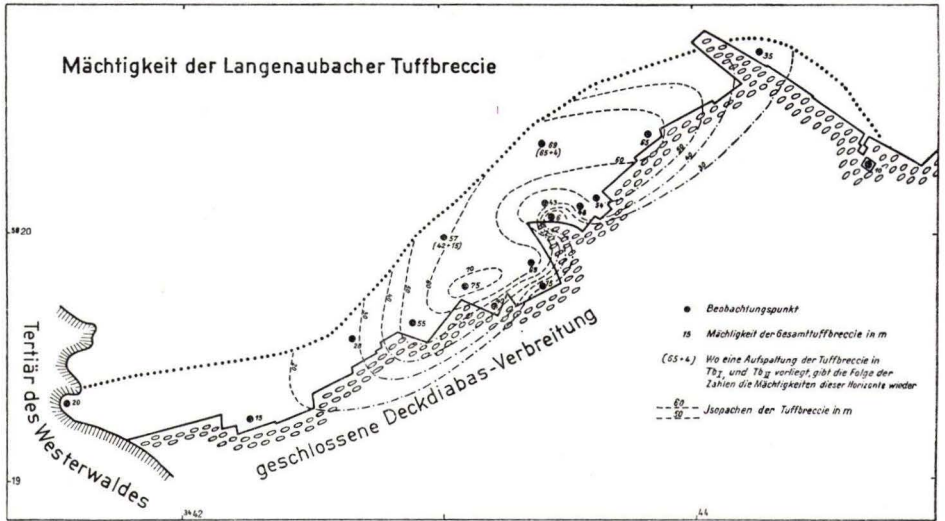


Abb. 8. Mächtigkeit der Langenaubacher Tuffbreccie

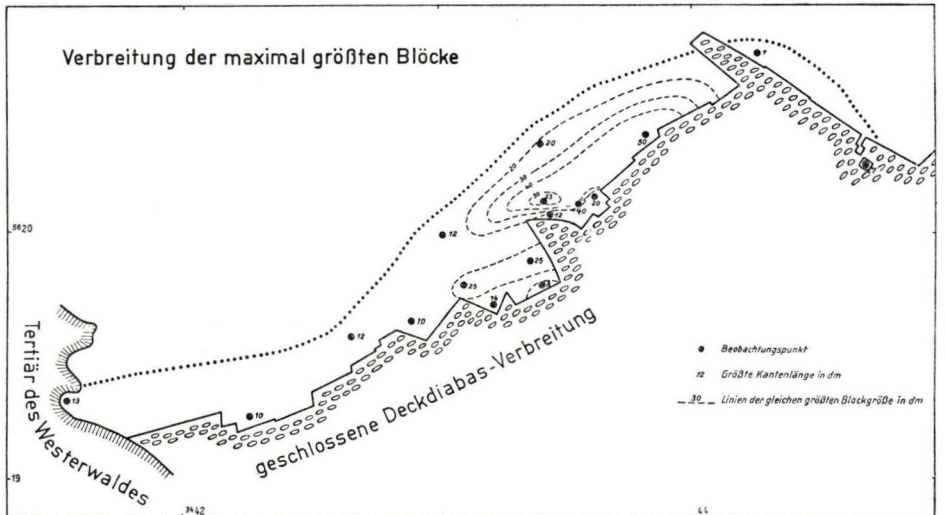


Abb. 9. Verbreitung der maximal größten Blöcke.

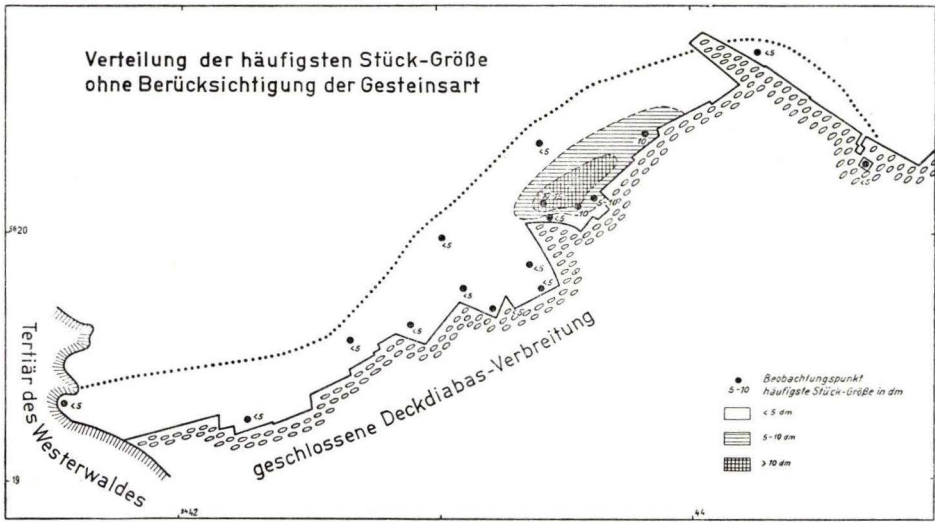


Abb. 10. Verteilung der häufigsten Stück-Größe ohne Berücksichtigung der Gesteinsart.

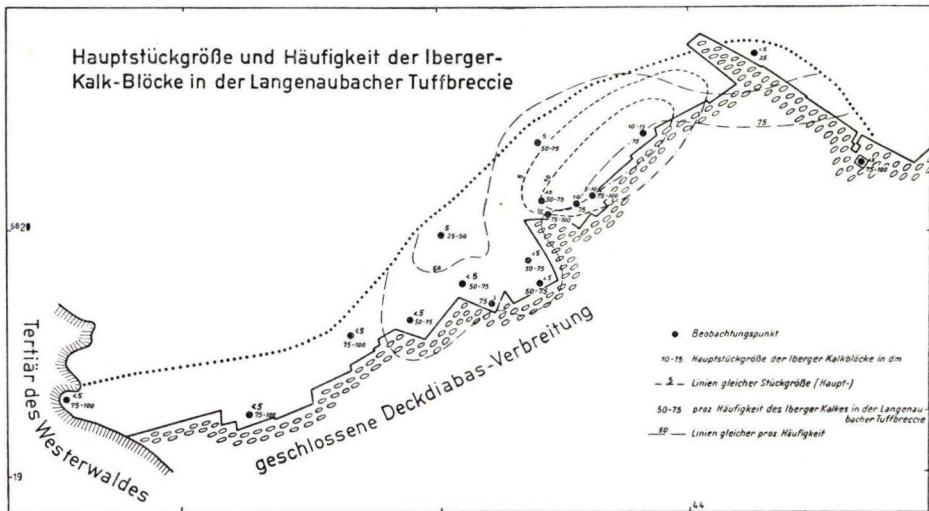


Abb. 11. Hauptstückgröße und Häufigkeit der Iberger-Kalk-Blöcke in der Langenaubacher Tuffbreccie.

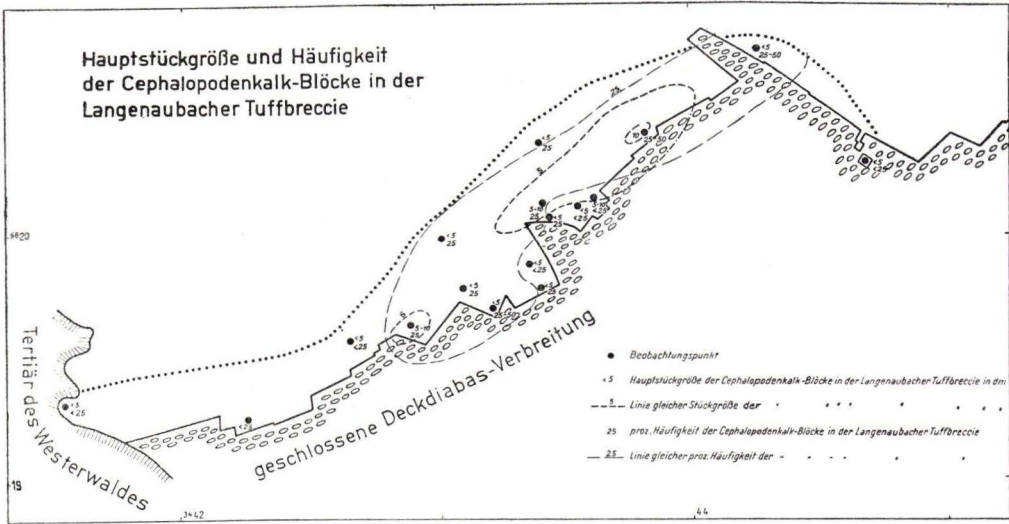


Abb. 12. Hauptstückgröße und Häufigkeit der Cephalopodenkalk-Blöcke in der Langenaubacher Tuffbreccie.

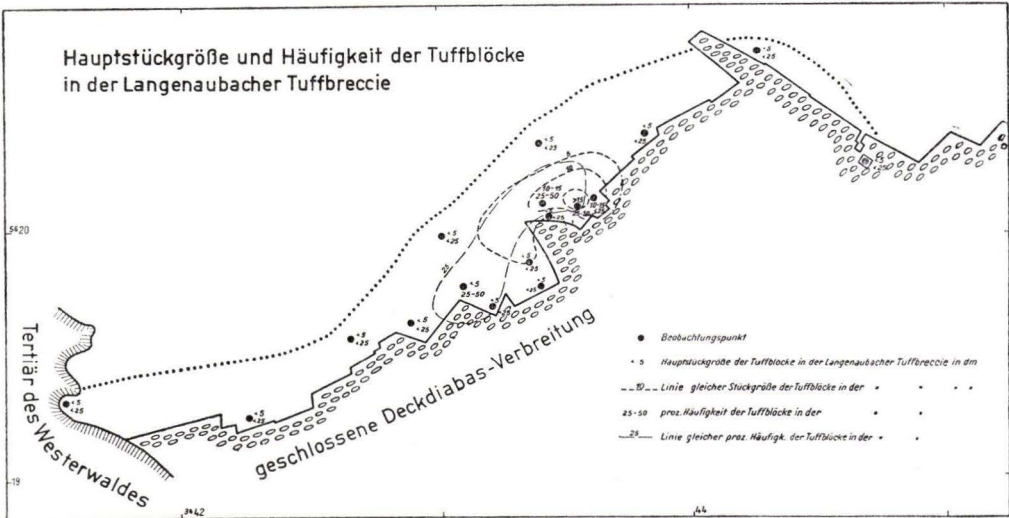


Abb. 13. Hauptstückgröße und Häufigkeit der Tuffblöcke in der Langenaubacher Tuffbreccie.

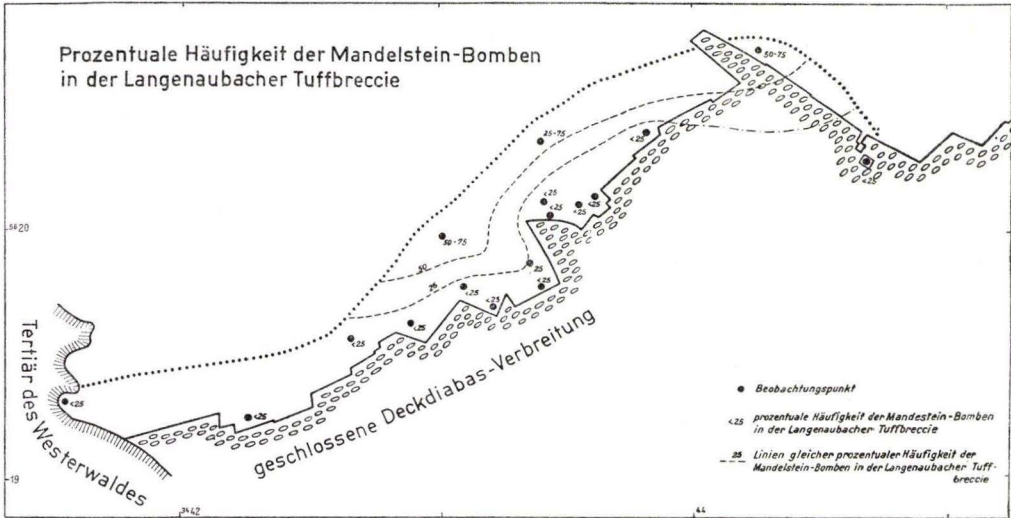


Abb. 14. Prozentuale Häufigkeit der Mandelstein-Bomben in der Langenaubacher Tuffbreccie.

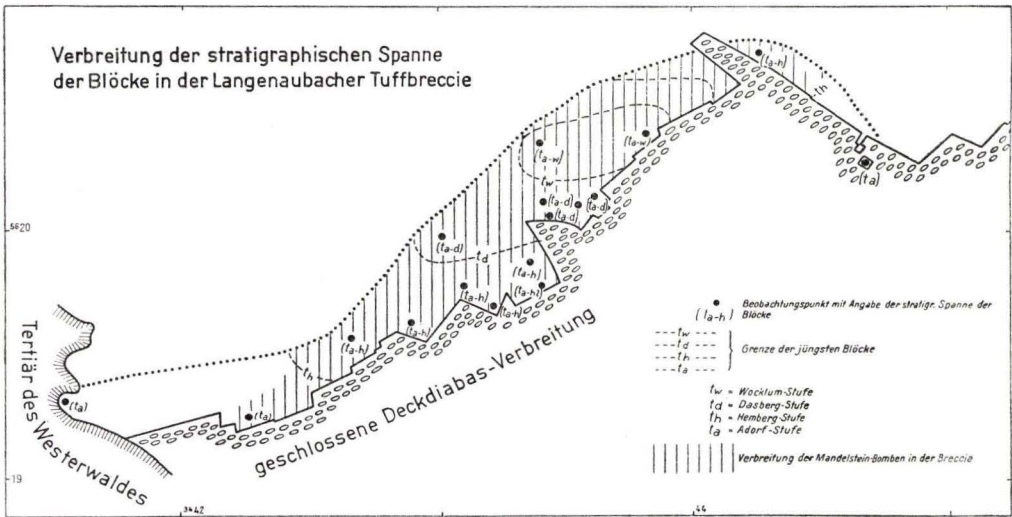


Abb. 15. Verbreitung der stratigraphischen Spanne der Blöcke in der Langenaubacher Tuffbreccie.

Steinbruch des oberen Rombach-Tales an der E-Seite des Hirzen-Berges (Nr. 5 der Abb. 6) besitzen die bis zu 5 m langen, m<sup>3</sup>-großen, gelbgrauen Tuffschollen noch auffallende Anzeichen der ursprünglichen Absonderungsform. Sie sind deutlich gebankt und zeigen eine für Tuffe deutliche Eckigkeit. Das Material ist verhältnismäßig mürbe. Die geringe Widerstandsfähigkeit ist nicht allein der heutigen Verwitterung zuzuschreiben, denn sie läßt sich in entsprechenden Blöcken auch unter Tage beobachten (Grube Vereinigte Constanze, Kalk-Ort des Lauberg-Stollens). Übrigens zeigen nicht alle in der Tuffbreccie I vertretenen und unterscheidbaren Tuffblöcke diese Eckigkeit. In den Steinbrüchen am oberen Alkershain (Nr. 13 der Abb. 6) treten lebhaft rotviolett gefärbte Tuffblöcke auf, die sehr stark zersetzt sind und kaum noch ihre ursprüngliche Form erkennen lassen. Ihre randlichen Partien sind stark aufgelöst und zeigen fließende Übergänge zu der umgebenden Grundmasse.

Der Verband der Blöcke mit der Grundmasse ist  $\pm$  innig und zeigt Abhängigkeit von der Widerstandsfähigkeit der Gesteinsarten. So hebt sich der Massenkalk durchweg gut von der Grundmasse ab, weniger dagegen die Mergelkalke. Die Cephalopodenkalke lassen eine glatte Abgrenzung meist nicht so gut erkennen. Oft sind sie mit der Grundmasse eng verbacken, so daß diese beim Versuch, sie herauszuschlagen, anhaftet bleibt. Die Tuffblöcke lassen sich wegen ihres geringen Zusammenhaltens meist nicht als Ganzes aus der Grundmasse herauspräparieren.

Die Beschaffenheit der Grundmasse läßt sich petrographisch nicht einheitlich bestimmen. In ihr treten in der Reihenfolge der Häufigkeit kalkige, tuffige, schiefrige und z. T. kieselige Komponenten auf, die miteinander stark vermengt sind. Je nach dem Vorkommen herrschen einzelne Bestandteile vor.

Die Grundmasse ist mit den Blöcken  $\pm$  gleichzeitig abgelagert worden. Anzeichen für eine spätere Einschwemmung fehlen. Für die syngenetische Entstehung sprechen die in den unteren Teilen der Tuffbreccie I vorhandenen Schiefer-Einlagerungen, die als Nachläufer der Sedimentation der Hangenberg-Schiefer angesehen werden dürfen. Die erste Material-Anlieferung der Tuffbreccie I fällt noch mit dem Absatz der Ton-sedimente der Hangenberg-Schiefer zusammen.

Westlich des Au-Baches (Steinbruch „Hinter der Erdbeerhecke“, Nr. 17 der Abb. 6) ist die Grundmasse auffällig fleckig graurot gefärbt. Die Nähe des Tertiärs des Westwaldes (ca. 250 m) läßt den Schluß einer nachträglichen Infiltration eisenhaltiger Verwitterungslösungen zu. Eine andere Art der Rotfärbung der Grundmasse findet sich zuweilen in der Umgebung zersetzter roter Tuffblöcke, so z. B. in den Steinbrüchen am Alkershain (Nr. 12/13 der Abb. 6). Hier ist aber die Herkunft der Eisenverbindungen aus diesen Blöcken einwandfrei zu beobachten.

Je nach der Beschaffenheit der Grundmasse wechselt die Widerstandsfähigkeit und der Zusammenhalt der Langenaubacher Tuffbreccie I. Wo Kalk der wesentliche Bestandteil der Grundmasse ist, erweist sich das Gestein unter Tage als sehr standfest (s. Grube Vereinigte Constanze), während es an der Erdoberfläche durch dessen Herauslösung meist mürbe ist. Bei vorherrschendem Tuff- oder Schiefermaterial lassen sich die Blöcke gut aus der Grundmasse herauslösen. Diesem Verhalten verdanken die Steinbrüche in der Tuffbreccie südlich Langenaubach ihre frühe Entstehung: die Kalkblöcke konnten ohne Sprengarbeit wesentlich leichter als bei geschlossenem Massenkalk gewonnen werden.



Das Mindestalter der Langenaubacher Tuffbreccie I ergibt sich aus der Fauna der in ihr enthaltenen Blöcke. Die ältesten bis jetzt fossil belegten Gesteine stammen aus dem Givet. Nach KAYSER handelt es sich um „Mitteldevon-Kalke“ mit *Heliolites porosa* GOLDF. (1907, S. 31). Givetisches Alter dürften auch die im großen Steinbruch auf der S-Seite des Hirzen-Berges (Nr. 10 der Abb. 6) in der Tuffbreccie I zahlreich enthaltenen Blöcke von Schalstein und Mandelstein haben. Diese Gesteine sind stark zersetzt und z. T. von Roteisenerz-Adern durchzogen. Die Ausbildung der Blöcke macht eine Zuordnung zu den entsprechenden Gesteinen der Adorf-Stufe sehr unwahrscheinlich.

Als nächst jüngeres Gestein ist der in manchen Aufschlüssen in kleinen Bruchstücken vorhandene Roteisenstein zu erwähnen. Daneben finden sich im großen Steinbruch am Schleiß-Berg Roteisenerz-Adern und -Infiltrationen in den beschriebenen großen Kalkschollen.

Auf diese  $\pm$  givetischen Blöcke folgt eine ganze Serie, die in der Riffkalk-Ausbildung die Adorf-Stufe, in der Cephalopodenkalk-Ausbildung sämtliche Stufen des Ober-Devons vertritt. Die in den Cephalopodenkalken enthaltene Fauna gibt nach SCHINDEWOLF (1922, S. 159–161) und R. & E. RICHTER (1926, S. 275/76) eine lückenlose Folge des ganzen Ober-Devons wieder. Die jüngsten fossilbelegten Kalkblöcke gehören nach SCHINDEWOLF (1922, S. 161; 1937, S. 43) der Wocklum-Stufe an. Unter-Karbonische Einschlüsse sind in der Langenaubacher Tuffbreccie I bisher noch nicht gefunden worden.

Somit ergibt sich für die Langenaubacher Tuffbreccie I durch ihre normale Überlagerung der Hangenberg-Schiefer (H. SCHMIDT 1924a, S. 86) (vgl. Abschn. C II 5a) und nach der stratigraphischen Einstufung der in ihr enthaltenen Gesteinsblöcke ein alt-unterkarbonisches Alter. Es läßt sich jedoch nicht ausschließen, daß ihre untersten Teile noch in das oberste Ober-Devon gehören könnten.

Sind die in der Tuffbreccie I auftretenden Blöcke bisher nur nach ihrer faziellen Zuordnung untersucht worden, so erhebt sich die Frage, ob sich in der Verbreitung der verschiedenen alten Blöcke eine Sonderung zeigt. Die Untersuchungen haben ergeben, daß die Spanne der in der Tuffbreccie I enthaltenen Gesteine zwischen dem Rombach-Tal und dem Lau-Berg am größten ist, um dann nach SW und NE allmählich abzunehmen. Das Maximum fällt ziemlich genau mit dem der allgemeinen Stückgrößen-Verteilung zusammen (s. Abb. 15). In den südwestlichen und nordöstlichen Ausläufern vertreten die Blöcke der Tuffbreccie I nur die Adorf-Stufe. Gesteine des höheren Ober-Devons sind hier nicht gefunden worden.

Mit der Altersdeutung hängt die Frage nach der Art der Lagerung eng zusammen. Nach DREVERMANN (1901, S. 103) und KAYSER (1907, S. 32) bildet die Langenaubacher Tuffbreccie südlich Langenaubach „allenthalben das Hangende des Iberger Kalkes, den sie oft ganz einwickelt, so daß er nur klippenartig in sie hineinragt“ (KAYSER 1907, S. 32). Dieser Auffassung ist auf den von beiden Autoren veröffentlichten Karten an allen Stellen, wo die Tuffbreccie ansteht, Ausdruck verliehen worden. Für das Profil des Einschnittes der Schmalspurbahn im Rombach-Tal (Schuppe I) nehmen beide auf ihren Karten zwischen den Hangenberg-Schiefen und der Tuffbreccie eine Störung an. Abweichend davon stellt KAYSER (1907, S. 34) in dem Profil VI eine normale Überlagerung dar.

Die Ummantelung des Iberger Kalkes durch die Langenaubacher Tuffbreccie konnte nicht bestätigt werden. An der einzigen gut aufgeschlossenen Stelle, wo die Tuffbreccie im Liegenden und Hangenden des Iberger Kalkes auftritt (im großen Steinbruch auf der N-Seite des Hirzen-Berges), sind zwei übereinandergeschobene Schuppen (III und IV) aufgeschlossen. Die Überschiebungsbahn ist deutlich unter dem Iberger Kalk zu erkennen (s. Taf. 4 Fig. 15). Auf den normalen allmählichen Übergang von Hangenberg-Schiefern zur Langenaubacher Tuffbreccie macht als erster H. SCHMIDT (1924a, S. 86 und 92, Fig. 2) aufmerksam.

Abweichende Beobachtungen teilt KEGEL (1933a, S. 4/5 und 1934, S. 17) mit. Ausgehend von dem Profil im Rombach-Tal gibt er an, daß von der am weitesten nördlich gelegenen Schuppe I, wo die Tuffbreccie auf Hangenberg-Schiefern lagert, nach S in den darauf folgenden Schuppen II und III eine sich in dieser Richtung vergrößernde Schichtlücke im Liegenden der Tuffbreccie vorhanden sei, bis schließlich in Schuppe IV diese unmittelbar auf Iberger Kalk liege. Bei der Kartierung wurden diese Verhältnisse in den Schuppen I und IV bestätigt gefunden, in der Schuppe II ließ sich jedoch keine Tuffbreccie, weder über noch unter Tage, nachweisen. In der Schuppe III ist wieder das ganze Ober-Devon vertreten. Hier ruht die Langenaubacher Tuffbreccie auf fossilbelegten Hangenberg-Schiefern (s. WIEGEL 1953, S. 295, Abb. 2). In allen anderen Schuppen findet sich die Tuffbreccie im Hangenden des Iberger Kalkes und erfüllt deren Schloten und Unebenheiten. Die Lagerung der Tuffbreccie in den Schuppen I–IV ist in der Tab. 6 und in den Fazies-Profilen (s. Abb. 4) wiedergegeben.

Neben der vertikalen Einordnung der Langenaubacher Tuffbreccie I ist auch ihre horizontale Begrenzung interessant. Als Bezugshorizont soll hier der unmittelbar im Hangenden vorhandene Horizont der Kieselschiefer gewählt werden. Er hat den Vorteil großer flächenhafter Verbreitung. Geht man wieder von dem Profil des Rombach-Tales in der Schuppe I aus und verfolgt die Tuffbreccie I nach NE über den Schleiß-Berg hinweg, so beobachtet man, daß sie ca. 300 m nordöstlich dieses Berges nicht mehr vorhanden ist. An ihre Stelle ist hier ein Teil des Deckdiabases getreten, der an der Böschung des Weges vom Tannen-Tal zur Steinkaute sowohl im Liegenden wie auch im Hangenden des Horizontes der Kieselschiefer auftritt, ohne

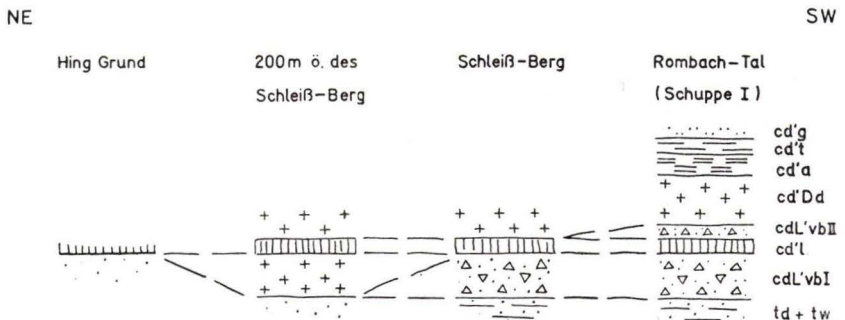


Abb. 16. Schematisches Längsprofil zwischen Hing-Grund und Rombach-Tal zur Veranschaulichung der Verzahnung der Langenaubacher Tuffbreccie.

daß eine Störung dazwischen beobachtet werden könnte. Zwischen dem Schleiß-Berg und diesem Weg wird also die Tuffbreccie I von einem Teil des Deckdiabases ersetzt (s. Abb. 16). Da der Deckdiabas nach allen Beobachtungen aber frühestens erst  $\pm$  an der Wende Devon/Karbon auftritt, ist hiermit auch wieder ein Anhaltspunkt für das alt-unterkarbonische Alter der Langenaubacher Tuffbreccie I gegeben.

In den südlich auf die Schuppe I folgenden Schuppen fehlen die Kieselschiefer. Hier ist eine Verzahnung nicht mehr zu beobachten.

### C III 1 a) 2. Horizont der Kieselschiefer

Der Horizont der Kieselschiefer ist das erste typische Gesteinsglied der unterkarbonischen Schichtenfolge in der westlichen Galgenberg-Mulde. Seine Verbreitung beschränkt sich ganz auf den SW-Teil und ist vornehmlich an den Raum südlich Langenaubach gebunden, wo er sich von der Alten Rheinstraße bis in das Tal „Hinter der Erdbeerhecke“ verfolgen läßt. Er besteht aus einer wechselhaft zusammengesetzten Serie von Lyditen, kieseligen Schiefen und Alaunschiefern.

Die Lydite stellen den größten Anteil dieser Schichtenfolge. Ihre Farbe ist vornehmlich tief schwarz, seltener dunkelgrau. In Bruchstücken zeigen die Flächen einen matten Fettglanz, der mit Zunahme des Tonmaterials in die stumpfe Färbung der kieseligen Schiefer übergeht. Die Mächtigkeit der einzelnen Lydit-Bänke beträgt südlich Langenaubach durchschnittlich 5–10 cm, kann aber bis auf 20 cm anwachsen. Im Gebiet östlich der Alten Rheinstraße sind die Lydit-Lagen i. a. 2–5 cm dick. Die Lydite sind leicht an ihren parallelepipedischen, z. T. auch würfelförmigen Bruchstücken zu erkennen und dadurch von den oft sehr ähnlichen, aber unregelmäßig zerfallenen Kontaktgesteinen der Intrusivdiabase zu unterscheiden. In ihnen finden sich südlich Langenaubach häufig Tuff-Reste. Diese können als bis zu 3 cm große, stärker zersetzte Tuff-Brocken oder auch in Form kleiner Tufflinsen auftreten. Im großen Steinbruch am W-Hang des Schleiß-Berges konnten darüber hinaus zwei 5–8 cm dicke Lagen groben Tuffis mit Kalkbrocken auf mehrere Meter Erstreckung verfolgt werden. Innerhalb der Lydite sind diese Tuffeinschaltungen von der NE-Seite des Schleiß-Berges bis an das Wildweiberhäuschen zu verfolgen. Sie bieten ein gutes Mittel für die stratigraphische Gleichstellung, da sie in den jüngeren Ablagerungen nicht mehr auftreten. Im Raum östlich der Alten Rheinstraße (im oberen Hing-Grund) sind die Aufschlüsse in den Kieselschiefern sehr schlecht; Tuff-Reste konnten hier noch nicht nachgewiesen werden.

Die kieseligen Schiefer und Alaunschiefer sind stets mit den Lyditen durch Wechselagerung verbunden. Sie sind ausnahmslos schwarzgrau bis schwarz. Bei der Verwitterung zeigen sie eine  $\pm$  schmutzig rot- bis braungraue Fleckung, die auf zersetzten Pyrit zurückzuführen ist. Beide Gesteine gehen oft ineinander über und sind nur durch ihre Härte bzw. ihren Anteil an Kieselsäure zu unterscheiden. Meist sind es unregelmäßig geschieferte Gesteine, die sich schmierig, bei den kieseligen Schiefen rau anfühlen. Ihre Schichtung ist meist nur durch die Wechselagerung mit den Lydit-Bänken zu erkennen. Tufflagen wurden in diesen Schiefen nicht beobachtet. Bestimmbare Fossilien sind in den kieseligen Schiefen und Alaunschiefern nicht gefunden worden. Lediglich am Wildweiberhäuschen konnten Hohlräume nach kleinen

Zweischalern und einem vermutlichen Tabulaten in den kieseligen Schiefen beobachtet werden.

Die Mächtigkeit des Horizontes der Kieselschiefer beträgt südlich Langenaubach 2–4 m. Mangels guter Aufschlüsse konnte nicht bestimmt werden, ob das im Hing-Grund westlich Donsbach zu beobachtende Vorkommen von dunklen Lyditen und Alaunschiefern dem Horizont der Kieselschiefer oder dem später zu behandelnden Horizont der Alaunschiefer zuzuordnen ist, oder gar beide unter Ausfall des Deckdiabases umfaßt.

Das Alter des Horizontes der Kieselschiefer läßt sich nur durch die Lagerung bestimmen. In der Schuppe I im Rombach-Tal ergibt sich durch die Überlagerung der Tuffbreccie I schon ein unterkarbonisches Alter. Weiter östlich, an der E-Seite des Schleiß-Berges liegt der Horizont der Kieselschiefer zwischen dem Deckdiabas (s. Abb. 16). Nimmt man mit GUNDLACH (1933, S. 29) an, daß die ersten Diabas-Ergüsse hier schon zu Beginn des Unter-Karbons stattfanden, so muß man den Horizont der Kieselschiefer in das untere Unter-Karbon stellen (vermutlich Gattendorfia-Stufe). Diese Einstufung steht in gutem Einklang mit derjenigen im östlichen Sauerland (s. KÜHNE & PAECKELMANN 1928, S. 1231).

Nicht zu halten ist die Annahme H. SCHMIDT's (1924a, S. 91/92), daß die dunklen Schiefer unter (hier: Horizont der Kieselschiefer) wie auch über dem Deckdiabas (hier: Horizont der Alaunschiefer) auf Grund der ähnlichen Führung von Phosphorit-Knollen zusammenzufassen seien. Bei beiden Horizonten handelt es sich um angenähert isope, aber heterotaxe Gesteine. Der Horizont der Kieselschiefer liegt bei Langenaubach eindeutig im Liegenden des Deckdiabas-Hauptergusses. Seine Verbreitung kann nicht sehr groß gewesen sein, denn in den Schuppen II–VI wurde er nicht mehr angetroffen. Somit entfällt die Beweisführung, Äquivalente des Kieselschiefer-Horizontes von Langenaubach seien am Liebstein bei Breitscheid im Hangenden des Erdbacher Kalkes vertreten. Aus der Zwischenschaltung zwischen dem Deckdiabas möchte man vielmehr folgern, daß bei Langenaubach sich eine geringmächtige Folge von Kieselschiefern in der Gattendorfia-Stufe gebildet hat, die in anderen Teilen der Dill-Mulde durch die großen Deckdiabas-Ergüsse nicht abgesetzt wurden. Läßt sich der Horizont der Kieselschiefer bei Langenaubach durch seine Beziehungen zur Langenaubacher Tuffbreccie I und den Deckdiabas-Ergüssen stratigraphisch verhältnismäßig gut fixieren, so ist eine verbindliche genaue Horizontbeständigkeit dieser Gesteine auf weite Strecken doch sehr fraglich. Entsprechend den Verhältnissen im östlichen Sauerland können die Kieselschiefer in der Dill-Mulde nicht nur zwischen der unteren Gattendorfia-Stufe und der oberen Pericylus-Stufe auftreten, sondern vielleicht auch noch in die unterste Goniatites-Stufe hinaufreichen. Der Absatz dieser Gesteine wurde hier nur durch die Ergüsse des Deckdiabases  $\pm$  stark unterbrochen. Abgesehen von geringmächtigen Vorläufern konnte die Hauptmasse der Kieselschiefer der Dill-Mulde erst nach der Deckdiabas-Bildung  $\pm$  zwischen den Zonen II $\gamma$  — III $\alpha$  des Unter-Karbons abgelagert werden. In manchen Teilen der Mulde mögen dabei, ähnlich wie im Sauerland, Fazies-Übergänge zu den Alaunschiefern vorgelegen haben, die im Raum südlich Langenaubach zu den unten zu besprechenden Alaunschiefern geführt haben.

Der Horizont der Kieselschiefer ruht in der Schuppe I östlich des Schleiß-Berges dem Deckdiabas auf, zwischen dem Rombach-Tal und der Straße Langenaubach-Breitscheid der Langenaubacher Tuffbreccie I. Am Wildweiberhäuschen tritt in seinem Liegenden, dem Iberger Kalk, eine Schichtlücke auf, die das ganze höhere Ober-Devon umfaßt. Westlich des Au-Baches wird er wieder normal von der Langenaubacher Tuffbreccie unterlagert. Im Hangenden des Horizontes der Kieselschiefer tritt allenthalben der Deckdiabas auf. Eine Ausnahme macht wiederum nur das Gebiet der Schuppe I zwischen dem Schleiß-Berg und der Straße Langenaubach-Breitscheid, in dem er von der Langenaubacher Tuffbreccie II überlagert wird. In den Schuppen II bis IV wurde der Horizont der Kieselschiefer bisher nicht nachgewiesen.

H. SCHMIDT (1924a), der zuerst auf das Vorkommen von dunklen kieseligen Schiefen im Liegenden des Deckdiabases aufmerksam machte, faßt diese Gesteine mit den im Hangenden des Deckdiabases vorkommenden Alaunschiefen zusammen. Nach ihm sind die kieseligen Schiefer von dem überlagernden Deckdiabas kontaktmetamorph verändert worden (1924a, S. 91). Gegen eine derartige kontaktmetamorphe Veränderung spricht aber die Tatsache, daß gerade hier zwischen den Kieselschiefen und dem Deckdiabas der von H. SCHMIDT nicht erwähnte Packen der Tuffbreccie II eingeschaltet ist, welcher keinerlei kontaktmetamorphe Beeinflussungen zeigt und als Bruchstücke schon Lydit-Brocken enthält. Zudem machen die kieseligen Schiefer und Lydite in ihrer Wechsellagerung durchaus nicht einen kontaktmetamorphen Eindruck.

### C III 1 a) 3. Langenaubacher Tuffbreccie II

Die Langenaubacher Tuffbreccie II zeigt in ihrem Aufbau, ihrer Zusammensetzung und Verbreitung, sowie Lagerung Merkmale, die sie von der Tuffbreccie I als selbstständiges Schichtglied unterscheiden und auskartieren läßt. Ihre Verbreitung ist wesentlich kleiner als die der Tuffbreccie I und beschränkt sich innerhalb der Schuppe I auf das Gebiet zwischen dem Schleiß-Berg und der Straße Langenaubach-Breitscheid. Die geringe flächenhafte Verbreitung ließ keine einheitlichen Regelmäßigkeiten in der Verteilung einzelner Merkmale kartenmäßig erfassen. Die Mächtigkeit liegt zwischen 3–15 m.

Das Gefüge der Tuffbreccie II ist wechselnd. Neben schwacher sichtbarer Regelung am Alkershain und im Stollen III der Grube Vereinigte Constanze ist eine sehr gute Lagentextur der Bestandteile im großen Steinbruch am Schleiß-Berg zu beobachten (s. Taf. 3 Fig. 9). Die vertikale Abfolge der enthaltenen Gesteinsfragmente zeigt z. T. eine ausgezeichnete gradierte Schichtung (graded bedding), die hier vom Fuß zum Kopf des Schichtpackens reicht. Anschliffe quer zur Schichtung zeigen eine starke Ineinanderschachtelung der einzelnen Gesteinspartikel, so daß die Grundmasse nur in wenigen Zwickeln sichtbar ist (s. Taf. 3 Fig. 9). Die auffällige gradierte Schichtung weist auf das Vorhandensein einer noch ursprünglichen Sedimenttextur hin. Tektonische Gefüge-Veränderungen konnten makroskopisch nicht festgestellt werden.

Die Zusammensetzung der enthaltenen Gesteinsfragmente ist im Vergleich mit der Tuffbreccie I verhältnismäßig eintönig. Massenkalk-Bröckchen überwiegen bei weitem (ca. 60–70%). Es folgen Mandelstein-Fetzen (ca. 10–20%), die leicht an ihrer

blaugrünen, oft auch graugelben Farbe zu erkennen sind, und graubraune dichte Kalke (ca. 10–20%), die vermutlich den Cephalopodenkalken des höheren Ober-Devons entsprechen. Für die stratigraphische Selbständigkeit der Tuffbreccie II ist aber wichtig, daß in ihr die ersten Bruchstücke von schwarzen Lyditen und kieseligen Schiefen auftreten, welche zweifellos dem Kieselschiefer-Horizont entstammen und die der Tuffbreccie I noch fehlen. Zahlreiche Blöcke dieser Gesteine finden sich in der Tuffbreccie II im Stollen III der Grube Vereinigte Constanze. Tuff-, Roteisenstein-, Schalstein- und Schiefer-Fragmente sind in der Tuffbreccie II nicht beobachtet worden.

Die Größe der einzelnen Bruchstücke ist durchweg geringer als in der Tuffbreccie I. Auch hier kann man in ihrer Verbreitung Unterschiede feststellen. Im großen Steinbruch am Schleiß-Berg zeigt die Tuffbreccie II eine gut erkennbare Stückgrößen-Abnahme von unten nach oben. In den tieferen Teilen beträgt der Durchmesser in der Regel 5–10 cm, in den höheren dagegen 2–3 cm. Dies bei einer Mächtigkeit der Tuffbreccie II von 3 m. In den weiter westlich gelegenen Aufschlüssen auf der Grube Vereinigte Constanze und am Alkershain tritt diese Stückgrößen-Abnahme nicht mehr so deutlich in Erscheinung. Hier sind die Bruchstücke durchweg größer (etwa 20–60 cm  $\varnothing$ ). Blöcke von über 1 m  $\varnothing$  wurden in der Tuffbreccie II nicht beobachtet.

Die Form der Bruchstücke ist, unabhängig von dem Gesteinsmaterial, ausgesprochen scharfkantig und eckig (s. Taf. 3 Fig. 9/10; Taf. 4 Fig. 14). Stärker gerundete Bruchstücke wurden nicht beobachtet. Die Mandelsteine sind nicht gerundete Bomben, wie in der Tuffbreccie I, sondern vielmehr zerspratzte und zerlappte Bröckchen mit vielen scharfen vorspringenden Ecken (s. Taf. 3 Fig. 10). Die meist dunklen Mandelräume werden in ihrer Anordnung nicht von der äußeren Umgrenzung der Stücke bestimmt, sondern zeigen eine unregelmäßige Verteilung. Zuweilen treten sie dicht an der Oberfläche der Bröckchen und sind dann nur zur Hälfte von vulkanischem Material der Fragmente, zum anderen Teil von der Grundmasse umgeben. Eine Abhängigkeit der Stück-Form von der -Größe ist in der Tuffbreccie II nicht zu erkennen. In Anschliffen lassen sich die einzelnen Bruchstücke stets gut voneinander und von der Grundmasse unterscheiden. Die Begrenzung ist stets scharf und deutlich.

Die petrographische Zusammensetzung der Grundmasse ist durchweg einheitlich. In allen Aufschlüssen findet man ein hell- bis dunkelgraues Zement kieselig-kalkiger Beschaffenheit. U. d. M. erkennt man neben stark karbonatisierten Bestandteilen vorwiegend Kalzit, daneben ein fein verfilztes Netzwerk von Plagioklas-Leisten und chloritischer Substanz, nach BRAUNS aber auch noch „Fetzchen, die als ehemaliges Glas angesprochen werden können“ (1909b, S. 390). Bei der Verwitterung erweist sich die Grundmasse als auffallend widerstandsfähig, so daß zunächst die kleinen Kalk- und Mandelstein-Brocken angegriffen werden und auf der Gesteinsoberfläche ein wabig-zelliges Gefüge entsteht. Hand in Hand damit geht eine Verfärbung vor sich. Die angewitterte Grundmasse zeigt braungraue Farbtöne. Anzeichen für eine sekundäre Zufuhr der Grundmasse sind nicht beobachtet worden. Ebenso fehlen stärkere Rot-Färbungen.

Die Einschlüsse sind viel stärker mit der Grundmasse verbacken als in der Tuffbreccie I. War die Packung der in Tuffbreccie I noch  $\pm$  lose, wobei die Grund

noch stärker in Erscheinung trat, so liegt hier eine ausgesprochene dichte Lagerung der Partikel vor. Die Gesteins-Bruchstücke liegen eng aufeinander und lassen so nur in den Zwickeln die Grundmasse erkennen (s. Taf. 3 Fig. 9/10).

Nach Fossil-Einschlüssen läßt sich das Alter der Tuffbreccie II nicht bestimmen. Die Bruchstücke sind meist zu klein, um makroskopisch bestimmbare Formen zu enthalten. Nur u. d. M. erkennt man in ihnen zahlreiche winzige Schalenbruchstücke (s. Taf. 3 Fig. 10). Aus petrofaziellen Vergleichen darf man jedoch in den gelbgrauen dichten Kalk-Einschlüssen jung-oberdevonische Gesteine annehmen. Dazu kommt in der Tuffbreccie II als wichtige Altersmarke das Auftreten von Kieselschiefer-Bruchstücken, die eine eindeutige Zuordnung zum Unter-Karbon gestatten.

Die Langenaubacher Tuffbreccie II liegt stets im Hangenden des Kieselschiefer-Horizontes und wird ihrerseits wieder vom Deckdiabas überlagert. Nach NE wird sie im Streichen auf der E-Seite des Schleiß-Berges vom Deckdiabas abgelöst (s. Abb. 16). Diese Verzahnung mit dem Deckdiabas, die schon KEGEL (1934a, S. 28) für die ganze Tuffbreccie wahrscheinlich macht und nun bestätigt wurde, macht eine Einstufung der Tuffbreccie II in die Gattendorfia- oder untere Pericyclus-Stufe wahrscheinlich.

DUFOUR möchte demgegenüber die Langenaubacher Tuffbreccie mit dem Erdbacher Kalk (cu II  $\gamma$ ) zeitlich gleichsetzen, da der „Tuffkalk“ (hier Tuffbreccie II) eine große Ähnlichkeit mit dem Crinoiden-Kalk (Erdbacher Kalk) am Liebstein bei Breitscheid besitze. Es müßte eine beträchtliche Schichtlücke zwischen den unterlagernden Hangenberg-Schiefen und der die Unter-Karbon-Zone II  $\gamma$  vertretenden Langenaubacher Tuffbreccie vorliegen, die durch das flacher werdende Meer der Dasberg-Stufe begründet wird. Diese Parallelisierung soll mit der weitreichenden Visé-Transgression in Übereinstimmung stehen. Die Entstehung des über der Tuffbreccie II liegenden Deckdiabases sei an der Grenze Pericyclus-/Goniatites-Stufe erfolgt (DUFOUR 1926, S. 16/17).

Demgegenüber sind jedoch keinerlei Anzeichen für eine Schichtlücke oder eine Transgression gegeben. Auch das Alter der Deckdiabas-Ergüsse spricht gegen eine derartige Deutung. Nach KEGEL (1933b, S. 943; 1934a, S. 28) und GUNDLACH (1933, S. 29) fallen die Hauptergüsse in das untere Unter-Karbon und finden mit wenigen Nachzüglern in der Zone IIIa ihr Ende. Es ist sehr unwahrscheinlich, daß die großen Deckdiabas-Massen südlich Langenaubach zu diesen Nachzüglern gehören.

Zusammengefaßt sprechen alle Befunde in der Langenaubacher Tuffbreccie I, im Horizont der Kieselschiefer und in der Langenaubacher Tuffbreccie II für eine Gleichstellung mit der Gattendorfia-Stufe, vielleicht auch noch mit der unteren Pericyclus-Stufe.

### Entstehung der Langenaubacher Tuffbreccie

Die Annahme einer intrusiven Entstehung (H. RICHTER) muß fallen gelassen werden, da keinerlei Anzeichen (tektonische Einregelung, Linsenform der Komponenten, Harnisch-Flächen, Schleppungen und Zerbrechungen) für sie vorliegen. Die Beobachtungen über wie auch unter Tage zeigen eindeutig, daß die Langenaubacher Tuffbreccie sich als normales Schichtglied dem allgemeinen Gesteinsverband einfügt. Auflagerung auf verschieden alte wie auch verschieden ausgebildete Schichten (Iber-

ger Kalk und Hangenberg-Schiefer) genügen für eine solche Annahme nicht. Die Langenaubacher Tuffbreccie ist ein Gestein, welches verschieden alten Gesteinen aufliegen kann.

Für die Annahme einer „Schuttbildung ... am ehemaligen Steilabsturz des Kalkriffes“ (KEGEL) müßten bestimmte morphologische und paläogeographische Vorbedingungen erfüllt sein. So müßte der Böschungswinkel des Steilabsturzes und der Niveau-Unterschied zwischen Liefergebiet und Ablagerungsraum erheblich gewesen sein, um Materialverfrachtungen über ca. 1 km zu ermöglichen. Es fehlen jedoch Anzeichen für stärkere Bodenbewegungen, die zu einer derartig weiträumigen Hebung des Riffes bei der Entstehung der Langenaubacher Tuffbreccie geführt haben könnten. Sie wären aber nötig, um das Vorkommen mitteldevonischer Gesteine in der Tuffbreccie I zu erklären, denn zur Entblößung des Riff-Sockels müßten ca. 40–60 m Iberger Kalk fortgeführt worden sein. Bei einer Gehängerutschung wäre auch eine Sortierung der anfallenden Gesteinsbruchstücke nach der Größe mit Entfernung vom Riff zu erwarten. Die beiden erwähnten großen Kalkschollen im großen Steinbruch am Schleiß-Berg würden allerdings für derartige Verhältnisse sprechen. In allen anderen Fällen jedoch konnten keine einwandfreien Beweise für eine Abhängigkeit der Stückgrößen-Verteilung von der Entfernung des Riffes erbracht werden (s. Abb. 10). Man sollte erwarten, daß bei einem Riff-Zerfall die zuletzt abgelagerten Schichten zuerst wieder in Bewegung geraten und sich damit in rückläufiger Sedimentation an der Riff-Böschung oder in der Vorsenke wieder ansammeln würden. Die vertikal ungerichtete und horizontal bevorzugte Verbreitung der einzelnen oberdevonischen Gesteinsbrocken spricht aber gegen solche Vorgänge. Die von KEGEL (1934a, S. 17) mitgeteilte allmähliche Vergrößerung der Schichtlücke im Liegenden der Tuffbreccie I von N nach S in Annäherung an das Riff konnte nicht ganz bestätigt werden: in der Schuppe III lagert die Tuffbreccie I auf Hangenberg-Schiefen, in der südlich darauffolgenden Schuppe IV unmittelbar auf Iberger Kalk. Die Annahme eines Riff-Zerfalls kann somit nicht alle Besonderheiten der Langenaubacher Tuffbreccie erklären.

Der Erklärung durch Transgression steht das paläogeographische Bild entgegen: Das Unter-Karbon beginnt durchaus nicht mit einer Meeresüberflutung. Für die transgressive Entstehung der Tuffbreccie sprechen keinerlei Beobachtungen. Die oft geltend gemachte abgerundete Form der Komponenten, soweit sie überhaupt vorhanden ist, läßt sich auf andere Weise erklären. Vor allen Dingen spricht die deutliche Scharfkantigkeit der kleinen Bruchstücke gegen eine konglomeratische Natur der Tuffbreccie. Auch die Verteilung, Größe und Ungeregeltheit der einzelnen Blöcke sowie die Mächtigkeits-Verhältnisse sprechen gegen eine Transgression und letztlich auch die gleichmäßige Verteilung der Tuff-Komponente selbst. Ebenso fehlt der Tuffbreccie I jede Spur von Schichtung. Es wäre zu erwarten, daß bei einer Transgression das ganze Riff-Massiv von einer derartigen Tuffbreccie ummantelt sein müßte. Ob die Ablagerung der Langenaubacher Tuffbreccie in langen, schmalen Trögen erfolgte, wie es KLÜPFEL (1952, S. 250) behauptet, kann nicht gesagt werden, da die heutige Verbreitung nur einen willkürlichen Ausschnitt der ehemaligen wiedergibt. Glättet man die Schuppen südlich Langenaubach aus, so ist der Raum gar nicht so schmal, wie es bei der heutigen Verbreitung den Anschein hat. Auch aus der



Überlagerung heterotaxer Schichten darf man nicht auf eine transgressive Entstehung der Tuffbreccie schließen.

Es bleibt somit nur noch die Möglichkeit einer explosiven Entstehung. Diese Annahme findet bei der Tuffbreccie I eine starke Stütze in der räumlichen Verteilung und Mächtigkeit (s. Abb. 6 und 8), die ein Maximum zwischen der Straße Langenaubach-Breitscheid und der Steinkaute aufweisen. In der Verbreitung der größten Blöcke, sowie der durchschnittlich häufigsten Stück-Größen (s. Abb. 9/10) erfährt dieses Maximum noch eine Einengung auf den Raum zwischen Hirzen-Berg und Lau-Berg. Dieses Zentrum wird ebenfalls durch die Häufung der verschiedenen Gesteins-Gruppen (s. Abb. 11-13), sowie deren häufigste Stückgrößen-Gruppen  $\pm$  genau bestätigt. Die Abb. 15 zeigt ebenso, daß in diesem Raum die stratigraphische Spanne der Blöcke am größten ist. Beide Tuffbreccien lassen durch die Eckigkeit ihrer Bestandteile erkennen, daß vor deren Absatz keine weitreichende submarine Verfrachtung stattgefunden hat.

Der Annahme einer explosiven Entstehung stand bisher immer der geringe Tuff-Anteil der Grundmasse entgegen. Der Auffassung von BRAUNS, daß es sich bei der Entstehung der Langenaubacher Tuffbreccie um eine Gasexplosion handelt, sind nur wenige spätere Bearbeiter gefolgt, und doch liegt diese Annahme so nahe. Will man Vergleiche anführen, so drängen sich die Griesbreccien des Vor-Rieses, auf die BRAUNS aufmerksam gemacht hat, geradezu auf. Auch hier findet sich nur sehr spärlich ausgeworfenes Tuff-Material. Eine große Ähnlichkeit zeigt die Langenaubacher Tuffbreccie auch mit den ladinischen Tuff-Bildungen des Marmolata-Gebietes (Südtirol), die CORNELIUS & FURLANI (1924, S. 368/69) beschrieben haben.

An einen sedimentierten Tuffanteil in der Grundmasse der Langenaubacher Tuffbreccie kann nach den Dünnschliff-Befunden nicht mehr gezweifelt werden. Es fragt sich nur, wie der in der Tuffbreccie I vorhandene Anteil der Mandelsteine zu bewerten ist. Auffällig erscheint zunächst, daß der am Fuße des Schichtstoßes vorhandene Packen von Mandelsteinen nur westlich der Straße Langenaubach-Breitscheid auftritt und auf der E-Seite des Rombach-Tales seine größte Anhäufung besitzt. In diesem Packen treten Einlagerungen von dunkelgrauen Tonschiefern auf, die sich kaum von den Hangenberg-Schiefern unterscheiden. Die Geschlossenheit dieser Mandelstein-Anhäufung, sowie die Schiefer-Zwischenlagen sprechen gegen eine Wieder- verfrachtung und Aufarbeitung des schon vorhandenen dasbergischen Bomben-Schalsteins. Sie legen vielmehr die Vermutung nahe, daß dieses Mandelstein-Material bei einer Explosion mit ausgeworfen wurde. In der Tuffbreccie II ist ebenfalls Mandelstein-Material enthalten, aber hier in Form von kleinen zerfetzten Bruchstücken. Auffällig ist ferner, daß sich die Verbreitungsgebiete von dasbergischem Bomben-Schalstein und Langenaubacher Tuffbreccie fast decken.

Die in den tieferen Teilen der Tuffbreccie I zu beobachtende Verzahnung mit Schiefermaterial der Wocklum-Stufe, sowie die Zwischenschaltung des Horizontes der Kieselschiefer beweisen fernerhin die fortschreitende Schiefer-Sedimentation und die Lage des Ablagerungsgebietes. Eine grundsätzliche Änderung der normal-sedimentären Fazies-Abfolge an der Wende Devon/Karbon tritt nicht ein. Durch die explosive Tätigkeit findet lediglich eine stärkere, wenn auch kurzfristige Zufuhr von

Fremdmaterial statt, durch die die normale Ton- oder Kalk-Sedimentation mehr oder weniger stark verdünnt wird.

Das Liefergebiet für die Blöcke der Langenaubacher Tuffbreccie kann nur südöstlich Langenaubach im Bereich des Lau-Berges gelegen haben, denn, abgesehen von der Häufung und der Größen-Verteilung der einzelnen Gesteinskomponenten, sind weiter westlich keine Cephalopodenkalke des höheren Ober-Devons gefunden worden. Wenn ein Explosionsschlot vorhanden ist, so kann er nur in diesem Raume liegen. Will man mit CORNELIUS & FURLANI (1924, S. 372) die Tiefe des Explosionsherdes aus der Art der mitgerissenen Gesteine schätzen, so kommt man im Falle der Langenaubacher Tuffbreccie auf etwa 100–200 m Tiefe. Der Herd muß demnach innerhalb der Schichten des Givet an der Grenze des Schalsteins gegen den Massenkalk gelegen haben.

Die Frage, ob die Langenaubacher Tuffbreccie durch Riff-Zerfall oder durch vulkanische Explosionen entstanden ist, scheint nur eine Frage des Anteils beider Vorgänge zu sein. Da die Explosion im Randgebiet des Riffes stattfand, sind begleitende Erdbeben, die zu einer Zerrüttung des Riffes und damit zu dessen teilweiser Zerstörung führten, sehr leicht denkbar. Die Verteilung des Gesteinsmaterials der Tuffbreccie dürfte jedoch nach den Gelände-Befunden mehr auf Auswurfstätigkeit als auf submarine Verfrachtung zurückzuführen sein. Ob bei diesen Explosionen die großen Blöcke der Langenaubacher Tuffbreccie einen Lufttransport erlebt haben, oder ob sie nicht vielmehr nur angehoben wurden und so in Bewegung gerieten, kann aus den jetzigen Befunden nicht eindeutig abgelesen werden.

Die Langenaubacher Tuffbreccie wäre somit, neben dem dasbergischen Bomben-Schalstein, ein Vorläufer des Deckdiabas-Vulkanismus, der in weiten Teilen der Dill-Mulde die wohl entsprechenden Bildungen des unterkarbonischen Bomben-Schalsteins geliefert hat.

### Überblick über die Gattendorfia-Stufe

An der Wende Devon/Karbon erfährt der normal-sedimentäre Übergang der Schichten im Raum südlich Langenaubach eine Unterbrechung durch die Einschaltung der Langenaubacher Tuffbreccie I und II.

Aus der Auflagerung auf verschieden alte Schichten, wie aus der Ausbildung der Breccie ist ersichtlich, daß bei deren Entstehung besondere Bedingungen geherrscht haben müssen. Nach den Gelände-Untersuchungen kann eine Entstehung durch vulkanisch-explosive Vorgänge wahrscheinlich gemacht werden, die sich im Randgebiet des Breitscheid-Erdbacher Kalkmassivs in der Umgebung des Lau-Berges abgespielt haben. Durch die erste der Gasexplosionen und die Ablagerung des dadurch in Bewegung geratenen Gesteinsmaterials entstand die Langenaubacher Tuffbreccie I. Über die Art des Ablagerungsraumes läßt sich an Hand der Gesteinsausbildung keine sichere Aussage machen, jedoch kann man aus der Zwischenschaltung von Hangenberg-Schiefeln ein Fortbestehen dieser Verhältnisse annehmen. Etwa gleichzeitig mit der Entstehung der Tuffbreccie I findet östlich des Schleiß-Berges der erste kleine Deckdiabas-Erguß statt. In der darauffolgenden Ruhepause vulkanischer Tätigkeit konnten sich in einem von stärkerer terrigener Sedimentation abgeschlossenen, sauer-

stoffarmen Meeresbecken die Lydite und kieseligen Schiefer des Horizontes der Kiesel-schiefer bilden. In diese Zeit fallen nur ganz unbedeutende Aschen-Ausblasungen. Auf den Absatz der Kiesel-schiefer erfolgte wieder eine Gas-Explosion, die jedoch wesentlich schwächer als die erste gewesen sein muß, da ihr Auswurfmaterial einen viel kleineren Raum überschüttete und auch beträchtlich kleinstückiger ist. In der Tuffbreccie II finden sich Bruchstücke von Lyditen, die darauf hinweisen, daß die Explosion in einem Raum erfolgte, in dem die Kiesel-schiefer schon abgelagert waren.

Die Gas-Explosionen waren vermutlich mit örtlichen Erdbeben verknüpft, die am Riff-Rand z. T. kleine Fächer von Kalk-Schutt entstehen ließen.

Im Anschluß an die Bildung der Tuffbreccie II oder auch schon zur gleichen Zeit fand dann der Haupterguß des Deckdiabases statt. Nach der Lagerung darf man die Langenaubacher Tuffbreccie I und II, sowie den Horizont der Kiesel-schiefer der Gattendorfia-Stufe zeitlich  $\pm$  gleichsetzen.

### C III 2. Pericyclus-Stufe

Der Pericyclus-Stufe gehören der Deckdiabas und z. T. noch der Horizont der Alaunschiefer an.

C III 2a) Deckdiabas. Wie alle anderen unterkarbonischen Schichtglieder, so tritt auch der Deckdiabas nur im Raum südlich Langenaubach auf. Südwestlich der Alte-Hoffnung-Verwerfung, die von Hoheroth zum Naun-Berg verläuft, besitzt er eine weite flächenhafte Verbreitung und überdeckt hier geschlossen große Teile der Mulde. Nur an seinem N-Rand ist er durch zu Tage durchstoßende Schuppen älterer Gesteine zerlappt und in einzelne Züge aufgeteilt. Ein solcher Zug läßt sich aus dem Gebiet östlich des Schleiß-Berges bis zum Wildweiberhäuschen in der Schuppe I bzw. Ia verfolgen (s. Abb. 24).

Infolge seiner Widerstandsfähigkeit gegenüber der Verwitterung bildet der Deckdiabas in dem Untersuchungsgebiet eine wenig zertalte Hochfläche.

Die Ausbildung des Deckdiabases ist meist dicht, seltener körnig, so im Rombach-Tal an der Abzweigung des Eschen-Tals oder im Ostfeld der Stollen III-Sohle der Grube Vereinigte Constanze. In den körnigen Partien finden sich an einigen Stellen weiche, zersetzte Lagen, die noch zu Beginn dieses Jahrhunderts auf Grünerde abgebaut wurden, so in einem grabenförmigen Einschnitt im oberen Eschen-Tal (r. 43950, h. 20630). Daneben tritt östlich der Alten Rheinstraße in einer alten Pinge (r. 44280, h. 20620) innerhalb des Deckdiabases ein karbonatisierter und chloritisierter Olivindiabas auf. Die Farbe des Deckdiabases ist im frischen Zustand schwarzgrün, im verwitterten Zustand graugrün bis schmutziggelblich. In einzelnen Zonen kann der Deckdiabas eine deutliche Mandeltextur besitzen; oft ist er von feinen Roteisen-erz-Adern durchzogen.

Sind die körnigen Deckdiabas-Varietäten meist massig, und zeigen sie erst bei der Verwitterung Wollsack-ähnliche Formen, so besitzen die dichten Typen stets die bekannten Kissen-Formen. Ein sehr guter Aufschluß mit typischer Kissen-Ausbildung liegt am westlichen Tunnel-Einschnitt der Eisenbahn-Strecke Langenaubach-Meden-

bach ca. 100–250 m östlich des Au-Baches (r. 42250, h. 19100). Hier sind alle die von REUNING (1907), BORN (1922) und KEGEL (1933b) mitgeteilten Eigenschaften ausgebildet. Es finden sich Schrumpfrisse, glasige Randzonen der Wülste, Tuffzwickel und Mandel-Texturen. In demselben Aufschluß liegt zwischen dem Deckdiabas ein ca. 2 m mächtiger Packen graugrüner bis grauer Feintuffe und braunvioletter bis rotbrauner milder Schiefer, die in der häufigen Wechsellagerung und der Dicke der einzelnen Schichten sehr an entsprechende Schiefer-Tuff-Serien der Buchenauer Schichten erinnern (s. Taf. 5 Fig. 17). Der Packen macht jedoch nicht den Eindruck einer mitgeschleppten Scholle, denn es zeigt sich keinerlei stärkere Beanspruchung. Die unteren Lagen der Schiefer gleichen zunächst die wulstige Oberfläche des unterlagernden Deckdiabases aus, indem sie teilweise schon in den Zwickeln auftreten. Zum Kopf der Schichtserie hin gehen sie in eine sehr feine Schichtung, z. T. auch Bänderung über. Auffallend ist, daß die obersten 10 cm deutlich gefrittet und kontaktmetamorph verhärtet sind. Die unteren Lagen zeigen dagegen keinerlei derartigen Veränderungen. Die Art der Ausbildung, sowie ihre räumliche Verbreitung (sie lassen sich in Bohrungen bis in das obere Medenbach-Tal verfolgen) beweist, daß diese Sedimente zwischen zwei Deckdiabas-Ergüssen abgelagert worden sind. In ihrer Art entsprechen diese Schiefer-Zwischenlagen etwa den „metamorphisierten Cypridinschiefern im Deckdiabas“ (KAYSER 1907, S. 42).

Daß der Deckdiabas kein einheitlicher in sich geschlossener Komplex eines einzelnen Ergusses ist, beweisen auch die Zwischenlagen von Diabas-Tuffen, die in Mächtigkeiten bis zu etwa 2–3 m in Bohrungen südlich des Hirzen-Berges beobachtet worden sind. Unter diesen Tuffen fand sich in einer Bohrung darüber hinaus im Hangenden des Deckdiabases ein ca. 1 m mächtiges, kieseliges Roteisenerz-Lager, das wohl gleicher Entstehung ist, wie die ausgedehnten Eisenkiesel-Zonen des Freudensteins, Otterichs, der Weiherseite südöstlich Donsbach und des oberen Schelde-Gebietes.

An seiner Stirn erhält der Deckdiabas nicht selten aus dem Untergrund aufgenommene Bruchstücke unveränderten Iberger Kalkes, z. T. noch mit Fossilien. Die Einschlüsse können bis zu 1 m Durchmesser besitzen. Ein vorzüglicher Aufschluß auf den schon KAYSER (1907, S. 43) aufmerksam macht, findet sich auf der rechten Aubach-Seite, gleich unter der Eisenbahnbrücke, ca. 350 m südöstlich des Haltepunktes Rabenscheid (r. 42030, h. 19200), (s. Taf. 3 Fig. 12). An anderen Stellen findet man am Kontakt des Deckdiabases mit der Langenaubacher Tuffbreccie Bruchstücke von Epidotfels, so in zahlreichen Lesesteinen, ca. 80 m südöstlich der Steinkaute.

Alle diese Beobachtungen, die Einschlüsse und Zwischenschaltungen mariner Sedimente, liefern den eindeutigen Beweis, daß der Deckdiabas nicht das Ergebnis eines einzigen Ergusses, sondern mehrerer übereinander geflossener Lavaströme ist. Darüber hinaus geben sie einen klaren Anhalt über die Art des Bildungsraumes: in dem Untersuchungsgebiet sind die Kissen-Diabase stets mit marinen Sedimenten verknüpft. Für die Entstehung der Kissen-Diabase können nach allen Erfahrungen in der Gegenwart wie am fossilen Befund nur subaquatische Ergüsse oder in feuchte Sedimente eindringende subeffusive Diabas-Laven angenommen werden. Für die letztere Annahme fehlen in dem Untersuchungsgebiet die Beobachtungen. Die Angaben KEGEL's (1933b) konnten in allen Fällen bestätigt werden.

An mehreren Punkten zeigt der Deckdiabas übergreifende Lagerung. So tritt er östlich des Schleiß-Berges im Hangenden der Hangenberg-Schiefer und der Dasberg-Schichten auf. Südlich der Girstehecke liegt er anscheinend auf Iberger Kalk, während er am Wildweiberhäuschen und weiter westlich unmittelbar den Kieselschiefer-Horizont überlagert.

Für das Alter des Deckdiabases liegen keine genauen Angaben vor. Die ersten Ergüsse erfolgten sicherlich schon an der Wende Devon/Karbon, wie die Verzahnung mit der Langenaubacher Tuffbreccie (KEGEL 1925, S. 297–299) beweist. Die Hauptförderung dürfte jedoch jünger sein und wäre damit in den Zeitraum: obere Gattendorfia-Stufe bis obere Pericyclus-Stufe zu legen. In der Schuppe I des Rombach-Tales wird der Deckdiabas von den Alaunschiefern überlagert, die wohl der oberen Pericyclus-Stufe angehören, vielleicht auch schon in die untere Goniatites-Stufe hineinreichen. Zu Beginn der Alaunschiefer-Sedimentation war im Raum südlich Langenaubach die Bildung des Deckdiabases im wesentlichen abgeschlossen. Nur an einer Stelle (Grube Vereinigte Constanze, Ostfeld der Stollen III-Sohle) wurde in den Alaunschiefern ein etwa 10 cm mächtiger hellgrüngrauer, sehr dichter, stark gefalteter Diabas-Gang angetroffen, der in dem Untersuchungsgebiet die letzten vulkanischen Vorgänge des Karbons in die Zone  $II\gamma$  —  $III\alpha$  des Unter-Karbons verweist. Dieses letzte Auftreten von Intrusivdiabasen steht in guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen von SCHMIERER (1922, S. LXXIX–LXXX) und KEGEL (1925, S. 298; 1927, S. 650–652).

Die Mächtigkeit des Deckdiabases ist nicht genau zu ermitteln. Nach Bohrungen beträgt sie südlich des Hirzen-Berges einschließlich der sedimentären Zwischenschaltungen bis zu 150–200 m.

C III 2b) Horizont der Alaunschiefer. Mit den Alaunschiefern setzt im Raum südlich Langenaubach die normale Sedimentation wieder ein. In der westlichen Galgenberg-Mulde finden sich die Alaunschiefer über Tage nur in dem vom Rombach-Tal nach NE abzweigenden Seitentälchen Eschen-Tal in der Schuppe I. Auf der Grube Vereinigte Constanze sind die Alaunschiefer im Ostfeld der Stollen III-Sohle in der Schuppe I und im Ostfeld der 135 m-Sohle in der Co.-Schuppe angetroffen worden. Da die Alaunschiefer hier als „Schwarzschiefer“ für Terrazzo-Material abgebaut wurden, finden sich in diesen Abbauen die besten Aufschlüsse.

Die Alaunschiefer setzen sich aus sehr feinkörnigem, tiefschwarzem bituminösen Tonschiefern zusammen, die im frischen Zustand dicht und kompakt erscheinen. Die Schieferung ist oft nur im Bruch zu erkennen. Mit diesen Alaunschiefern können untergeordnet kieselige Schiefer, z. T. auch Lydite vergesellschaftet sein. Durch feine mm-dicke Pyrit-Lagen ist in einzelnen Teilen eine Feinschichtung oder Bänderung zu erkennen. Als Einlagerungen treten in verschiedenen Schichten dichtgehäufte Phosphorit- und Kiesel-Knollen auf. Die Phosphorit-Knollen sind meist Taubenei- bis Hühnerei-große, runde, mitunter auch flach diskusförmige größere Konkretionen. Sie lassen im Anschliff eine deutlich durchgehende Feinschichtung erkennen. Auffällig ist, daß der größte Durchmesser der Knollen stets in der erkennbaren Schichtfläche liegt. Nach H. SCHMIDT (1924a, S. 90–92) finden sich in ihnen Radiolarien.

Infolge des stets hohen Kieselsäure-Gehaltes sind die Knollen sehr hart und widerstandsfähig. Neben diesen Einlagerungen wurde auf der Stollen III-Sohle eine mm-dicke kohlige Lage gefunden, die nach frdl. Mitteilung von Frau Dr. M. TEICHMÜLLER aus Anthrazit mit 10% flüchtigen Bestandteilen besteht. Außer einigen Myzel-artigen Strukturen konnten darin keine bestimmbar organischen Reste festgestellt werden. Die kohlige Lage zeigt im kleinen sehr gut die in den übrigen Schiefen meist nur andeutungsweise vorhandenen Schieferungsebenen. Da die Alaunschiefer in den erwähnten Vorkommen stets dicht unter den Überschiebungen liegen, sind sie meist sehr stark verfaltet und von Klüften durchzogen. Spiegelnd polierte Gesteinsflächen findet man häufig. Das Vorkommen eines ca. 10 cm mächtigen stark gefalteten Diabas-Lagerganges in den Alaunschiefern wurde schon auf S. 99 erwähnt. Im östlichen Schwarzschiefer-Abbau der Stollen III-Sohle ist der Alaunschiefer durch einen körnigen Diabas abgeschnitten und an der Grenzfläche kontaktmetamorph verhärtet. An Hand des Aufschlusses konnte die Zuordnung des Diabases nicht klar erkannt werden, jedoch wird man nicht fehlgehen, auch hier einen dem Deckdiabas zugeordneten späten Intrusivkörper anzunehmen.

Der Verwitterung gegenüber leisten die Alaunschiefer wenig Widerstand. Sie blühen leicht aus und zerfallen an der Erdoberfläche zu einem braunen, durch die Zersetzung von Pyrit rot gefleckten Lehm. In der Morphologie bilden sie flache Senken, so z. B. im Eschen-Tal.

Die Mächtigkeit des Horizontes der Alaunschiefer konnte in den Pinggen des unteren Eschen-Tales nur geschätzt werden. Sie beträgt hier etwa 8–10 m (s. Abb. 4). In den Aufschlüssen der anderen Schuppen wird die Oberkante der Alaunschiefer durch eine Überschiebung gebildet.

Das genaue Alter des Horizontes der Alaunschiefer konnte in dem Untersuchungsgebiet mangels Fauna nicht festgestellt werden. Durch die Überlagerung des Deckdiabases wird man ihn mit den Kiesel- und Alaunschiefern von Erdbach, vielleicht auch noch mit dem Erdbacher Kalk selbst gleichstellen müssen. Die Einstufung erfolgt demnach in die Zonen II $\gamma$  — III $\alpha$  des Unter-Karbons. Da die Alaunschiefer in der Schuppe I von Kulm-Tonschiefern und -Grauwacken überlagert werden, findet diese Zuordnung, die wohl der von KEGEL (1927, S. 648) entspricht, eine gute Stütze.

### Überblick über die Pericyclus-Stufe

Nach einigen Vorläufern während der Ablagerung der Langenaubacher Tuffbreccie erfolgt in der Pericyclus-Stufe der Haupterguß des Deckdiabases. Auch die Hauptmasse des Deckdiabases verdankt ihre Entstehung nicht einem einzigen Erguß, sondern setzt sich aus mehreren übereinander geflossenen Diabasströmen zusammen. Zwischen der Bildung einzelner Ströme haben Zeiten schwacher vulkanischer Aktivität gelegen, in denen die zwischengeschalteten Tonschiefer, Kieselschiefer, Tuffe und Roteisensteine abgesetzt wurden. Der Aufbau der Diabas-Ströme und ihre marinen Zwischenlagen sprechen für ihre subaquatische Entstehung.

In der oberen Pericyclus-Stufe ließ die vulkanische Tätigkeit nach und schuf damit in der westlichen Galgenberg-Mulde die Voraussetzung für den Absatz von Alaunschiefern, während sich im Innern der Dill-Mulde unter extremeren Bedingun-

gen die Kieselschiefer bildeten. Als letzte Ausläufer des Deckdiabas-Vulkanismus finden sich in den Alaunschiefern vereinzelte Diabasgänge. Die Bildungsräume der Alaun- und Kieselschiefer müssen sauerstoffarme Meeresbecken gewesen sein, in denen im wechselnden, aber stets geringen Umfang terrigenes Ton-Material zum Absatz kam.

An Hand von Vergleichen mit Fundpunkten sicherer stratigraphischer Stellung wird man die Hauptmasse des Deckdiabases der unteren Pericyclus-Stufe zurechnen müssen. Für die Einstufung der Alaunschiefer kann ein Alter der Zonen II  $\gamma$  — III  $a$  wahrscheinlich gemacht werden.

### C III 3. Goniates-Stufe

C III 3a) Horizont der Kulm-Tonschiefer und Kulm-Grauwacken. Innerhalb des Untersuchungsgebietes finden sich Kulm-Tonschiefer und -Grauwacken nur in der Schuppe I im Eschen-Tal südöstlich Langenaubach. Dort sind sie in einem kleinen Erdfall zuerst beobachtet worden. Nachdem WIEGEL während der Dillenburg Tagung der DGG 1952 darauf aufmerksam gemacht hatte, erfolgte die erste veröffentlichte Notiz durch KLÜPFEL (1952, S. 251, Abb. 1) (vgl. WIEGEL 1953, S. 295, Abb. 2).

In der erwähnten Pinge liegt über den Kulm-Alaunschiefern eine ca. 3–4 m mächtige Folge von graugrünen, milden, z. T. auch schwach sandigen Tonschiefern mit eingeschalteten groben Glimmer-Anhäufungen, die wiederum von dickbankigen, mittel- bis grobkörnigen, hell braungrauen Grauwacken in etwa 2–3 m Mächtigkeit überlagert werden. Sowohl in den Tonschiefern wie in den Grauwacken sind zahlreiche nicht näher bestimmbar Reste primitiver Farne enthalten. Tierische Fossilien haben diese Schichten bisher noch nicht geliefert. Das Hangende der Kulm-Grauwacken ist in dem Untersuchungsgebiet nicht vorhanden. Die Oberkante wird hier durch eine Überschiebung gebildet.

Auf Grund der Lagerung im Hangenden der Alaunschiefer und der Ähnlichkeit mit den Kulm-Tonschiefern bei Herborn und den Kulm-Grauwacken nordwestlich von Bicken wird man diese Gesteine als geringmächtige Vertreter der Kulm-Tonschiefer und Kulm-Grauwacken auffassen (s. auch WIEGEL 1953, S. 296) und sie mit KEGEL (1934a, S. 28) in die Goniates-Stufe stellen dürfen.

### Überblick über die Goniates-Stufe

Mit Beginn der Sedimentation der Kulm-Tonschiefer bessert sich wieder die Durchlüftung des Meeres. Es herrscht aber weiterhin ruhiger Absatz, der nur gelegentlich durch terrigene Einschwemmungen mit Pflanzen-Material unterbrochen wird. Auf ein Flachwerden des Meeres und starke klastische Schutt-Zufuhr deuten die groben, unsortierten, wenig weit verfrachteten Kulm-Grauwacken. Sie sind die jüngsten erhaltenen paläozoischen Ablagerungen in der westlichen Galgenberg-Mulde.

Die Mächtigkeit dieser Schichten ist mit etwa 7 m sehr gering. Durch Gleichstellung mit den Kulm-Tonschiefern und Kulm-Grauwacken anderer Fundpunkte wird für sie das Alter der Goniates-Stufe wahrscheinlich gemacht.

#### C IV. Entwicklung der Fazies

Mit Beginn des Givets finden sich noch Nachklänge der tonig-sandigen Sedimentation des Unter-Devons und Eifliums. Kurz darauf erfolgt die erste Förderung des Schalstein-Materials und der Diabase. Anfangs überwiegt noch die tonig-sandige Schüttung, und es kommt in dem Grenzbereich zu Verzahnungen beider Fazies. Bald aber herrscht ausschließlich die Tuff-Zufuhr vor. In höheren Niveaus des mitteldevonischen Schalsteins sind keinerlei normal-sedimentäre Einschaltungen mehr zu beobachten. Lediglich zwischen Medenbach–Erdbach–Breitscheid muß sich ein wenig tiefes Meeresgebiet mit  $\pm$  fehlender Tuff-Zufuhr befunden haben, in dem ein Kalk-Riff sich bilden konnte.

Im unteren Ober-Devon treten wieder normal-sedimentäre Gesteine stärker in Erscheinung und ergreifen von der ganzen Galgenberg-Mulde Platz. Zunächst erfolgt als Spätphase der givetischen Eruptiv-Serie die Bildung des Roteisenstein-Grenzlagers. Wie an keiner anderen Stelle der Dill-Mulde zeigt sich gerade in dem Untersuchungsgebiet ein intensives Wechselspiel zwischen dem Absatz der Erzlösungen und den gleichzeitig zugeführten normal-sedimentären und vulkanisch-sedimentären Stoffen.

Das durch die Schalsteine und Mandelstein-Decken gegliederte Relief bestimmt weitgehend die spätere Fazies-Verteilung. Schon während der Bildung des Roteisenstein-Grenzlagers heben sich deutlich Becken- und Schwellen-Gebiete ab.

Das Breitscheid-Erdbacher Kalkriff erreicht in der Adorf-Stufe seine größte Verbreitung. Wo die Riff-Entwicklung vom Mittel-Devon an ununterbrochen bis ins Ober-Devon hinein andauerte, wurden keine Roteisenerze abgelagert. Am N-Rand des Riffes konnten sich südöstlich Langenaubach geringmächtige Cephalopodenkalken bilden, die damit Anzeichen für ein Schwellengebiet in der Galgenberg-Mulde liefern. In diesem Raum zeigt das Roteisenstein-Grenzlager seine beste Ausbildung.

Der mittlere und östliche Teil der Mulde ist durch mächtige Schiefer- und Tuff-Ablagerungen gekennzeichnet, die ein Becken andeuten. Lediglich zwischen dem Donsbach- und dem Schindelbach-Tal ist eine deutliche Mächtigerungsverringering der Schichten zu beobachten, die auf geringe Material-Zufuhr hinweist.

Die starke Mächtigerkeits-Zunahme innerhalb der Becken-Fazies kann auf zwei Gesteinselemente zurückgehen. Einmal kann sie durch ein starkes Hervortreten der Tuffe verursacht sein, zum anderen durch die mächtige Entwicklung von Plattenkalken. Beide Fazies-Elemente schließen sich gegenseitig aus, erzeugen aber mit dem Zurückdrängen der Roteisenerz-Lagerbildung dieselbe Wirkung. Die Beobachtungen zeigen, daß im Bereich der Becken-Fazies die Voraussetzungen für eine gute Roteisenerz-Bildung ungünstig, im Bereich der Schwellen-Fazies dagegen günstig waren.

Schon innerhalb der Adorf-Stufe machen sich Fazies-Änderungen bemerkbar (s. Abb. 17–19). Wird der untere Teil dieser Stufe noch von letzten Nachklängen des basischen givetischen Vulkanismus und denen sich nun zugesellenden sauren Laven und Tuffen beherrscht, so tritt an ihre Stelle in der mittleren Adorf-Stufe die Kalk-Fazies, die mit den Plattenkalken eine große Fläche der Mulde erobert. In der oberen Adorf-Stufe findet die vulkanische Tätigkeit ihr Ende; auch die Plattenkalken treten wieder zurück. In weiten Teilen der Mulde macht sich durch das Überwiegen von



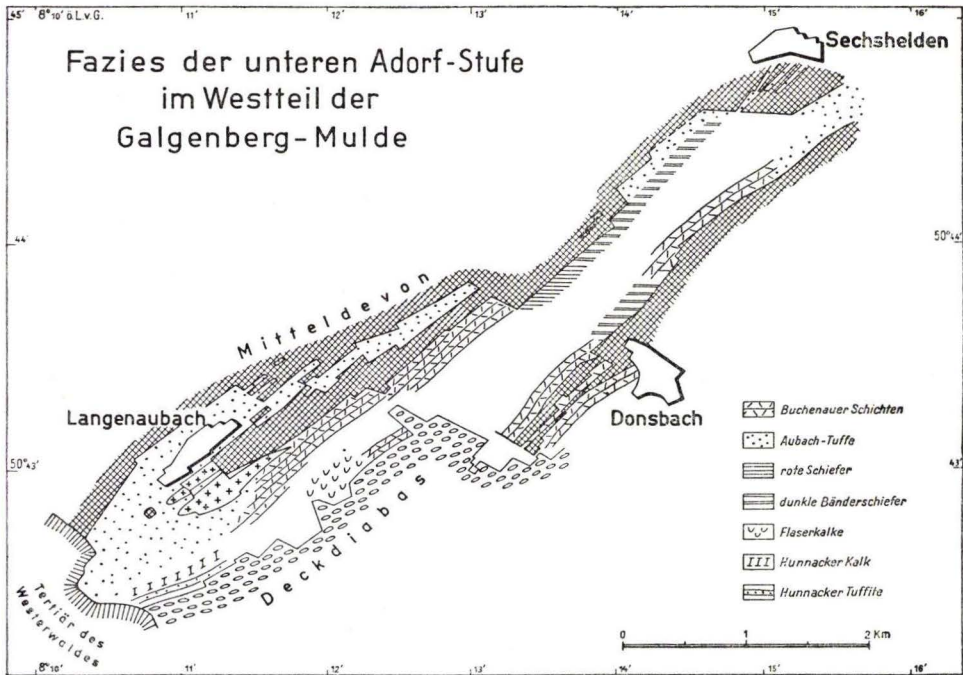


Abb. 17. Fazies der unteren Adorf-Stufe im Westteil der Galgenberg-Mulde

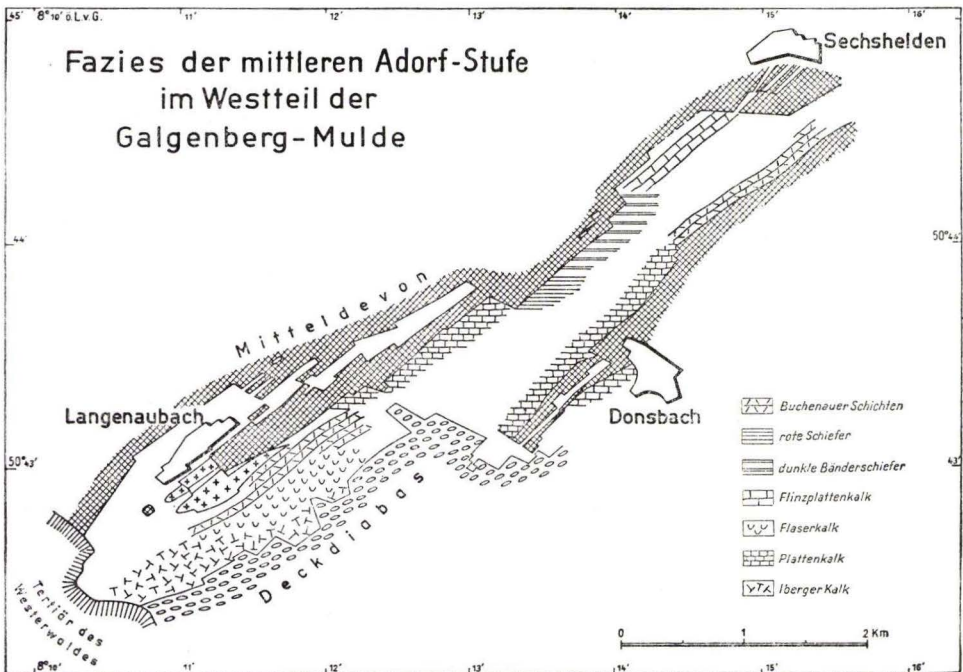


Abb. 18. Fazies der mittleren Adorf-Stufe im Westteil der Galgenberg-Mulde.

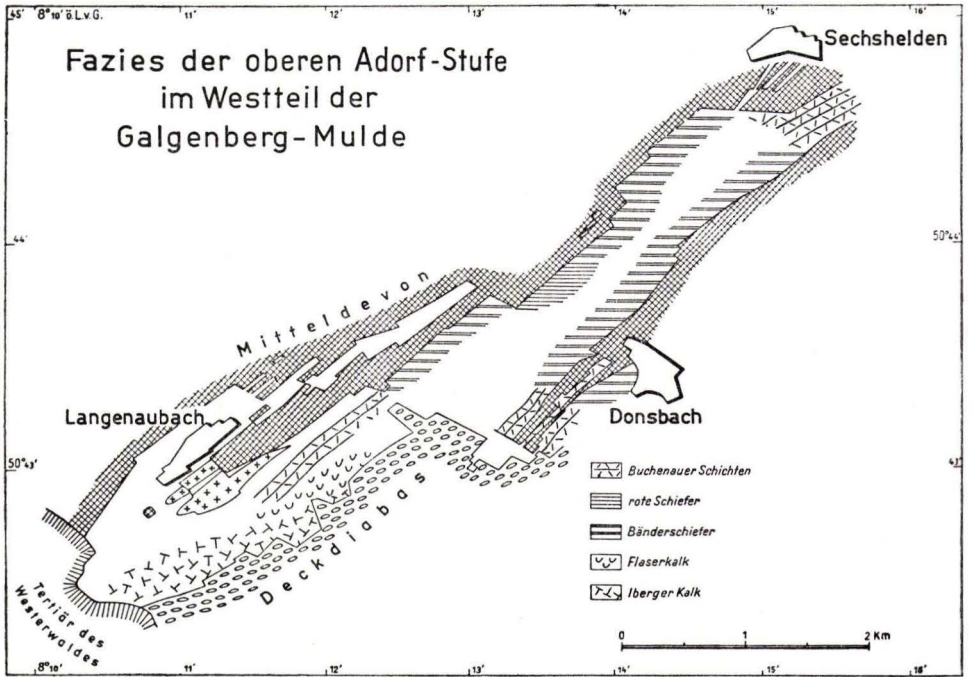


Abb. 19. Fazies der oberen Adorf-Stufe im Westteil der Galgenberg-Mulde.

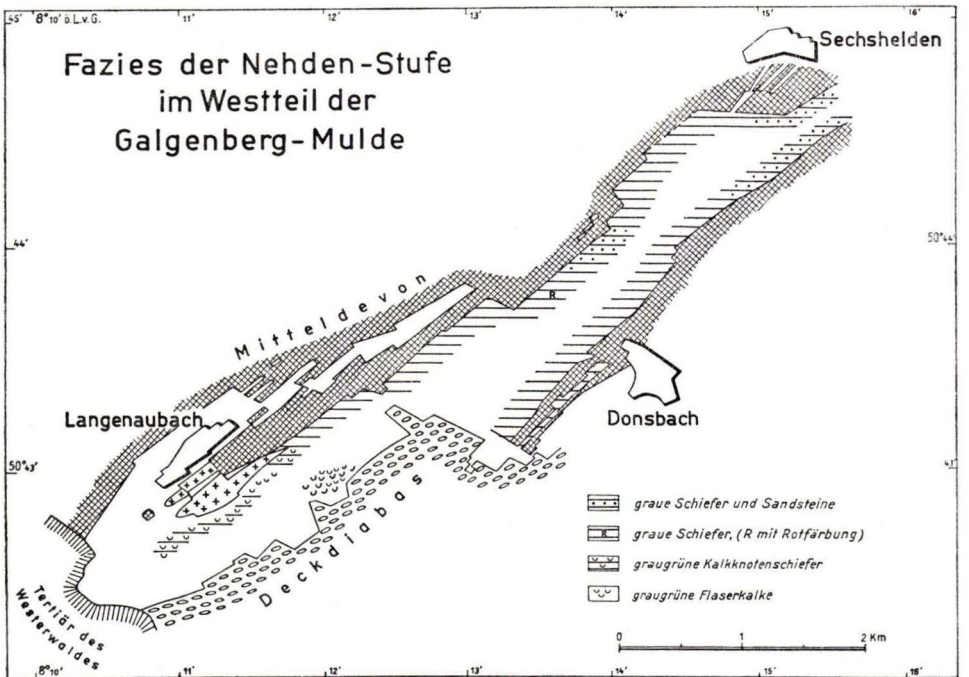


Abb. 20. Fazies der Nehden-Stufe im Westteil der Galgenberg-Mulde.

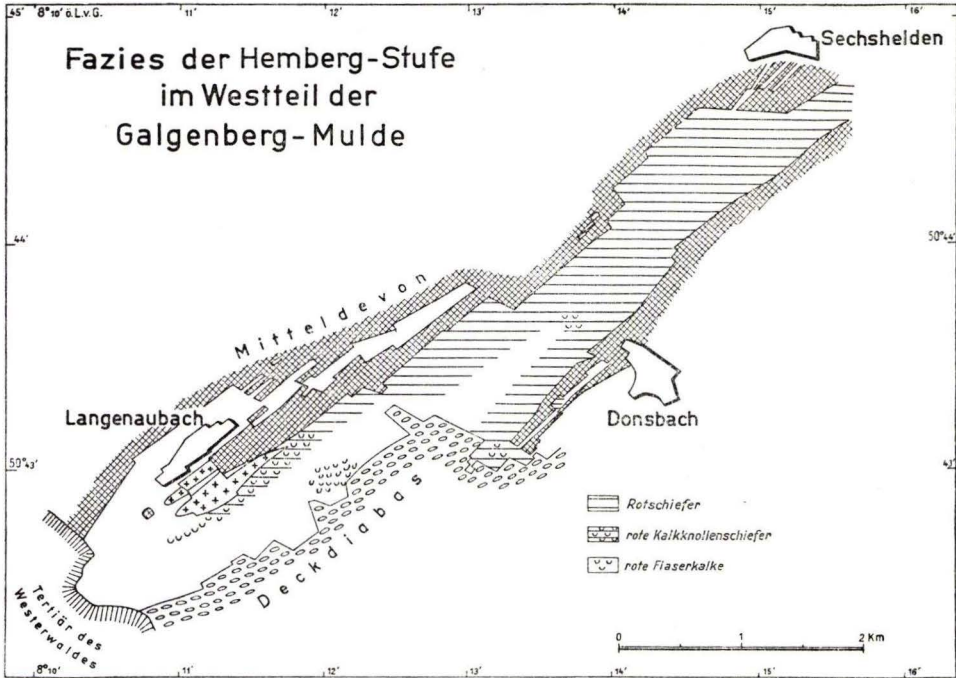


Abb. 21. Fazies der Hemberg-Stufe im Westteil der Galgenberg-Mulde.

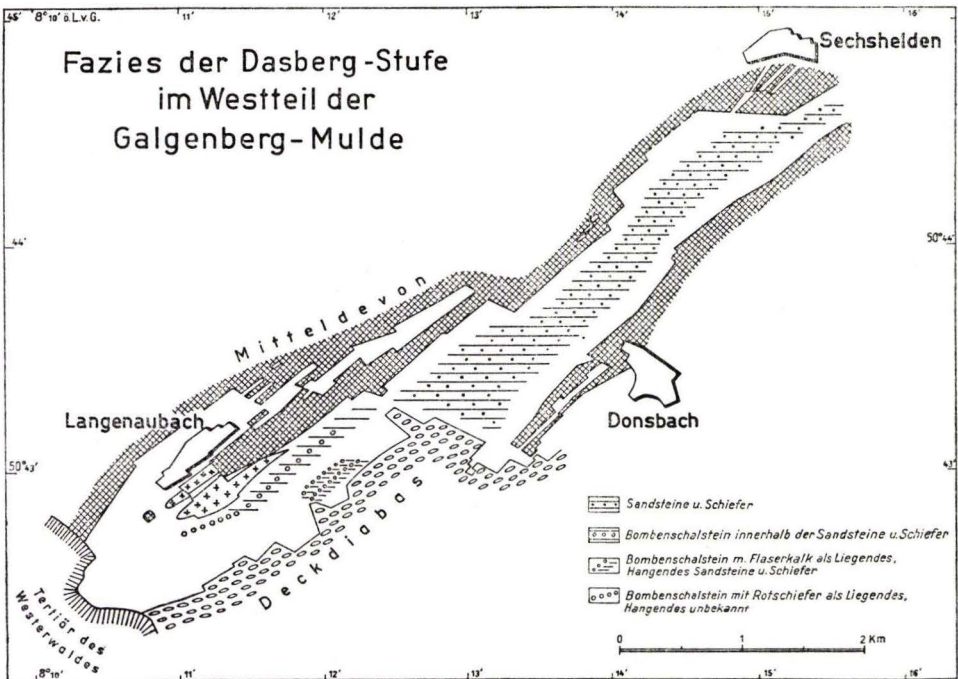


Abb. 22. Fazies der Dasberg-Stufe im Westteil der Galgenberg-Mulde.

Tonschiefern ein einheitlicher Becken-Einfluß bemerkbar. Im Schwellen-Gebiet südöstlich Langenaubach bilden sich weiterhin Cephalopodenkalke.

Die in der Adorf-Stufe schon angedeutete Verteilung der Becken- und Schwellen-Gebiete bleibt während des ganzen mittleren und höheren Ober-Devons erhalten (s. Abb. 20–22). Das Schwellengebiet südöstlich Langenaubach enthält geringmächtige Cephalopodenkalke der Adorf-, Nehden- und Hemberg-Stufe. Aus den Blöcken der Langenaubacher Tuffbreccie darf man aber auch auf ein Fortbestehen bis in die Wockum-Stufe schließen. In der Nehden- und Hemberg-Stufe wurden nördlich gelegene Teile des Breitscheid-Erdbacher Kalkmassivs von der Schwellen-Fazies erobert.

Die Umgrenzung der Schwelle ist durch die Überlagerung von Deckdiabas nicht überall genau zu ermitteln. Aus dem Vorkommen in der Schuppe II und III darf man auf eine Erstreckung im heutigen Streichen schließen. Die Hauptentwicklung der Schwellen-Fazies liegt in dem Raum zwischen dem Hirzen-Berg und Lau-Berg.

Die Becken-Fazies ist im mittleren Ober-Devon durch eine mächtige Folge von graugrünen und roten Cypridinen-Schiefern, wie in der weiteren Dill-Mulde, vertreten. Als neues Fazies-Element treten im E-Teil des Untersuchungsgebietes in der Nehden-Stufe Sandsteine auf. Diese bilden einen südwestlichen Ausläufer der in der östlichen Dill-Mulde beherrschenden Fazies der Sandsteine. Die Mächtigkeitszunahme nach NE macht eine Material-Zufuhr aus dieser Richtung wahrscheinlich (s. auch KEGEL 1934a, S. 25, Abb. 5). Während die Hemberg-Stufe frei von grobklastischen Einflüssen ist, macht sich erst wieder eine starke Sandschüttung in der Dasberg-Stufe bemerkbar. In dieser Stufe beherrscht die Sandstein-Schiefer-Fazies die ganze mittlere und östliche Galgenberg-Mulde. Südöstlich Langenaubach erobert sie in der oberen Dasberg-Stufe in den Schuppen II und III die Schwellen-Region. Als erste Vorläufer des unterkarbonischen Deckdiabas-Vulkanismus findet sich südlich Langenaubach der dasbergische Bomben-Schalstein, der seine größte Mächtigkeit in der von Becken-Einflüssen beherrschten Schuppe I besitzt, aber auch auf die Schwellen-Region der Schuppe II und III übergreift.

Nach einer Zeit vulkanischer Ruhe während der unteren Wocklum-Stufe, in der das feine Tonmaterial der Hangenberg-Schiefer zur Ablagerung kommt, erfolgt dann an der Wende zum Unter-Karbon eine heftige Gas-Explosion, die zur Entstehung der Langenaubacher Tuffbreccie I führt. In ihrem Gefolge finden die ersten Ergüsse des Deckdiabases statt. Während einer kurzen Unterbrechung vulkanischer Tätigkeit können sich daraufhin die Lydite und kieseligen Schiefer des Kieselschiefer-Horizontes bilden. Eine weitere, wenngleich auch schwächere Explosion liefert das Material für die Langenaubacher Tuffbreccie II und leitet damit die Hauptergüsse des Deckdiabases ein. Wo der submarine Ausfluß einzelner Diabas-Ströme zeitweilig unterbrochen wird, werden weiterhin geringmächtige Ton- und Kieselschiefer-Lagen abgesetzt. An einzelnen Stellen bilden sich Roteisenerz-Lager und die sie begleitenden Tuffe. Mit Ende der Pericyclus-Stufe erreichen die Deckdiabas-Ergüsse ihren Abschluß. In der darauffolgenden Zeit werden südlich Langenaubach Alaunschiefer mit vereinzelt Lydit-Bänken, im Innern der Dill-Mulde dagegen Kieselschiefer abgelagert. In ihnen finden sich als letzte Anzeichen des Deckdiabas-Vulkanismus vereinzelt Intrusivdiabase.

Das jüngere Unter-Karbon ist hier, wie im E-Teil der Dill-Mulde, durch die Kulm-Tonschiefer und -Grauwacken vertreten.

Überblickt man die Fazies-Abfolge des Unter-Karbons und läßt dabei die Langenaubacher Tuffbreccie und den Deckdiabas außer Betracht, so zeigt sich hier der gleiche normalsedimentäre Übergang der Schichten wie im östlichen Sauerland (KÜHNE & PAECKELMANN 1929, S. 1231). Auch hier folgen auf die Hangenberg-Schiefer, welche die Kulm-Sedimentation einleiten, die Kieselschiefer und Alaunschiefer des unteren und mittleren Unter-Karbons. Diese leiten dann schließlich in die Kulm-Tonschiefer und -Grauwacken des höheren Unter-Karbons über.

Daraus erhebt sich die Frage, wie weit überhaupt der Vulkanismus in der westlichen Galgenberg-Mulde einen Einfluß auf die Veränderungen der Fazies-Abfolgen hatte. Schon mehrmals wurden bei der devonisch-karbonischen Schichtenfolge Wechsellagerungen zwischen vulkanischem und normal-sedimentärem Material erwähnt.

Im Givet überwog die gewaltige Lieferung von Schalstein-Material und der begleitenden Diabase die Zufuhr toniger und sandiger Sedimente. Sie unterbrach damit die normale Fazies-Entwicklung der Styliolinen-Schiefer und leitete später in die davon abweichende Fazies der Adorf-Schichten über.

In anderen Fällen konnte sich jedoch die im Liegenden einer vulkanischen Einschaltung begonnene Fazies-Entwicklung in deren Hangenden unverändert fortsetzen. Beispiele dafür sind der dasbergische Bomben-Schalstein, die Langenaubacher Tuffbreccie und der Deckdiabas. Wo vulkanisches Lockermaterial in normalen Sedimenten nur als Beimengung eingestreut auftritt, wie z. T. in den Buchenauer Schichten und in den dunklen Bänderschiefern, ändert sich normalerweise die Fazies-Entwicklung nicht.

Aus den Beispielen wird ersichtlich, daß in dem Untersuchungsgebiet die Fazies-Entwicklung weniger durch die Mächtigkeit einer vulkanischen Einschaltung beeinflusst wird als vielmehr durch die von ihr hervorgerufene Veränderung des Ablagerungsraumes.

### C V. Entwicklung des Vulkanismus

In der westlichen Galgenberg-Mulde zeigt der Vulkanismus räumlich wie auch zeitlich gebundene Höhepunkte. Das Givet wird in der ganzen Galgenberg-Mulde, wie in der übrigen Dill-Mulde, von basischen Vulkaniten beherrscht. Diese treten in Form von ausgedehnten Decken und Stöcken und den als Auswurfsprodukte zugeordneten basischen Tuffen auf, den späteren mitteldevonischen Schalsteinen. Saure givetische Vulkanite sind in der westlichen Galgenberg-Mulde bisher nicht bekannt geworden. Dem Spätstadium dieser vulkanischen Phase sind die aus Fumarolen auf dem Meeresboden austretenden eisenhaltigen Dämpfe und Lösungen zuzuordnen. Zeitlich fällt die Hauptförderung der Eisen-Lösungen mit der Wende Mittel-Devon/Ober-Devon zusammen. Hand in Hand mit der Förderung der Dämpfe und Lösungen werden die Schalsteine und Diabase  $\pm$  stark zersetzt. Die nach Abschluß der Eisen-Zufuhr entstandenen adorfischen Schalsteine und Mandelsteine sind stets unzersetzt. Sie bilden die letzten Nachklänge der basischen Eruptiv-Phase des Givets.

An der Wende Mittel-Devon/Ober-Devon findet in der westlichen Galgenberg-Mulde die erste Förderung sauren vulkanischen Materials statt. Die Effusivgesteine sind als Keratophyre auf das Gebiet südlich Langenaubach beschränkt. Die entsprechenden Keratophyr-Tuffe treten in reiner Form nur in der näheren Umgebung der Keratophyr-Massive auf. Mit Diabas-Material vermenget bilden sie die Fazies der Aubach-Tuffe, die sich entlang dem NW-Rande der Galgenberg-Mulde von Langenaubach bis an den Galgenberg westlich Dillenburg verfolgen läßt. In den Buchenauer Schichten verzahnen sich die Keratophyr-Tuffe mit Tonschiefern und Kalken. Den Keratophyr- oder Diabas-Tuffen darf man als andersartige Explosionsprodukte die adorfischen Tuffbreccien der Buchenauer Schichten an die Seite stellen. Die Eruptivphase der Keratophyre ist gegenüber der der Schalsteine und Diabase verhältnismäßig kurz. Sie reicht von der Grenze Mittel-Devon/Ober-Devon bis in die mittlere Adorf-Stufe.

Das mittlere Ober-Devon ist durch vollständige vulkanische Ruhe gekennzeichnet. Von keiner Stelle der Galgenberg-Mulde sind aus dieser Zeit vulkanische Reste bekannt.

Mit dem dasbergischen Bomben-Schalstein als Vorläufer beginnt die Eruptions-Serie des unterkarbonischen Deckdiabases in der westlichen Galgenberg-Mulde. Nach kurzer Unterbrechung während der Wocklum-Stufe setzten die ersten Ergüsse zusammen mit explosiven Vorgängen, welche die Langenaubacher Tuffbreccie I entstehen ließen, an der Wende Devon/Karbon ein. Die Hauptergüsse fanden aber erst nach Ablagerung der Kieselschiefer und nach einer nochmaligen Explosion statt, welche das Material der Langenaubacher Tuffbreccie II förderte. Die Bildung der umfangreichen, oft übereinander geflossenen Diabas-Ströme wurde häufig kurzfristig unterbrochen. In diesen Zeiten erfolgten schwache Explosionen und Exhalationen, die zur Entstehung von zwischengeschalteten geringmächtigen Tuff-Schichten und Roteisenerzen führten. An anderen Stellen konnten sich in der Zeit zwischen zwei Diabas-Ergüssen Ton- und Kieselschiefer bilden. In der oberen Pericyclus-Stufe fand die Effusiv-Tätigkeit des Deckdiabases ihr Ende. Letzte Anzeichen magmatischer Aktivität sind Intrusivdiabase, die in dem Untersuchungsgebiet noch die Alaunschiefer durchsetzten.

## D. Tektonik

### D I. Faltenbau

Der Bau der westlichen Galgenberg-Mulde weist in einzelnen Teilen besondere Züge auf. Von NE kommend fällt die Haupt-Muldenachse nach SW allmählich ein. Entsprechend nimmt die Zahl der in der Mulde enthaltenen Schichtglieder zu. Das Eintauchen der Achse wird durch mehrere, spitzwinklig zu ihr orientierte Abschiebungen noch verstärkt. Von diesen fallen auf der Karte zunächst drei WNW-ESE verlaufende Hauptstörungen, oder besser Störungssysteme auf:

1. Klangstein-Verwerfung auf der S-Seite des Klangsteins südlich Sechshelden. Auf der Karte zwischen dem Gruben-Zeichen der Grube Rosengarten und der Straße Haiger-Sechshelden, ca. 90 m nördlich des Punktes 271,4 (s. Abb. 23).

2. Schliechgang-Verwerfung im Donsbach-Tal zwischen der Ortschaft Donsbach und der Grube Stangenwage und weiter auf der SW-Flanke des Roter-Berg. Auf der KAYSER'schen Karte (1907) mit der Bezeichnung Schliechgang (s. Abb. 23).
3. Alte-Hoffnung-Verwerfung zwischen dem Tälchen Schlafgrund und der Einmündung des Leimbach-Tales in das Aubach-Tal unterhalb Langenaubach. Auf der KAYSER'schen Karte (1907) mit dem Vermerk „Alte-Hoffnung“ (s. Abb. 23).

In den Abschnitten zwischen diesen drei großen Störungs-Systemen weist der Bau der Galgenberg-Mulde Unterschiede auf. Das Gebiet östlich der Alte-Hoffnung-Verwerfung ist einfach aufgebaut. Spezial-Mulden und Schuppen sind nur auf den NW-Flügel beschränkt. Westlich der Alte-Hoffnung-Störung kann man nur noch die NW-Flanke der Mulde erkennen, während das Mulden-Innere hier sehr stark spezialgefaltet und in einzelne Schuppen übereinander geschoben ist. Der S-Flügel der Mulde ist hier nicht aufgeschlossen.

Entsprechend ihrer tektonischen Eigenart sollen die Muldentteile zwischen den großen Störungssystemen getrennt behandelt werden, ebenso der Donsbacher Sattel westlich des Donsbach-Tales.

#### D I 1. Gebiet östlich der Klangstein-Verwerfung

Mit einer Breite von 300 m tritt die Galgenberg-Mulde, von NE kommend, in das Untersuchungsgebiet ein. Sie enthält in diesem Raum als jüngsten Kern Schichten der Hemberg-Stufe und besitzt hier mit ihren oberdevonischen Schichten einen Tiefgang von ca. 80–120 m. Das Mulden-Tiefste liegt bei ungefähr 170–200 m ü. NN. Die beiden Mulden-Flügel fallen mit etwa 50–60° gegeneinander ein. Spezialfaltung wurde nicht beobachtet. Die Schieferung steht durchweg steil oder fällt schwach nach SE ein.

Durch den Schalstein-Sattel des Klangsteins getrennt, sind der Hauptmulde mehrere Streifen von Aubach-Tuffen vorgelagert (s. Abb. 23). Von diesen zeigt der südliche, an der Böschung oberhalb der Straße Haiger-Dillenburg gegenüber der SE-Ausfahrt von Sechshelden, eine muldenförmige Lagerung mit Flanken, welche mit ca. 70° gegeneinander einfallen. Ungefähr 100 m weiter westlich ist an derselben Straßenböschung ein zweites Vorkommen von gut geschichteten Aubach-Tuffen aufgeschlossen, die mit ca. 50–60° nach SE einfallen. Am Fuße der Aubach-Tuffe ist ein geringmächtiges Roteisenerz-Lager ausgebildet. Das gleiche Vorkommen steht im Stollen der Grube Klangstein an. Hier sind die Lagerungsverhältnisse besser zu erkennen: auf das 1–1,20 m mächtige Roteisenstein-Grenzlager folgt mit einem Einfallen von ca. 40° SE eine Serie von Aubach-Tuffen, die im Hangenden von einer mit 50° nach SE einfallenden Überschiebung abgeschnitten werden, auf die dann ein porphyrischer Diabas folgt. Das Vorkommen ist also ein auf dem Südflügel überfahrener Mulden-Rest. Die Lagerungsverhältnisse eines dritten, ca. 50 m weiter nordwestlich gelegenen Vorkommens konnten mangels guter Aufschlüsse nicht klar ermittelt werden. Auch hier ist, ebenfalls an der Straßenböschung, nur ein Süd-Fallen der Schichtung zu beobachten.

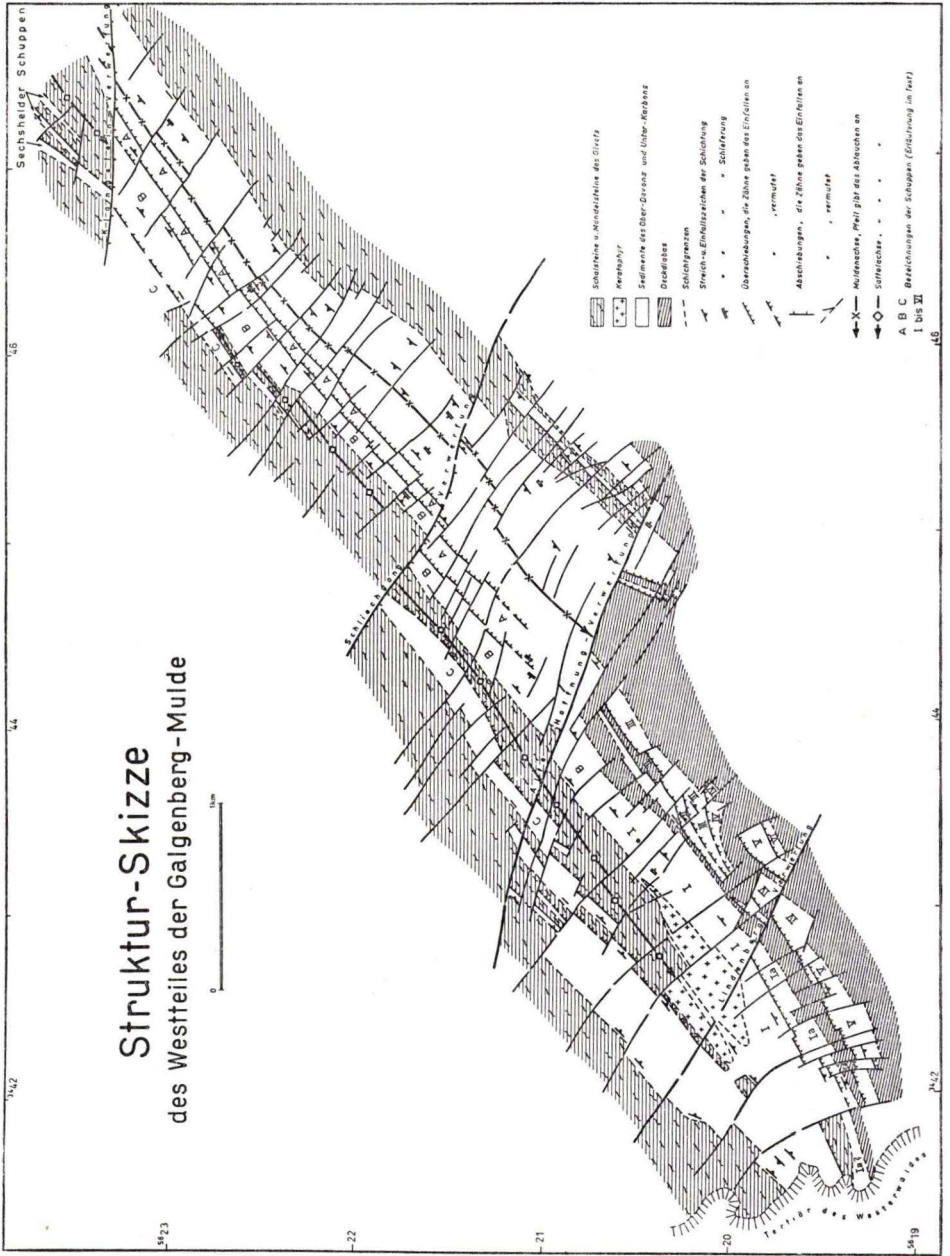


Abb. 23. Struktur-Skizze des Westteiles der Galgenberg-Mulde.



Nach diesen Beobachtungen wird man in diesem Streifen überschobene Spezial-Mulden-Teile annehmen dürfen. Sie werden als Sechshelder Schuppen bezeichnet. Nach SW stoßen die drei Züge der Sechshelder Schuppen an einer der Klangstein-Verwerfung annähernd gleichgerichteten Verwerfung ab und vereinigen sich westlich von ihr zu einem Vorkommen, das bis an die Klangstein-Verwerfung reicht.

### D I 2. Gebiet zwischen der Klangstein- und der Schliechgang-Verwerfung

Südwestlich der Klangstein-Verwerfung gewinnt die Mulde plötzlich an Breite. Von 300 m östlich der Störung wächst sie nun auf 750–800 m westlich der Störung an. Der Muldenkern setzt sich hier aus Dasberg-Schichten und einem mit diesen auftretenden Diabas zusammen.

Der Verwurf an der Klangstein-Störung ist nicht so erheblich, wie es die Verbreiterung der Mulde annehmen läßt. Der nordöstlich der Störung vorhandene Schalstein-Sattel des Klangsteins taucht nach SW hin ab und tritt jenseits von ihr nicht mehr auf. Dadurch werden nun die Sechshelder Schuppen der Hauptmulde einverleibt. Die diese Schuppen trennenden Überschiebungen treten nun auf dem N-Flügel der Hauptmulde auf. Der abtauchende Klangstein-Sattel macht sich nur noch in einer Spezialfaltung, die teilweise zu einer Überschiebung führt, im Innern der Mulde bemerkbar. Damit bewirkt die Klangstein-Verwerfung bei der Haupt-Muldenachse einen Versatz von ca. 20 m, bei den Sechshelder Schuppen dagegen von etwa 50 m. Die Sprunghöhe ist an der Störung im NW größer als im SE. Das Mulden-Tiefste liegt südwestlich dieser Störung bei schätzungsweise 130–160 m ü. NN. Entsprechend der schichtenreichen Mulden-Füllung und deren morphologischer Gestaltung erreicht der zwischen der Klangstein- und der Schliechgang-Störung gelegene Mulden-Teil einen maximalen Tiefgang von annähernd 300 m.

Die Hauptmulde zeichnet sich durch einen  $\pm$  symmetrischen Bau aus. In ihrem von größeren Überschiebungen unversehrt gebliebenen Kern fallen die Schichten mit ca. 40–50° gegeneinander ein. Stärkere Spezialfaltung ist in der Hauptmulde nicht beobachtet worden. Die Schieferung steht i. a. steil, kann aber schwach nach SE (nordwestlich des Korn-Berges) oder auch nach NW (nordwestlich des Knochenplatzes) einfallen. An der Straße Donsbach–Haiger ist die Hauptmulde querschlägig gut aufgeschlossen. Hier fällt die Schieferung auf dem S-Flügel der Mulde mit ca. 80° NW, auf dem N-Flügel dagegen mit 80° SE. Die Achse der Hauptmulde taucht nach SW, durch Querstörungen  $\pm$  stark beeinflusst, bis zur Schliechgang-Verwerfung sehr flach ein.

Die an den N-Flügel der Hauptmulde gebundenen Schuppen und Falten zeigen in ihrem Aufbau und ihrer streichenden Erstreckung eine beachtliche Konstanz. Sie lassen sich fast durchgehend von der Klangstein-Störung über die Schliechgang-Störung bis in das Gebiet westlich der Grube Stangenwage verfolgen (s. Abb. 23).

Die erste, nördlich an die Hauptmulde anschließende Schuppe A ist ein von ihr schwach überfahrener und zurückgebliebener Mulden-Teil. Vielleicht mag man in ihr auch eine schwache, früh angelegte Aufsattelung zwischen der südlich anschließenden Hauptmulde und der ihr nördlich vorgelagerten Schuppe B sehen. Für eine solche Annahme spricht das Vorhandensein des Klangstein-Sattels zwischen der Hauptmulde und den Sechshelder Schuppen östlich der Klangstein-Verwerfung (s. Abb. 23).

Nach SW nimmt die Tendenz zu einer Aufsattelung ab und die Überschiebungen wandern als Flanken-Überschiebungen an die N-Seite des ganzen Muldensystems. Hand in Hand damit nimmt die Hauptmulde an Breite zu. Die Schichten der Schuppe A fallen gewöhnlich mit ca. 60° steil nach SE. Der nach NW einfallende Gegenflügel ist in dieser Schuppe meist nicht aufgeschlossen. Nur zwischen dem Hachelbach- und dem Schindelbach-Tal konnte er beobachtet werden. Das Einfallen der Schieferung war hier nicht zu ermitteln.

Auf die Schuppe A folgt die nördlich vorgelagerte Schuppe B. Diese Schuppe zeigt entgegen der Hauptmulde ein Achsen-Abtauchen nach NE. Südwestlich des Hachelbach-Tales bildet sie mit dem Ausheben des Roteisenstein-Grenzlagers und Schalsteins die NW-Flanke der Galgenberg-Mulde. Nach NE schiebt sie dann ein und wird nordöstlich dieses Tales durch eine Überschiebung von der ebenfalls in dieser Richtung eintauchenden Schuppe C unterlagert. Nordöstlich der Hachelbach-Tales tritt in ihr das Roteisenstein-Grenzlager nicht mehr zu Tage. Das Schuppen-Tiefste fällt von etwa 210 m ü. NN. östlich der Schliechgang-Verwerfung auf ca. 150 m ü. NN. westlich der Klangstein-Verwerfung. Auch in dieser Schuppe treten über Tage nur südfallende Schichten auf, die aber in einiger Tiefe einem verwickelten Muldenbau Platz machen. Durch den südwestlich des Hachelbach-Tales in den Feldern Sengelnberg und Klasheck um die Jahrhundertwende umgehenden Roteisenstein-Bergbau sind diese Verhältnisse gut ersichtlich geworden (s. FROHWEIN 1885, Blatt I, BOEHM 1905 und KAYSER 1907, Taf. V). In allen noch zugängigen Untertage-Aufschlüssen der Schuppe B wurde starke Spezialfaltung angetroffen (s. Abb. 39). Ebenso wechselhaft wie die Spezialfaltung ist auch das Einfallen der Schieferung. Diese findet sich sowohl süd- wie auch nordfallend, so südlich Punkt 413,1 an der Straße Donsbach-Haiger. Ohne gute Aufschlüsse ist aber nicht klar zu entscheiden, in welchem Zusammenhang das wechselnde Einfallen der Schieferung mit der Spezialfaltung und Schuppen-Tektonik steht.

Östlich des Schindelbach-Tales ist der Schuppe B die Schuppe C vorgelagert. Die genauen Lagerungsverhältnisse dieser Schuppe sind nicht klar ersichtlich, da der N-Rand unter den Fluß-Alluvionen des Dill-Tales liegt. In der Schuppe C treten lediglich Aubach-Tuffe auf, die alle ein flaches Einfallen nach SE besitzen. Westlich des Schindelbach-Tales ist diese Schuppe bis zum Hachelbach-Tal nicht sicher zu verfolgen, tritt aber dann in der Scholle des Bremerrhein-Lagers südwestlich der Grube Hachelbach in 300 m streichender Länge, von der Galgenberg-Mulde durch einen Schalstein-Streifen getrennt, wieder auf, um dann nach SW zu Tage auszuheben.

Bei den Schuppen A, B und C wurde ihr Mulden-Bau hervorgehoben. Es ist hier oftmals schwer, zwischen reinen Sätteln und Mulden sowie Schuppen zu unterscheiden. Unter der Annahme eines normalen nordvergenten Sattel- und Mulden-Baues würden aber nach NE geneigte Faltenspiegel im Bereich der Räume A, B und C erforderlich sein. Solche aber würden allen tektonischen Beobachtungen am N-Rand der Dill-Mulde widersprechen. Wo Beobachtungen vorliegen, bestätigen sie stets den Überschiebungsbau, der gemuldete Gebirgstteile in sich einschließt (s. die erwähnten Profile bei FROHWEIN, BOEHM und KAYSER, sowie Abb. 39). Die Überschiebungsbeträge sind nicht erheblich. Sie werden aber durch die Mächtigkeits-Verringerung der Schichten in den nördlichen Schuppen A und B besonders deutlich.

Die Überschiebungen verlaufen fast stets im Streichen. Durch den Einfluß der Querverwerfungen treten sie jedoch an verschiedenen Schichtgrenzen oder gar innerhalb der Schichtglieder auf.

Querverwerfungen sind in dem Gebiet zwischen der Klangstein- und der Schliechgang-Verwerfung sehr zahlreich. Sie besitzen durchweg ein Streichen von N 125 bis 130° E. Das Einfallen ist im Gelände nicht zu bestimmen. Nach dem Muldenbau ist aber für die meisten dieser Störungen ein steiles Einfallen nach SW anzunehmen. Der Einfluß der Querverwerfungen auf das Gelände-Bild gibt sich in der Karte gut zu erkennen. So zeigt die Galgenberg-Mulde zwischen dem Hachelbach-Tal und dem Schindelbach-Tal eine deutliche Verschmälerung, die sich auch gleichzeitig mit einer Hebung des Mulden-Tiefsten ausdrückt. In diesem Bereich erfahren auch die Achsen der Galgenberg-Mulde einen Knick (s. Abb. 23). Während das Streichen der Hauptmulden-Achse südwestlich des Lehmesboden-Tales N 45° E beträgt, schwenkt es nordöstlich des Schindelbach-Tales auf N 55° E um.

### D I 3. Gebiet zwischen der Schliechgang- und der Alte-Hoffnung-Verwerfung

Durch die Schliechgang-Verwerfung erfährt die Galgenberg-Mulde eine weitere Verbreiterung auf 900–1000 m. Die Hauptmulden-Achse ist an ihr um ca. 30–50 m verworfen, so daß westlich der Störung das Mulden-Tiefste bei etwa 80–100 m ü. NN. liegt. Der Tiefgang der Hauptmulde beträgt südwestlich der Schliechgang-Störung schätzungsweise 350 m, nimmt aber mit dem Eintauchen der Mulden-Achse nach SW bis ungefähr 400–450 m zu.

Zwischen der Schliechgang- und Alte-Hoffnung-Verwerfung lassen sich in der Galgenberg-Mulde die gleichen tektonischen Einheiten wie nordöstlich der Schliechgang-Verwerfung erkennen.

Die Hauptmulde zeigt hier einen wesentlich ruhigeren Bau als in den nordöstlich daran anschließenden Gebieten. Mit dem Einschieben der Muldenachse nach SW nimmt der Schichteninhalt des Muldenkerns zu: auf die Dasberg-Schichten folgen im oberen Donsbach-Tal kulmische Alaun- und Kieselschiefer. Der Verlauf der Muldenachse ist leicht nach SSW gekrümmt; ihr Streichen ist im oberen Hing-Grund etwa N 40° E. Größere, die Hauptmulde schneidende Querverwerfungen treten lediglich im Ostteil dieses Gebietes auf. So erfährt die Mulde an den Querstörungen westlich des Hirschbeul eine Heraushebung, so daß hier in ihrem Kern Hemberg-Schichten auftreten. An diesen Querstörungen zeigt auch die Muldenachse einen deutlichen Versatz (s. Abb. 23.) Die Hauptmulde hat einen steiler einfallenden (45–55°) SE-Flügel und einen etwas flacher einfallenden (40–50°) NW-Flügel. Im Muldeninnern sind örtlich noch einige Spezialfalten vorhanden, deren Einwirkung auf tiefere Teile der Mulde jedoch nicht genau abzuschätzen ist. Durch das Abtauchen der Langenaubacher Schuppen nach NE darf man noch mit Störungen im Mulden-Tiefsten nordöstlich der Alte-Hoffnung-Verwerfung rechnen. Wo die Schieferung eingemessen werden konnte, zeigt sie ein Einfallen von 50–60° SE.

In den der Hauptmulde im NW vorgelagerten Schuppen A und B steigen die Achsen nach SW an. Durch die Wiederholung der in ihnen enthaltenen Schichtglieder sind sie über Tage bis 400–500 m südwestlich der Grube Stangenwage zu erkennen. Weiter

südwestlich ist ihre Verfolgung sehr erschwert, da hier, so am Weg Donsbach–Langenaubach, nur noch Hemberg-Schichten als jüngster Schuppeninhalt anstehen. Das wechselnde Einfallen der Schieferung (z. B. am Weg Donsbach–Langenaubach, 200 bis 400 m nordöstlich Punkt 335,3) macht ihre Fortsetzung nach SW wahrscheinlich. Einen weiteren wichtigen Hinweis gibt die Untersuchungsstrecke, welche die 110 m-Sohle der Grube Vereinigte Constanze mit der Dillstollen-Sohle der Grube Stangenwage verbindet. In dieser Strecke wurde nordöstlich der Alte-Hoffnung-Verwerfung eine nach NE abtauchende südlich einfallende Schuppe mit mitteldevonischem Schalstein und dem Roteisenstein-Grenzlager („Seelbach-Lager“ bei GOEBEL) durchfahren. Da diese Schuppe unmittelbar südlich des nördlichen Lagerzuges liegt, kann sie nur mit der Schuppe A gleichgesetzt werden. Damit lassen sich also die Schuppen A und B nach SW bis an die Alte-Hoffnung-Verwerfung verfolgen. Im einzelnen weisen die Schuppen einen ähnlichen Bau wie nordöstlich der Schliechgang-Verwerfung auf. Auch hier wurde in der Schuppe B nordfallende Schieferung beobachtet.

Von der Galgenberg-Mulde durch einen Streifen von mitteldevonischem Schalstein und Mandelstein getrennt, tritt nördlich von ihr ein breiter Zug von Aubach-Tuffen auf. Dieser Zug läßt sich über Tage von der Schliechgang-Verwerfung nach SW über die Alte-Hoffnung-Verwerfung bis über Langenaubach hinaus verfolgen. Vermutlich handelt es sich hierbei um eine Fortsetzung der Schuppe C des Raumes östlich der Schliechgang-Störung. Bei diesem Vorkommen konnte mangels geeigneter Aufschlüsse nicht geklärt werden, ob es sich um eine normale Mulde oder um eine Schuppe handelt. Aus Vergleichen mit der bekannten Lagerung östlich der Schliechgang-Verwerfung und südlich Langenaubach wird eine auf dem S-Flügel überschobene Teilmulde angenommen.

#### D I 4. Donsbacher Sattel westlich des Donsbach-Tales

Der Donsbacher Sattel ist der Galgenberg-Mulde südlich vorgelagert. Er besitzt am SW-Hang des Donsbach-Tales bei Donsbach eine Breite von 350 m, verschmälert sich aber nach SW bis auf 100–150 m. Westlich des Schlafgrundes (Tälchen zwischen Naun-Berg und Sauern-Berg) steht er über Tage nicht mehr an.

Der Donsbacher Sattel ist schwach nordvergent und hat in dem Untersuchungsgebiet einen steiler einfallenden ( $45\text{--}55^\circ$ ) NW-Flügel (SE-Flügel der Galgenberg-Mulde) und einen flacher einfallenden ( $35\text{--}45^\circ$ ) SE-Flügel. Durch eine im Streichen verlaufende Störung tritt im Sattel-Scheitel eine vom Donsbach-Tal bis in den Schlafgrund verfolgbare Scholle oberdevonischer Gesteine auf. In dieser fallen die Schichten mit  $50\text{--}60^\circ$  nach NW ein und bilden den Gegenflügel zu der SE-Flanke des Donsbacher Sattels. Das Einfallen der diese Scholle auf der NW-Seite begrenzenden Störung konnte im Gelände nicht beobachtet werden, da die ehemaligen Grubenbaue nicht mehr befahrbar sind. Nach LOTZ (in KAYSER 1907, S. 20, Profil 2) fällt die Störung nach SE ein und ist so als Verwerfung anzusprechen. KAYSER (1907, S. 79, Fig. 12) vertritt demgegenüber ein nordwestliches Einfallen und nimmt an, „daß bei der Gebirgsfaltung hier ein isoliertes Lagerstück mit Hangendem und Liegendem eingepreßt wurde“ (1907, S. 80). Nach ihm ist auf dieser Störung der nordwestliche Sattel-Flügel gehoben und auf den südöstlichen überschoben. Obwohl die bisherigen

Untersuchungen keine eindeutige Aussage über den Bewegungsmechanismus dieser streichenden Störung zulassen, wird man sich wohl eher der Auffassung KAYSER's anschließen dürfen, da in der ganzen westlichen Galgenberg-Mulde bislang noch keine streichenden Abschiebungen bekannt geworden sind. Auf der SW-Seite des Donsbacher Tales keilt die Scheitel-Stolle schon oberhalb der Talsohle aus. In ihrem streichenden Verlauf taucht sie gleichsinnig mit dem Donsbacher Sattel nach SW ein. Im Schlafgrund wurde sie durch den Bergbau bis unter das Tal-Niveau verfolgt.

Zwischen der Schliechgang- und der Alte-Hoffnung-Verwerfung wird der Donsbacher Sattel von zahlreichen Querverwerfungen gekreuzt, die über Tage durch mächtige Gangquarz-Massen gut zu verfolgen sind. Sie rufen in dem Kartenbild des Donsbacher Sattels oft erhebliche Versätze hervor. Nach BECHER (1789, S. 127–129), KAUTH (1867, S. 129 und Taf. VII) und FROHWEIN (1885, S. 60/61) fallen diese Querstörungen mit 50–70° nach SW ein.

#### D I 5. Gebiet westlich der Alte-Hoffnung-Verwerfung

Westlich der Alte-Hoffnung-Verwerfung erfährt die Galgenberg-Mulde eine wesentliche tektonische Umgestaltung. Von einem regelmäßigen Faltenbau mit einem Muldenkern und gegeneinander einfallenden Muldenflügeln ist hier nichts mehr zu erkennen. Weite Teile der Mulde sind hier von einer geschlossenen Masse von Deckdiabas überlagert. Wo oberdevonische und unterkarbonische Sedimentgesteine anstehen, fallen sie alle  $\pm$  steil nach SE ein. In allen querschlägigen Profilen südöstlich und südlich Langenaubach tritt die oberdevonische und unterkarbonische Schichtenfolge in mehrfacher Wiederholung als Schuppen auf. Aber nicht nur die häufige Staffelung der Schuppen erschwert die Verfolgung der tektonischen Einheiten: krasse Fazies-Wechsel und damit verbundene Mächtigkeitsschwankungen sind hier auf engstem Raume neben- und übereinander verwirklicht. Sie verleihen jeder einzelnen Schuppe ihr eigenes tektonisches Gepräge.

Die fazielle Gegensätzlichkeit der einzelnen Schichtglieder, die Schwierigkeit ihrer Gleichstellung, sowie ihr häufig wechselndes Bild war für die frühe geologische Bearbeitung ein wesentliches Erschwernis. So kommt es, daß erst recht spät die tektonischen Grundzüge dies Gebietes geklärt wurden. DREVERMANN (1901) erkannte als erster die Schuppen-Struktur des Langenaubacher Raumes. Seine Karte (1901, Taf. XII) enthält schon die wesentlichen geologischen Einheiten und zeigt einen erheblichen Fortschritt gegenüber FRECH (1888, Taf. I). KAYSER (1907) bestätigte DREVERMANN's Untersuchungen und gab sie zum größten Teil in Blatt Dillenburg wieder. Seit dieser Zeit ist keine Karte mehr von diesem Gebiet veröffentlicht worden. Alle späteren Bearbeiter greifen auf diese Unterlagen zurück und verfeinern das stratigraphische Bild. Die tektonische Grundauffassung bleibt erhalten, wenngleich auch einige kleinere Umdeutungen vorgenommen wurden.

Die hier durchgeführte Neubearbeitung des Gebietes südlich Langenaubach machte es erforderlich, die geologischen Übertage-Verhältnisse in einer Karte 1:5000 darzustellen (s. Taf. 7).

Zeigt schon das Übertage-Bild einen sehr verwickelten geologischen Bau, so tritt dieser erst recht in den Gruben-Aufschlüssen in Erscheinung. Hier hat die Grube Vereinigte Constanze viele vorzügliche Aufschlüsse geschaffen.

Im folgenden sollen die Übertage- und Untertage-Beobachtungen getrennt besprochen werden.

### Übertage-Beobachtungen

Von den im vorhergehenden Kapitel behandelten Schuppen der Galgenberg-Mulde lassen sich an der Erdoberfläche nur die nördlichsten Schuppen B und C mit Sicherheit über die Alte-Hoffnung-Verwerfung hinaus nach SW verfolgen. Die weiter im S gelegenen Mulden-Teile werden unmittelbar westlich dieser Störung von Deckdiabas überlagert und lassen keine eindeutige Gleichstellung mit den Schuppen südlich Langenaubach zu.

Durch Verfolgung der oberdevonischen Schichten entlang dem NW-Rand der Galgenberg-Mulde kann man die Schuppe B mit der Schuppe I im Rombach-Tal südöstlich Langenaubach verbinden. In diesem Tal besitzt die Schuppe I mit ca. 350 m ihre größte querschlägige Breite und auch ihren größten Schichtinhalt (s. Abb. 4 und Tab. 6). Die Schichten fallen in ihr mit etwa 45–60° nach SE ein; die Schieferung zeigt ein Einfallen von 60–70° SE. Die Schuppe I beherbergt nur klastische und vulkanische Gesteine (s. Abb. 4). Nach NE tritt eine Änderung in dem Aufbau der Schuppe auf, indem in dieser Richtung die Langenaubacher Tuffbreccie auskeilt und an ihre Stelle ein Teil des Deckdiabases tritt. Südwestlich des Rombach-Tales gewinnt die Schuppe durch die Einschaltung des Lindenberg-Keratophyrs erheblich an Breite (etwa 400–500 m). Dieser Keratophyr wird allseitig von adorfischen Schichten umgeben (im NE durch Buchenauer Schichten, im SW durch Aubach-Tuffe). Nur an seiner N-Flanke wird er unmittelbar am Aubach-Ufer in Langenaubach von porphyrischem Diabas, anscheinend durch eine Störung, unterlagert. Da er sich im Hangenden des nördlichen Grenzlager-Zuges befindet (Ätna und Clara-Lager), ist seine Zuordnung zur Schuppe I gerechtfertigt. Südwestlich des Linden-Berges gewinnen die Aubach-Tuffe sehr an Mächtigkeit. Gleichsinnig damit nimmt in dieser Richtung die Zahl der in der Schuppe I enthaltenen Schichtglieder ab, so daß sie am rechten Aubach-Hang zwischen dem Wildweiberhäuschen und der Horte Linn nur noch Aubach-Tuffe enthält. Das Einfallen beträgt hier 40–50° SE. Die westlichsten Ausläufer der Schuppe I finden sich auf der linken Aubach-Seite beiderseits des Tälchens „Hinter der Erdbeerhecke“ und der Pflingstwiese.

Im tektonisch Hangenden der Schuppe I folgt im Rombach-Tal die Schuppe II, zwischen der Girstehecke und dem Wildweiberhäuschen dagegen die Schuppe Ia.

Östlich der Straße Langenaubach-Breitscheid sind der Schuppe I, durch eine Mandelstein-Scholle von ihr getrennt, einige im Streichen verfolgbare Vorkommen von Aubach-Tuffen vorgelagert (Langenaubacher Schuppen) (s. Abb. 23). Von diesen Langenaubacher Schuppen heben die beiden nördlichen an der NW-Seite des Buber-Berges zu Tage aus. Lediglich die südliche Schuppe läßt sich nach NE über die Weils Wiese bis an die Alte-Hoffnung-Verwerfung verfolgen. Jenseits dieser Störung setzt sie sich in der Schuppe C fort. Westlich des Rombach-Tales vereinigen sich die Schuppen und bilden in dem Ort Langenaubach einen breiten Streifen von Aubach-Tuffen. Mit dem Abtauchen der diesen Streifen im S begrenzenden Mandelstein-Scholle nach SW vereinigen sich die Langenaubacher Schuppen westlich des Linden-Berges mit der Schuppe I.

In allen Aufschlüssen fallen die Aubach-Tuffe mit 35–50° nach SE ein. NW-Fallen wurde nicht beobachtet. Für die tektonische Deutung gibt das Profil im Stollen I

Tabelle 6. Schichtenfolge in den Schuppen des Rombach-Tales

	Schuppe I	Schuppe II	Schuppe III	Schuppe IV			
cu III	Horizont der Kulm-Tonschiefer und Kulm-Grauwacken			Deckdiabas			
cu II	Horizont der Alaunschiefer						
	Deckdiabas						
cu I	L'aubacher Tuffbreccie II						
	Horizont der Kieselschiefer						
	L'aubacher Tuffbreccie I				L'aubacher Tuffbreccie	L'aubacher Tuffbreccie	
tw	Hangenberg-Schiefer				Hangenberg-Schiefer		
td	Graue Sandsteine und Schiefer				Graue Sandsteine und Schiefer	Graue Sandsteine und Schiefer	Lücke
	Dasbergischer Bombenschalstein				Dasbergischer Bombenschalstein	Dasbergischer Bombenschalstein	
	Graue Schiefer und Sandsteine						
th	Rotschiefer	Bunte Flaserkalke	Bunte Flaserkalke				
tn	Graue Schiefer						
ta	Tuffe, Kalke, Schiefer	Tuffe, Kalke, Schiefer	Tuffe, Kalke, Schiefer	Iberger Kalk			
tv/ta	Roteisenstein-Grenzlager	Roteisenstein-Grenzlager	Roteisenstein-Grenzlager	?			
tv	Mandelstein	Schalstein	Schalstein	?Massenkalk?			

(Grundstollen) der Grube Vereinigte Constanze einen Hinweis. Dort wird das im unteren Rombach-Tal auf der E-Seite anstehende Vorkommen von Aubach-Tuffen durch festen Mandelstein überlagert. Die Grenze ist eine deutliche Überschiebungszone, die mit ca. 60–65° nach SE einfällt. Dieses Profil und das stets gleichsinnige Einfallen der Schichten über Tage legen den Schluß nahe, daß es sich bei den beschriebenen Vorkommen meist um verschuppte Muldenteile handelt. Für den Tiefgang dieser Schuppen gibt es keine Anhaltspunkte. Vermutlich tauchen sie schwach nach SW ein.

Auf die Schuppe I folgt im Rombach-Tal weiter südöstlich die Schuppe II. Im Gegensatz zu Schuppe I besitzt sie hier eine sehr geringe Breite (ca. 70 m). Anstelle der klastischen Fazies sind in der Schuppe II die Schichten des unteren und mittleren Ober-Devons in der wesentlich geringmächtigeren Cephalopodenkalk-Fazies aus-

gebildet (s. Tab. 6). Nur die Dasberg-Schichten behalten ihren tonig-sandigen Charakter. Sie bilden an der Oberfläche den jüngsten Teil der Schuppe. Die Schichten der Schuppe II fallen im Rombach-Tal mit  $50-60^\circ$  nach SE ein. Ihr Streichen liegt um  $N 50^\circ E$  und bildet einen spitzen Winkel mit der Überschiebungsbahn dieser Schuppe, die etwa  $N 65-70^\circ E$  verläuft. In nordöstlicher Richtung stoßen dadurch immer jüngere Schichten an der Überschiebung ab, während umgekehrt nach SW immer ältere auf ihr ansetzen. Die Schuppe II schiebt nach NE ein. Sie ist 250 m nordöstlich des Rombach-Tales an der Oberfläche nur nach der Langenaubacher Tuffbreccie zu vermuten, 500 m weiter nordöstlich nach dem Vorhandensein von überschobenem Deckdiabas. In südwestlicher Richtung ist sie besser zu belegen. Mit dem Herausheben der Schuppe kommt 150 m südwestlich des Fördergerüsts der Grube Vereinigte Constanze das Roteisenstein-Grenzlager mit dem mitteldevonischen Schalestein in einer alten Pinge zu Tage. Von dort aus läßt sich die Schuppe, durch Querstörungen auf kurze Strecke unterdrückt, bis 150 m westlich der Straße Langenaubach-Breitscheid verfolgen, wo sie in der alten Constanze-Pinge einen unvollständigen Luftsattel bildet. In diesem Raum treten als jüngste Schichten adorfische Gesteine auf. Das jüngere Ober-Devon ist hier an einer im tektonisch Hangenden verlaufenden Überschiebung unterdrückt. Am SW-Ende der Constanze-Pinge wird die Schuppe II an einer spießwinklig zum Streichen der Schichten verlaufenden Störung (Lindenberg-Verwerfung) abgeschnitten und tritt weiter westlich über Tage nicht mehr auf.

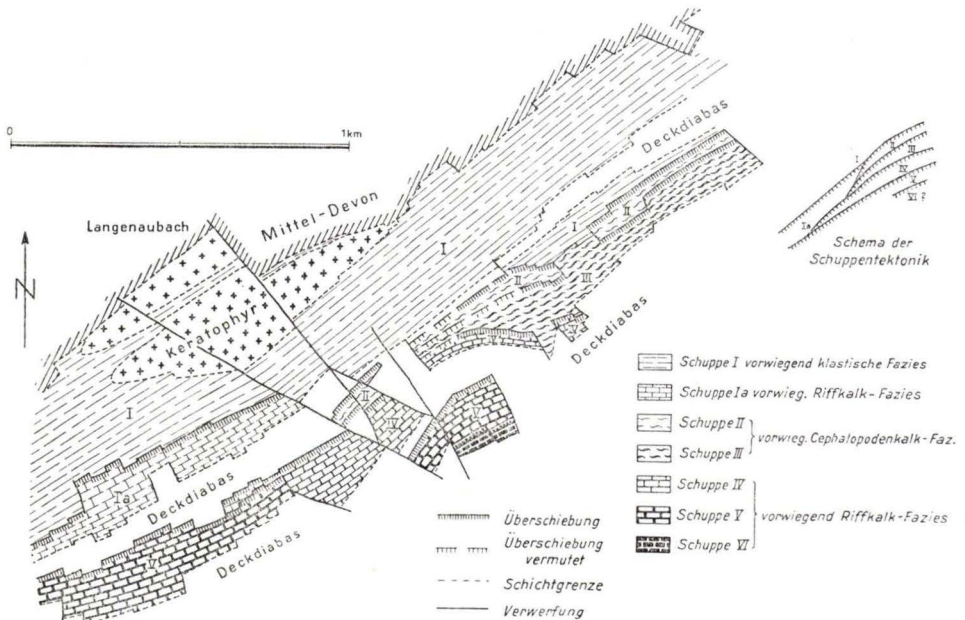


Abb. 24. Deutung der Schuppentektonik in der Galgenberg-Mulde südlich Langenaubach.

Die Überschiebung, auf der die Schuppe II liegt, hat einen gekrümmten Verlauf. Während sie westlich der Straße Langenaubach-Breitscheid mit  $N 35-40^\circ E$  streicht, wendet sie sich östlich dieser Straße mehr nach E, um westlich des Rombach-Tales



auf N 65–70° E umzuschwenken (s. Abb. 24). Im weiteren Fortschreiten wendet sie sich dann wieder auf N 50–60° E. Das Einfallen der Überschiebungsfläche beträgt in der Constanze-Pinge 60° SE.

Das tektonisch Hangende der Schuppe II bildet im Rombach-Tal die Schuppe III, im Gebiet westlich des Alkershain die Schuppe IV.

Westlich der Lindenberg-Verwerfung (etwa 400 m südwestlich der Straße Langenaubach-Breitscheid) tritt im tektonisch Hangenden der Schuppe I eine neue Schuppe auf, die über die Girstehecke und dem Wildweiberhäuschen bis westlich des Aubaches in das Tal „Hinter der Erdbeerhecke“ verfolgt werden kann. In ihr findet sich lediglich Iberger Kalk, schwach rötlich gefaserner Kalk und Deckdiabas, am Wildweiberhäuschen daneben noch Kulm-Kieselschiefer. Stärkere Anklänge an die klastische oder Cephalopodenkalk-Fazies fehlen vollkommen. Streichen und Einfallen, soweit beobachtet, liegt bei N 50–60° E/40–50° SE. Das Streichen der Überschiebung ist verhältnismäßig geradlinig und beträgt östlich der Girstehecke um N 60–65° E und am Wildweiberhäuschen N 55–60° E (s. Abb. 24). Das Einfallen der Überschiebung liegt an beiden Stellen etwa bei 35–40° SE. Nach NE taucht die Schuppe schwach ein.

Die gegenüber der Schuppe II gänzlich andere Gesteinsausbildung und ihre nach N vorgeschobene Lage verbietet nach dem Geländebefund ein unmittelbares Aneinandersetzen beider Schuppen. Um ihre Selbständigkeit auszudrücken, wurde sie in der vorliegenden Arbeit als Schuppe Ia bezeichnet (s. Abb. 24).

Im S wird die Schuppe Ia am „Kahn“ von der Schuppe IV, an der Kalkhecke von der Schuppe V begrenzt.

Im Profil des Rombach-Tales wird die Schuppe II im S von der Schuppe III überlagert. Die Schuppe III zeigt in der Ausbildung der in ihr enthaltenen Schichten eine große Ähnlichkeit mit der Schuppe II (s. Tab. 6). Auch hier ist das untere Ober-Devon in Cephalopodenkalk-Fazies entwickelt. Die Schichtenfolge ist jedoch vollständiger. Als jüngster Schuppeninhalt tritt in der Schuppe III die Langenaubacher Tuffbreccie auf.

Wie die Gesteinsausbildung, so ist auch der Bau der Schuppe ähnlich der der Schuppe II. Die Überschiebungsbahnen beider Schuppen verlaufen annähernd parallel. Das Einfallen konnte mangels passender Aufschlüsse über Tage nicht bestimmt werden. Auch hier bildet das Streichen der Schichten einen spitzen Winkel mit dem Streichen der Überschiebung. Das Einfallen der Schichten ist flach und beträgt um 30–40° SE. Nach NE ist die Schuppe III über die Steinkaute bis an die Alte Rheinstraße durch das Vorhandensein der Langenaubacher Tuffbreccie zu verfolgen. In südwestlicher Richtung läßt sie sich nur bis in den großen Steinbruch hinter dem Fördergerüst der Grube Vereinigte Constanze nachweisen (s. Taf. 4 Fig. 15/16). Am W-Hang dieses Steinbruches wird sie von einer Querstörung abgeschnitten.

Auf die Schuppe III folgt im Rombach-Tal die südlich daran anschließende Schuppe IV.

Die Schuppe IV setzt sich wie die Schuppe Ia aus Iberger Kalk und Deckdiabas zusammen (s. Tab. 6). An Stelle der in der Schuppe Ia vorhandenen Kieselschiefer tritt hier die Langenaubacher Tuffbreccie. Der Aufbau dieser Schuppe zeigt einfache Züge: Während auf der E-Seite des Rombach-Tales auf dem Iberger Kalk fast un-

mittelbar der Deckdiabas folgt, tritt nach SW die zwischen beiden Gesteinen ausgebildete Langenaubacher Tuffbreccie immer stärker hervor. Im gleichen Sinne nimmt mit dem Herausheben der Schuppe die querschlägige Breite zu (ca. 160–180 m im oberen Alkershain). Die Überschiebungsbahn der Schuppe IV zeigt einen ähnlich gekrümmten Verlauf wie die der Schuppe III. Nordöstlich des Hirzen-Berges zeigt sie ein nahezu E-W gerichtetes Streichen, um dann nach W in die NW-SE-Richtung umzubiegen (s. Abb. 24). Das Einfallen der Überschiebung beträgt zwischen dem Hirzen-Berg und der E-Seite des Rombach-Tales 30–35° SE.

In dem großen Steinbruch hinter dem Fördergerüst der Grube Vereinigte Constanze ist diese Überschiebung auf der unteren Strosse sehr gut aufgeschlossen. An der westlichen Steinbruchwand ruht der Iberger Kalk der Schuppe IV auf einer deutlich ausgeprägten Überschiebungszone, in deren tektonisch Liegendem die Langenaubacher Tuffbreccie der Schuppe III auftritt (s. Taf. 4 Fig. 15). Die gegenüberliegende östliche Steinbruchwand zeigt die gleichen Verhältnisse, nur daß hier die Stirn der Schuppe IV nicht bis zu Tage durchstößt, und vor und z. T. über ihr noch die Langenaubacher Tuffbreccie der Schuppe III lagert (s. Taf. 4 Fig. 16). Der Steinbruchbetrieb hat hier ein künstliches Fenster geschaffen, welches typisch den Bau dieser Schuppen zeigt. In dem Massenkalk der Schuppe IV treten an dieser Stelle zwei Kluftsysteme deutlich in Erscheinung. Ein stark ausgeprägtes, aber wenig dichtes Kluft-System bildet mit der Überschiebungsbahn einen rechten Winkel und fällt mit 55–60° nach NW ein (s. Taf. 4 Fig. 15). Ein zweites weniger einheitliches, aber häufiges Kluft-System steht senkrecht oder fällt sehr schwach nach SE ein.

Beiderseits dieses Steinbruches stößt der Iberger Kalk nicht mehr bis an die Oberfläche durch. Lediglich auf der Ostseite des Rombach-Tales ist ein weiterer Aufschluß in dem hinteren Steinbruch geschaffen worden, der grundsätzlich die gleichen Verhältnisse wie am Hirzen-Berg zeigt. Auf der E-Seite dieses Bruches wird die Schuppe IV an zwei Querstörungen verworfen und ist von dort aus nach NE durch Deckdiabas-Überlagerung nicht mehr zu erkennen (s. Abb. 24). Westlich des Hirzen-Berges findet sich die Schuppe IV mit Langenaubacher Tuffbreccie und Deckdiabas im oberen Alkershain und läßt sich von dort nach SW bis an das Innersloch verfolgen, um hier an einer Querstörung abzusetzen.

Im tektonisch Liegenden der Schuppe IV treten von NE nach SW immer weiter nördlich gelegene Schuppen auf: beiderseits des Rombach-Tales die Schuppe III, im oberen Alkershain die Schuppe II und schließlich am „Kahn“ die Schuppe Ia (s. Abb. 24). Das tektonisch Hangende der Schuppe IV wird an allen aufgeschlossenen Stellen durch die Schuppe V gebildet.

Die Schuppe V ist im Rombach-Tal nicht aufgeschlossen. Sie findet sich erst auf der SW-Seite des Hirzen-Berges und läßt sich von dort in 100–150 m querschlägiger Breite bis in den oberen Alkershain verfolgen, um dort an einer Querstörung abzuschneiden. Auf der W-Seite des „Kahn“ setzt sie dann wieder an und findet sich von dort in ununterbrochener Folge bis an den Au-Bach nahe der Kalkhecke. Die Gesteinsausbildung sowie der Schichten-Inhalt ist ähnlich der der Schuppe IV (s. Abb. 4). Auch hier herrscht in den oberdevonischen Schichten die Riffkalk-Fazies vor. Zwischen dem Innersloch und dem Au-Bach erscheint hier nur in den tiefsten Teilen der Schuppe unter dem Iberger Kalk, und diesen z. T. vertretend, die verhält-

nismäßig geringmächtige Folge des Hunnacker Kalkes und der Hunnacker Tuffite. Diese Faziesabarten haben jedoch kaum großen Einfluß auf das tektonische Gepräge dieser Schuppe. Neben den oberdevonischen Schichten ist die Langenaubacher Tuffbreccie und der Deckdiabas in starkem Maße an dem Aufbau der Schuppe beteiligt. Das Streichen und Einfallen der Schichten in der Schuppe V schwankt häufig und liegt bei N 40–45° E/25–45° SE. Die Überschiebungsbahn der Schuppe V folgt im wesentlichen dem allgemeinen Gebirgsstreichen. Nur östlich der Lindenberg-Verwerfung biegt sie nach NNE um (s. Abb. 24). Ihr Einfallen konnte nicht beobachtet werden.

Im tektonisch Liegenden der Schuppe V tritt nordöstlich des Innersloch die Schuppe IV, nordwestlich davon die Schuppe Ia auf. Nach SE folgt auf die Schuppe V die Schuppe VI.

Die Schuppe VI findet sich nur auf der SW-Seite des Hirzen-Berges, wo sie in mehreren Pingen aufgeschlossen ist. Der Gesteinsinhalt dieser Schuppe besteht aus Iberger Kalk, Langenaubacher Tuffbreccie und Deckdiabas. In dem kleinen Aufschluß-Gebiet konnten keine sicheren Daten über die Lage der Überschiebungsbahn gewonnen werden. Somit bleibt es vorläufig noch ungewiß, ob die Schuppe VI nur ein überschobener Sporn der Schuppe V ist oder ob sie Selbständigkeit besitzt. Ihr Verbreitungsgebiet hat etwa 200 m streichende Länge und wird zu beiden Seiten von Querstörungen begrenzt.

Eine weitere kleine Schuppe ist im tektonisch Hangenden der Schuppe V 100 m westlich des westlichen Ausganges des Tunnels Rabenscheid in einer kleinen Pinge aufgeschlossen (s. Abb. 25). Hier treten über der Langenaubacher Tuffbreccie Hunnacker Kalk und Hunnacker Tuffite auf. Die schlechten Aufschlüsse gestatten jedoch keine eindeutige Verbindung mit anderen Vorkommen. Möglicherweise handelt es sich um eine Fortsetzung der Schuppe VI. KAYSER hat dieses kleine Vorkommen beschrieben und skizziert (1907, S. 55, Fig. 10). Nach den heutigen stratigraphischen Befunden muß seine Deutung eine Änderung erfahren. Das von ihm als „Culmgrauwacke“ bezeichnete Gestein ähnelt viel eher den Hunnacker Tuffiten; es liegt hier

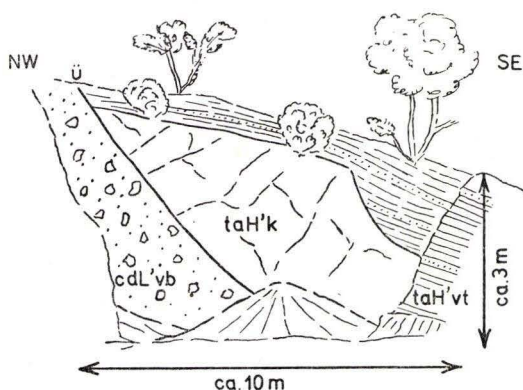


Abb. 25. Überschiebung von Hunnacker Kalk auf Langenaubacher Tuffbreccie. cdL'vb = Langenaubacher Tuffbreccie, taH'k = Hunnacker Kalk, taH'vt = Hunnacker Tuffite. Pinge ca. 100 m westlich des westlichen Ausganges des Tunnels Rabenscheid, südlich Langenaubach.

über dunklem Korallenkalk, der dem Hunnacker Kalk sehr ähnlich ist. Die Grenze der Langenaubacher Tuffbreccie gegen den überlagernden Hunnacker Kalk kann nur als Überschiebung gedeutet werden. Somit zeigt dieses kleine Vorkommen den Bau einer Schuppe.

Vor einer Beschreibung der tektonischen Verhältnisse der Grube Vereinigte Constanze soll noch einmal auf das Profil im Rombach-Tal hingewiesen werden. Dieses hat im Laufe seiner Kenntnis mehrere Deutungen erfahren.

DREVERMANN (1901, Taf. XII) und mit ihm KAYSER (1907, Bl. Dillenburg) unterscheiden zwar zwischen „Schalstein mit Mandelstein“ bzw. „jung oberdevonischer Deck-Schalstein“ (hier als dasbergischer Bomben-Schalstein bezeichnet) und der Langenaubacher Tuffbreccie, billigen ihnen aber kein verschiedenes Alter zu. Daher mußten sie zwischen beiden Schichtgliedern stets eine Überschiebung annehmen, so in der Schuppe I und III. Dieser Deutung folgen später H. SCHMIDT (1924a, S. 92, Fig. 2), DUFOUR (1925, S. 8/9) und MICKE (1931, S. 14).

Durch die Verhältnisse am Hirzen-Berg, wo Iberger Kalk von der Langenaubacher Tuffbreccie über- und unterlagert wird (s. Taf. 4, Fig. 16), sahen sich DREVERMANN und KAYSER veranlaßt, überall im Kern der Tuffbreccien-Vorkommen Iberger Kalk einzutragen, so in der Schuppe I und III. Über die Entstehung derartiger Ummantelungen lassen sie sich nicht aus. Diese Annahme wurde durch H. SCHMIDT (1924a, S. 86 und Fig. 2) für die Schuppe I widerlegt. Das Vorhandensein von geschlossenem Iberger Kalk in der Schuppe IV (= Schuppe IIIa bei H. SCHMIDT) glaubt er jedoch ablehnen zu können (1924a, S. 93 und Fig. 2).

Für die dunklen Schiefer des Eschen-Tals nahm DREVERMANN (1901, S. 101 und Taf. XII) ein mitteldevonisches, KAYSER (1907, S. 21 und Bl. Dillenburg) ein alt-oberdevonisches Alter an. Hiermit waren sie aber gezwungen, zwischen diesem Gestein und dem Deckdiabas eine Überschiebung anzunehmen. Erst H. SCHMIDT (1924a, S. 92) konnte dann nachweisen, daß diese Schiefer dem Unter-Karbon angehören.

In der Schuppe I (= Schuppe IV bei H. SCHMIDT) konnte H. SCHMIDT die Hangenberg-Schiefer als solche erkennen. In der Schuppe II wurden von ihm dagegen die Dasberg-Schichten als Hangenberg-Schiefer angesehen.

KEGEL (1933a, S. 4/5; 1934a, S. 17/18 und Schichttafel 5) kam zu der Ansicht, daß mit Annäherung an das südlich gelegene Riff die Schichtlücke zwischen der Tuffbreccie und den darunter liegenden Schichten immer größer werde. Diese Annahme konnte bei der Untersuchung vielfach bestätigt werden, jedoch nicht immer.

Über den Schichten-Inhalt der einzelnen Schuppen gibt die Tabelle 6 Aufschluß. Die fazielle Ausbildung der Schuppen ist in Abb. 4 wiedergegeben. Durch die Klärung der Stratigraphie ist die tektonische Aufeinanderfolge der Schuppen leicht ersichtlich (s. WIEGEL 1953, S. 295, Abb. 2). Für das von H. SCHMIDT (1924a, S. 93 und Fig. 2) vertretene Vorhandensein einer Überschiebung im Hangenden des dasbergischen Bomben-Schalsteins in der Schuppe I (bei H. SCHMIDT zwischen Schuppe IV und III b) liegen keine Anhaltspunkte vor. Die von ihm mit IIIa bezeichnete Schuppe läßt sich in Übereinstimmung mit KEGEL (1934a, S. 17, Schichttafel 5) in zwei Schuppen (III und IV) aufgliedern.

### Untertage-Beobachtungen

Die in der Grube Vereinigte Constanze erschlossenen Schuppen entsprechen im wesentlichen denen des Profils im Rombach-Tal. Die günstigeren Aufschluß-Verhältnisse der Grube lassen jedoch einen besseren Einblick in die innere Tektonik dieser Schuppen zu. Daher wurden sämtliche noch zugängigen Grubenbaue befahren und 1:1000 kartiert.

Bei der bergmännischen Erschließung der Roteisenstein-Vorkommen der Grube Vereinigte Constanze wurden mehrere hintereinander gestaffelte und überschobene

Schuppen mit dem Roteisenstein-Grenzlager angetroffen. Die wichtigsten dieser Lager und der sie enthaltenden Schuppen wurden vom Bergbau mit folgenden Namen belegt (Reihenfolge von N nach S):

Clara-Schuppe mit dem Clara-Lager

Säcke-Schuppe mit dem Säcke-Lager (Sä.-Lager)

Constanze-Schuppe mit dem Constanze-Lager (Co.-Lager)

Wilhelmseisenzeche-Schuppe mit dem Wilhelmseisenzeche-Lager (WEZ.-Lager)

Theodor-Schuppe mit dem Theodor-Lager.

Die Clara-Schuppe ist auf den Stollen-Sohlen I und III, sowie in den nördlichen Schacht-Querschlägen der 80 m- und 200 m-Sohle aufgeschlossen. Sie zeigt auf den oberen Sohlen grundsätzlich das gleiche Bild wie in der Schuppe I. Die Schichtenfolge entspricht dieser vollkommen, wenngleich auch hier der Deckdiabas und die jüngeren unterkarbonischen Schichten durch die im tektonisch Hangenden auftretende Co.-Überschiebung abgekniffen sind. Mit dem Abtauchen der Clara-Schuppe nach NE setzen sie erst 100 m nordöstlich des Schachtes im Stollen III-Niveau wieder an.

#### Zeichenerklärung für die Abbildungen 26—32.

	Deckdiabas	}	Unter-Karbon
	Lydite und kieselige Schiefer		
	Langenaubacher Tuffbreccie		
	Sandsteine und Tonschiefer	}	Dasberg-Stufe
	Bomben-Schalstein		
	Rotschiefer	}	Hemberg-Stufe
	rote und grüne Flaserkalk		
	grüngraue Tonschiefer	}	Nehden-bis Hemberg-Stufe
	Massenkalk (Iberger Kalk)		
	Keratophyr	}	Adorf-Stufe
	Tuffe, Schiefer, Kalke (Buchenauer Schichten)		
	Roteisenstein-Grenzlager		
	Mandelstein	}	Givet-Stufe
	Schalstein		

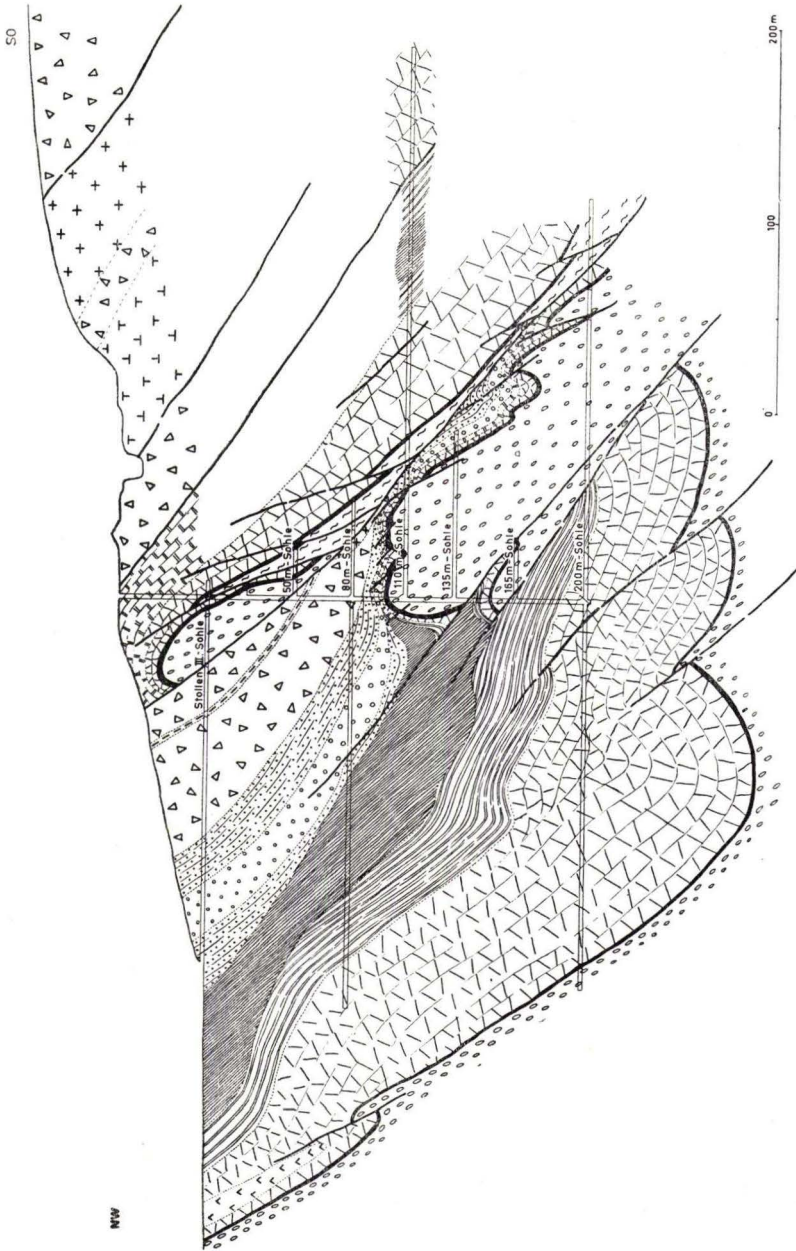


Abb. 26. Profil 1: Schachtprofil (z. T. nach Goebel). Zeichenerklärung s. S. 123.  
Lage der Profile s. Taf. 6.

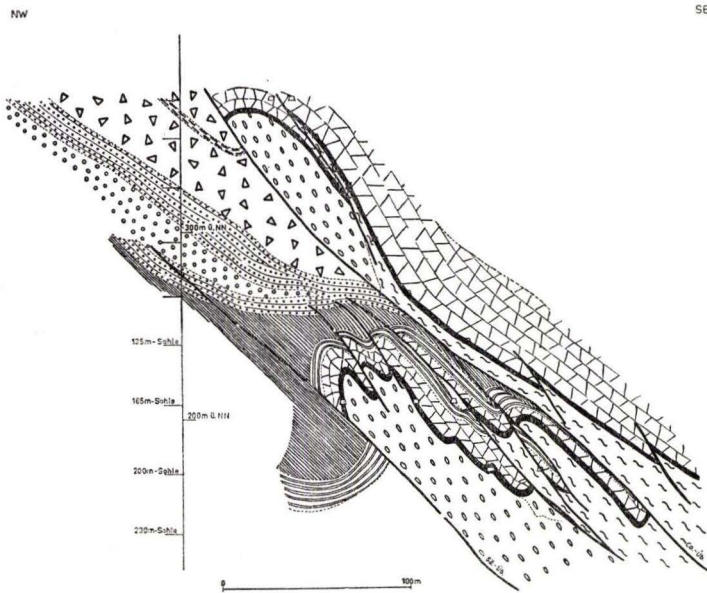


Abb. 27. Profil 2: 80 m NE; z. T. nach Goebel.  
Zeichenerklärung s. S. 123.

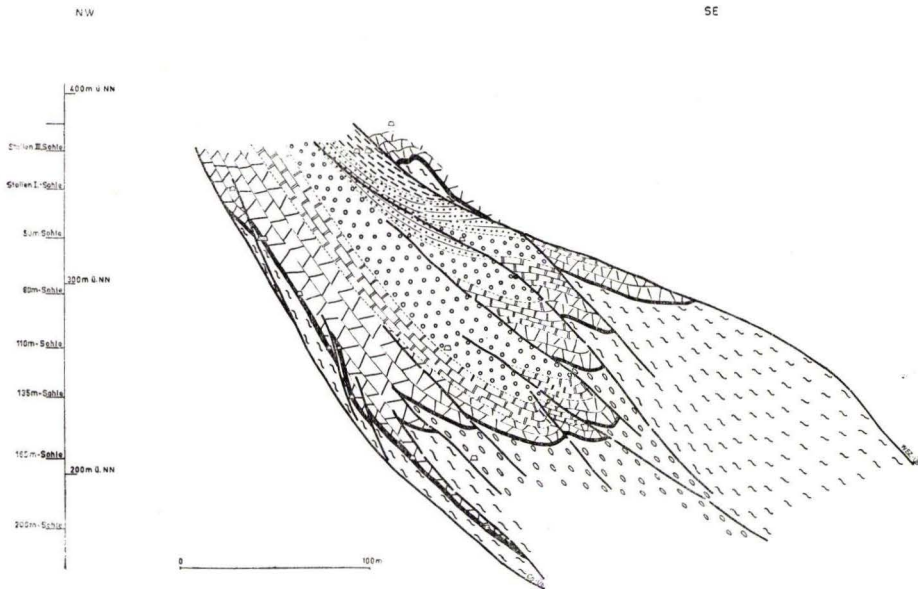


Abb. 28. Profil 3: 250 m NE; z. T. nach Goebel.  
Zeichenerklärung s. S. 123.

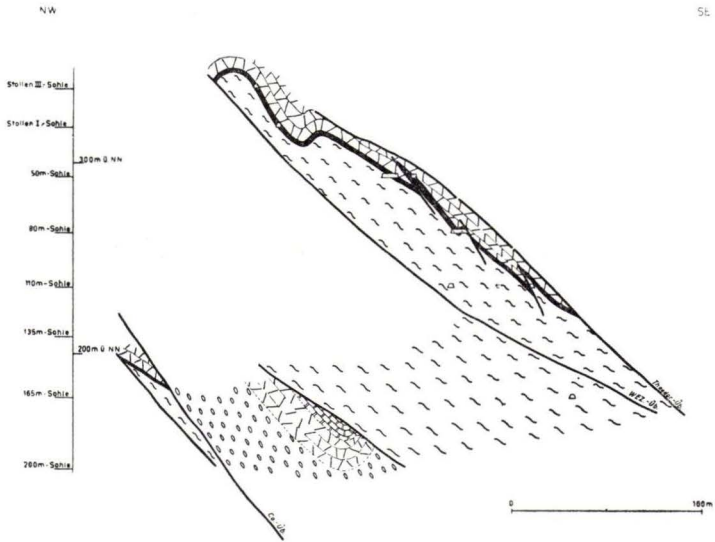


Abb. 29. Profil 4: 450 m NE; z. T. nach Goebel.  
Zeichenerklärung s. S. 123.

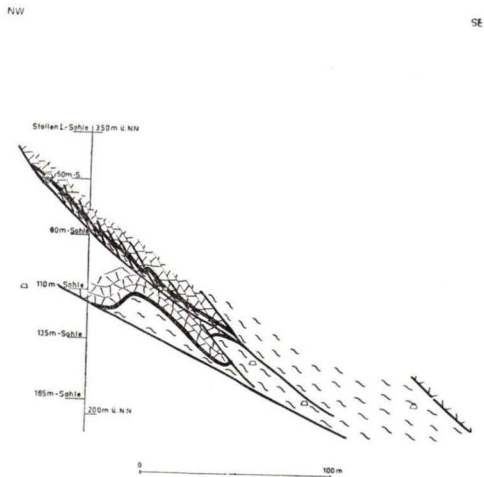


Abb. 30. Profil 5: 550 m NE; z. T. nach Goebel.  
Zeichenerklärung s. S. 123.



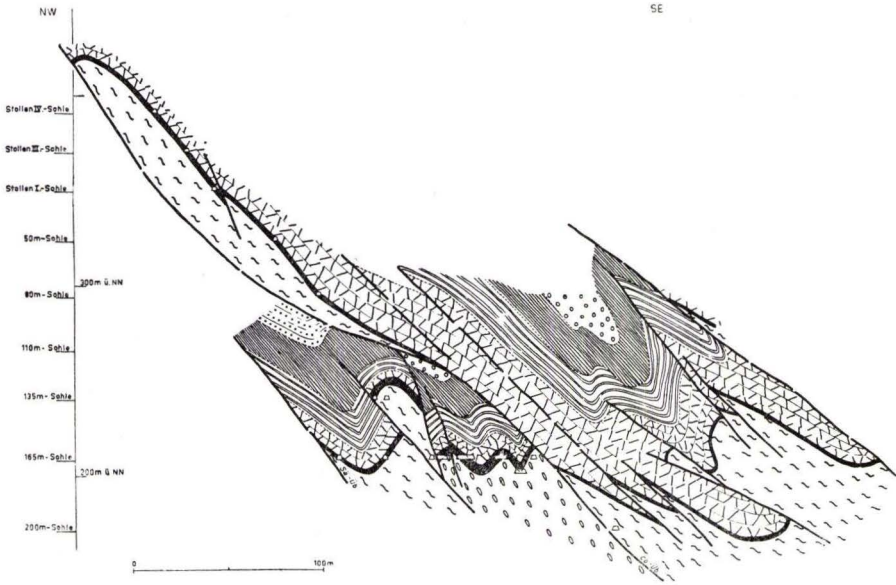


Abb. 31. Profil 6: 100 m SW; z. T. nach Goebel.  
Zeichenerklärung s. S. 123.

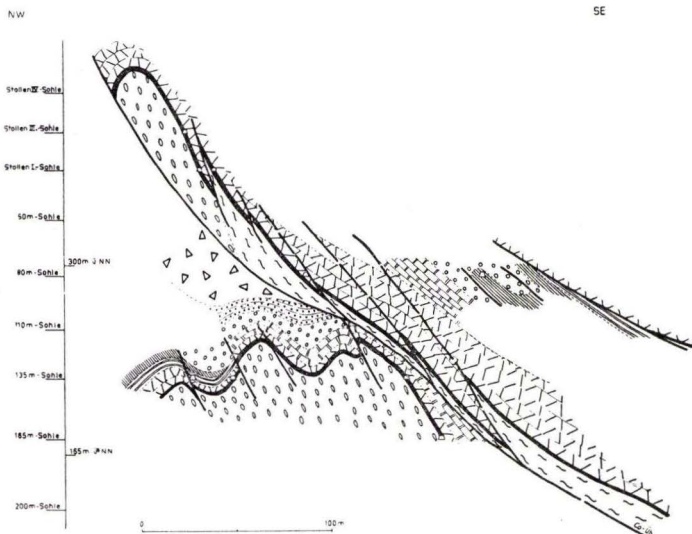


Abb. 32. Profil 7: 250 m SW; z. T. nach Goebel.  
Zeichenerklärung s. S. 123.

In der Clara-Schuppe sind auf den oberen Sohlen nur südfallende ( $50-60^\circ$  SE) Schichten aufgeschlossen. Störungen sind hier verhältnismäßig selten. Lediglich im dasbergischen Bomben-Schalstein finden sich, durch die mechanische Gleitfähigkeit des Materials bedingt, einige Ruschelzonen. Nach der Abfolge und dem Einfallen der einzelnen Schichtglieder dürfte man in der Clara-Schuppe einen nach S einfallenden Mulden-Nordflügel annehmen, dessen entsprechender S-Flügel durch die Co.-Überschiebung abgerissen und überschoben ist. Unterhalb der 80 m-Sohle ergibt sich jedoch ein ganz anderes Bild. Dort fehlt der normale Anschluß der oberdevonischen Schichten an die Co.-Überschiebung. Im tektonisch Liegenden dieser Überschiebung ist hier eine breite sattelförmige Schalstein-Scholle emporgedreht und in den Kern der Clara-Schuppe vorgedrungen. Diese Scholle, für deren Vorhandensein auf den oberen Sohlen keine Anzeichen sprechen und die auch im Rombach-Tal nirgends zu Tage tritt (s. Abb. 26), wird Sätze-Scholle genannt. Bildet also oberhalb der 80 m-Sohle die Co.-Überschiebung das tektonisch Hangende der Clara-Schuppe, so ist es unterhalb dieser Sohle die Sätze-Überschiebung (Sä.-Überschiebung). Durch diese Einschuppung sind in der Clara-Schuppe unterhalb der 80 m-Sohle nur noch die Schichten der Adorf-, Nehden- und Hemberg-Stufe vorhanden. Diese Schichten mulden unterhalb der 230 m-Sohle, so daß in diesem Bereich das Schuppen-Tiefste bei etwa 50–100 m ü. NN. liegt. Nach NE scheint die Clara-Schuppe mit dem in dieser Richtung stärkeren achsialen Einschieben der Sä.-Schuppe wieder einen geordneten Bau aufzuweisen.

Die von W. E. SCHMIDT (1926, Taf. 13/4) beschriebenen drei Schalstein-Schollen im tektonisch Liegenden der Sä.-Scholle konnten an keiner Stelle bestätigt werden. Sie stellen normal eingelagerte Schichtglieder dar (dasbergischer Bomben-Schalstein und Tuffe der Adorf-Stufe).

Die Sä.-Scholle bildet einen in den Kern der Clara-Schuppe hineingedrehten Schubspan. Hauptbewegungsbahn dieser Scholle ist die Sä.-Überschiebung (s. Abb. 26). Sie ist unterhalb der 135 m-Sohle im Schacht und auf der 165 m-, 200 m- und 230 m-Sohle in den südlichen Schacht-Querschnitten aufgeschlossen und verläuft an diesen Stellen mit N  $45-55^\circ$  E/ $35-45^\circ$  SE. Oberhalb des Firstes der Sä.-Scholle läuft sie schichtparallel in den Schichten der Clara-Schuppe aus. Die Sä.-Überschiebung besteht aus einem Bündel mehrerer Gleitbahnen, welches ca. 3–5 m mächtig ist. Im Niveau der 165 m-Sohle ist im tektonisch Liegenden dieses Überschiebungsbündels ein kleiner abgespaltener Schubspan aufgeschlossen, der jedoch schon unterhalb der 200 m-Sohle durch die Hauptüberschiebung abgeschnitten wird (s. Abb. 26). Entlang der Sä.-Hauptüberschiebung ist das Grenzlager in der Schacht-Nähe um ca. 150 bis 200 m auseinander gerissen. Der senkrechte Schichten-Anhub beträgt etwa 100 bis 150 m, der horizontale Verschiebungsbetrag etwa 120–170 m.

Auf der Sä.-Überschiebung liegt die Sä.-Scholle mit dem Sä.-Lager. Die Sä.-Scholle ist unterhalb der 110 m-Sohle weitgehend aufgeschlossen. Im Gegensatz zu der Clara-Schuppe zeigt sie einen sattelförmigen Aufbau mit einem nur schwach entwickelten südfallenden, überkippten N-Flügel und einem gut ausgebildeten S-Flügel. Der First dieses Sattels ist spezialgefaltet und in sich noch weiter verschuppt.

Im einzelnen zeigt die Sä.-Scholle im Streichen verschiedene tektonische Abwandlungen, die sich auf die wechselnde Gesteinsausbildung der in ihr enthaltenen Schichten

ten zurückführen läßt. Das untere Ober-Devon der Sä.-Scholle ist stets geringmächtig und besteht vorwiegend aus Flaserkalken. Das Sä.-Lager selber ist auf dem First meist mehrere Meter mächtig, kann aber auf dem S-Flügel bis zu dünnen Bestegen unterdrückt sein. Weit wichtiger für den Bau dieser Schuppe ist sein mitteldevonischer Gesteinsanteil. Je nachdem, ob im Liegenden des Sä.-Lagers Mandelstein oder Schalstein auftritt, ändert sich der Bau der Schuppe.

Der First der Sä.-Schuppe und mit ihm das Sä.-Lager zeigen innerhalb des durch die Grube aufgeschlossenen Gebietes im Streichen zwei Achsensättel.

Im Schacht und dicht südlich davon reicht die östliche der beiden Aufsattelungen, auch Sä.-Schuppe I genannt (mit dem Sä.-Lager I), bis über das Niveau der 110 m-Sohle (= 280–290 m ü. NN.), um dann im Streichen nach NE und SE abzutauchen. Im First der Sä.-Scholle I sind mehrere kleine, meist auseinandergerissene und in sich überschobene, nordvergente Spezialsättel und -mulden zu erkennen, deren wichtigste in Taf. 6 mit  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$ , sowie  $M_1$  und  $M_2$  bezeichnet wurden. Die Achsen dieser Sättel und Mulden nähern sich gegenseitig in nordöstlicher Richtung, um dann gleichsinnig mit einem Einfallen von etwa  $30\text{--}40^\circ$  nach NE einzuschieben (beobachtet zwischen der 110 m- und 165 m-Sohle). Das Streichen der nördlich gelegenen Muldenachse  $M_1$  beträgt  $N\ 50^\circ\ E$ , das der südlichen Sattelachse  $S_3$  ca.  $N\ 35\text{--}40^\circ\ E$ . Auf der 110 m- und 135 m-Sohle nähert sich die im tektonisch Hangenden der Sä.-Schuppe vorhandene Co.-Überschiebung sehr stark dem First, so daß hier die in den tieferen Niveaus auf dem S-Flügel der Sä.-Scholle ausgebildeten Sättel und Mulden überfahren und unterdrückt sind (s. Abb. 26). Im Grundriß ergeben diese Verhältnisse das Bild eines fingerförmigen Ineinandergreifens von mitteldevonischen mit oberdevonischen Gesteinen (s. Taf. 6).

Nach SW tauchen die Achsen der Sä.-Schuppe I mit schätzungsweise  $25\text{--}30^\circ$  SW ein, um dann mit dem Grenzlager 120–150 m weiter südwestlich auf der 135 m-Sohle wieder anzuheben. In dieser Weise findet der bis in das Niveau der 110 m-Sohle reichende Sattel  $S_3$  der Sä.-Schuppe I jenseits der Achsen-Depression unter der 135 m-Sohle in der südwestlich gelegenen Sä.-Schuppe II seine Fortsetzung und hebt hier mit dem Grenzlager wieder über die 135 m-Sohle hinaus (s. Taf. 6). Die anderen Achsen zeigen in dieser Richtung ein weniger starkes Ansteigen und lassen sich im Westfeld der 165 m-Sohle verfolgen.

Die Sä.-Schuppe II läßt lediglich einen Hauptsattel erkennen. Sie besitzt im Gegensatz zu der im Grundriß rundlichen Sä.-Schuppe I einen langgestreckten, schmalen Bau. Der First dieser Schuppe ist durch zahlreiche dichtgescharte, südlich einfallende Aufschiebungen zerrissen und zerfranst. Er hebt nach SW mit etwa  $5\text{--}10^\circ$  an und ist im westlichen Grubenfeld bis oberhalb der 110 m-Sohle (275 m ü. NN.) aufgeschlossen.

Auf der S-Flanke der Sä.-Scholle sind zahlreiche Auf- und Überschiebungen vorhanden, die ihr einen recht verwickelten Baustil geben. Zwischen diesen Teil-Überschiebungen, von denen die bedeutendsten in den Profilen (s. Abb. 26, 27, 31, 32) wiedergegeben sind, zeigt die S-Flanke mehrere hintereinander gestaffelte und durch spitzwinklig zum Schichtstreichen verlaufende Aufschiebungen seitlich sich überlappende Spezialsättel und -mulden.

Diese Teil-Aufschiebungen fallen stets steiler ein als die Sä.-Hauptüberschiebung (50–70° SE). Ihre Scharung und der Betrag des Versatzes hängt von der Entfernung der in ihrem tektonisch Hangenden vorhandenen Co.-Hauptüberschiebung ab. Wo der First der Sä.-Schuppe in großer Nähe dieser Hauptüberschiebung liegt, wie auf der 110 m- und 135 m-Sohle in der Sä.-Schuppe I oder in den Bereichen dicht unter ihr, sind die Teil-Aufschiebungen meist dicht geschart und zeigen hier ihre größte Schubweite. Sie schmiegen sich der Hauptüberschiebung sigmoidal an. Wo dagegen die Co.-Hauptüberschiebung weiter entfernt ist, klingen sie in Flexuren aus (Westfeld der 165 m-Sohle). Im Bewegungssinn der auf ihnen verschobenen Schollen zeigen sich starke Unterschiede. Zwar sind die meisten von ihnen im Profil sofort als Aufschiebungen zu erkennen, doch gibt es daneben auch Störungen, die als Abschiebungen anzusprechen sind. Innerhalb der Sä.-Schuppe ist unter solchen Störungsbahnen die tektonische liegende Scholle stärker nach oben bewegt worden als die tektonisch hangende Scholle, die bei dem ganzen Überschiebungsvorgang gegenüber der Liegenden zurückblieb. Im extremen Fall solcher Differential-Bewegungen mag dabei eine Scholle zwischen zwei Schuppen vollständig eingeklemmt und überfahren sein. Ein derartiges, aufgeschlossenes Vorkommen liegt im Ostfeld zwischen der 165 m- und 230 m-Sohle (s. Abb. 27), wo ein kleiner Gesteinspacken oberdevonischer Schichten fast vollständig von mitteldevonischem Schalstein umgeben ist.

Die zwischen den Aufschiebungen liegenden Teil-Schuppen sind in sich meist noch stärker gestört. So finden sich z. T. im Erz, mehr aber noch in den oberdevonischen Gesteinen schöne Spezialfalten mit geringer Amplitude im Westfeld der 165 m-Sohle, ca. 60 m südwestlich des Schacht-Querschlages. Allen Bau-Elementen der S-Flanke der Sä.-Schuppe ist gemeinsam, daß von den Spezialsätteln stets der S-Flügel und von den Spezialmulden der N-Flügel erhalten ist. Die entsprechenden Gegenflügel sind durch die Aufschiebungen zerrissen und an ihnen unterdrückt.

Obwohl die Sä.-Schuppe I mit der Sä.-Schuppe II unmittelbar zusammenhängt, zeigen beide einen verschiedenen Bau, der sich schon in der Grundriß-Darstellung der einzelnen Sohlen klar erkennen läßt (s. Taf. 6). Der mitteldevonische Gesteinsanteil der Sä.-Schuppe I besteht aus einem mächtigen, rundlich begrenzten Mandelstein-Komplex, der weitgehend zersetzt ist und im Kern frischen, festen Mandelstein enthält. Mit dem Abtauchen der Sä.-Schuppe I nach NE und SW verzahnt sich der Mandelstein mit Schalstein. In der Sä.-Schuppe II besteht der mitteldevonische Gesteinsanteil schließlich nur noch aus stark zersetztem Schalstein. Die Beziehung der Gesteinsausbildung zum tektonischen Bau ist offensichtlich: der geschlossene Mandelstein-Komplex der Sä.-Schuppe I ist als Ganzes bewegt worden. Der in seinem Kern vorhandene frische Mandelstein diente dabei als Achse. Wo sich der Mandelstein mit dem Schalstein verzahnt, sind Teile der Sä.-Scholle bei der Faltung zurückgeblieben. Sie erzeugen die Einsenkung der Sattelachse zwischen der Sä.-Schuppe I und II. Im Bereich reiner Schalstein-Ausbildung konnte das plastische Material leicht ausweichen. Anstelle einer Überschiebung im Block konnte der tektonische Vorgang hier von zahlreichen Auf- und Überschiebungen übernommen werden, die gegeneinander Differential-Bewegungen ausführten. Das Ergebnis ist die schmale, langgestreckte und von vielen streichenden Störungen zerrissene Sä.-Schuppe II.

Diese beiden tektonischen Grundformen, Mandelstein-Schuppen, die auf den Überschiebungen wenig in sich gestört im Block bewegt wurden, und Schalstein-Schuppen, die sich aus einer Summe von einzelnen Schubspänen zusammensetzen, bilden die Leitformen des tektonischen Baues im Bereich der Grube Vereinigte Constanze.

Die Sä.-Schuppe ist im Übertage-Profil des Rombach-Tales nicht aufgeschlossen. Es erhebt sich die Frage, wo die streichende Fortsetzung der auf der Grube erschlossenen Schuppe zu suchen ist. Nach NE ist die Tendenz leicht zu erkennen. Das Abtauchen der Sä.-Schuppe zeigt in dieser Richtung keine Änderungen. Da die Achse dieser Schuppe steiler eintaucht als die der Clara-Schuppe, darf man mit einem allmählichen Übergang in diese auf einem Niveau von etwa 50–100 m ü. NN. rechnen. Problematischer ist die Fortsetzung nach SW. Bei dem Maß des Heraushebens der Sä.-Schuppe II nach SW müßte sie westlich der Straße Langenaubach–Breitscheid zu Tage kommen. Eine solche Schuppe setzt auch tatsächlich an dieser Stelle an und liegt im tektonisch Hangenden der Schuppe I. Diese als Schuppe Ia bezeichnete Schuppe (s. Abb. 24) besitzt jedoch in dem über Tage anstehenden Teil eine gänzlich andere fazielle Ausbildung. Da aber in ihr der Wechsel gegen den mitteldevonischen Schalstein nicht aufgeschlossen ist, besteht immerhin die Möglichkeit einer Verbindung mit der Sä.-Schuppe. Für die Erz-Führung dieser Schuppe spricht das Vorhandensein von Erz-Brocken in der Überschiebungszone an der Girstehecke. Auf der anderen Seite besteht auch die Möglichkeit, daß die Sä.-Schuppe nach SW wieder eintaucht und in dem Profil zwischen dem Wildweiberhäuschen und der Horte Linn nicht mehr zu erkennen ist. Über Tage ist nördlich der Girstehecke in der Schuppe I eine leichte Spezialfaltung zu erkennen. Ob diese jedoch zu einer Verschuppung im Untergrund führt, ist bislang nicht zu sagen. Wägt man die beiden Möglichkeiten gegeneinander ab, so besteht mehr Wahrscheinlichkeit für einen Anschluß der Sä.-Schuppe an die Schuppe Ia, zumal fast alle Schuppen des Langenaubacher Raumes nach SW hin ansteigen.

Im tektonisch Hangenden der Sä.-Schuppe ist auf der Grube Vereinigte Constanze die breite Bahn der Co.-Hauptüberschiebung mit der auf dieser ruhenden Co.-Schuppe ausgebildet.

Die Co.-Hauptüberschiebung ist eine Schaufelfläche mit nach NW konvexer Ausbuchtung. Diese Schaufelfläche besitzt südlich der rundlich begrenzten Sä.-Schuppe I eine leichte konkave Einbuchtung. Ihr Streichen beträgt im Ostfeld der Grube um N 55–65° E, südlich der Sä.-Schuppe I N 30–40° E und im Westfeld etwa N 45–55° E. Wie das Streichen zeigt auch das Einfallen verschiedene Werte. Während es nordöstlich und südwestlich der Sä.-Schuppe I um 45–55° SE liegt, verflacht es sich oberhalb der Mandelstein-Kuppe dieser Schuppe auf etwa 30–45° SE. In ihrem Verlauf zeigt die Überschiebungsfäche eine auffällige Abhängigkeit von der Form und Gesteinsausbildung der überfahrenen Gebirgstteile. Im allgemeinen nimmt das Einfallen der Co.-Hauptüberschiebung zur Teufe hin ab.

Der Überschiebungsbetrag der Co.-Hauptüberschiebung ist wesentlich größer als der der Sä.-Überschiebung und beträgt entlang der Schubbahn südlich des Schachtes schätzungsweise 300–350 m. Der senkrechte Anteil der Überschiebung gegenüber der Sä.-Schuppe liegt bei etwa 200–250 m, der Horizontal-Betrag bei ungefähr 200–250 m.

Die auf der Co.-Hauptüberschiebung ruhende Co.-Schuppe zeigt ein wechselndes Gepräge. Das Mittel-Devon ist auch hier durch einen Mandelstein-Komplex und durch Schalstein vertreten. Der oberdevonische Gesteinsanteil besteht südöstlich des Schachtes im Schuppen-First aus Flaserkalken, die sich seitlich und zur Teufe hin mit klastischen Schichten verzahnen. Die Langenaubacher Tuffbreccie ist an keiner Stelle der Schuppe aufgeschlossen.

In ihrem tektonischen Bau setzt sich die Co.-Schuppe aus mehreren Teil-Schuppen zusammen. Die Hauptschuppe liegt unmittelbar auf der Co.-Hauptüberschiebung (s. Abb. 26). Sie bildet einen nach NW überkippten Sattel, dessen N-Flügel sich nach NE bis ca. 50 m nordöstlich des Schachtes verfolgen läßt. Im Fortstreichen wird dieser Flügel an der Hauptüberschiebung abgeschnitten. Unmittelbar in der Nähe des Schachtes besitzt der Sattel oberhalb der 80 m-Sohle eine keulenförmige, wenig verschuppte Gestalt, die sich auf den im Kern vorhandenen Mandelstein-Körper zurückführen läßt (s. Abb. 26 und W. E. SCHMIDT 1926, Taf. 12). Ähnlich wie in der Sä.-Schuppe ändert sich mit dem Auskeilen des Mandelstein-Massivs auch der tektonische Bau. Nach SW und NE wird der Sattel mit Hervortreten des mitteldevonischen Schalsteins schmaler und löst sich in einzelne Teil-Schuppen auf, von denen MICKÉ (1931) die 7 wichtigsten unterschieden hat. Der Sattelfirst ist hier wie in der Sä.-Schuppe II durch zahlreiche Aufschiebungen zerrissen.

Die Teil-Schuppen treten alle auf dem S-Flügel der Co.-Schuppe auf. Sie zeigen in sich keine überkippte Lagerung. Im Gegensatz zu der Sä.-Schuppe sind hier keine ausgeprägten Sättel und Mulden vorhanden: alle Teil-Schuppen sind Flanken-Elemente des Hauptsattels.

Die Bewegungsbahnen der Teil-Schuppen sind Aufschiebungen, die mit ca. 55 bis 70° nach SE einfallen. Ihr Verlauf zu der Hauptüberschiebungsbahn zeigt ein Anschmiegen an diese und ein sigmoidales Auslenken nach oben. Im Schichtstreichen schneiden die Schuppen nach SW auf ihr ab. Der Verschiebungsbetrag der Teil-Aufschiebungen ist erheblich geringer als der der Hauptüberschiebung, kann aber entlang der Überschiebungsfäche bis zu 80 m betragen (s. Abb. 26). Mit der Häufung der einzelnen Teil-Schuppen nach NE nehmen die Versatzbeträge der entsprechenden Aufschiebungen ab.

Die Teil-Schuppen selbst sind im senkrechten Längenprofil trapez- bis fischförmig begrenzt (s. W. E. SCHMIDT 1926, Fig. 1 und MICKÉ 1931, S. 39). Sie fallen mit wechselnder Neigung (55–70°) stets nach SE ein. Auf den tieferen Sohlen ist ein Verflachen des Einfallens zu beobachten. Das Streichen der Schuppen liegt zwischen N 50–65° E. Es bildet einen spitzen Winkel mit dem Streichen der Co.-Hauptüberschiebung. Durch das Zusammenlaufen der beiden Richtungen werden die Teil-Schuppen nach NE an der Co.-Hauptüberschiebung abgeschnitten und setzen dann weiter im tektonisch Liegenden dieser Überschiebung dort. Im Co.-Lager ist dieses Ausspitzen zwischen der 80 m- und 165 m-Sohle ca. 280–350 m nordöstlich des Schachtes zu beobachten (s. Taf. 6).

Alle Teil-Schuppen der Co.-Schuppe zeigen ein axiales Einschieben nach NE, welches südwestlich des Schachtes bei ungefähr 5–10° NE, nordöstlich davon bei etwa 20–30° NE liegt. Sehr gut ist das Einschieben des Hauptsattels auf der Stollen III-Sohle, ca. 50 m nordöstlich des Schachtes, zu beobachten. Hier ist das Co.-Lager

auf beiden noch vorhandenen Sattel-Flügeln abgebaut worden und zeigt als ausgeräumter Gebirgstheil mit seinem umlaufenden Streichen die Form eines halbierten Kegel-Mantels, der auf der Grube den bezeichnenden Namen „Karussell“ trägt. Durch den Achsen-Anstieg nach SW hebt das Co.-Lager mit dem mitteldevonischen Schalstein, ca. 100 m südwestlich des Fördergerüsts der Grube Vereinigte Constanze, an der Erdoberfläche aus und bildet in der alten Constanze-Pinge an der Straße Langenaubach-Breitscheid einen Luftsattel.

Das Zutage-Treten der Co.-Schuppe erlaubt ihre einwandfreie Gleichsetzung mit der Schuppe II des Rombach-Tal-Profiles.

Während das Co.-Lager auf allen den vorher besprochenen Teil-Schuppen als bauwürdig angetroffen wurde, liegt unterhalb der 110 m- und 165 m-Sohle im Ostfeld der Grube ein breiter Aufbruch von mitteldevonischem Schalstein und Mandelstein, welcher sich bislang nur an wenigen Stellen (165 m südlich Ostfeld) als lagerführend erwiesen hat. Diese Scholle, die durch zahlreiche Überschiebungen in einzelne Teil-Schuppen zerlegt ist, stößt nicht bis an die Erdoberfläche durch und wird im S von der WEZ.-Schuppe flach überdeckt (s. Abb. 28). Für die eindeutige Verfolgung dieser Teil-Schuppen sind noch nicht genügend Aufschlüsse vorhanden, jedoch läßt sich zumindest sagen, daß einige von ihnen nach SW anheben und dort bis weit über das Niveau der 80 m-Sohle hinaus geschoben worden sind (s. Abb. 32). Im Gegensatz dazu schieben andere nach SW hin ein und sind dort mit schwacher Lagerführung im Westfeld der 165 m-Sohle aufgeschlossen.

Auf die Co.-Schuppe und den ihr angegliederten Schalstein-Aufbruch folgt im S die WEZ.-Schuppe mit der WEZ.-Überschiebung.

Die WEZ.-Schuppe ist nur im Ostfeld der Grube aufgeschlossen. Während der Bearbeitung war in diesem Bereich lediglich die 110 m- und 165 m-Sohle zugänglich, und auch das nur begrenzt.

Nach den spärlichen Unterlagen läßt sich sagen, daß auch die WEZ.-Überschiebung eine Schaufelfläche ist. Ihr streichender Verlauf zeigt eine schwache Ausbuchtung nach N und beträgt im Durchschnitt N 35–55° E. Das Einfallen ist geringer als bei den schon erwähnten Hauptüberschiebungen und liegt bei etwa 35–45° SE.

Die auf der WEZ.-Überschiebung liegende WEZ.-Schuppe setzt sich im Kern nur aus mitteldevonischem Schalstein zusammen; Mandelsteine fehlen in dem bisher aufgeschlossenen Raum. Die oberdevonischen Schichten sind auf den tieferen Sohlen nur teilweise erhalten und werden an vielen Stellen von der im tektonisch Hangenden auftretenden Theodor-Überschiebung unterdrückt. Gemäß dem Fehlen von verhältnismäßig starrem Mandelstein läßt die WEZ.-Schuppe einen regelmäßigen Sattel- oder Mulden-Bau vermissen. Sie setzt sich aus mehreren, sich teilweise überlappenden Schubspänen zusammen, die, bis auf eine Ausnahme, alle nach SE einfallen. Nimmt man das Grenzlager als Bezugshorizont, so kann man lediglich ca. 450 m nordöstlich des Schachtes zwischen den Stollen-Sohlen III und I einen flachen Sattel und eine in diesen eingesenkte kleine Spezialmulde – die Lauberg-Mulde – erkennen (s. Abb. 29). Die nur in Resten erhaltenen Umbiegungen weisen darauf hin, daß die WEZ.-Schuppe ehemals ein geschlossener Sattel war, der späterhin in einzelne Schubspäne zerrissen ist.

Das Streichen der einzelnen Teil-Schuppen liegt normalerweise um N 30–40° E. Wo die Teil-Schuppen an den einzelnen Teil-Überschiebungen zerrissen sind, er-

fährt das Streichen häufig einen raschen Wechsel. Das Einfallen beträgt i. a. 45 bis 55° SE, verflacht sich aber zur Teufe. In ihrem streichenden Verlauf zeigen alle Teil-Schuppen der WEZ.-Schuppe ein flaches, dann aber steiler werdendes Einschieben nach NE, welches nach den senkrechten Längenprofilen von W. E. SCHMIDT (1926, Fig. 2) und MICKÉ (1931, S. 40) Werte von 25–35° NE aufweist. Mit den Einschieben der Teil-Schuppen nach NE wird die WEZ.-Schuppe von der spitzwinklig zu ihr verlaufenden WEZ.-Überschiebung allmählich abgeschnitten.

Da das WEZ.-Lager in der ehemaligen Grube Lauberg bis dicht unter die Erdoberfläche reicht, ist die Verbindung der WEZ.-Schuppe mit einer der im Rombach-Tal vorhandenen leicht gegeben. Es zeigt sich, daß sie mit der Schuppe III identisch ist. Nach SW zeigt die WEZ.-Schuppe kein starkes Ansteigen, denn das WEZ.-Lager hebt an keiner Stelle westlich des Rombach-Tales zu Tage aus. In dieser Richtung werden im Fortstreichen immer jüngere Schichten von der WEZ.-Überschiebung abgeschnitten. Hier mag ein Teil des WEZ.-Lagers schon im tektonisch Liegenden der Überschiebung auftreten. Gleiche Verhältnisse zeigen sich auch in nordöstlicher Richtung.

Dicht über dem WEZ.-Lager folgt in der Grube Vereinigte Constanze die südlich anschließende Theodor-Überschiebung mit der Theodor-Schuppe. Für die Beobachtung dieser Schuppe waren die Aufschluß-Verhältnisse noch ungünstiger als in der WEZ.-Schuppe. Nur wenige Stellen auf der 110 m- und 165 m-Sohle waren hier zugänglich.

Die Theodor-Schuppe zeigt in ihrem Bau eine große Ähnlichkeit mit der WEZ.-Schuppe. Der Gesteinsbestand ist durchweg der gleiche. Auch hier fehlen größere Mandelstein-Vorkommen.

Die Theodor-Überschiebung läuft in nordöstlicher Richtung mit N 25–35° E spitzwinklig auf die WEZ.-Überschiebung zu, um sich schließlich 600–700 m nordöstlich des Schachtes mit ihr zu vereinigen. Ihr Einfallen beträgt ca. 35–45° SE.

Die Theodor-Schuppe setzt sich wie die WEZ.-Schuppe aus einem Bündel einzelner Schubspäne zusammen, die hier jedoch nach GOEBEL (1941, Profil 11–13) unter sich nicht stark verschuppt sind. Der bei den vorher besprochenen Schuppen wohl ausgebildete mitteldevonische Schalstein ist auf eine sehr geringmächtige Lage ausgedünnt. Das Theodor-Lager selbst zeigt keine stärkeren tektonischen Mächtigkeitsveränderungen und fällt wechselnd mit etwa 40–55° nach SE ein. Soweit sich der Verlauf der Schuppe verfolgen läßt, zeigt er, wie alle übrigen Schuppen, ein flaches Einschieben nach NE. Das Theodor-Lager liegt im Schuppenfirst nach GOEBEL (1941, S. 14) wenig oberhalb der 50 m-Sohle (550 m nordöstlich des Schachtes) und ist hier in oberdevonische Schichten hineingepreßt. Nach NE werden die Schichten der Theodor-Schuppe von der spitzwinklig zu ihr verlaufenden Theodor-Überschiebung allmählich abgeschnitten.

Eine unmittelbare Verbindung mit den Schuppen im Rombach-Tal ist nicht ersichtlich. Nach ihrer ganzen tektonischen Ausbildung wird man in der Theodor-Schuppe einen losgelösten, selbständigen, östlichen Schubspan der WEZ.-Schuppe annehmen dürfen, der die WEZ.-Schuppe in ihrer nordöstlichen Fortsetzung überfahren hat. Diese Annahme wird durch das Fehlen von ausgeprägten Sattel- und Muldentteilen innerhalb der Theodor-Schuppe unterstützt. Ein Beweis dafür ist auch



die dichte Aufeinanderfolge beider Schuppen, durch die in der WEZ.-Schuppe das höhere Ober-Devon vollständig unterdrückt ist, während die mächtige, wohl erhaltene Serie dieser Schichten in der Theodor-Schuppe erhalten ist. An keiner Stelle der Grube ist die Theodor-Schuppe höher als die WEZ.-Schuppe oder gar über diese hinaus bewegt worden. Man darf daraus den Schluß ziehen, daß die im Rombach-Tal vorhandene Schuppe III in der Tiefe in einzelne Teil-Schuppen zerlegt ist, von denen die im Grubenbereich aufgeschlossenen WEZ.- und Theodor-Schuppe die wichtigsten sind.

Die im Rombach-Tal auf die Schuppe III südlich folgende Schuppe IV ist, außer durch Bohrungen, in Grubenbauen noch nicht aufgeschlossen.

Im großen läßt sich also die Schuppen-Folge im Rombach-Tal mit der der Grube Vereinigte Constanze gut verbinden. Ihr Vergleich ist in der Tabelle 7 wiedergegeben.

Tabelle 7. Vergleich der über und unter Tage aufgeschlossenen Schuppen südöstlich Langenaubach

Schuppen über Tage (Rombach-Tal)	Schuppen unter Tage (Grube Vereinigte Constanze)
Schuppe I	Clara-Schuppe Säcke-Schuppe
Schuppe II	Constanze-Schuppe
Schuppe III	Wilhelmseisenzeche-Schuppe Theodor-Schuppe
Schuppe IV	noch unbekannt

Schwierigkeiten ergeben sich erst, wenn man aus dem Verlauf der über Tage anstehenden Schuppen auf die Verbreitung der unter Tage zu erwartenden Schuppen schließen will. Es erhebt sich die Frage nach dem Bauplan des Gebietes südlich Langenaubach.

Verfolgt man die Schuppen des Rombach-Tales nach NE, so erkennt man in dieser Richtung ein deutliches Auseinanderlaufen der Überschiebungen (s. Abb. 24). Die Abnahme des Überschiebungsbetrages drückt sich in einem axialen Einschieben der Schuppen und entsprechend in einer weniger stark gestörten Aufeinanderfolge der einzelnen Schichtglieder aus. Nordöstlich des Rombach-Tales treten nur noch ganz untergeordnet Schichten des unteren Ober-Devons auf. Die Schuppen-Folge ist hier an der Erdoberfläche durch die mehrmalige Staffelung unterkarbonischer Schichtglieder gekennzeichnet. Mit der Abnahme der Überschiebungstendenz klingt der Schuppenbau in einen schwach nordvergenten Faltenbau mit kleinen Flanken-Überschiebungen aus. In dieser Weise nähert sich der Langenaubacher Schuppenbau dem der auf dem N-Flügel der Galgenberg-Mulde gelegenen Schuppen östlich der Alte-Hoffnung-Verwerfung. Der gegenseitige Anschluß der Schuppen beider Gebiete wird im folgenden erörtert.

Die Verbindung der Schuppe I mit der Schuppe B östlich der Alte-Hoffnung-Verwerfung ist gesichert. Die nicht zu Tage aushebende Sä.-Schuppe gibt sich auch östlich der Alte-Hoffnung-Störung an der Oberfläche nicht zu erkennen. Mit ihrem

axialen Abtauchen wird sie nach NE der Schuppe B allmählich einverleibt. Die Schuppe II läßt sich mit ihrem jüngsten Glied bis an eine parallel zur Alte-Hoffnung-Verwerfung verlaufende Störung verfolgen. Im Fortstreichen wird sie nordöstlich des Rombach-Tales allmählich von der Hauptüberschiebung (= Co.-Hauptüberschiebung) abgeschnitten und tritt nun z. T. im tektonisch Liegenden von ihr auf. Gleichsinnig damit spalten sich von der Hauptüberschiebung einige vorgelagerte Überschiebungen ab, auf denen sich Teile der ehemaligen Schuppe selbständig weiterbewegt haben. Die Fortsetzung dieser Überschiebungen und die auf ihnen ruhenden Schuppen-Teile bilden östlich der Alte-Hoffnung-Verwerfung die Schuppe A. Das Co.-Lager schneidet nach NE an der Co.-Hauptüberschiebung ab und setzt dann in ihrem tektonisch Liegenden fort. Östlich der Alte-Hoffnung-Verwerfung ist seine Fortsetzung dann im Seelbach-Lager zu suchen (in Schuppe A). In ähnlicher Weise wird die Schuppe III nach NE von ihrer Hauptüberschiebung abgeschnitten und findet sich dann im Fortstreichen als ihr tektonisch Liegendes. Östlich der Alte-Hoffnung-Verwerfung ist die Fortsetzung der Schuppe III auf dem NW-Flügel der Hauptmulde zu suchen. Die Schuppe IV ist nordöstlich des Rombach-Tales über Tage nicht mehr zu verfolgen.

Angesichts dieser Tatsachen erscheint eine streichende Verbindung der Schuppe III und IV mit dem Donsbacher Sattel östlich der Alte-Hoffnung-Verwerfung nicht sehr wahrscheinlich. Für die Verfolgung der Schuppen des Rombachtal-Profiles östlich dieser Störung geben nur die Schuppenzonen auf dem NW-Flügel der Galgenberg-Mulde einen Anhalt.

Die Fortsetzung des Donsbacher Sattels wird somit westlich der Alte-Hoffnung-Verwerfung im Bereich südlich der Alten Rheinstraße, also südlich des Lau-Berges, zu suchen sein.

Im Gebiet südwestlich des Rombach-Tales erfährt der Schuppenbau eine andersartige Umgestaltung. Nach SW treten an der Oberfläche die flach gelagerten Schuppen IV, V und VI stärker in Erscheinung. Die Schuppen II, III und IV werden in dieser Richtung von den südlich darauf folgenden Schuppen V und VI überfahren und treten südwestlich der Kalkhecke über Tage nicht mehr in Erscheinung.

Die Schuppe I behält weiterhin ihre Selbständigkeit. Westlich des Linden-Berges vermag sie sich durch Zusammenschluß mit den Langenaubacher Schuppen zu vereinigen und gewinnt hier an Breite. Die in ihr nach SW ansteigende Sä.-Schuppe macht sich südlich des Linden-Berges auch an der Oberfläche bemerkbar und ist wahrscheinlich an die dort vorhandene Schuppe Ia anzuschließen. Von der Schuppe II und III sind westlich der Straße Langenaubach Breitscheid keine größeren Teile mehr aufgeschlossen. Beide Schuppen werden hier von der Schuppe IV überfahren, die ihrerseits etwa 200–300 m weiter südwestlich von der Schuppe V abgeschnitten und überdeckt wird (s. Abb. 24).

Zwei Faktoren bestimmen das tektonische Bild des Langenaubacher Raumes: das Hervortreten des Iberger Kalkes und der mächtige Panzer des Deckdiabases. Während der Iberger Kalk östlich des Rombach-Tales kaum in Erscheinung tritt, ist er westlich davon am Aufbau der Schuppen Ia und IV–VI wesentlich beteiligt. Durch die Starrheit des Iberger Kalkes verursacht, zeigen diese Schuppen einen einfachen Bau, der keine Spezialfaltung erkennen läßt. Hand in Hand mit der Starrheit

und dem Anschwellen des Iberger Kalkes nach SW sind hier die Schuppen als flache Schollen weit nach NW vorgeschoben.

Die Hauptmasse des Deckdiabases bildet einen verhüllenden Panzer, in dem keine oberdevonischen Schuppen-Teile an die Oberfläche gelangt sind. Alle beobachteten Schuppen und deren Überschiebungen zeigen die Tendenz, noch vor der Stirn dieses Panzers auszuweichen. So wird das Einfallen der Überschiebungen nach S mit Annäherung an die geschlossene Deckdiabas-Masse immer flacher. Gleichsinnig damit nimmt der Horizontal-Betrag der Überschiebungen wesentlich zu. Einen schematischen Überblick über die Schuppen-Tektonik südlich Langenaubach gibt die Abb. 24.

Die Schuppen-Tektonik des Langenaubacher Raumes führt zu der Frage nach dem Maß des Zusammenschubs der Schichten. Vergleicht man die Breite der quer zum Schichtstreichen ausgeglätteten Schuppen mit der heutigen horizontalen Breite der Mulde, so ergeben sich folgende Annäherungswerte (in Verhältniszahlen ausgedrückt):

Gebiet der Grube Vereinigte Constanze (Schuppe I–III) 3:1  
 Gebiet östlich der Alte-Hoffnung-Verwerfung 9:5 bis 3:2.

Diese Zahlen zeigen, daß die Schichten im ersteren Gebiet auf  $\frac{1}{3}$ , im letzteren auf  $\frac{5}{9}$  bis  $\frac{2}{3}$  ihrer ursprünglichen Breite zusammengeschoben sind. Die tektonische Einengung der Galgenberg-Mulde ist also südwestlich der Alte-Hoffnung-Verwerfung erheblich größer als südöstlich davon. In diesen Zahlen sind nur die makroskopisch erkennbaren Einengungen ausgedrückt. Um wieviel größer die Einengung durch die innere Gesteinsverformung ist, läßt sich dem vorliegenden Beobachtungsmaterial nicht entnehmen; sie dürfte jedoch recht erheblich sein.

Um Näherungswerte für den Einfluß des Gesteins auf das Maß des Zusammenschubs im makroskopischen Bereich zu erhalten, wurden die Schuppen I–III (klastische und Cephalopodenkalk-Fazies) und IV–VI (Riffkalk-Fazies) im Grubenfeld der Grube Vereinigte Constanze getrennt ausgeglättet und miteinander verglichen. Hierbei ergaben sich folgende Werte:

Schuppe I–III 3:1  
 Schuppe IV–VI 2,5:1 bis 2:1

Diese Zahlen zeigen, daß die Schuppen mit vorwiegend klastischen, mobilen Gesteinen stärker eingeeengt sind (auf  $\frac{1}{3}$ ) als diejenigen aus starrem, wenig verformbarem Massenkalk.

## D II. Quere und spießeckige Verwerfungen

Die Querverwerfungen streichen zwischen N 130–145° E. Das Einfallen ist nicht immer mit Sicherheit zu bestimmen. Wo es, wie auf der Grube Vereinigte Constanze, gemessen wurde, ist es meist steil (60–75°) nach NE gerichtet. In dieser Art ist das Einfallen der Querverwerfungen an das gleichsinnige Einschieben der Schuppenelemente gebunden und bildet so zu diesen synthetisch orientierte Abschiebungen. Wo das axiale Gefälle der Schuppenelemente stärkere Krümmungen zeigt, sind die Querverwerfungen meist gehäuft. Gut ist das in der Sä.-Schuppe II auf der Grube vereinigte Constanze zu beobachten, wo an deren NE-Ende das nach NE gerichtete

Abtauchen der Sattelachse durch gleichsinnig, aber steiler einfallende Querabschiebungen noch unterstrichen wird (Westfeld der 135 m-Sohle). Ähnlich verhalten sich die Querverwerfungen des Donsbacher Sattels, die mit dessen Eintauchen nach SW in die gleiche Richtung einfallen. Südwestlich der Straße Langenaubach–Breitscheid treten die Querverwerfungen auch gehäuft auf. Nach ihrem Verlauf und ihrer Einwirkung auf den Schuppenbau muß man für sie ein südwestliches Einfallen annehmen.

Die einzelnen Schuppen und ihre Überschiebungsbahnen sind an den großen Querverwerfungen stets deutlich auseinandergerissen. Auf der Grube Vereinigte Constanze ist das von höheren Sohlen durch W. E. SCHMIDT (1926, S. 421) beschrieben worden (s. auch Westfeld der 80 m-Sohle und Ostfeld der Stollen III-Sohle). Die Querverwerfungen werden wiederum durch die spießbeckigen Verwerfungen abgelenkt und schmiegen sich diesen an (s. Abb. 23).

Die spießbeckigen Verwerfungen sind weniger häufig als die queren. Ihre Einwirkung auf den Bau der Galgenberg-Mulde drückt sich jedoch recht erheblich im Kartenbild aus.

Innerhalb des Untersuchungsgebietes lassen sich 4 große spießbeckige Verwerfungen unterscheiden, von denen die 3 östlichen schon bei der Besprechung der einzelnen Muldenabschnitte genannt wurden. Die vierte verläuft vom oberen Alkershain nahe dem Punkte 488,4 über die Straße Langenaubach–Breitscheid zur W-Seite des Lindenberges im Ermbach, quert dann das Aubach-Tal und ist auf dessen N-Seite bis zum „u“ von „Langenaubach“ zu verfolgen (Lindenberg-Verwerfung).

Die spießbeckigen Verwerfungen setzen sich im Gegensatz zu den Querverwerfungen aus einem ganzen Bündel von Einzelstörungen zusammen. Von diesen sind in der Karte nur die auffälligsten dargestellt.

Das Streichen der spießbeckigen Verwerfungen liegt i. a. zwischen N 95° E (Klangstein-Verwerfung) und N 120° E (Lindenberg-Verwerfung). Während sich das Einfallen der Lindenberg-Verwerfung nicht genau bestimmen läßt, ist es bei den drei anderen mit 60–75° nach SW gerichtet. Die Versatz-Beträge auf den einzelnen Störungsflächen sind nicht überall gleich, so daß die benachbarten Mulden-Teile an ihnen verschieden stark abgesunken sind. An der Klangstein- und Schliechgang-Verwerfung läßt sich ein stärkeres Absinken auf dem NW-Flügel der Mulde beobachten. Ob auch horizontale Verschiebungen an den spießbeckigen Störungen stattgefunden haben, läßt sich bei dem gegenwärtigen Stand der Aufschlüsse nicht sagen.

### D III. Mineralisation der Störungen

Die queren und spießbeckigen Verwerfungen sind häufig vererzt und haben in den vergangenen Jahrhunderten die Grundlagen für mehrere Kupfererz-Gruben gegeben. Die wichtigsten waren die „Alte Hoffnung“ (auf der Alte-Hoffnung-Verwerfung), „Stangenwage“ (auf der Schliechgang-Verwerfung), „Gnade Gottes“ (auf den Querverwerfungen zwischen der Straße Donsbach–Haiger und dem oberen Hachelbach-Tal), „Haus Nassau“ und „Bergmannsglück“ (auf den Querverwerfungen des Donsbacher Sattels westlich des Donsbach-Tales).

Die Mineralisation zeigt keine Beschränkung auf die eine oder andere Art der Störungen, obwohl sie offensichtlich die besser ausgeprägten und zertrümmerten

spießbeckigen Störungen bevorzugt. Über die Erz-Vorkommen der genannten Gruben unterrichten BECHER (1789, S. 122–135), KAUTH (1867, S. 127–133), FROHWEIN (1885, S. 57–61), BOEHM (1905) und KAYSER (1907, S. 91–99). Nach ihnen kann man Gänge mit spätiger und solche mit quarziger Gangmasse unterscheiden. Während die Gangmasse in jeder Art von Nebengestein, wenn auch in verschiedener Anhäufung, auftritt, finden sich die Kupfererze vorzugsweise an der Berührung mit Roteisensteinlagern, seltener im Schalstein. Aus diesen Gängen sind folgende Minerale genannt worden: Kupferkies, Schwefelkies, Ziegelerz, Kupferpecherz und in der Nähe der Erdoberfläche Malachit, Kupferindig und Kupferglanz. Als Seltenheit werden Bleiglantz und Schwerspat erwähnt.

Jene Kupfererz-Gruben sind heute nicht mehr zugänglich. Die Erzgänge selber geben sich an der Oberfläche in oft mehrere Meter dicken Quarzfüllungen zu erkennen, die sich in der Nähe des Roteisenstein-Grenzlagers und Schalsteins gut verfolgen lassen, aber in den oberdevonischen Schichten vertauben. Nordwestlich der Grube Stangenwage besitzt der Schliehgang eine 20–30 m mächtige Quarzfüllung. Auch auf dem Donsbacher Sattel sind die Querstörungen durch dicke Gangquarz-Massen gekennzeichnet. Ähnliche Verhältnisse finden sich auch im Gebiet südlich Langenaubach. So tritt an der Straße Langenaubach–Breitscheid südlich der alten Constanze-Pinge eine Querstörung auf, die an der Grenze Deckdiabas/Langenaubacher Tuffbreccie ungefähr 2–3 m Gangquarz führt. An einer anderen Stelle, auf der E-Seite des oberen Steinbruches im Rombach-Tal, ist eine Querstörung an der Grenze Deckdiabas/Langenaubacher Tuffbreccie aufgeschlossen, die als Gangmasse Quarz und Brauneisenmulm enthält.

Innerhalb der Kalk-Vorkommen können die Querstörungen eine ganz andere Mineralisation besitzen. So ist auf der E-Seite des Hirzen-Berges in dem großen Steinbruch innerhalb der Langenaubacher Tuffbreccie ein Gang aufgeschlossen, dessen Nebengestein zu beiden Seiten bis in etwa 15 m Entfernung weitgehend dolomitisiert ist. Dabei sind die in der Tuffbreccie enthaltenen kleineren und wenig dichten Kalk-Blöcke, sowie die Grundmasse vollständig in Dolomit umgewandelt, während die größeren, dichten Massenkalk-Blöcke nur allseitig randlich dolomitisiert sind. In ihrem Innern ist der Kalk noch unversehrt. Es liegt hier eine selektive Dolomitisierung vor, die von der Angreifbarkeit und Porosität der verschiedenen Gesteine abhängig ist.

In der Kernzone der Störung treten grob ausgebildete, dunkelgraue bis schwarzbraune Ankerit-Aggregate und Splitter von Dolomit-Gestein auf. Diese sind weitgehend von feinkristallisiertem, hellem Quarz verheilt. Über die Entstehung dieser Spalten-Füllung, ob aszendente oder deszendente, erlaubt das kleine Vorkommen noch kein Urteil.

#### D IV. Ablauf und Alter der Tektonik

Einige kleintektonische Beobachtungen, die sich vornehmlich auf der Grube Vereinigte Constanze machen ließen, erleichtern das Verständnis der Großtektonik des Gebietes.

Wo die einzelnen Schichtglieder in großer Mächtigkeit und Einheitlichkeit auftreten, sind auch ihre tektonischen Formen verhältnismäßig einfach. Anders dagegen

in Gesteinspacken mit rasch wechselnder Fazies. Die Buchenauer Schichten bieten hier im Kleinen ein Abbild der Großformen. In ihnen finden sich alle Übergänge zwischen Biege- und Scherfaltung.

In den Serien Maserkalk-Tonschiefer erfolgt bei geringer Beanspruchung der mechanische Ausgleich zum erheblichen Teil an der Gesteinsgrenze und auf Schichtfugen. In den Tonschiefern wird eine embryonale Schieferung angelegt. Bei stärkerer Beanspruchung entstehen in den Maserkalken Scherrisse, die schließlich zu Bewegungsbahnen werden, auf denen eine Maserkalk-Bank zerrissen und in die wechselagernden Tonschiefer hineingepreßt werden kann (s. Abb. 33). Der Tonschiefer verhält sich in diesem Fall plastisch und gleicht den Bruch mit einer inneren Schichtschleppung aus. Entstehende Risse und Spalten werden durch Kalzit verheilt.

Bei Flaserkalken ist dieser Vorgang noch deutlicher, da hier eine Gefüge-Vorzeichnung die Zerreißung erleichtert. Eine ursprünglich vorhandene Schichtfläche kann

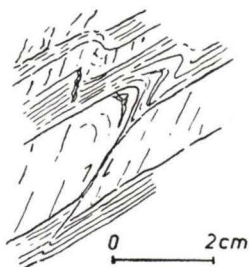


Abb. 33. Zerreißung einer Maserkalk-Bank und Schleppung der begleitenden Tonschiefer. Buchenauer Schichten. – Grube Vereinigte Constanze, 165 m-Sohle, Westfeld, Querschlag nach SE.

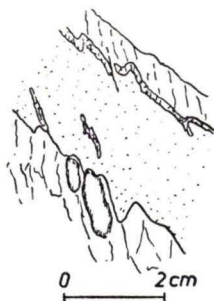


Abb. 34. Tektonische Veränderung der Schichtfläche an der Grenze Flaserkalk/Tuffite. Einpressung der Tuffite in die Zwickel der Flaserkalken. Buchenauer Schichten. – Grube Vereinigte Constanze, 165 m-Sohle, Westfeld, Querschlag nach SE.

dann weitgehend verändert werden. Abb. 34 zeigt ein solches Beispiel, wo an der Grenze Flaserkalk/Tuff beide Gesteine ineinandergepreßt wurden. In extremen Fällen kann die im Innern noch zusammenhaftende Flaserkalk-Bank an der Oberfläche in einzelne Kalkknoten aufgelöst sein, die nun isoliert in dem Nebengestein schwimmen (s. Abb. 35).

Innerhalb der Tuff-Folge können einzelne Lagen schichtparallele Bewegungen ausführen, jedoch sind in ihr, je nach Beschaffenheit und Wechsel, sämtliche Bewegungsformen möglich. Feinkörnige Tuffe können zuweilen schwach geschiefert sein oder auch, wie Tonschiefer, bei einer Verformung in ein Faltenknie wandern. Ein gutes Beispiel für dieses Verhalten gibt die Abb. 36. Hier wird durch eine eingelagerte Kalkspat-Lage der tektonische Transport deutlich. Zwischen zwei schwach gefaserten Kalkbänken einer wenig überkippten Falte ist eine Tuff-Lage vorhanden, die sich im Faltenknie stark verdickt und auf den Schenkeln ausdünnert. Die in der Tuff-Bank auftretende Kalkspat-Lage ist stark gefältelt und wie die umgebenden Kalkbänke

überkippt. Die Vergenz der Kleinfalten zeigt, daß der Tuff ins Faltenknie an dessen äußere Seite gewandert ist.

Die Kleinfältelung bietet oft die einzige Möglichkeit für die Ausgleichsbewegung mobiler Massen. Durch Einlagerungen feiner Kalkspat-Lagen wird die tektonische Verformung von unbeanspruchten aussehenden Tuffen makroskopisch häufig erst sicht-

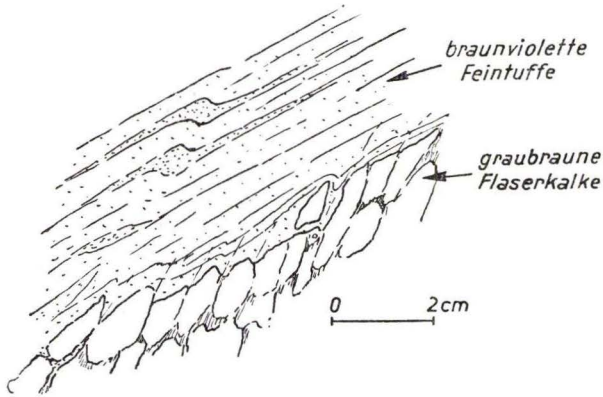


Abb. 35. Auflösung einer Flaserkalk-Lage an der Grenze gegen eine Tuffschicht. Flaserung setzt bis in die Tuffe hinein. Buchenauer Schichten. – Grube Vereinigte Constanze, 165 m-Sohle, Westfeld, Querschlag nach SE.

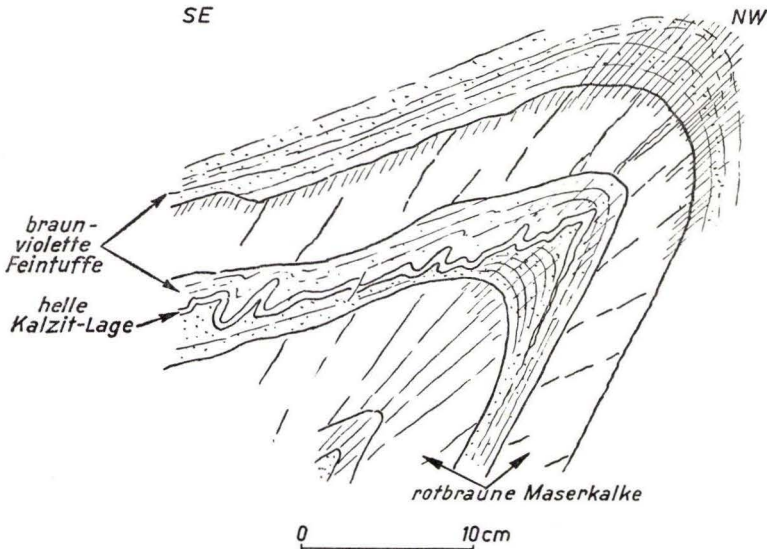


Abb. 36. Verdickung einer Tuffschicht im Faltenknie. Andeutung des tektonischen Transports durch eine eingelagerte Kalzitlage, die deutliche Vergenz zeigt. Die Schieferung durchsetzt z. T. die Tuffe, Buchenauer Schichten. – Grube Vereinigte Constanze, 165 m-Sohle, Westfeld, Querschlag nach SE.

bar. Abb. 37 zeigt ein solches Bild innerer Verformung. Während an den Grenzflächen der Kalkschiefer gegen tuffitische Schiefer und Feinstuffe nur leichte Einbuchtungen zu erkennen sind, geben erst die Kalkspat-Lagen Aufschlüsse über die innige Verknetung der Tuff-Lage. Durch die Zerreißen und Überschiebungen der Kalkspat-Lagen wird deutlich, daß die in den Nachbargesteinen angedeutete Schieferung mit einzelnen ausgeprägten Scherflächen auch die Tuffe durchsetzt.

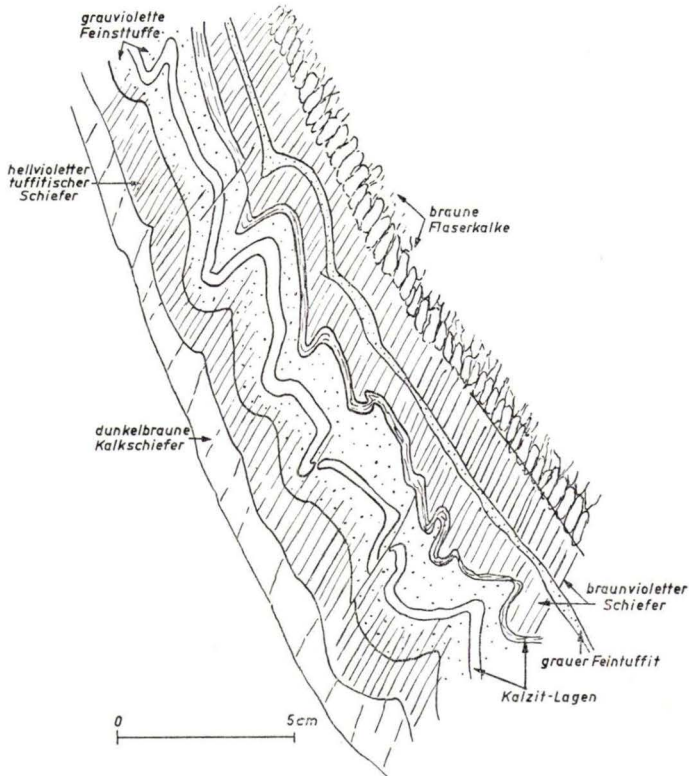


Abb. 37. Hervorhebung der inneren tektonischen Verformung einer Tuffschicht durch eingelagerte, stark gefaltete und zerrissene Kalzitlagen. Buchenauer Schichten. – Grube Vereinigte Constanze, 165 m-Sohle, Westfeld, Querschlag nach SE.

Weit stärker noch als in den Tuffen wird durch solche Kalkspat-Lagen die Zerschering der Tonschiefer kenntlich (s. Abb. 38). In dem hier abgebildeten Aufschluß treten zwei verschieden zusammengesetzte Schiefer-Partien auf, wovon die grüne einen merklichen Kalkgehalt besitzt. Die Körnung beider Gesteine läßt mit bloßem Auge keine Unterschiede erkennen, außer, daß in ihrer Grenzfläche eine mm-dicke Tuff-Beimengung auftritt. Man erkennt, wie der mobile schieferungsfreudige schwarze Tonschiefer in die weniger geschieferten grünen Kalkschiefer hineingepreßt worden ist. An den Stellen starker Einpressung ist in ihnen die Schieferung auch deutlicher ausgeprägt. Die Farbkontraste sind hier scharf.



Auch die Schieferung zeigt in sich infolge des raschen Gesteinswechsels kein einheitlich ableitbares Bild. Fast immer ist sie in der Nähe der Überschiebungen diesen angeschmiegt (s. Abb. 41), so daß bei den wenigen auf der Grube Vereinigte Constanze vorhandenen Tonschiefer-Packen eine klare Deutung der Schieferung unmöglich ist.

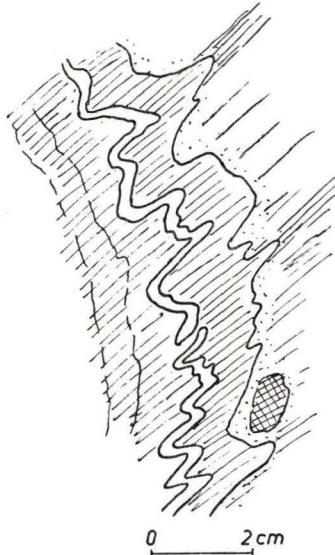


Abb. 38. Verknüpfung von kalkigem, hellgrünen Tonschiefer (rechte Bildhälfte) mit schwarzem Schiefer (linke Bildhälfte). Die dem schwarzen Schiefer zwischengeschaltete Kalkzitlage veranschaulicht den tektonischen Transport. – Grube Vereinigte Constanze. 165 m-Sohle, Westfeld, Querschlag nach SE.

Auch die Zerschierung oder Flaserung der mitteldevonischen Schalsteine, die oft als Schieferung bezeichnet wird, kann in diesem Sinne hier nicht analysiert werden. Zwar geht sie auf gleiche Vorgänge wie die der echten Schieferung zurück und deutet eine Abhängigkeit von einem meist großräumigen Kräfteplan an, jedoch treten hier die einzelnen Material-Eigenschaften (Grad der Zersetzung, vorzeichnende Gefüge, wie Mandelstein-Einschlüsse usw.) in den Vordergrund und erzeugen oft gänzlich andere Richtungen. Es fehlt den Schalsteinen die Homogenität des Materials. Wie sehr die innere Verformung auch die Schalsteine und Mandelsteine betroffen hat, geht aus Taf. 5 Fig. 18–20 hervor. Oft ist auch hier durch Kalkzit-Schnüren die innige Verknüpfung von zersetztem Mandelstein-Material gut zu erkennen (s. Taf. 5 Fig. 18). Schleppungen von Mandelstein an einer Störung zeigt die Taf. 5 Fig. 19. Die zersetzten Schalsteine verhalten sich bei der Faltung plastisch. An den in ihnen vorhandenen Überschiebungen ist das Gestein oft stark geschleppt. Die Flaserung der Schalsteine schmiegt sich hier sigmoidal den Überschiebungsbahnen an, und es bilden sich vereinzelte neue, mit ihr gleichsinnig einfallende Scherrisse (s. Taf. 5 Fig. 20).

Das relative Alter der Zersetzung der mitteldevonischen Schalsteine und Mandelsteine ist daraus ersichtlich. Da die frischen Gesteine an keiner Stelle derartige Verformungen zeigen, sondern stets in Block bewegt oder in Schwächezonen zerbrochen sind (vgl. S. 21),

muß man für die geschilderten Verhältnisse eine Zersetzung schon vor der tektonischen Hauptbeanspruchung annehmen. Gerade die Taf. 5, Fig. 20 zeigt deutlich, daß die Überschiebungsbahn durch verschieden stark zersetzte und entfärbte Partien verläuft und diese zerschneidet. Mithin ist die Zersetzung der mitteldevonischen Schalsteine und Mandelsteine älter als die Entstehung der Überschiebungen.

An der Grenze von plattigen Kalkbänken oder von diesen zu Tonschiefern kann die Faltung weitgehend durch schichtparallele Bewegungen ausgeglichen werden. Während in einer solchen Serie die Kalkbänke in allen Faltenanteilen durchweg ihre gleiche Schichtdicke beibehalten, sind die zwischenlagernden Tonschiefer meist an den Falten-Schenkeln ausgedünnt und in dem Faltenknie stark verdickt. Bei fortschreitender Schicht-Einengung können Differentialbewegungen beider Gesteine stärker hervortreten: in den Kalkbänken treten Überkipnungen und Zerreißen auf, die teilweise zu antivergentem Faltenrückstau führen. Die Tonschiefer können dann in den Faltenknien weitere Spezialfalten bilden, deren Richtung der jeweils vorhandenen tektonischen Schienung durch den beiderseits anliegenden Kalk angepaßt ist. Überschiebungen treten in solchen Schichtserien verhältnismäßig selten auf, da durch die mit den Kalkbänken wechsellagernden Tonschiefer die Einengung schon weitgehend abgefangen wird. Verhältnisse dieser Art sind sehr gut in den Flinzschiefern und -plattenkalken des Knochenplatzes südwestlich Sechshelden zu beobachten (s. Abb. 39).

Wo an die Stelle der plattigen Kalke dünne Sandstein-Bänke treten, ist eine solche bruchlose Einengung bei der Faltung nicht immer möglich. Hier treten schon eher Zerreißen und Überschiebungen auf. Ein gutes Beispiel liefert das Vorkommen im Lauberg-Stollen der Grube Vereinigte Constanze (s. Abb. 40). Während die Sandstein-Bänke im Kern des schwach überkippten Sattels noch nicht zerrissen sind, finden sich in den oberen Bänken schon Überschiebungen. Eine deutlich erkennbare

NW

SE

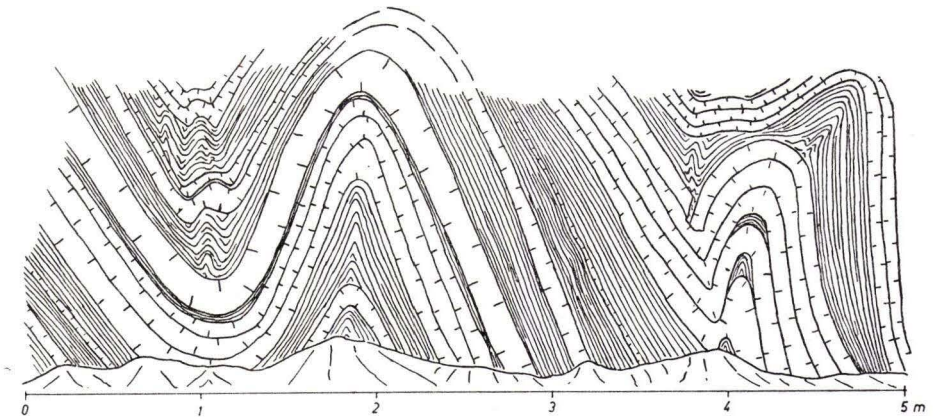


Abb. 39. Schwach nordvergente Falten in einer Serie von Flinzplattenkalken und Flinzschiefern. Starke Mächtigkeitszunahme der Schiefer in den Faltenknien, Faltenrückstau (rechte Bildhälfte) und Spezialfaltung der Schiefer (linke Bildhälfte). – Stollen des Kalksteinbruches auf der N-Seite des Knochenplatzes, ca. 1 km westlich Sechshelden.

Überschiebungsbahn ist jedoch noch nicht ausgebildet, da die plastischen Tonschiefer in die Fuge eingedrungen sind und sie verheilt haben. Es ist fraglich, ob bei weiterer Einengung die Überschiebungsbahn auf der Achsenfläche auch die untere Sandstein-Bank zerschneidet oder in den zwischengelagerten Tonschiefern ausläuft. Beide Fälle sind in den Schuppen der Grube Vereinigte Constanze verwirklicht.

Wie sehr sich bei tektonischen Verformungen verschiedenartige Ausgleichsbewegungen schon auf kleinem Raum auswirken, wird erst bei der Beobachtung von Überschiebungszonen ersichtlich. In Abb. 41 ist ein kleiner Ausschnitt der Sä.-Überschie-

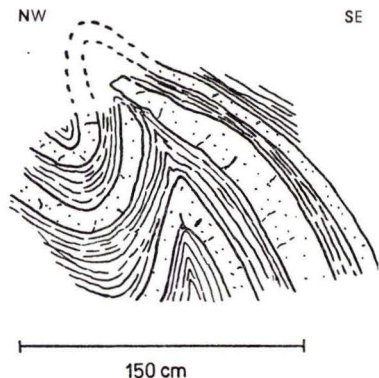


Abb. 40. Zerreißung einer Sandstein-Bank im First einer schwach überkippten Falte. Dasberg-Schichten. - Grube Vereinigte Constanze, Lauberg-Stollen. (Co.-Schuppe).

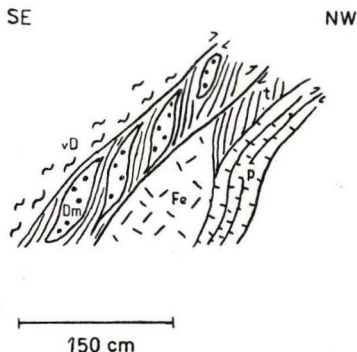


Abb. 41. Ausschnitt der Sacke-Überschiebung zur Kennzeichnung der verschiedenartigen tektonischen Verformung. vD = Schalstein, Dm = Mandelstein, Fe = Roteisenstein, p = bankiger Kalk, t = Tonschiefer. - Grube Vereinigte Constanze, 165 m-Sohle, Schachtquerschlag.

bung wiedergegeben. In dieser sind hier 4 verschiedene Gesteinstypen vorhanden, die jede ihre eigene Tektonik besitzen. Zunächst folgt unter der hangenden Überschiebung ein ca. 50 cm mächtiger Packen von mitteldevonischem Schalstein mit Mandelstein-Bomben. Die letzteren, ursprünglich von brotlaibförmiger Gestalt, sind durch den Bewegungsvorgang stromlinienförmig ausgewalzt und schmiegen sich sigmoidal den Begleitüberschiebungen an. Durch die Bewegung sind die Mandelstein-Körper dachziegelartig übereinandergeschoben. Der zwischen den Mandelstein-Laiben liegende Schalstein ist stark verschiefert. Er bildet Scherfugen, auf denen die Mandelstein-Körper verschuppt sind. Auf dem Schalstein folgt in überkippter Lagerung ein ca. 120 cm mächtiger Packen von Roteisenstein. Dieser ist infolge der Sprödhheit des Materials stark zerrüttet und mylonitisiert, wobei der einheitliche Gesteinscharakter verlorengegangen ist. Die Risse und Spalten zwischen den einzelnen Erzbrocken sind meist mit Kalzit, Chlorit und Kluft-Zerreibsel ausgefüllt. Zum First des Querschlages wird der Roteisenstein durch rotbraune Schiefer ersetzt, die durch ihr mechanisches Gleitvermögen stark transversalgeschiefert sind. Die Transversalschieferung wechselt häufig in ihrer Richtung und wird durch die Begleitgesteine oft abgelenkt. Auf den Roteisenstein und auf die roten Schiefer folgen rötliche, z. T. kristalline, bankige Kalke. Sie zeigen auf ihren Schichtflächen feine Harnische. Mit Kalzit gefüllte

Klüfte sind an den Schichtfugen deutlich versetzt. In diesem kleinen Aufschluß finden sich somit nebeneinander Rotation, Mylonitisierung, Zerschering und reine Biegung.

In den Überschiebungszonen hängt i. a. die tektonische Struktur, wie auch der Gesteinsinhalt weitgehend von der Ausbildung der zerschnittenen Nebengesteine ab. So sind die Hauptüberschiebungszonen auf den oberen Sohlen der Grube Vereinigte Constanze von älteren Bearbeitern häufig als „schwarze Klüfte“ bezeichnet worden (die schwarze „Kluft“-Füllung besteht aus zerriebenen Alaun- und Kieselschiefern). Unterhalb der 110 m-Sohle ist aber in den aufgeschlossenen Überschiebungszonen nichts mehr von diesem Material zu finden, so daß die Identifizierung der „schwarzen Klüfte“ sehr erschwert ist. Man befindet sich hier schon unterhalb der tiefsten Stelle des Vorkommens der schwarzen Schiefer. In diesem Bereich besteht die Füllung aus roten und grünen Schiefen, Tuffen und großen bunten Kalkblöcken. Je tiefer man kommt, desto mehr verliert sich der Charakter der ausgeprägten, breiten Überschiebungsklüfte, immer ältere Gesteine treten nun in den Überschiebungszonen auf. Innerhalb des mitteldevonischen Schalsteins sind sie taub und geben sich nur durch Kalzit-Bestege zu erkennen [so im Ostfeld der 165 m-Sohle zwischen Co.- und Theodor-Lager (s. auch Taf. 5 Fig. 19 u. 20)].

An Hand der Kluffüllung läßt sich also keine Gleichsetzung der Überschiebungsbahnen vornehmen. Das enthaltene Material ist vielmehr nur ein Hinweis für die Teufe der durchfahrenen Gesteinslagen und damit für die in tieferen Bereichen in der Nähe der Überschiebungszone zu erwartenden Schichten. Es kann somit ein ungefähre Anhalt für das Ausmaß der Überschiebung sein.

Auch die strukturelle Ausbildung der Überschiebungsbahnen hängt stark von der Art und Lagerung der durchschnittenen Nebengesteine ab. Wo die Überschiebungsbahnen schichtparallel auslaufen, sind sie weitgehend „getarnt“ und geben sich kaum zu erkennen (Sä.-Überschiebung oberhalb der 80 m-Sohle). Je größer der Winkel zwischen Überschiebungsbahn und angrenzendem Gestein ist, desto stärker ist i. a. auch die Bahn ausgebildet. Bei 90° gegenseitiger Lagerung ist diese Beziehung am auffälligsten. In harten, widerstandsfähigen Gesteinen sind die Überschiebungszonen häufig durch Überschiebungsbreccien gekennzeichnet, in schieferungsfreudigen Gesteinen, so auch im mitteldevonischen Schalstein, können sie dagegen als cm-dicke Störungen auftreten (so im Ostfeld der 165 m-Sohle zwischen Co.- und WEZ.-Lager, oder Co.-Überschiebungszone im Westfeld der 200 m-Sohle). Innerhalb des mitteldevonischen Schalsteins sind die Überschiebungen oft in einzelne Störungsbündel zerschlagen. Die in den Überschiebungsbahnen transportierten und nicht zerriebenen, widerstandsfähigen Gesteinsbrocken konnten ja nach ihrer Form und der Art der Unterlage verschiedene Bewegungen ausführen, die von der Möglichkeit des Ausweichens bestimmt war. Die auf den Überschiebungsflächen beobachteten Strömungen und Harnische ließen bei der geringen Zahl geeigneter Aufschlüsse keinen sicheren Schluß auf die allgemeine Bewegungsrichtung zu. Wo sie erkennbar war, wies sie überwiegend nach NNW. Horizontal verlaufende Harnische wurden nicht gefunden. Die Richtung der Harnische und das Einfallen der Schuppenachsen weisen darauf hin, daß entlang der Überschiebungsbahnen die Schuppen nach NW schräg aufgeschoben worden sind.

Der Ablauf der tektonischen Vorgänge ist aus dem Zusammenhang der einzelnen Bauelemente ersichtlich.

Nach Ablagerung der unterkarbonischen Schichten setzt in der Galgenberg-Mulde die Hauptfaltung ein. Mit ihr erfolgt der erste stärkere Zusammenschub, der im Bereich des Untersuchungsgebietes zunächst eine symmetrische Mulde mit senkrecht stehender Achsenfläche und die erste Anlage einer zur Achsenfläche fächerförmig orientierten Schieferung entstehen läßt. Bei fortschreitender tektonischer Beanspruchung wird der Muldenbau zunehmend asymmetrischer. Die Achsenfläche wird dabei schwach nach NW gekippt (Einfallen nach SE). Gleichzeitig bilden sich auf dem NW-Flügel der Mulde kleine Überschiebungen. Die Schieferung prägt sich stärker aus. Bei weiterer Einengung finden die ersten größeren Ausgleichsbewegungen auf den Überschiebungen statt. Die Schieferung behält ihre ursprüngliche Lage bei und wird nur an den Überschiebungsbahnen abgelenkt. Durch die Zerteilung des Mulden-Nordrandes in einzelne Schuppen wird die fächerförmige Orientierung der Schieferung noch verstärkt und gibt sich in Schuppen mit NW-fallender Schieferung deutlich zu erkennen (Schuppe B). Im E-Teil des Untersuchungsgebietes findet entlang der Überschiebungsbahnen eine partielle Auf- und Überschiebung des Mulden-Innern gegen die nördliche Mulden-Flanke statt.

Wo bei Fortdauer der tektonischen Beanspruchung, wie im W-Teil des Untersuchungsgebietes südlich Langenaubach, die Raum-Verengung nicht mehr durch einen nordvergenten Faltenbau mit bruchloser Verformung erreicht werden kann, treten die ersten größeren Überschiebungen auf. Diese sind in ihrer Wirksamkeit, Häufigkeit und Ausbildung von verschiedenen Faktoren abhängig.

Zunächst macht sich die Mächtigkeit der Gesteine nach der Regel der Stauchfaltengröße bemerkbar. Wo mächtige, einheitliche oberdevonische Sedimente geschlossen auftreten, ist der Faltenwurf und die Amplitude verhältnismäßig weitspannig (Clara-Schuppe). Hier treten nur streng lokalisierte einzelne Überschiebungen auf. Anders dagegen in den Gebieten geringmächtiger und wechselnder Gesteine, wie in der Co.-, WEZ.- und Theodor-Schuppe, wo sich ein engspanniger Faltenbau und aus diesem dicht gescharte Überschiebungen mit erheblichen Verschiebungsbeträgen entwickeln.

Wann der Übergang aus dem Faltenbau in den Überschiebungs- oder Schuppenbau erfolgt, hängt außer von dem Maß der Einengung weitgehend von der Mobilität der vorhandenen Schichtglieder ab. Wo, wie in der Schuppe III (WEZ.- und Theodor-Schuppe), die Tuffbreccie stärker entwickelt ist, wird die Einengung vorhandener, schwach ausgebildeter Falten schon frühzeitig durch die Entwicklung von Überschiebungsbahnen und Schuppen ersetzt. Fehlen starre Schichtelemente, so wird sich erst aus einem deutlicher ausgeprägten Faltenbau der Überschiebungsbau entwickeln. Hier können in den Schuppen noch typische Faltelemente erkannt werden (First der Co.-Schuppe, S-Flanke der Sä.-Schuppe).

Auch die fazielle Ausbildung, sowie der Wechsel der Schichtglieder können die Art und Häufigkeit der Überschiebungen beeinflussen. Einheitlich zusammengesetzte Gesteinskomplexe zeigen einen gleichmäßigen tektonischen Bau (Clara-Schuppe). Wo stärkere Fazies-Wechsel auftreten, finden sich häufig auch unregelmäßigere Bauformen. So wird z. B. der Schuppen-Bau in der Sä.-Schuppe wesentlich durch den Wechsel der Gesteinszusammensetzung bestimmt (s. S. 130).

Im Verlauf der Überschiebungsvorgänge, besonders in späten Stadien, wird ein beträchtlicher Teil der Ausgleichsbewegungen der Schuppen durch zahlreiche, von den Hauptüberschiebungen abhebende Teilaufschiebungen übernommen (z. B. Co.-

und WEZ.-Schuppe). Auf ihnen erfolgt die letzte axiale Verstellung der Schuppenteile. Wo, wie in der Sä.-Schuppe II, Schrägauf- und Überschiebungen stattfinden, wird das Maß der im Gebirgsstreichen liegenden Komponente durch synthetisch zum Einfallen der Achsen orientierte Querschiebungen verstärkt.

Am N-Rand des Breitscheid-Erdbacher Kalkmassivs (Schuppe IV–VI) erfolgt der Zusammenschub der Schichten auf wenigen, gut ausgebildeten, flachen Überschiebungsbahnen. Im Bereich der Schuppen I–III macht sich der tektonische Einfluß dieses Massivs in einer letzten starken Überformung der vorhandenen Schuppen geltend. Auf flachen Überschiebungsbahnen überfahren hier geschlossene Massenkalk-Schollen Teile ihres Vorfeldes. Ihre Überschiebungen schneiden z. T. die der ihnen vorgelagerten Schuppen.

In das Spätstadium der Faltung fallen die Querverwerfungen, welche die Überschiebungen schneiden und versetzen. Die spießbeckigen Verwerfungen sind in ihrer heutigen Ausbildung die jüngsten Bruchformen des Untersuchungsgebietes. Ihr morphologischer Einfluß macht sich noch heute geltend. So ist das Donsbach-Tal, welches im oberen Teil mit dem Hing-Grund dem Streichen der Schichten  $\pm$  parallel verläuft, an der Schliechgang-Verwerfung deutlich abgelenkt und folgt ihr auf etwa 1 km Länge bis in die Ortschaft Donsbach.

Über die Datierung der Faltung gibt die Abfolge der Schichten und ihre gegenseitige Lagerung Aufschluß. Während im unteren und mittleren Ober-Devon keinerlei Anzeichen für Bodenbewegungen vorliegen, ist eine erste starke Verflachung des Meeres in der Dasberg-Stufe zu erkennen. In die gleiche Zeit fällt auch die Bildung des dasbergischen Bomben-Schalsteins, die man diesen ersten Bewegungen zuordnen darf. PILGER (1952, S. 206) hat diese Ereignisse wohl mit Recht zur marsischen Phase SCHINDEWOLF's in Beziehung gesetzt.

Die Entstehung der Langenaubacher Tuffbreccie und das Einsetzen des Deckdiabas-Vulkanismus kann man als Anzeichen von Bodenbewegungen an der Wende Devon/Karbon anführen. Im Zuge dieser Bewegungen findet eine Änderung des Ablagerungsraumes statt: Langenaubacher Tuffbreccie, Deckdiabas und Kieselschiefer zeigen übergreifende Lagerung. Winkeldiskordanzen und stärkere Struktur-Veränderungen sind jedoch innerhalb des Untersuchungsgebietes nicht beobachtet worden. Diese schwachen Bodenbewegungen kann man mit der bretonischen Phase i. w. S. vergleichen.

Nach der Vertiefung des Meeresraumes während des mittleren Unter-Karbons fand mit der Bildung der Kulm-Grauwacken die letzte Verflachung des Meeresraumes statt. Mit jenen Bewegungen setzt die Hauptfaltung der jetzigen Galgenberg-Mulde ein, die somit wohl an die Grenze Unter-Karbon/Ober-Karbon fällt und mit der sudetischen Phase STILLE's gleichzusetzen ist. In der weiteren Dill-Mulde wurde sie durch KEGEL (1934a, S. 46) nachgewiesen.

Die letzte Ausgestaltung der spießbeckigen Verwerfungen dürfte wesentlich jünger sein, da sie keinerlei Beziehungen zum Faltenbau zeigt. In Analogie zu den Beobachtungen KEGEL's (1934c, S. 324) aus der östlichen Dill-Mulde wird man nach dem herzynischen Streichen ihre Entstehung mit der saxonischen Gebirgsbildung in Beziehung setzen dürfen. Für ein letztes Aufleben dieser Störungen während des Pleistozäns spricht ihr Einfluß auf die heutige Morphologie.

Die Mineralisation der queren und spießbeckigen Störungen läßt sich zeitlich nicht genau festlegen. Ob sie im Zuge der varistischen Tektogenese oder später erfolgte, läßt sich an Hand des Beobachtungsmaterials nicht entscheiden.

### E. Zusammenfassung

Zur Klärung der Sedimentation und Tektonik in der westlichen Galgenberg-Mulde wurde dieses Gebiet im Maßstab 1:10000 kartiert. Die verwickelten Verhältnisse südlich Langenaubach machten in diesem Raum eine Spezialaufnahme 1:5000 notwendig. Die Untertage-Aufschlüsse der Grube Vereinigte Constanze wurden im Maßstab 1:1000 aufgenommen. Die Untersuchungen haben zu folgenden Ergebnissen geführt:

1. Stratigraphie. Die Grenzen Eifium/Givetium wird an die Oberkante des Horizontes der Quarzite gelegt. Der Horizont der Styliolinen-Schiefer ist nach seiner Lagerung dem Givetium zuzurechnen (vgl. Tab. 1).

Das Vorkommen von givetischem Riffkalk wird wahrscheinlich gemacht. Untere Teile des neu beschriebenen Hunnacker Kalkes reichen vermutlich ebenfalls in das Givet.

Der südlich Langenaubach anstehende Keratophyr des Linden-Berges gehört nach seiner Lagerung in die Adorf-Stufe. Die ihn ummantelnden Keratophyr- und Keratophyr-Diabas-Mischtuffe wurden als Aubach-Tuffe beschrieben und von dem mitteldevonischen Schalstein getrennt. Nach Fauna und Lagerung gehören sie an den Fuß der Adorf-Stufe.

Die Grenze Adorfium/Nehdenium wurde für das Untersuchungsgebiet im Profil des Donsbacher Gemeinde-Steinbruches von RABEN durch Ostracoden-Aufsammlungen und -Bestimmungen neu festgelegt. Die daraus gewonnenen Ergebnisse stimmen gut mit dem Verschwinden der letzten Bänderschiefer und dem Einsetzen der geschlossenen Fazies der graugrünen Schiefer überein.

Im höheren Ober-Devon hat sich die Gliederung KEGEL's bestätigen lassen. Die stratigraphische Selbständigkeit des dasbergischen Bomben-Schalsteins wird begründet. Seine Einstufung erfolgt in die mittlere Dasberg-Stufe.

Die von H. SCHMIDT vorgenommene Einstufung der Hangenberg-Schiefer und der Langenaubacher Tuffbreccie wird durch Fossil-Aufsammlungen bestätigt. Die Langenaubacher Tuffbreccie wird in die Tuffbreccie I und II gegliedert. Zwischen beiden liegt der Horizont der Kieselschiefer. Nach Vergleichen mit Punkten fester stratigraphischer Zuordnung wird die unterkarbonische Schichtenfolge neu gegliedert (s. Tab. 5).

2. Fazies und Sedimentation. Die Fazies der verschiedenen Stufen werden beschrieben und ihre Verbreitung in Fazies-Karten dargestellt.

Die Schalsteine werden als Tuffe gedeutet und die räumliche Verbreitung einzelner Typen verfolgt. Für eine epigenetische Entstehung im Sinne LEHMANN's und H. RICHTER's sprechen keine Befunde. Das Roteisenstein-Grenzlager bildet (im Sinne von LOTZ) eine exhalativ-sedimentäre Lagerstätte. Die Abhängigkeit der Erzausbildung vom Nebengestein wird untersucht.

In der unteren Adorf-Stufe werden Keratophyr-Diabas-Mischtuffe als Fazies der Aubach-Tuffe beschrieben und den Buchenauer Schichten an die Seite gestellt. Die der Riffkalk-Fazies verwandten dunklen wulstigen Korallenkalke werden als eine besondere Fazies „Hunnacker Kalk“ beschrieben. Als eine weitere Fazies „Hunnacker Tuffite“ wird eine Wechselfolge von gelbgrauen Tuffen und Schiefen bezeichnet, die im Hangenden des Hunnacker Kalkes auftritt.

Der dasbergische Bomben-Schalstein wird neu beschrieben. Seine Entstehung ist durch explosive Vorgänge verursacht. Auf Grund regionaler Untersuchungen werden für die Entstehung der Langenaubacher Tuffbreccie vulkanisch-explosive Vorgänge im Sinne von DREVERMANN wahrscheinlich gemacht.

Alle Sedimente des Ober-Devons weisen auf ein verhältnismäßig flaches Meeresgebiet hin. Anzeichen für ein Auftauchen des Ablagerungsraumes über den Meeresspiegel finden sich nur in den Plattenkalken der Adorf-Stufe und in den Schiefen und Sandsteinen der Dasberg-Stufe.

Die im unteren Ober-Devon schon angedeutete Verteilung von Becken und Schwellen bleibt während des ganzen mittleren und oberen Ober-Devons erhalten. Das Schwellengebiet beschränkt sich auf den Raum südöstlich Langenaubach im Bereich des Lau-Berges. Im Unter-Karbon sind Schwellen- und Beckengebiete nicht mehr zu erkennen.

Die paläozoischen Eruptivgesteine werden makroskopisch beschrieben. Es lassen sich im Givet konkordant den Schalsteinen eingeschaltete Mandelstein-Decken und stockförmige porphyrische Diabase unterscheiden. Das südlich Langenaubach anstehende Keratophyr-Massiv des Linden-Berges ist eine Quellungskuppe in adorfischen Schichten. Die den Schichten des höheren Ober-Devons konkordant und diskordant eingeschalteten Diabas-Gänge sind Vorläufer des Deckdiabases. Der Deckdiabas selber setzt sich aus mehreren submarin ausgeflossenen Strömen zusammen, die durch sedimentäre Zwischenlagen getrennt sind. Anzeichen für eine intrusive Entstehung im Sinne KLÜPFEL'S sind nicht vorhanden. Letzte Nachzügler des Deckdiabas-Vulkanismus finden sich in Diabas-Gängen, welche die Kulm-Alaunschiefer durchsetzen.

3. Tektonik. Die westliche Galgenberg-Mulde gliedert sich in zwei Bereiche unterschiedlichen Baues. Das Gebiet östlich der Alte-Hoffnung-Verwerfung zeigt einen ruhigen Muldenbau. Auf dem NW-Flügel sind drei Schuppen-Zonen auf größere Erstreckung zu verfolgen. Westlich der Alte-Hoffnung-Verwerfung ist nur der N-Flügel der Mulde aufgeschlossen. Das Gebiet zeichnet sich durch einen verwickelten Schuppenbau aus. Die sieben zu Tage aushebenden, sowie die auf der Grube Vereinigte Constanze aufgeschlossenen Schuppen werden einzeln behandelt. Ihre Verbindung wird erörtert (s. Tab. 7). Der Donsbacher Sattel westlich des Donsbach-Tales enthält eine Scheitel-Scholle, die als Schuppen-Rest gedeutet wird. Der Donsbacher Sattel taucht nach SW ein und tritt westlich der Alte-Hoffnung-Verwerfung nicht mehr an die Oberfläche. Eine unmittelbare Verbindung mit den Schuppen der Grube Vereinigte Constanze ist nicht vorhanden.

Die Querverwerfungen zeigen in ihrer Häufung und in ihrem Verlauf eine deutliche Abhängigkeit vom Faltenbau. Die herzynisch streichenden spießbeckigen Verwerfungen lassen diese Beziehung vermissen. Ihre Wirksamkeit ist in der heutigen Oberflächengestalt noch zu erkennen. Die queren und spießbeckigen Störungen sind häufig mit



Kupferkies und Schwefelkies vererzt. Von einer Querstörung am Hirzen-Berg wird eine Spalten-Dolomitisierung beschrieben.

Der häufige Gesteinswechsel läßt gut die Material-Gebundenheit der tektonischen Verformung erkennen. Die starke Verschuppung des Gebietes südlich Langenaubach zeigt enge Beziehungen zu dem Vorherrschen des Iberger Kalkes und dem Auftreten mächtiger Deckdiabas-Körper. Das Maß des Zusammenschubs wird in verschiedenen Muldentteilen bestimmt und in Abhängigkeit zu der vorherrschenden Gesteinsbeschaffenheit gesetzt. Mehrere kleintektonische Beobachtungen auf der Grube Vereinigte Constanze werden mitgeteilt.

Nach schwachen Vorläufern an der Wende Devon/Karbon erfolgte die Hauptfaltung des Gebietes an der Grenze Unter-Karbon/Ober-Karbon. Sie fällt mit der sudetischen Phase zusammen.

### F. Schreibweise der Langenaubacher Flurnamen

Für die Langenaubacher Flurnamen sind folgende Schreibweisen gebräuchlich<sup>1)</sup>:

Hochdeutsch	Mundart
„Am Kahn“	– „O dr Koar“ (hochd. der, mundartl. die)
„Eschen-Tal“	– „Eschedoal“
„Tannen-Tal“	– „Denndoal“
„Sellbach“	– „Sellmuck“
„Lehmbach“	– „Lehmuck“ (man hört auch „Liemuck“)
„Buber-Berg“	– „Bubberberg“
„Buden-Berg“	– „Bouremerg“
„Weils Wiese“	– „Weilswies“
„Kiezen-Berg“	– „Kiezenerg“
„Alkershain“	– „Aljerscha“ (das letzte a sehr nasal)
„Innersloch“	– „Innerschloch“
„Girstehecke“	– „Girschtehecke“
„Grünbach“	– „Gruimuck“
„Erbach“	– „Ehrmuck“
„Leibach“	– „Läbuch“
„Pfungstwiese“	– „Pingstwies“
„Erdbeerhecke“	– „Ärbierhecke“

### G. Schriftenverzeichnis <sup>2)</sup>

- BECHER, J. Ph.: Mineralogische Beschreibung der Oranien-Nassauischen Lande nebst einer Geschichte des Siegenschen Hütten- und Hammerwesens. – 2. Aufl., 326 S., 4 Karten, Dillenburg (Weidenbach) 1902.
- BEUSHAUSEN, L., DENCKMANN, A. & HAUCHECORNE, W.: Schalsteinconglomerat bei Langenaubach. – Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1894, 15, S. 182–184, Berlin 1895.
- Das Schalsteinconglomerat von Langenaubach. – Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1895, 16, S. 72–73, Berlin 1896.

<sup>1)</sup> Nach freundlicher Mitteilung von Hauptlehrer LÖBER, Langenaubach.

<sup>2)</sup> In das Verzeichnis wurden auch einige bisher nur als Manuskript vorliegende Arbeiten aufgenommen. Diese können daher nicht als Veröffentlichung gelten. Es wurde jedoch auf darin enthaltene Ergebnisse Bezug genommen, was etwa im Sinne einer mündlichen Mitteilung des Verfassers gerechtfertigt sein mag.

- BOEHM: Die Erzlagerstätten des konsolidierten Bergwerks Stangenwage bei Haiger (Bergrevier Dillenburg). Unter besonderer Berücksichtigung der Entstehung der Eisenerzlager. – Z. Berg-, Hütten- und Salinewesen im preuß. Staate, **53**, S. 259–297, 2 Taf., 43 Abb., Berlin 1905.
- BORN, A.: Über die Erscheinungsform eines submarinen Ergusses. – Z. deutsch. geol. Ges., **74**, Mon.-Ber., S. 101–117, 2 Abb., Berlin 1922.
- BRAUNS, R.: Der oberdevonische Deckdiabas, Diabasbomben, Schalstein und Eisenerz. – N. Jb. Min., Beil.-Bd. **21**, S. 302–324, Taf. 14–20, Stuttgart 1906.
- Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiete der Lahn und Dill. 1. Teil. – N. Jb. Min., Beil.-Bd. **27**, S. 281–325, 1 Abb., Stuttgart 1909. – [1909a].
- Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiete der Lahn und Dill. 2. Teil. – N. Jb. Min., Beil.-Bd. **28**, S. 379–420, Taf. 6, Stuttgart 1909. – [1909b].
- CLOOS, H.: Bau und Tätigkeit von Tuffschloten. Untersuchungen an dem schwäbischen Vulkan. – Geol. Rdsch., **32**, S. 709–800, Farbtaf. A–D, 5 Taf., 37 Abb., Stuttgart 1941.
- CORNELIUS, H. P. & FURLANI-CORNELIUS, M.: Geologie der Tuffbildungen im Marmolata-gebiet (Südtirol). – Cbl. Min., **1924**, S. 366–373, Stuttgart 1924.
- DECHEN, H. von: Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. – **2**, 933 S., Bonn (Henry) 1864.
- DENCKEWITZ, R.: Verbandsverhältnisse und Gefügeanalyse von Erz- und Nebengestein des Eisensteinvorkommens Lindenbergr am Südwestrand der Lahnmulde. – Hess. Lagerstättenarch., **2**, 87 S., 10 Taf., 12 Abb., Wiesbaden 1952.
- DREVERMANN, F.: Die Fauna der oberdevonischen Tuffbreccie von Langenaubach bei Haiger. – Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1900, **21**, S. 99–207, Taf. 12–16, Berlin 1901.
- DUFOUR, J.: Die Grube Constanze bei Langenaubach. – Gutachten 1925. – [Manuskript].
- FISCHER, G.: Über Genese und zukünftige Abbaumöglichkeit der mitteldevonischen Rot-eisenerze der Gegend von Brilon. – Arch. Lagerstättenforsch., **43**, 29 S., 3 Taf., Berlin 1929.
- FRECH, F.: Die Korallenfauna des Oberdevons in Deutschland. – Z. deutsch. geol. Ges., **1885**, **37**, S. 21–130, u. 946–958, Taf. 1–11, Berlin 1885.
- Geologie der Umgebung von Haiger bei Dillenburg. (Nassau). Nebst einem palaeontologischen Anhang. – Abh. geol. Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, **8** (3), 36 S., 3 Taf., 2 Abb., Berlin 1888.
- FROHWEIN, E.: Beschreibung des Bergreviers Dillenburg. – 144 S., 1 Karte, 4 Taf., Bonn (Markus) 1885.
- GALLWITZ, H.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen an der Devon-Carbon-grenze des Sauerlandes. – Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1927, **48**, S. 487–527, Taf. 23, 4 Abb., Berlin 1928.
- GEYER, G.: Bericht über eine Studienreise nach dem Silurgebiete Mittelböhmens und dem Devon der Rheinlande. – Verh. geol. Reichsanst., **1894**, S. 222–231, Wien 1894.
- GOEBEL, A.: Erläuterungen zum Grubenbild der Grube Constanze nach dem Stand des Jahres 1941 mit Hinweisen auf noch zu tätige Aufschlüsse. – Gießen 1941. – [Manuskript].
- GÖTZ, H.: Zur Petrographie der devonischen Magmatite der Dill-Mulde. – Z. deutsch. geol. Ges., 1952, **104**, S. 277–286, 1 Abb., Hannover 1953.
- GUNDLACH, K.: Der unterkarbonische Vulkanismus im variskischen Gebirge Mitteldeutschlands. – Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **157**, 59 S., 2 Taf., 2 Abb., Berlin 1933.
- HENTSCHEL, H.: Die Schalsteine. – Z. deutsch. geol. Ges., 1950, **102**, S. 390–391, Hannover 1951. – [1951a].
- Über die Tuffnatur der Schalsteine. – Notizbl. hess. L.-A. f. Bodenforsch., **6**, (2) S. 122–137, Wiesbaden 1951. – [1951b].
- Die Umbildung basischer Tuffe zu Schalsteinen. – N. Jb. Min., Abh. **82** (1/2), S. 199 bis 230, Taf. 18–20, 1 Tab., 9 Abb., Stuttgart 1951. – [1951c].

- Zur Petrographie des Diabas-Magmatismus im Lahn-Dillgebiet. — Z. deutsch. geol. Ges., 1952, **104**, S. 238–246, Taf. 8/9, Hannover 1952. — [1952a].
- „Weilburgit“ und „Schalstein“. Erwiderung auf die Diskussionsbemerkung von Herrn E. LEHMANN. — Z. deutsch. geol. Ges., 1952, **104**, S. 257–259, Hannover 1952. — [1952b].
- Zum Chemismus der Schalsteine der Lahnmulde. — Notizbl. hess. L.-A. f. Bodenforsch., **6** (3), S. 191–198, Wiesbaden 1952. — [1952c].
- Zur Petrographie fossiler basischer Laven und Tuffe (mit Bezug auf Gesteine des Vogelsberges und der Lahn-Dill-Mulde). — 32. Jahrestagung der deutsch. mineral. Ges. in Mainz, S. 93–102, Mainz 1954.
- HENTSCHEL, H. & MICHELS, F.: Geologisch-petrographische Exkursion in die Lahnmulde am 24. Mai 1952. — Z. deutsch. geol. Ges., 1952, **104**, S. 306–313, 1 Tab., 1 Abb., Hannover 1953.
- HOLZAPFEL, E.: Die Cephalopoden führenden Kalke des unteren Karbon von Erdbach-Breitscheid bei Herborn. — Palaeontol. Abh. von DAMES und KAYSER, N. F., **1** (1), 74 S., 8 Taf., Jena 1889.
- Das Obere Mitteldevon (Schichten mit *Stringocephalus Burtini* und *Maeneceras terebratum*) im Rheinischen Gebirge. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **16**, 459 S., 19 Taf., Berlin 1895.
- HUMMEL, K.: Oberflächennahe Intrusionen und Trümmerlaven in der südalpiner Mitteltrias. — Fortschr. Geol. Paläontol., **11**, S. 44–74, 5 Abb., Berlin 1932. — [DEECKE-Festschrift].
- KAUTH, F.: Beschreibung der in den Ämtern Dillenburg und Herborn aufsetzenden Erzgänge, des darauf geführten Betriebs, und des damit zusammenhängenden Hüttengeschäfts nach den Ergebnissen bis zu den Jahren 1864–65. — Berg- und Hüttenwesen im Herzogt. Nassau, hrsg. von P. OPPENHEIMER, Schlußheft, S. 109–173, Taf. 5 bis 7, Wiesbaden (Kreidel) 1867.
- KAYSER, E.: Über Aufnahmen in der Gegend von Marburg und Dillenburg. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1887, S. LXIV–LXV, Berlin 1888.
- Über Aufnahmen auf Blatt Dillenburg. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1891, **12**, S. LII–LIII, Berlin 1893.
- Bericht über seine Aufnahmen in der Südhälfte des Blattes Oberscheid. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1895, **16**, S. LXIV–LXVII, Berlin 1896.
- Bericht über Aufnahmen im Dillenburg'schen. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1896, **17**, S. XXXIV–XXXVIII, Berlin 1897.
- Erläuterungen und Karte Blatt Dillenburg. — Geol. Karte von Preußen, Lfg. **101**, Bl. Dillenburg, 119 S., 5 Taf., 17 Abb., Berlin 1907.
- KEGEL, W.: Abriß der Geologie der Lahnmulde. Erläuterungen zu einer von JOHANNES AHLBURG hinterlassenen Übersichtskarte und Profildarstellung der Lahnmulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **86**, 81 S., 6 Taf., 2 Abb., Berlin 1922.
- Das Untercarbon und die varistische Faltung im östlichen Lahnggebiet. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1924, **45**, S. 287–306, 3 Abb., Berlin 1925.
- Über Transgressionen im Dillgebiet. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1926, **47**, S. 350–356, Berlin 1926.
- Zur Kenntnis des Untercarbons im südöstlichen Dillgebiet. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1927, **48**, S. 648–652, 3 Abb., Berlin 1927.
- Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Dillenburg i. Jahre 1931. — Berlin 1931. — [Manuskript].
- Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Dillenburg im Jahre 1932. — Berlin 1932. — [Manuskript]. — [1932a].
- Zur Tektonik des Lahn-Dill-Gebietes. 1. Über den Bau von Sattel- und Muldenschlüssen und die Bedeutung nordwestfallender Überschiebungen. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1932, **53**, S. 344–357, 9 Abb., Berlin 1932. — [1932b].
- Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Dillenburg im Sommer 1933. — Berlin 1933. — [Manuskript]. — [1933a].

- Über den Diabas-Vulkanismus im Lahn-Dill-Gebiet. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1932, **53**, S. 936–946, Taf. 47/48, 1 Abb., Berlin 1933. — [1933b].
- Geologie der Dillmulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **160**, 48 S., 3 Taf., 7 Abb., Berlin 1934. — [1934a].
- Über das Oberdevon auf dem Nordwestflügel der Dillmulde. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1933, **54**, S. 531–545, Taf. 32, 5 Abb., Berlin 1934. — [1934b].
- Die geologischen Grundlagen des Roteisensteinbergbaus im Dillgebiet. — Z. deutsch. geol. Ges., 1934, **86**, S. 314–324, 7 Abb., Berlin 1934. — [1934c].
- KLÜPFEL, W.: Diskussionsbemerkungen zu Problemen im Devon und Karbon der Rheinischen Masse. — Z. deutsch. geol. Ges., 1952, **104**, S. 247–253, 1 Abb., Hannover 1952.
- KOCH, C.: Paläozoische Schichten und Grünsteine in den Herzoglich Nassauischen Ämtern Dillenburg und Herborn, unter Berücksichtigung allgemeiner Lagerungsverhältnisse in angränzenden Ländertheilen. — Jb. Ver. Naturk. Herzogt. Nassau, **13**, S. 85–308, Taf. 1–3, Wiesbaden 1858.
- KÜHNE, F. & PAECKELMANN, W.: Die stratigraphische und facielle Entwicklung des Carbons im nordöstlichen Sauerlande und ein Vergleich mit Nachbargebieten. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1928, **49**, S. 1229–1254, Taf. 79, Berlin 1929.
- LIEBER, H.: Beiträge zur Geologie des Rimberggebietes bei Marburg. — 98 S., 1 Karte, 12 Taf., Bamberg (Buchner) 1917.
- LEHMANN, E.: Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. — 391 S., 167 Abb., 19 Tab., Wetzlar (Scharfe) 1941.
- Beitrag zur Beurteilung der paläozoischen Eruptivgesteine Westdeutschlands. — Z. deutsch. geol. Ges., 1952, **104**, S. 219–237, Taf. 7, 1 Abb., 3 Tab., Hannover 1952. — [1952a].
- Diskussionsbemerkungen zum Thema „Weilburgit“ und „Schalstein“. — Z. deutsch. geol. Ges., 1952, **104**, S. 255–256, Hannover 1952. — [1952b].
- LIPPERT, H. J.: Zur Gesteins- und Lagerstättenbildung in der östlichen Dillmulde. — Z. deutsch. geol. Ges., 1950, **102**, S. 383–385, Hannover 1951. — [1951a].
- Zur Gesteins- und Lagerstättenbildung in Roteisenstein-Gruben des östlichen Dillgebietes. — Abh. senckenberg. naturf. Ges., **485**, S. 1–30, Taf. 26–35, 11 Abb., Frankfurt a. M. 1951. — [RUDOLF RICHTER-Festschrift]. — [1951b].
- Das Roteisenstein-Grenzlager von der Wende Mittel-Oberdevon in der Dill-Mulde. Beobachtungen und Gedanken zur Entstehung von Erz- und Nebengestein. — Z. deutsch. geol. Ges., 1952, **104**, S. 260–276, Taf. 10/11, 1 Abb., Hannover 1953. — [1953a].
- Befahrung der Eisenerzgruben Neue Lust bei Nanzenbach und Königszug bei Oberscheld. — Z. deutsch. geol. Ges., 1952, **104**, S. 304–305, Hannover 1953. — [1953b].
- Aus dem Roteisenstein-Bergbau an Lahn und Dill (Ergebnisse und Erfahrungen bei Untersuchungsarbeiten seit 1930). — Z. deutsch. geol. Ges., 1953, **105**, S. 20–24, 1 Abb., Hannover 1954.
- LIPPERT, H. J. & SOLLE, G.: Profil durch die Dill-Mulde von Haiger bis Herborn. — Z. deutsch. geol. Ges., 1952, **104**, S. 292–303, 1 Taf., 7 Abb., Hannover 1953.
- LOTZ, H.: Über die Dillenburger Rot- und Magnetisenerze. — Z. deutsch. geol. Ges., 1902, **54**, Verh., S. 139–142, Berlin 1902.
- MATERN, H.: Die Ostracoden des Oberdevons. 1. Teil. Aparchitidae, Primitiidae, Zygo-bolbidae, Beyrichiidae, Kloedenellidae, Entomidae. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **118**, 100 S., 5 Taf., 3 Abb., Berlin 1929.
- Das Oberdevon der Dill-Mulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **134**, 139 S., 4 Taf., 6 Abb., 4 Tab., Berlin 1932.
- MICHEL, F.: Das Roteisenerzvorkommen der Grube „Neue Lust“ bei Nanzenbach (Dill-krs.). — Senckenbergiana, **3**, S. 98–115, 8 Abb., Frankfurt a. M. 1921.
- MICKE, K. E.: Die Tektonik der Grube Vereinigte Constanze bei Langenaubach nach neueren Aufschlüssen und ihre Auswertung. — Meldarbeit der Techn. Hochsch. Berlin-Charlottenburg, Berlin 1931. — [Manuskript].

- Schwefelkieskonkretionen aus dem Oberdevon bei Langenaubach. — Z. deutsch. geol. Ges., 1932, 84, S. 554–557, Taf. 18, Berlin 1932.
- NIEDER, R.: Zusammenhang zwischen Tektonik und Lagerausbildung in Roteisensteinlagern an der Lahn. — Arch. Lagerstättenforsch., 51, 62 S., 2 Taf., 20 Abb., Berlin 1931.
- PAECKELMANN, W.: Über Beziehungen zwischen Fazies und Tektonik im Devon des Sauerlandes. — Z. deutsch. geol. Ges., 1930, 82, S. 590–598, 5 Abb., Berlin 1930.
- Faziesstudien im Devon und Unterkarbon der Attendorn-Elsper Doppelmulde des Sauerlandes. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1937, 58, S. 82–104, Taf. 7, Berlin 1938.
- PAECKELMANN, W. & RICHTER, G.: Bretonische Faltung und Visé-Transgression im Gebiet von Warstein in Westfalen. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1937, 58, S. 256–272, Taf. 20, 4 Abb., Berlin 1938.
- PAECKELMANN, W. & SCHINDEWOLF, O. H.: Die Devon-Karbon-Grenze. — Tiré de Compte rendu du deuxième Congrès pour l'avancement des études de Stratigraphie Carbonifère, S. 703–714, Maestricht 1937.
- PILGER, A.: Tektonik, Magmatismus und Vererzung im ostrheinischen Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., 1952, 104, S. 198–218, 3 Abb., Hannover 1952.
- RABIEN, A.: Zur Taxonomie und Chronologie oberdevonischer Ostracoden mit Anwendung auf die Geologie der Waldecker Hauptmulde. — Diss. Göttingen 1954. — [Manuskript]. — [1954a].
- Zur Taxonomie und Chronologie der oberdevonischen Ostracoden. — Abh. hess. L.-A. f. Bodenforsch., 9, 268 S., 5 Taf., 7 Abb., 4 Tab., Wiesbaden 1954. — [1954b.]
- REUNING, E.: Diabasgesteine an der Westerwaldbahn Herborn-Driedorf. — N. Jb. Min., Beil.-Bd. 24, S. 390–459, Taf. 25–35, 14 Abb., Stuttgart 1907.
- RICHTER, H.: Beitrag zur geologischen Kenntnis der Lahn-Dill-Mulde mit besonderer Berücksichtigung der Diabase, Schalsteine und Roteisensteine. — Z. Intern. Bergwirtschaft u. Bergtechnik, 23, 1930, S. 65–80, 85–101, 39 Abb., Halle a. S. 1930.
- RICHTER, RUD.: Marken und Spuren im Hunsrück-Schiefer. I. Gefleiß-Marken. — Senckenbergiana, 17, S. 244–264, Frankfurt a. M. 1935.
- Risse durch Innenschrumpfung und Risse durch Lufttrocknung. — Senckenbergiana, 23, S. 165, Frankfurt a. M. 1941.
- „Liegend“ und „Hangend“. Irreführung durch Zweideutigkeit von Fachausdrücken. — Senck. leth., 35, S. 263–267, Frankfurt a. M. 1954.
- & E.: Die Trilobiten des Oberdevons. Beitr. Kennt. oberdev. Trilobiten IV. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., 99, 314 S., 12 Taf., 18 Abb., Berlin 1926.
- ROSENBUSCH, H.: Elemente der Gesteinslehre. — 3. Aufl., 692 S., 20 Taf., 107 Abb., Stuttgart (Schweizerbart) 1910.
- ROSENKRANZ, W.: Die Entwicklung der Geologie der Lahn- und Dillmulde sowie des Vogelsberges unter besonderer Berücksichtigung der in diesen Bezirken vorkommenden Eisenerzlagerstätten. — In EINECKE: Der Bergbau und Hüttenbetrieb im Lahn- und Dillgebiet und Oberhessen. — S. 43–98, Wetzlar 1932.
- SANDBERGER, F.: Übersicht über die geologischen Verhältnisse des Herzogtums Nassau. — 144 S., 1 Taf., Wiesbaden (Kreidel) 1847.
- SANDBERGER, G. & F.: Die Versteinerungen des Rheinischen Schichtensystems in Nassau. — 564 S., 39 Taf., 1 Karte, Wiesbaden (Kreidel) 1850–1856.
- SCHINDEWOLF, O. H.: Versuch einer Palaeogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. — Z. deutsch. geol. Ges., 1921, 73, S. 137–223, Taf. 6, 4 Abb., Berlin 1922.
- Ein Wort über die Faziesverteilung im Oberdevonmeere. — Z. deutsch. geol. Ges., 1926, 78, Mon.-Ber., S. 87–93, 3 Abb., Berlin 1926.
- Zur Kenntnis der Devon-Karbon-Grenze in Deutschland. — Z. deutsch. geol. Ges., 1926, 78, S. 88–133, Taf. 3, 5 Abb., Berlin 1927.
- Zur Stratigraphie und Paläontologie der Wocklumer Schichten (Oberdevon). — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., 178, 132 S., 4 Taf., 27 Abb., Berlin 1937.
- SCHMIDT, H.: Alter und Entstehung der Tuffbreccie von Langenaubach. — Senckenbergiana, 6, S. 85–95, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1924. — [1924a].

- Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon-Carbongrenze im Sauerland. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1923, **44**, S. 98–171, Taf. 6–8, 6 Abb., Berlin 1924. — [1924b].
- Schwellen- und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum. — Z. deutsch. geol. Ges., 1925, **77**, Mon.-Ber., S. 226–234, 3 Abb., Berlin 1926.
- Die bionomische Einteilung der fossilen Meeresböden. — Fortschr. Geol. Pal., **12**, (38), 154 S., 24 Abb., Berlin (Gebr. Bornträger) 1935.
- SCHMIDT, W. E.: Die Tektonik der Grube Vereinigte Constanze bei Langenaubach, ein Beispiel für die praktische Anwendung raumbildlicher Darstellungen zur Veranschaulichung verwickelter tektonischer Verhältnisse. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1926, **47**, S. 417–432, Taf. 11–14, 2 Abb., Berlin 1926.
- SCHMIERER, Th.: Wissenschaftliche Ergebnisse der Aufnahmen auf dem Blatte Biedenkopf im Sommer 1919 u. 1920. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1920, **41**, S. LXVI–LXXX, Berlin 1922.
- STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. — 443 S., 14 Abb., Berlin (Bornträger) 1924.
- WEDEKIND, R.: Monographie der Clymenien des Rheinischen Gebirges. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., N. F., **10**, 1, 73 S., 7 Taf., Berlin 1914.
- Die Genera der Palaeammonoidea (Goniatiten). — Palaeontographica, **62**, S. 85–184, Taf. 14–22, 54 Abb., Stuttgart 1917.
- Über die Ausbildung des Oberdevons in der Umrandung des Siegerländer Blockes. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., **1919**, S. 435–448, Berlin 1919.
- WIEGEL, E.: in LIPPERT, H. J. & SOLLE, G., 1953, S. 294–296, Abb. 2.

Manuskript eingegangen am 3. 11. 1955

Anschrift des Autors:

Dr. EGON WIEGEL, Düsseldorf-Gerresheim, Pfeifferstraße 11

Für die Redaktion verantwortlich:

Dipl.-Geol. Dr. FRITZ KUTSCHER, Oberregierungsgeologe beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Mainzer Straße 25.

**Tafel 1**

### Tafel 1

- Fig. 1 Mitteldevonischer Bomben-Schalstein. – Böschung des Weges oberhalb der Eisenbahnstrecke Langenaubach–Medenbach, ca. 50 m westlich des Bahnhofes Langenaubach.
- Fig. 2 Kugelschalige Verwitterung des mitteldevonischen Schalsteins, ausgehend von der Klüftung. Anschmiegen der Schalen an die begleitenden Klüfte. – Langenaubacher Gemeinde-Schalsteinbruch, ca. 800 m oberhalb Langenaubach, an der Straße nach Rabenscheid.
- Fig. 3 Roteisenerz-Ader in geschichtetem mitteldevonischen Schalstein. Seitliche Verfärbungen des Nebengesteins. Ablenken der Erzbahn an einer Schicht größerer Porosität und Stau unter undurchlässiger Lage. – Grube Vereinigte Constanze, 165 m-Sohle, Ostfeld, Querschlag zum Co.-Lager. (Schalstein der Co.-Schuppe). (Etwa 1:20 verkleinert.) Phot. HELBIG.
- Fig. 4 Rhythmische Verfärbungen in der Randzone eines zersetzten mitteldevonischen Mandelstein-Körpers. Dunkle Zonen: braunviolett, helle Zonen: hell graubraun. – Grube Vereinigte Constanze, 165 m-Sohle, Westfeld, Querschlag zum Co.-Lager. (Co.-Schuppe). (Etwa 1:30 verkl.)



1



2



3



4

**Tafel 2**

## Tafel 2

- Fig. 5 Roteisenerz-Ader in Aubach-Tuffen. – Rechter Aubach-Hang, etwa 80 m nordwestlich des Wildweiberhäuschens am Forstweg zur Horte Linn.
- Fig. 6 Tuff-Serie der Buchenauer Schichten. In der oberen Bildhälfte ein Aufarbeitungshorizont. Die hangenden Tuffe greifen taschenartig in die unterlagernde Schicht hinein. In Bildmitte Auskeilen einiger Tuff-Lagen. – Grube Vereinigte Constanze, 165 m-Sohle, Ostfeld, 2. Querschlag nach NE.
- Fig. 7 Keratophyr-Bombe in Aubach-Tuffen. – Hang am Waldweg nach Haiger, ca. 30 m nordöstlich der Stephan'schen Garage in Langenaubach.
- Fig. 8 Luftrisse in adorfischem Plattenkalk, ausgefüllt mit graubraunem Ton. Schichtoberflächen. Obere Platte zeigt den Queranbruch und das Auskeilen der Luftrisse. – Donsbacher Gemeinde-Steinbruch, westlich Donsbach.

6



8



5

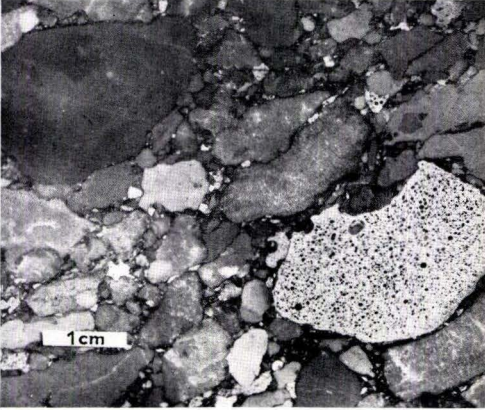
7

**Tafel 3**

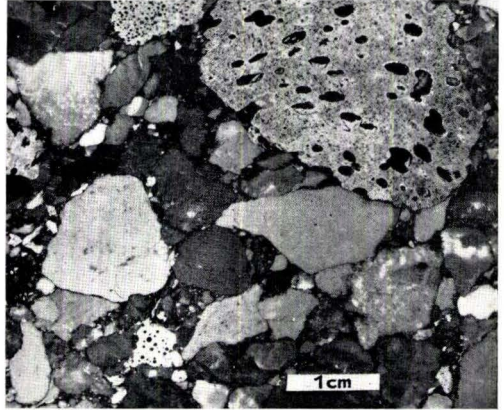
### Tafel 3

- Fig. 9 Langenaubacher Tuffbreccie II, Fuß der Schichtserie. Deutliche Lagentextur, im Bild von links unten nach rechts oben verlaufend. Hellgraue dichte Stücke: Cephalopodenkalk, dunkelgraue Stücke: Iberger Kalk (z. T. mit organischen Strukturen), Stücke mit zerlappter Umgrenzung: Mandelstein-Fetzen (mit schwarzer Mandelfüllung). Anschliff  $\perp$  zur Schichtung. – Stbr. am W-Hang des Schleiß-Berges, südlich Langenaubach. Südwand. (Schuppe I). Phot. FUNK.
- Fig. 10 Langenaubacher Tuffbreccie II, ca. 1 m über der Untergrenze der Schichtserie. Dunkle Stücke: Iberger Kalk, hellgraue Stücke: Cephalopodenkalk, Stücke mit zerlappter Umgrenzung: Mandelstein-Fetzen (mit schwarzer Mandelfüllung). Wenig Grundmasse. Anschliff  $\parallel$  zur Schichtung. – Stbr. am W.-Hang des Schleiß-Berges, südlich Langenaubach. Südwand. (Schuppe I). Phot. FUNK.
- Fig. 11 Langenaubacher Tuffbreccie mit verknieteten Schiefen und zerklüfteten Kalkblöcken. – Großer Stbr. am N-Hang des Hirzen-Berges, südlich des Fördergerüsts der Grube Vereinigte Constanze. (Schuppe III). (Etwa 1:65 verkl.).
- Fig. 12 Unversehrte Kalkschollen (Iberger Kalk) im Deckdiabas. – Rechter Aubach-Hang, unter der Eisenbahn-Brücke, ca. 350 m südöstlich des Haltepunktes Rabenscheid, südlichwest Langenaubach.

9



10



11



12

**Tafel 4**



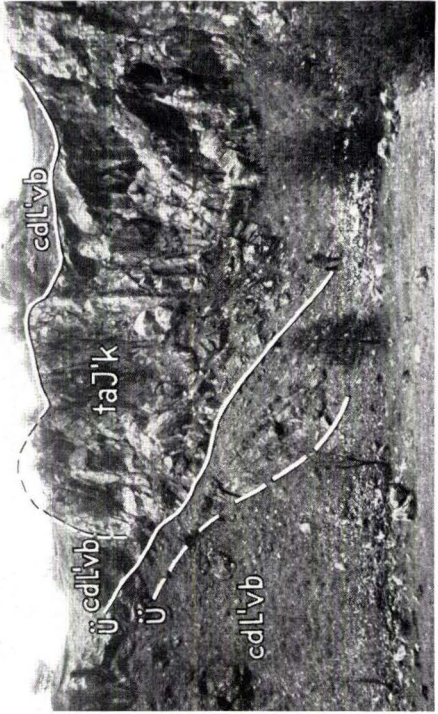
#### Tafel 4

- Fig. 13 Schichtenfolge des Ober-Devons in der Schuppe II. ta-h (d)'kf = Cephalopodenkalk der Adorf- bis Hemberg-(Dasberg?)-Stufe, td'b = dasbergischer Bombenschalstein, td'ts = Tonschiefer und Sandsteine der Dasberg-Stufe. – Stbr. „Marmorbruch“ im Rombach-Tal, südöstlich Langenaubach.
- Fig. 14 Langenaubacher Tuffbreccie II, Kopf der Schichtserie. Dunkelgrau, körnig: Tuffbrocken, dunkelgraue dichte Stücke: Iberger Kalk, hellgraue Stücke: Cephalopodenkalk, schwarze Stücke: Lydit.- Stbr. am W-Hang des Schleiß-Berges, südlich Langenaubach. Südwand. (Schuppe I). Phot. FUNK.
- Fig. 15 Überschiebungsbahn der Schuppe IV. Rechte Bildhälfte: Schuppe III (mit Langenaubacher Tuffbreccie), linke Bildhälfte: Schuppe IV (mit Iberger Kalk). – Westseite des großen Stbr. südlich des Fördergerüsts der Grube Vereinigte Constanze, N-Hang des Hirzen-Berges, südlich Langenaubach.
- Fig. 16 Überschiebung der Schuppe IV mit Iberger Kalk (rechte Bildhälfte) auf Schuppe III mit Langenaubacher Tuffbreccie (linke Bildhälfte). Vor und über dem Iberger Kalk Reste von Langenaubacher Tuffbreccie der Schuppe III. – Ostseite des großen Stbr. südlich des Fördergerüsts der Grube Vereinigte Constanze, N-Hang des Hirzen-Berges, südlich Langenaubach.

14

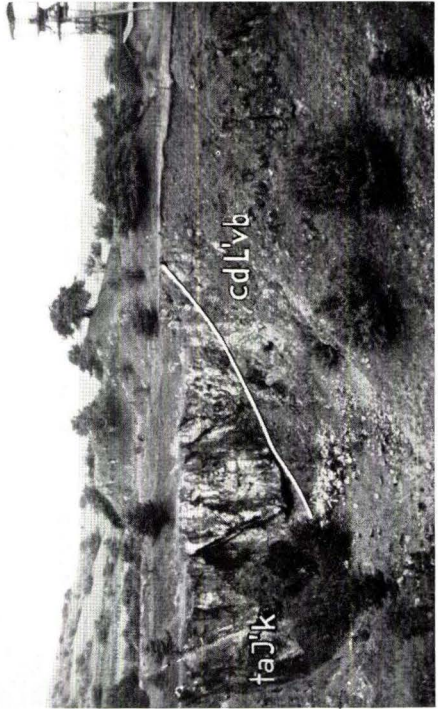


13



16

15



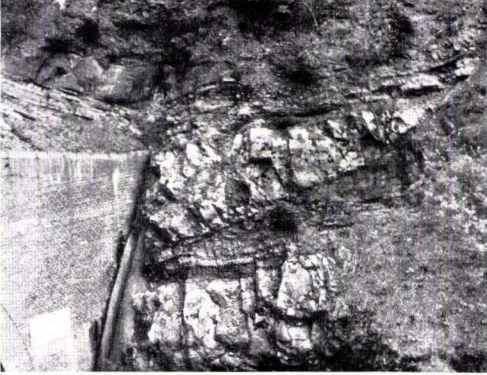
Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 15, 1956

**Tafel 5**

## Tafel 5

- Fig. 17 Bunter kulmischer Schiefer-Tuff-Packen zwischen zwei Deckdiabas-Strömen. Zerreißung des Packens durch eine Störung (im Bild von rechts oben nach links unten verlaufend). – Westausgang des Tunnels Rabenscheid, an der Eisenbahn-Strecke Langenaubach–Medenbach.
- Fig. 18 Fältelung und Verknetung von zersetztem mitteldevonischem Mandelstein. Die hellen Kalzitlagen zeigen die Stärke der Verformung. – Grube Vereinigte Constanze 165 m-Sohle, Westfeld, westlicher Querschlag zum Co.-Lager. (Co.-Schuppe).
- Fig. 19 Schleppung von zersetztem mitteldevonischem Mandelstein an einer Überschiebung. Überschiebung durch helle Kalzitlagen gekennzeichnet. – Grube Vereinigte Constanze, 165 m-Sohle, Westfeld, westlicher Querschlag zum Co.-Lager. (Co.-Schuppe).
- Fig. 20 Schleppung und Zerreißung von zersetztem mitteldevonischem Schalstein an einer Überschiebung. Überschiebung durch helle Kalzitlagen gekennzeichnet. Oberhalb des Kreuzes dunkler Rest eines stark zersetzten Mandelstein-Brockens mit verschwimmender Begrenzung. – Grube Vereinigte Constanze, 200 m-Sohle, Westfeld, Untersuchungsstrecke nach SW, ca. 50 m westlich des Schachtquerschlages.

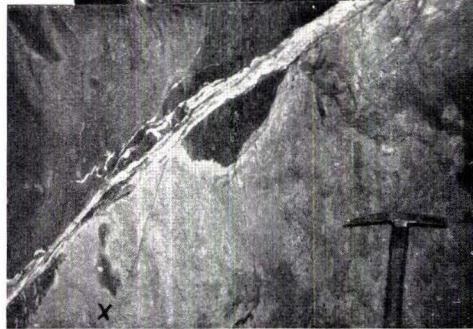
17



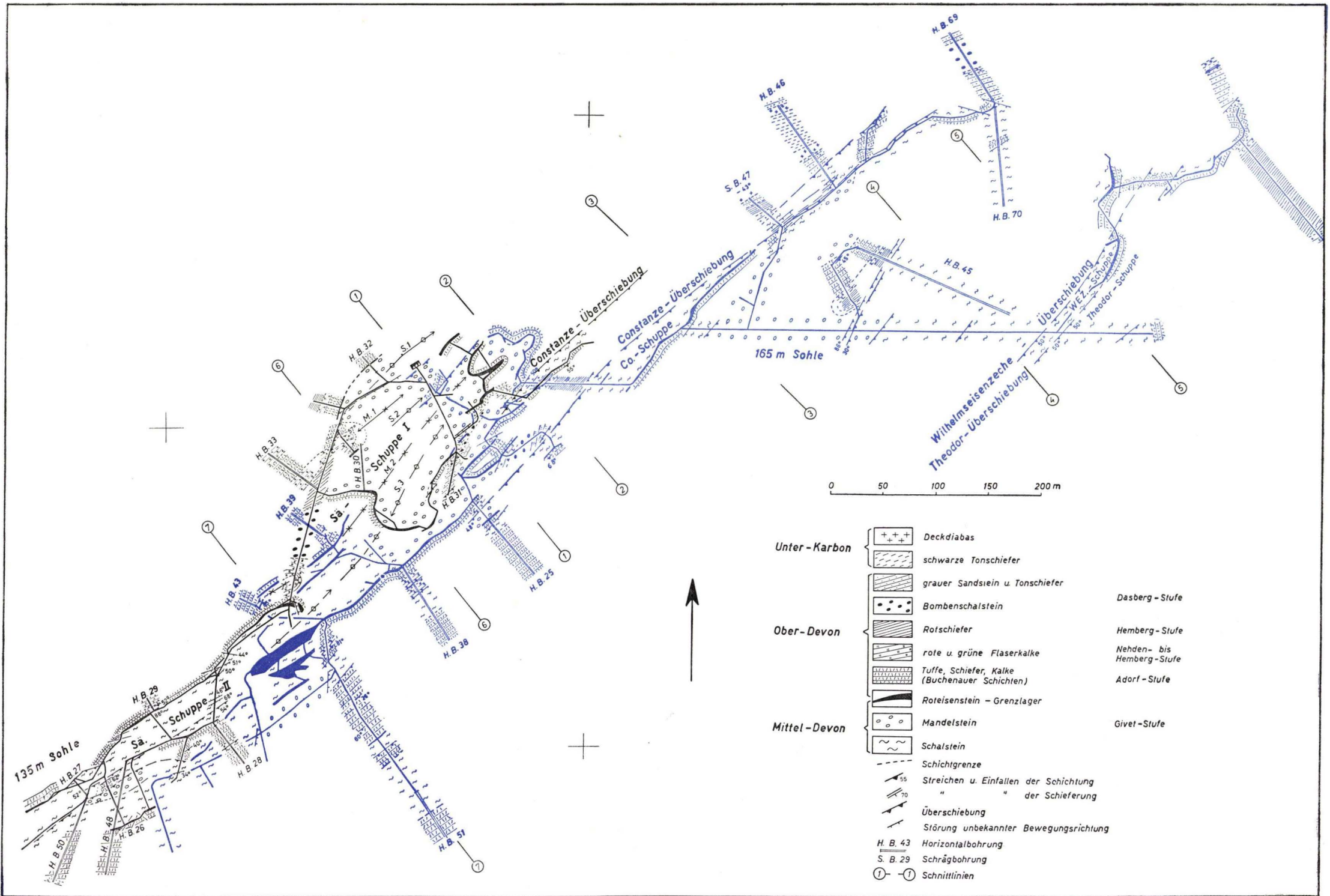
18



19



20

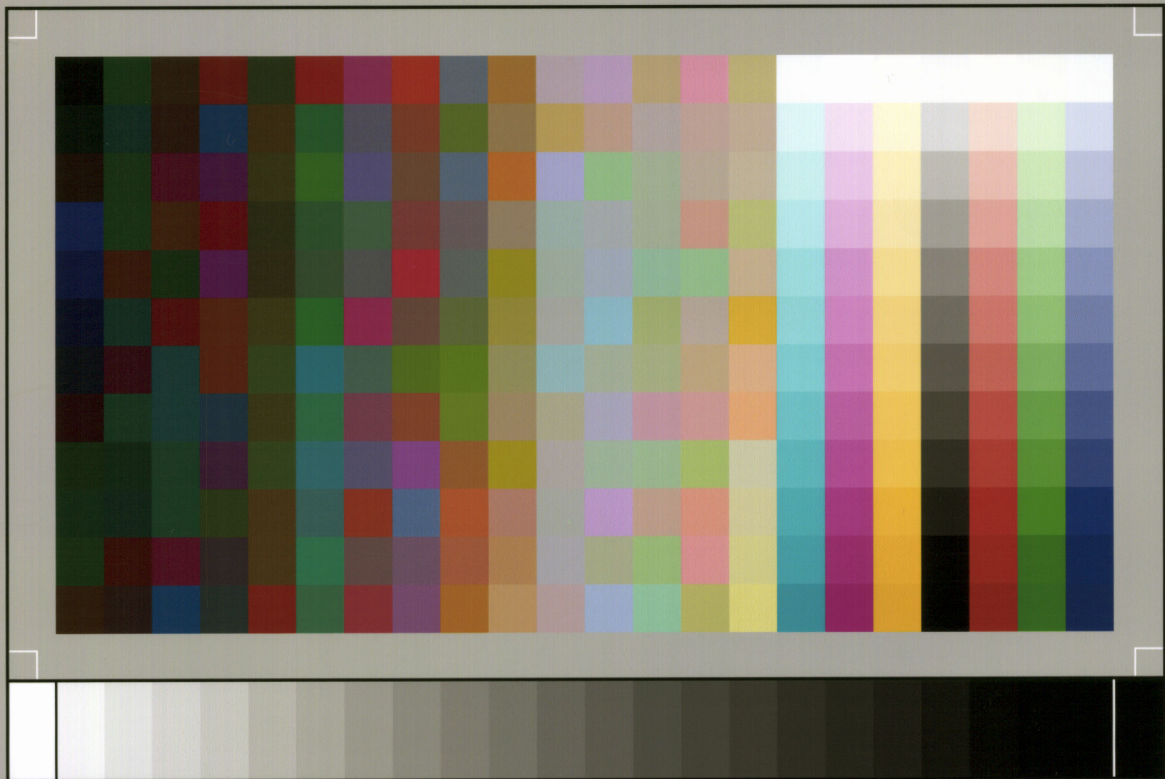


Geologischer Grundriß der 135 m- und 165 m-Sohle der Grube Vereinigte Constanze.  
Schwarz: 135 m-Sohle, blau: 165 m-Sohle.









SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0