

1921. 2000

Erläuterungen
zur
Geologischen Karte
von
Preußen
und
benachbarten Bundesstaaten.

Herausgegeben
von der
Preußischen Geologischen Landesanstalt.

Lieferung 208.
Blatt Weilburg.

Gradabteilung 67 ($\frac{51^0}{50^0}$ Breite, $25^0/26^0$ Länge) Blatt Nr. 86.

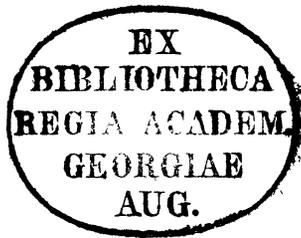
Geologisch aufgenommen und erläutert
von
Johannes Ahlburg.

Mit 7 Tafeln und 30 Figuren im Text.

BERLIN.

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt.
Berlin N. 4, Invalidenstraße 44.

1918.



Blatt Weilburg.

Gradabteilung 67 $\left(\frac{51^0}{50^0} \text{ Breite, } 25^0/26^0 \text{ Länge} \right)$, Blatt Nr. 36.

Geologisch aufgenommen und erläutert

von

Johannes Ahlburg.

Mit 7 Tafeln und 30 Figuren im Text.

I. Orographische und hydrographische Übersicht.

Das Blatt Weilburg gehört in seiner ganzen Ausdehnung dem Flußgebiete der Lahn an und wird von der Lahn selbst ziemlich genau in der Mitte des Blattgebietes von Nord nach Süd durchschnitten. Die Lahn tritt oberhalb Weilburg bei Ahausen in + 135 m Meereshöhe in das Blattgebiet ein und verläßt dasselbe unweit der Südwestecke — unterhalb Arfurt — bei etwa + 117 m Meereshöhe, besitzt also auf dieser 22 km langen Strecke etwa 18 m Gefälle, das in einer Reihe von Wehren (ober- und unterhalb der Weilburger Lahnschleife, unterhalb Kirschhofen und bei Furfurt) zum Zwecke der Lahnkanalisation künstlich ausgeglichen ist.

Das 18 m hohe Gefälle der Lahn in diesem Flußabschnitt, das noch dazu, wie die Verteilung der Wehre schon zeigt, fast ganz auf die obere Hälfte des Laufes zwischen Ahausen und Furfurt entfällt, steht in auffälligem Gegensatze zu dem



geringen Gefälle des oberhalb Ahausen (Bl. Merenberg) gelegenen und vor allem des folgenden Flußabschnittes, der — etwa bei Aumenau beginnend — bis an den Westrand des Limburger Beckens (Blätter Villmar, Limburg, Hadamar) reicht. Hand in Hand mit diesen Gefällsunterschieden geht die Talentwicklung. Von Ahausen bis etwa in die Gegend von Aumenau verläuft der Fluß in kañonartig enger Talschlucht, der, abgesehen von einzelnen Flußschlingen, nennenswerte Talböden ganz fehlen (vergl. Taf. 1); von Aumenau ab, namentlich aber unterhalb Runkel (westlich der Blattgrenze) erweitert sich der Talboden mehr und mehr, bis er im Limburger Becken — ähnlich wie oberhalb Ahausen — über 1 km Breite besitzt. Noch deutlicher tritt dieser Unterschied in einem älteren, diluvialen Talboden hervor, der bei etwa + 160 m Meereshöhe gelegen (Talboden der oberen Mittelterrasse, vergl. unten S. 84) zwischen Ahausen und Aumenau nur in schmalen Resten beiderseits der heutigen Talschlucht erhalten ist, unterhalb Aumenau sich aber plötzlich deltaartig verbreitert und in stellenweise über 10 km Breite bei nahezu unveränderter Höhenlage das ganze westlich anschließende sog. Limburger Becken orographisch beherrscht (vergl. Taf. 2).

Diese auffällige diluviale Talbildung, die sich, wie hervorgehoben, auch in dem heutigen Talboden noch widerspiegelt, hängt mit jungen tektonischen Bewegungen innerhalb gewisser Zonen des Lahnflußgebietes (Ausgang des Löhnberger Beckens bei Ahausen, Ausgang des Limburger Beckens bei Diez¹⁾) zusammen; oberhalb dieser Zonen, an denen eine säkulare Hebung des Gebirges statt zu finden scheint, staut sich der Fluß und wird zur Ausräumung breiter Talböden (Löhnberger Becken, Limburger Becken) und Anschüttung mächtiger Alluvionen gezwungen, während er unterhalb der Beckenporten (Ahausen, Diez) mit dem durch die säkulare Hebung des Gebirges bedingten stärkeren Gefälle ausschließlich erodierend nach der Tiefe wirken kann und so die engen Talschluchten erzeugt.

Die Wirkung der Gebirgsbewegungen auf die Flußtätigkeit zeigt sich besonders deutlich bei den der Lahn zugewandten

¹⁾ Vergl. AHLBURG, Das Tertiär und das Diluvium im Flußgebiete der Lahn; Jahrb. der Kgl. Pr. Geol. L.-A. 1915, T. I, S. 332 ff.

kleinen Nebentälern; während diese im Löhnberger Becken (Bl. Merenberg) mit breiten Talböden ohne Gefällsstufen in das Haupttal eintreten, münden fast alle der Lahn auf Bl. Weilburg zuströmenden Seitenbäche mit oft nahezu ungangbaren, engen und steilen Schluchten in das Haupttal, während ihren Oberlauf deutlich entwickelte alluviale Talböden mit schwachem Gefälle begleiten, ein Beweis, daß diese meist wasserarmen Nebenläufe der rasch fortschreitenden Tiefenerosion des Haupttales nicht folgen können. Die geschilderten Erosionsformen geben dem Blattgebiete in der Nachbarschaft des Lahntales ein eigenartiges Gepräge, von dem sich das orographische Bild der zwischen den Talfurchen liegenden Höhen scharf abhebt.

Von wichtigeren Nebenflüssen der Lahn berühren das Blattgebiet nur zwei, der westlich der Blattgrenze (Bl. Hadamar) mündende Kerkerbach, der mit seinem linken Zulauf, dem Allendorfer Bach, nahezu den ganzen westlichen Blatteil von N nach S durchschneidet, und der unterhalb Weilburg bei Guntersau in die Lahn einmündende Weilbach, dessen Unterlauf zusammen mit dem linken Zufluß, dem bei Freienfels in die Weil mündenden Weinbach einen der Lahn auf etwa 10 km Länge nahezu parallelen, aber gerade entgegengesetzt d. h. S—N gerichteten Flußlauf (zwischen Elkerhausen und Guntersau) bildet. Diese eigenartige Gestaltung des Flußnetzes der Lahn in der Umgebung von Weilburg (auch auf dem nördlich anstoßenden Bl. Merenberg) läßt neben anderen Erscheinungen darauf schließen, daß noch in jungtertiärer Zeit eine Wasserscheide etwas unterhalb Weilburg zwischen einer nach O (zur Hessischen Senke) abfließenden und einer nach W zum Limburger Becken fließenden Lahn bestanden hat.¹⁾

Die zwischen den einzelnen Haupttälern liegenden Höhen erscheinen als eine einheitliche, abgesehen von den trennenden Talschluchten, wenig gegliederte Hochfläche, die sich allmählich von Norden (Basalttafel des Hermannskopfes), NO (Kleiner Tiergarten) und Osten (Hochfläche von Aulenhäuser und Blossenbach) nach SW bzw. W, d. h. zum Limburger Becken hin, senkt. Orographisch sind in dieser Hochfläche bereits mehrere

¹⁾ Vergl. AHLBURG, a. a. O. S. 271 u. 338.

Stufen zu erkennen, die bei Betrachtung des geologischen Bildes noch schärfer hervortreten. Die tiefste Stufe bildet der Talboden der diluvialen Mittelterrasse, der sich von Aumenau nach W und SW deltaartig beiderseits der Lahn verbreitert; diese Stufe wird im N durch den Steilabfall westlich Seelbach begrenzt, der dadurch besonders hervortritt, daß an ihm das alte Gebirge zwischen der von Löß verhüllten tieferen und höheren Stufe zutage tritt. Die höhere Stufe, die oberhalb Aumenau beiderseits der Lahn ausschließlich herrscht, steigt allmählich zu einer geologisch namentlich auf den Nachbarblättern (Merenberg und Weilmünster) deutlich erkennbaren Hochfläche an, die, bei etwa + 300 m Höhe gelegen, von tertiären (mittel—oberoligocänen) fluviatilen Schottern bedeckt ist und daher alttertiäres Alter besitzen muß. Reste dieser Schotterfläche, die einen weit über das Rheinische Gebirge verbreiteten oligocänen Talboden darstellt, sind auf Blatt Weilburg unter der Basalttafel des Hermannskopfes bei etwa + 280 m, am Kleinen Tiergarten (östliche Blattgrenze), bei + 300 m erhalten. Westlich von Weilburg (Basalttafel des Hermannskopfes) werden die Schotter dieses alttertiären Talbodens noch von jungtertiären (miocänen) basaltischen und Braunkohlenablagerungen (südöstliche Ausläufer des Westerwaldtertiärs) bedeckt; hier tritt daher der Charakter der Hochfläche orographisch nicht deutlich hervor.

Sucht man nun im übrigen Teil des Blattgebietes nach Anzeichen dieser alttertiären Hochfläche, so findet man an der Ostseite der Sektion, namentlich zwischen Weil- und Weinbachtal, zwar nicht die Reste der tertiären Schotterdecke, wohl aber eine für die alttertiäre Hochfläche sehr bezeichnende, oft tiefgründige Oberflächenverwitterung in durchschnittlicher Höhe von 280 (Aulenhäuser) bis 320 m (Hochfläche von Blossenbach). Dieselben Oberflächenverwitterungserscheinungen beobachtet man auch westlich der Weinbachtal—Weiltallinie (soweit das alte Gebirge nicht von Diluvium verhüllt ist) in nahezu geschlossener Verbreitung, aber in ständig abnehmender Höhe, und westlich der Lahn zwischen Aumenau, Falkenbach und Seelbach erscheint sogar eine aus 2 Decken bestehende Basalttafel (Steinigter Kopf), die von denselben Schottern, Sanden und Tonen, wie am

Hermannskopf, bei etwa 170 m Höhe unterlagert wird. Die alte Tertiärhochfläche reicht hier also bis zu etwa 170 m Meereshöhe hinab und weiter westlich (im Limburger Becken) z. T. sogar unter den alluvialen Talböden der Lahn¹⁾. Die Ursache dieser Versenkung der alttertiären Hochfläche, ihrer Abstufung vom Hermannskopf und Kleinen Tiergarten bezw. Aulenhäusen und Blossenbach nach SW und W, ist in postoligocänen Verwerfungen zu suchen, an denen die alte Hochfläche staffelförmig zum Limburger Becken abgesunken ist. Diese Verwerfungen haben nach den Beobachtungen auf den Nachbarblättern teils N—S, teils O—W-Richtung; auf Bl. Weilburg haben sie sich infolge der starken Verhüllung des alten Gebirges durch Diluvium, nur an wenigen Stellen unmittelbar beobachten lassen (N—S-Verwerfungen am Ostrande des Kerkerbachtals, Westseite des Lahntales nördlich Falkenbach). Ihre Richtung läßt darauf schließen, daß manche Talabschnitte der Lahn (zwischen Odersbach und Aumenau) und ihrer Nebentäler (Weinbach, Kerkerbach unterhalb Eschenau) durch diese Störungen tektonisch vorgezeichnet sind.

¹⁾ Vergl. AHLBURG a. a. O. insbes. Tafel 17.

II. Grundzüge des geologischen Baues.

Innerhalb des Blattgebietes sind, abgesehen von den eingangs schon berührten Schichten des Tertiärs (Oligocän, miocäne Basalte und Braunkohlenstufe) diluvialen und alluvialen Flußaufschüttungen und dem die Hochflächen namentlich in der Richtung zum Limburger Becken in zunehmender Breite bedeckenden jungdiluvialen Löß, nur Schichten des Paläozoikums entwickelt, die den Rumpf des Gebirges bilden.

Das Paläozoikum ist ausschließlich durch devonische Gesteine vertreten, und zwar insbesondere durch das jüngere Devon (Mittel- und Oberdevon). Die Schichten dieses jüngeren Devons gehören zur sog. Lahnmulde, die zusammen mit der Dillmulde in der Hauptsache aus jungdevonischen und culmischen Gesteinen aufgebaut ist und generell ein stark spezial gefaltetes Muldengebiet zwischen dem Unterdevon des Taunus im Süden und dem Unterdevon des Siegerlandes im Norden darstellt.

Entsprechend der allgemeinen, im Rheinischen Gebirge und damit auch in der Lahnmulde herrschenden Faltenrichtung zeigen die Gesteine des alten Gebirges auf Blatt Weilburg im großen ein SW—NO gerichtetes Streichen der Schichten und infolge der in diesem Teile des Gebirges herrschenden starken Isoklinalfaltung und Schuppenstruktur in der Hauptsache südöstliches Einfallen. Freilich tritt der Faltenbau infolge der starken Verschleierung des alten Gebirges durch die jüngeren Bildungen nur im östlichen Blattgebiete deutlicher hervor. Im Westen wird die Erkenntnis des stratigraphischen Baues des alten Gebirges durch die ungünstigen Aufschlußverhältnisse sehr erschwert.

Eine weitere große Schwierigkeit bereitet der Stratigraphie die starke fazielle Verschiedenheit der Schichten, wie sie vor allem im jüngeren Devon (vom oberen Mitteldevon ab) hier wie auch im übrigen Teil der Lahnmulde hervortritt; sie liefert

uns freilich, einmal richtig in ihrer Bedeutung erkannt, auch wichtige Hinweise auf die Entstehung der Lahnmulde, und der Entwicklung des Devons auf Bl. Weilburg kommt in dieser Hinsicht eine besondere Bedeutung zu.

Es soll im folgenden zunächst ein kurzer Überblick über die am geologischen Bau des alten Gebirges beteiligten Gesteinszüge und ihre stratigraphischen Beziehungen zu einander gegeben werden, während die stratigraphischen, petrographischen und tektonischen Einzelheiten in den folgenden Abschnitten behandelt werden.

Die Untersuchung der geologischen Verhältnisse innerhalb der Lahnmulde (worunter hier wie im folgenden nur das alte, paläozoische Gebirge zu verstehen ist) hat zu dem Ergebnis geführt, daß der Schichtenbau namentlich im jüngeren Devon (Mittel- und Oberdevon) nicht einheitlich ist, daß sich vielmehr am Südostrande der Mulde (gegen das Taunusunterdevon) und ganz besonders am Nordwestrande gegen die Dillmulde, große stratigraphische Lücken einstellen, die durch Transgressionen jüngerer devonischer Schichten über ältere Schichten an den Rändern der Mulde (hervorgerufen durch tektonische Bewegungen an den alten Muldenrändern) entstanden sind. Man hat hiernach, wie dies an anderer Stelle näher begründet wird, drei der Hauptachse der Lahnmulde parallele, SW—NO verlaufende Zonen zu unterscheiden, ein sog. Muldengebiet, das das Innere der heutigen Lahnmulde bildet, ein südöstliches (oder südliches) und ein nordwestliches (oder nördliches) Randgebiet. Nur im Muldengebiet scheint das Devon lückenlos vom jüngeren Unterdevon bis zum obersten Oberdevon bzw. zum Culm vorhanden zu sein, im nördlichen Randgebiet greift das Obere Mitteldevon transgredierend auf das Unterdevon über und weiterhin auch das höhere Oberdevon über Mitteldevon und vielleicht auch über Kerne noch älterer Schichten (Silur). Ganz ähnlich erscheinen die Verhältnisse im südlichen Randgebiete (vergl. Taf. 5, Fig. 2).

Hand in Hand mit der stratigraphischen Verschiedenheit im Aufbau des Muldengebietes und der nördlichen und südlichen Randzone geht eine auffällige fazielle Verschiedenheit gleichaltriger Schichten in den drei Zonen, deren Grund in den

verschiedenen Ablagerungsbedingungen der Schichten in den einzelnen Zonen zu suchen ist.

In der Muldenzone folgt über normal entwickeltem Unterdevon (Obercoblenzschichten) und Unterem Mitteldevon, das Obere Mitteldevon in Gestalt mächtiger Diabasergüsse und Diabastuff- (Schalstein-) Ablagerungen, die eine Mächtigkeit von über 1000 m erreichen; als Einlagerungen darin erscheinen Riffkalke, die in langgestreckten Zügen die Muldenzone an beiden Seiten begleiten, nach dem Muldeninnern jedoch durch Verzahnung mit der Tufffazies sich allmählich in einzelne Bänke auflösen und verschwinden. Über den Tuffen und Diabasergüssen des Oberen Mitteldevons folgt als Abschluß dieser mitteldevonischen Eruptivtätigkeit der Niederschlag von Eisenlösungen in Gestalt eines sedimentär gebildeten Roteisensteinlagers und darüber das Oberdevon in einer Fazies, die man — verglichen mit benachbarten Devongebieten — etwa als Normalfazies bezeichnen kann. Über dem Eisenerzlager lagern in der Regel zunächst rote und graue Plattenkalke mit der Fauna der Intumescensstufe, örtlich im Innern der Lahnmulde (Umgebung von Weilburg) auch darüber der Kellwasserkalk, dann folgen meist rot und grün gefärbte Tonschiefer (Cypridinschiefer), die durch Aufnahme von Kalk in Kalkknotenschiefer (Kramenzelschiefer) und Flaserkalke übergehen. In diesen höheren kalkigen Horizonten stellt sich örtlich (ebenfalls im Innern der Mittleren Lahnmulde in der Weilburger Gegend) die Fauna der Clymenienstufe ein. Im jüngsten Oberdevon setzte eine zweite Haupteruptionsphase ein; sie lieferte mächtige Ergüsse eines körnig- bis dichtgefügt Diabases (Deckdiabas des obersten Oberdevon) und stockförmige Massen von körnigen Diabasen, die das ganze Oberdevon der Muldenfazies durchschwärmten. Daneben erscheinen in der Weilburger Gegend im Mittleren Oberdevon Ergüsse von Diabasmandelstein, die örtlich von bombenreichen Tuffen (Bomben-Schalstein) begleitet sind. Über dem Deckdiabas folgt als Abschluß der Eruptivtätigkeit dieses jungoberdevonischen Abschnittes ein mehr oder weniger deutlich entwickelter Roteisensteinhorizont, der allerdings meist sehr kieselig ist und unmittelbar in Culmkiesel-schiefer übergeht (vergl. Taf. 5, Fig. 1). Deckdiabas und Culm

sind indessen auf Bl. Weilburg nicht mehr entwickelt, sondern auf die nordöstliche Lahnmulde (Bl. Rodheim, Ballersbach, Braunfels, Merenberg) beschränkt.

In der südlichen und der hier besonders wichtigen nördlichen Randzone zeigt zunächst der Schalstein des Oberen Mitteldevons rasch abnehmende Mächtigkeit; zudem ruht er nicht mehr regelmäßig dem Unteren Mitteldevon auf, sondern transgrediert über das Unterdevon, dessen klippenartige Aufragungen er (z. B. auf Bl. Merenberg) in Gestalt mächtiger Konglomeratzonen umkleidet. Ähnlich verhält sich der obermitteldevonische Kalk dieser Zone im nordwestlichen Teile des vorliegenden Gebietes; er ruht in Form mächtiger Riffkalke fast unmittelbar und in flacher Lagerung auf steil aufgerichtetem Unterdevon (vergl. das Profil der Karte), was zu der Annahme zwingt, daß der Transgression des Oberen Mitteldevons nicht nur tektonischen Bewegungen an den Rändern der Mulde (grabenartige Einbrüche) sondern auch eine Faltung des älteren Devons (Unterdevon und Unteres Mitteldevon) vorausgegangen sein muß.

Das Oberdevon der nördlichen Randzone besteht aus dunklen Tonschiefern, festen plattigen Grauwacken und Einlagerungen von flaserigen und plattigen Kalken, Kieselschiefern und Quarziten, die nur ganz vereinzelt Versteinerungen führen und daher in ihrer Stellung lange zweifelhaft blieben. Zwischen dem Oberdevon dieser nördlichen Randzone und dem unterlagernden Schalstein des Oberen Mitteldevons findet sich indessen, wie im Muldengebiete, auch das Roteisenlager (Grenzlager zwischen Mittel- und Oberdevon) noch entwickelt (Lagerzug von Grube Schiefer und Eppstein auf Bl. Merenberg). Während aber dort und in dem nordöstlich angrenzenden Dillgebiete das Oberdevon der Randzone durch breite Zonen anderer Gesteine (Unterdevonsattel auf Bl. Merenberg, Culmtafel auf Bl. Ballersbach) von dem Oberdevon des Muldengebietes getrennt ist, sodaß ihre Altersbeziehungen lange unklar bleiben konnten, beobachtet man auf Bl. Weilburg, wo der große Unterdevonsattel von Bl. Merenberg mehr und mehr unter jüngere Bildungen einsinkt, ein deutliches Eingreifen der oberdevonischen Muldenfazies (Cypridinenschiefer) in die nördliche Randfazies (Schieferzug

Eschenau—Gaudernbach—Odersbach), während umgekehrt die nördliche Randfazies des Oberdevons mit ihren dunklen Tonschiefern, Kieselschiefern, Quarziten und Grauwacken weit in das normale Oberdevon des Muldengebietes als Einlagerung und Überlagerung eingreift.

Ähnlich liegen die Verhältnisse am Südrande der Lahnmulde; hier verliert der Schalstein und der ihm eingelagerte Massenkalk des Oberen Mitteldevons nach dem alten Muldenrande hin rasch an Mächtigkeit und ruht transgredierend auf Unterdevon. Das Oberdevon dieser Zone, das noch weit über das Obere Mitteldevon hinaus (Bl. Weilmünster) auf Unterdevon übergreift, besteht vorwiegend aus dunklen, dachschieferartigen, gebänderten Tonschiefern (toz) mit Einlagerungen von flinzartigen Plattenkalken (toz) usw., wie sie auf Bl. Weilburg südöstlich der Linie Aumenau—Weinbach entwickelt sind. Auch diese Gesteinszone ist früher¹⁾ anders gedeutet worden (als Unteres Mitteldevon), da sich zwischen sie und das leicht kenntliche und auch bisher stets richtig erkannte Oberdevon der Muldenzone ein mehrere Kilometer breiter Schalsteinzug trennend einschleibt und Übergänge zwischen beiden Oberdevonzonen daher fehlten. Auf Bl. Weilburg sind solche Übergänge in schwacher Andeutung aber schon vorhanden; dort wo der typische, fossilführende Cypridinenschiefer — allerdings nur in schmalen Bänder — südöstlich des breiten Schalsteinzuges erscheint (beiderseits der Lahn nördlich Aumenau), greift er durch Verzahnung und allmähliche Übergänge in die typischen Bandschiefer der südlichen Oberdevonfazies ein. Noch deutlicher tritt dieses Eingreifen und die Verzahnung beider Fazies auf den nordöstlich anschließenden Blättern (vergl. Erl. Bl. Braunfels S. 9 ff.) hervor, wo der die Muldenzone von der südlichen Randzone trennende Schalsteinzug unter dem Oberdevon verschwindet.

Nach dieser allgemeinen Übersicht lassen sich die einzelnen Gesteinszüge innerhalb des Blattgebietes folgendermaßen gliedern:

Den äußersten Nordwesten, im Bereiche des Allendorfer- und Sonnerbachtals, nimmt ein breiter, aus Coblenzquarzit (tu)

¹⁾ Vergl. Erl. zur Geol. Spez.-K. von Preußen usw. Lief. 31; Blätter Limburg, Eisenbach usw.

und Obercoblenzschichten (**tut**) bestehender Unterdevonsattel ein, der — an jungen N—S-Verwerfungen mannigfach verworfen — in großer Breite auf das nördlich anschließende Bl. Merenberg fortsetzt und dieses — als Scheide zwischen dem Oberdevon der nördlichen Randzone und der Muldenzone — in seiner ganzen Diagonale von SW nach NO durchzieht (vergl. Erl. Bl. Merenberg, S. 10 ff.). Das Unterdevon wird im Sonnerbachtale normal von Unterem Mitteldevon (**tmt**) überlagert, das ebenfalls auf das anschließende Blatt in großer Breite fortsetzt; am Allendorfer Tale (Wolfersberg und vor allem westlich desselben bis zum Kerkerbachtale (Steinbühl) fehlt das Untere Mitteldevon, hier wird der Untervonsattel unmittelbar von Oberem Mitteldevon (Porphyrtuffen, **κτ**, und Massenkalk, **tmk**) diskordant und transgredierend überlagert. Der Unterdevonsattel taucht unmittelbar westlich des Kerkerbachtals (westliche Blattgrenze unter die jüngeren devonischen Schichten des Limburger Beckens unter.

Auf das Unterdevon bzw. das nach NO sich verbreiternde Untere Mitteldevon folgt nach SO ein vom Kerkerbachtal über Hasselbach verlaufender und in dieser Richtung ebenfalls an Breite gewinnender Schalsteinzug (**tms**). Er wird überlagert von Tuffen, Breccien und Ergußdecken eines Keratophyrs (Lahuporphyr), der seinerseits wieder von einem von Schupbach bis zum Hohenstein östlich Hasselbach verfolgbar und in dieser Richtung ständig an Mächtigkeit abnehmenden Massenkalkzug überlagert wird. In diesem Zuge zwischen Schupbach und dem Hohenstein ruht also dieselbe Schichtenfolge (Porphyrtuff—Massenkalk), die weiter nördlich am Wolfersberg unmittelbar auf Unterdevon übergreift, bereits auf einer nach NO ständig an Breite gewinnenden Zone von Schalstein und Unterem Mitteldevon. Östlich des Hohensteines verschwindet der Zug der Porphyrtuffe und Breccien auf kurze Erstreckung unter der Tertiärplatte des Hermannskopfes, tritt aber unmittelbar an der nördlichen Blattgrenze, südlich des Dorfes Waldhausen, nochmals zu Tage; hier fehlt bereits der die Breccie im Südwesten begleitende Massenkalk; die Breccie wird von Schalstein und Oberdevon (Cypridinenschiefer, **toc**) mit dem Eisensteinlager auf der

Grenze (Lager von Grube Waldhausen, Bl. Merenberg) überlagert.

Das Oberdevon im Hangenden des Waldhäuser Roteisensteinlagers ist an der Straße nach Weilburg und im Waldhäuser Gemeindewald (östlich des Hermannskopfes) noch rein schiefrig entwickelt; es streicht in NO-Richtung über Waldhausen, Ahausen bis in die Gegend von Drommershausen (Ahäuser Oberdevonmulde, Bl. Merenberg) und wird im Südosten von einem Schalsteinzuge, dem sog. Weilburger Sattel (zwischen Ahausen und Weilburg) begrenzt.

Südlich des Hermannskopfes ruht indessen das Oberdevon der Waldhausen—Ahäuser Mulde unmittelbar auf dem Massenkalk und ist mit diesem durch allmähliche Übergänge, rote Platten- und Flaserkalkes vom Typus des Adorfer Kalkes (*toi*) und rote Kalkknotenschiefer (*tokn*) auf der Südwestseite des Bornbachtals nordöstlich von Odersbach verbunden; in diesem Profile fehlt also der Schalstein zwischen Massenkalk bzw. Porphyrbreccie und Oberdevon, und infolgedessen ist hier auch das bei Waldhausen noch mächtig entwickelte Eisensteinlager auf der Grenze von Mittel- und Oberdevon nicht vorhanden.

Der Oberdevonzug im Hangenden des Massenkalkes südöstlich Hasselbach wird seinerseits wieder von einer mächtigen Decke von Diabasmandelstein (*Dom*) überlagert und verschwindet zwischen dieser und dem Massenkalk nach SW. In den Brüchen nördlich Gaudernbach liegt der Diabas — mit deutlichen Anzeichen eines Lavaergusses (vergl. Fig. 6, S. 51) — unmittelbar auf Massenkalk, der oberdevonische Riffversteinerungen führt, während der dem Porphyrzuge unmittelbar aufruhende Teil des Massenkalkes noch zur Stringocephalenstufe gehört. So erklärt sich die Abnahme des Schupbacher Massenkalkzuges von SW nach NO; im Kerkerbachtale vertritt er das ganze Obere Mitteldevon über der Porphyrstufe und das ganze Oberdevon bis an die große Gaudernbacher Diabasdecke, in nordöstlicher Richtung wird er nach und nach durch Adorfer Kalke, Kalkknotenschiefer und reine Cypridinenschiefer, endlich bei Waldhausen durch Schalstein und das Roteisensteinlager ersetzt, ein Bild wie es auch in der östlichen Lahnmulde häufiger zu beobachten ist (vergl. Taf. 5, Fig. 1).

Der Gaudernbacher Diabaszug wird im SW begleitet von eigentümlichen bombenreichen Tuffen (tos) die sich schon petrographisch vom Schalstein des Oberen Mitteldevons deutlich unterscheiden; diese Tuffe, wie auch das Verhalten des Diabases zum unterlagernden Massenkalk (s. o.) und der Umstand, daß die Diabasmasse an der Stelle ihrer größten Mächtigkeit eine typische Stromoberfläche (eine Roteisenerz bzw. Eisenkieselkruste, φ) am Nordabhang des Kahlhau und am Südostabhang des Hermannskopfes besitzt, lassen seine Deckennatur zur Genüge erkennen. Nach NO verschwindet der Diabaszug — offenbar an größeren bei Odersbach durchsetzenden N—S-Verwerfungen — westlich des Steinbühls bei Weilburg; vielleicht gehören Durchbrüche von Diabasmandelstein im Oberdevon südlich Ahausen mit ihm zusammen. Nach SW setzt er über das Kerkerbachtal auf das Nachbarblatt Hadamar — allerdings größtenteils von Diluvium verhüllt — fort.

Die das Hangende der Diabasdecke (Stromoberfläche) überlagernden Schichten bestehen aus einer mächtigen Schichtenfolge von dunklen, gelegentlich dachschieferartigen Tonschiefern (tot) mit Einlagerungen von Kieselschiefern (meist typischen schwarzen Lyditen, z. B. am Kahlhau) (toki), festen, feinkörnigen Grauwacken (to γ) und zähen, glimmerreichen grauen Quarziten (toq). Diese eigenartigen, von der westlichen Blattgrenze bei Eschenau bis nördlich Odersbach zu verfolgenden Gesteine, die kurz als Gaudernbacher Schichten bezeichnet werden sollen, stellen petrographisch ein völliges Äquivalent der auf Bl. Merenberg nördlich des Unterdevon-Hauptsattels entwickelten Oberdevonschichten der nördlichen Randzone dar, die ihrerseits die Hauptmasse der auf den Blättern der Dilllieferung¹⁾ als Silur aufgefaßten Hörreschichten umfassen (vergl. Erl. Bl. Merenberg, S. 12, 42). Die Gleichheit in Alter und Fazies, zwischen den „Gaudernbacher Schichten“ und den Schiefen von Dillhausen (Bl. Merenberg) hat sich auch durch das Auffinden einer kleinen Fauna südlich Gaudernbach bestätigt gefunden.

Während die Gaudernbacher Schichten auf der Nordwestseite von der Diabasdecke zwischen Kerkerbachtal und Odersbach begleitet werden, mit dem typischen Oberdevon (zwischen

¹⁾ Lief. 101 der Geol. Spez.-K. von Preußen usw.

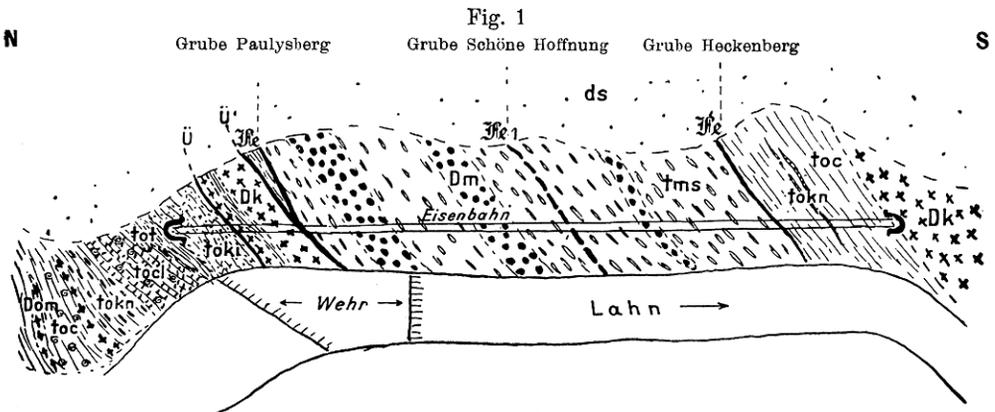
Waldhausen und dem Hohenstein) also nicht in Berührung treten, vollzieht sich auf der Südseite des Zuges ein an zahlreichen Stellen, namentlich in Grubenaufschlüssen (Christiansstollen bei Christianshütte im Kerkerbachtal, vergl. Fig. 12 unten) gut zu verfolgender Übergang in das normale, aus vorwiegend roten Cypridinenschiefern und Kalkknotenschiefern aufgebaute Oberdevon, das sich in einem, allerdings mehrfach stark gestörten Zuge von der Südwestgrenze des Blattes über Försterei Runkel, Wirbelau und Odersbach bis Ahausen und Weilburg verfolgen läßt.

Im SW und im NO wird dieser Wirbelauer Oderdevonzug mehrfach von Schalsteinspezialsätteln mit dem Eisensteinlager auf der Grenze durchbrochen (Försterei Runkel, Grube Kessel, Eisensegen—Neuglück, Hermine, Georg-Joseph u. a.). Derselbe Schalstein bildet in einem stellenweise über 3 km breiten Zuge (Schalstein-Hauptsattel der Lahnmulde: vergl. Erl. Bl. Braunfels, S. 9ff) zwischen Arfurt — Wirbelau — Guntersau — Windhof — Drommershausen einerseits, Aumenau — Weinbach — Essershausen andererseits, die südöstliche Begrenzung des Wirbelauer Oberdevonzuges. In letzterem erscheint nordwestlich Wirbelau ein großer Klotz oberdevonischen Massenkalkes (Iberger Kalk), der in einzelnen schwächeren Lagern auch noch weiter südwestlich (südlich Eschenau) innerhalb des Wirbelauer Oberdevons (Cypridinenschiefer) zu Tage tritt, während auf der Grenze der roten Schiefer gegen die Gaudernbacher Schichten westlich der Försterei Runkel hellgraue Flaserkalksteine der Clymenienstufe (Oberes Oberdevon) erscheinen.

Aus diesen hier nur in großen Zügen umrissenen Verhältnissen ergibt sich, daß die Gaudernbacher Schichten auf Bl. Weilburg in der Hauptsache das jüngere Oberdevon vertreten müssen; sie bilden den Kern einer großen Oberdevonmulde, deren im wesentlichen aus älterem Oberdevon bestehende Flügel im Nordwesten durch Iberger Kalk (Schupbach—Gaudernbach), durch Adorfer Kalk und Kalkknotenschiefer (südlich des Hermannskopfes) und Cypridinenschiefer (bei Waldhausen), im Südosten vorwiegend durch Cypridinenschiefer und Kalkknotenschiefer, örtlich auch durch Iberger Kalk (nordwestlich Wirbelau

und südlich von Eschhofen) vertreten werden. Diese breite Oberdevonmulde wird von zwei breiten Sätteln obermitteldevonischer Schichten umrahmt, im NW von dem Schalsteinzuge von Hasselbach, dem Zug der Porphyrgesteine zwischen Waldhausen und Kerkerbachtal und dem noch zum Oberen Mitteldevon (Stringocephalenstufe) gehörenden Teil des Schupbacher Massenkalkzuges, im SO von dem breiten Schalstein-Hauptsattel der Lahnmulde.

Im Norden, etwa in der Gegend der beiden Basaltdurchbrüche nördlich Odersbach, verschwindet der innere Teil der Mulde (Gaudernbacher Schichten); an derselben Stelle teilt sich die Oberdevonmulde in zwei durch den Weilburger Schalsteinsattel (s. o.) getrennte Äste, deren einer über Waldhausen auf Bl. Merenberg fortsetzt, während der andere über Kirschhofen, östlich an Odersbach und Weilburg vorbei zur Oberförsterei Windhof streicht und hier im Schalstein sich aushebt (Weilburger Oberdevonmulde). Der Weilburger Ast der großen Oberdevonmulde besteht, ebenso wie der Waldhäuser Ast, in der Hauptsache — abgesehen von den in diesem Zuge sehr verbreiteten Durchbrüchen von körnigen Diabasen — aus Gliedern des älteren Oberdevons (Adorferkalk, Kellwasserschicht, Cypridinschiefer, Kalkknotenschiefer); nur im SW, am südlichen Ausgang des nördlichen Kirschhofener Eisenbahntunnels, stellt sich auf kurze Erstreckung und in stark gestörter Lagerung das jüngere Oberdevon (Kieselschiefer und dunkle Tonschiefer der Gaudernbacher Schichten) ein (vergl. Fig. 1) und



Aufschluß zwischen dem nördlichen und südlichen Kirschhofener Tunnel (Grundriß).
Die Bezeichnungen entsprechen denen der geologischen Karte.

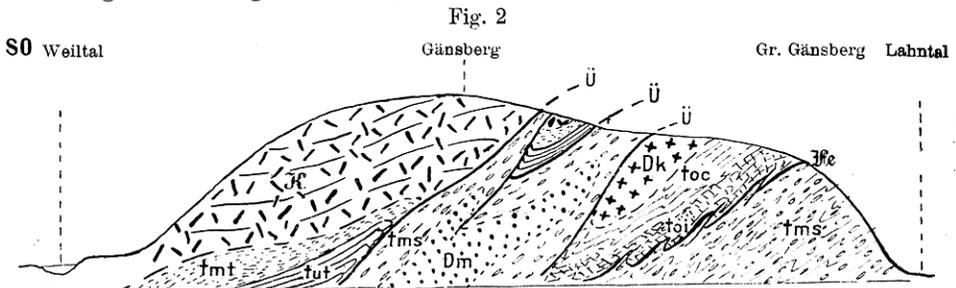
hier erscheint auch auf der Grenze zwischen beiden Gesteinen wieder der Clymenienkalk; es ist dies der bekannte und bisher nahezu einzige Fundpunkt von Clymenien in der Lahnmulde.

Der Weilburger Schalsteinsattel verschwindet südwestlich von Weilburg mehr und mehr unter dem Oberdevon der beiden vorerwähnten Muldenäste; östlich Odersbach tritt er nur noch in schwacher Zone, begleitet von Stringocephalenkalk zutage und erreicht noch einmal beträchtliche Breite in der rings von großen Verwerfungen umgebenen Schalsteinmasse des Scheuernberger Kopfes, um dann ganz zu verschwinden.

Den Kern des Weilburger Schalsteinsattels bildet ein Zug von Lahnporphyr, der an der Hauslei südlich der Stadt in freiem Felsen in das Lahntal vorspringt und über den von der Lahnschleife gebildeten Schloßberg bis in die Nähe des Bahnhofs zu verfolgen ist.

In dem gleichen stratigraphischen Verbande, an der Basis bzw. in den untersten Teilen der Schalsteinmasse erscheint der Lahnporphyr in Begleitung des Schalstein-Hauptsattels (Arfurter Tal, nördlich Arfurt, Umgebung von Wirbelau, Lahntal südwestlich des Schmidskopfes, Birkenkopf, Weital bei Guntersau, Oberförsterei Windhof).

Die auffällige Erscheinung, daß der Porphyr hier z. T. unmittelbar oder nahe der Grenze des Schalsteinsattels gegen das Oberdevon erscheint, erklärt sich daraus, daß der Schalstein-Hauptsattel auf der Strecke zwischen Wirbelau und Weilburg (Oberförsterei Windhof) auf das Oberdevon mit seinen liegendsten Schichten überschoben ist (vergl. das Profil der Karte, ferner Fig. 2 und Fig. 10 unten).



Profil durch den Gännsberg bei Guntersau.

Dementsprechend folgen nach SO, in der Richtung von Wirbelau lahnabwärts nach Aumenau und von Guntersau weilaufwärts nach Weinbach wieder jüngere Schichten. Besondere Bedeutung erlangt in dieser Zone ein den Schalstein-Hauptsattel auf seiner ganzen Erstreckung vom Limburger Becken bis zum Biebertal (Bl. Rodheim) auf seiner SO-Seite begleitender Zug von Massenkalk (vergl. Erl. Bl. Braunfels S. 9). Dieser Kalkzug tritt bei Arfurt in Gestalt mehrerer absätziger, in Schalstein eingelagerter Kalkklinsen in das Blattgebiet ein, setzt unter der Basalttafel des Steinigten Kopfes nördlich Aumenau (vergl. Fig. 15 unten) hindurch, kreuzt die Lahn in mehreren Zügen zwischen Aumenau und Fürgurt und ist weiterhin über die Nordseite des Schaumberges nach Weinbach einerseits, über Gräveneck, das Weital bei Freienfels und Cubach andererseits, bis an die nordöstliche Blattgrenze zu verfolgen. Auch weiter nordwestlich, zwischen Guntersau und dem Hirschhäuser Tal sind Kalke (vorwiegend Plattenkalke) im Schalstein entwickelt, der in dieser Zone eine etwas abweichende Ausbildung besitzt (tms_1).

An einer Stelle, im Engtale der Lahn zwischen Fürgurt und Aumenau, reicht auch der Massenkalk dieses Zuges über die obere Grenze des Schalsteins bis ins Oberdevon hinauf; er zeigt hier die Ausbildung — gelegentlich auch Versteinerungen — des Iberger Kalkes und geht nach oben in Cypridinenschiefer, bezw. die Oberdevonschiefer der südlichen Randzone über. Einigermaßen aufgeschlossen ist dieser Wechsel freilich nur am Lahnwege auf der westlichen Talseite östlich des Steinigten Kopfes (vergl. auch die Profile Fig. 15 u. 16 unten).

In dem an den Schalstein-Hauptsattel nach SO abschließenden Gebiete fehlt, abgesehen von dem eben erwähnten Übergang von Massenkalk in Cypridinenschiefer, das Oberdevon in der bisher besprochenen Form ganz. Hier ist eine eintönige Schichtenfolge von dunklen Tonschiefern mit Einlagerungen von dichten, grauen, flinzähnlichen Plattenkalcken entwickelt, aus der eine große Zahl meist schmaler und langgestreckter Schalsteinsättel zutage treten. Daß in der Tat die Schiefer dieser Zone in ihrer Gesamtheit den Schalstein überlagern, wird dadurch bewiesen, daß auf der Grenze des Schalsteins gegen die Schiefer auch hier das Eisen-

steinlager entwickelt ist und daß auf einer Reihe von Gruben die Schalsteinzüge als Sättel innerhalb der Schieferhülle zweifellos erschlossen wurden (vergl. Fig. 5, 15, 16, 17 unten)¹⁾.

Die Schiefer dieser Zone (to τ) stellen nach den Beobachtungen auf den Nachbarblättern (vergl. Erl. Bl. Braunfels und Bl. Weilmünster) die Oberdevonfazies der südlichen Randzone der Lahnmulde dar; sie werden von meist olivinführenden, gelegentlich sogar sehr olivinreichen Diabasen von bald körniger, bald dichter und blasiger Struktur (Diabasmandelstein) durchbrochen (Dkm). Die auf Bl. Weilburg, namentlich zwischen Aumenau und Elkerhausen, also in der Nachbarschaft des Schalstein-Hauptsattels und des ihn im SO begleitenden Massenkalkes, nahe der Grenze des Schalsteins in den Schiefeln entwickelten Plattenkalke (to α), zeigen an einigen Stellen (Straße Aumenau—Elkerhausen) unter Zurücktreten der plattigen Absonderung ein fast massiges Gefüge; sie stellen offenbar den Übergang der nördlich von Aumenau entwickelten oberdevonischen Rifffazies in die kalkfreie Schieferfazies dar.

¹⁾ Aus diesem Grunde kann die auf den südlich anschließenden Blättern Eisenbach (jetzt Villmar), Limburg usw. zum Ausdruck gebrachte Ansicht C. KOCHS und E. KAYSERS, daß die fraglichen Tonschiefer untermitteldevonisches Alter besitzen und der Schalstein Einlagerungen im Tonschiefer darstelle, nicht aufrecht erhalten werden.

III. Einzelbeschreibung.

A. Die paläozoischen Ablagerungen.

I. Unterdevon.

Das Unterdevon ist auf Blatt Weilburg nur durch die obersten Stufen, Coblenzquarzit und Obercoblenzschichten vertreten; beide sind auf die Nordwestecke des Blattes zwischen Allendorf und dem Kerkerbachtal beschränkt.

Der Coblenzquarzit (tu λ) besteht aus plattig abgesonderten dünn- bis dickbankigen, im frischen Zustande dunkel- bis hellgrauen, sehr festen Quarziten, wie sie in ganz gleicher petrographischer Entwicklung auf dem Nachbarblatt Merenberg und am ganzen Südrande der Lahnmulde auf der Grenze zwischen der Untercoblenzstufe und der Obercoblenzstufe entwickelt sind; auf den Schichtflächen stellt sich namentlich in den dünnbankigen Teilen reichlich Glimmer ein. Versteinerungen haben sich in den Quarziten innerhalb des Blattgebietes, abgesehen von einigen Abdrücken von Crinoidenstielgliedern, bisher nicht auffinden lassen.

Der Coblenzquarzit beginnt unmittelbar westlich Allendorf als ein über 2 km breiter, allerdings mehrfach durch Obercoblenzschichten und jüngerer, discordant auflagerndes Devon unterbrochener Sattelzug und streicht in südwestlicher Richtung bis an das Kerkerbachtal; zwischen dem oberen Kerkerbachtal und dem Allendorfer Tal ist er größtenteils von Diluvium verhüllt und sinkt nach Westen an großen N—S-Störungen rasch unter die jüngeren, transgredierenden Devonschichten (am Steinbühl) ein.

Die über dem Coblenzquarzit folgenden Obercoblenzschichten (tut) sind mit dem Quarzit durch allmähliche

Übergänge (plattige Grauwacken bzw. Grauwackensandsteine) verbunden. Die Grauwacken wechseln nach oben mehr und mehr mit dünnbankigen, faserigen, glimmerreichen Grauwacken und mürben, oft grünlich gefärbten, ebenfalls glimmerreichen Grauwackeschiefern. In den obersten Teilen der Stufe nimmt der übrigens innerhalb der ganzen Schichtenreihe mehr oder minder vorhandene Gehalt an Eisenkarbonat im frischen Gestein sehr zu und reichert sich häufig in den reinen Tonschiefern zu kugeligen bis wulstförmigen Sphärosideritlinsen, die an der Oberfläche rostbraun (bzw. gelegentlich rotbraun) verwittern, an. Die Grauwacken dieses Horizontes, die gleichzeitig gewöhnlich durch höheren Kalkgehalt ausgezeichnet sind, erscheinen in verwittertem Zustande völlig rostbraun gefärbt. Solche sphärosideritreicheren Schichten sind z. B. in dem kleinen Unterdevonzuge südwestlich des Kerkerbachtales entwickelt. Hier fanden sich auch bezeichnende Obercoblenzversteinerungen, die im übrigen — bei den durchweg schlechten Aufschlüssen — selten sind, unter anderem:

Cryphaeus Lethaeae KAYS.

Cr. luciniatus F. RÖM.

Homalonotus sp.

Pleurotomaria cf. *subangulata* Sow.

Tentaculites scalaris SCHLOTH.

Avicula concentrica A. RÖM.

Fenestella sp.

Spirifer arduennensis SCHNUR

Sp. carinatus SCHNUR

Sp. aff. ostiolatus SCHLOTH.

Sp. undifer KAYS.

Athyris caeraesana STEIN.

Cyrtina heteroclyta DEFR.

Rynchonella cf. *impleva* Sow.

R. parallelepipedala BRONN

Orthis sp.

Chonetes dilatata F. RÖM.

Ch. sarcinulata SCHLOTH.

Ch. plebeja SCHNUR

Streptorhynchus

umbraculum SCHLOTH.

Craniella cassis ZEIL.

Zaphrentis ovata LUDW.

Pleurodictyum sp. cf. *Petrii* MAUR.

Ferner Reste von Crinoiden und verschiedenen Zweischalern.

2. Mitteldevon.

Das Mitteldevon zerfällt innerhalb des Blattgebietes wie überhaupt innerhalb der benachbarten Lahnmulde in zwei Hauptgruppen, die im Alter ungefähr den beiden linksrheinischen Unterstufen des Mitteldevons (Calceolastufe = Unteres

Mitteldevon; Stringocephalusstufe = Oberes Mitteldevon) entsprechen.

Das Untere Mitteldevon schließt sich in seiner petrographischen Entwicklung noch eng an das Obere Unterdevon an; es besteht in der Hauptsache aus mehr oder weniger rauhen, glimmerreichen und kalkigen, im frischen Zustande dunkel gefärbten Schiefern (tmt), in denen sich der Kalkgehalt örtlich zu reinen Kalknieren oder faserigen Kalkbänken zusammenschließt (tmtk). Beide Gesteine sind auf Bl. Weilburg nur im NW, auf der SO-Seite des Allendorfer Unterdevonsattels in einem nach SW rasch an Breite abnehmenden Zuge entwickelt. Die Tonschiefer, die namentlich beiderseits des Sonnertales gut aufgeschlossen sind, lagern regelmäßig auf den Obercoblenzschichten und werden ihrerseits von Schalstein überdeckt. Es sind ziemlich kalkfreie, feine, dunkle Tonschiefer, die z. T. dachschieferartig werden (Schiefergruben an der Straße Allendorf—Hasselbach). Versteinerungen, die sich in dem auf Bl. Merenberg weit verbreitetem Untermitteldevon an zahlreichen Stellen gefunden haben, sind auf etwas kalkige Schiefer nordöstlich des Kerkerbachtals beschränkt, die hier in Verbindung mit schwachen kalkigen Einlagerungen (tmtk) stehen. Es fanden sich: *Styliolina laevis*, Tentaculiten, *Phacops* sp. und *Trimeroccephalus micromma*, eine Leitform der Tentaculitenschiefer auf Bl. Merenberg.

3. Das Obere Mitteldevon.

Das Obere Mitteldevon nimmt neben dem Oberdevon den bei weitem größten Teil des paläozoischen Untergrundes innerhalb des Blattgebietes ein. Es besteht in seiner überwiegenden Masse aus Ergüssen von Eruptivgesteinen und deren Tuffen; diesen nach Art rezenter Stratovulkane submarin aufgehäuften vulkanischen Bildungen schalten sich in verschiedenen Horizonten und in stark wechselnder räumlicher Verbreitung Riffkalke (tmk) ein, die durch mannigfache Übergänge mit der Tufffazies (durch kalkige Schalsteine, Plattenkalke, kleinere Riffkalklinsen verbunden und verwachsen sind (vergl. Taf. 5, Fig. 1 und 2).

Unter den Eruptivbildungen und deren Tuffen nehmen zwei Gruppen, Keratophyre und Hornblendediabase eine besondere

Stellung ein; beides sind von Tuffen usw. begleitete Ergußgesteine, sie besitzen jedoch nicht die große wagerechte und senkrechte Verbreitung wie die Hauptgruppe der Eruptivbildungen des Oberen Mitteldevon, die normalen Diabase (Dm) und deren Tuffe (Schalstein; tms), sondern sind an gewisse Zonen der Lahnmulde gebunden und treten nur an der Basis des Oberen Mitteldevons bzw. in seinem unteren Teile auf.

1. Keratophyre (C. KOCHS Lahnporphyr, K) und die sie begleitenden Keratophyr-Tuffe, Breccien und Konglomerate (K τ) sind auf Bl. Weilburg in der Hauptsache auf drei, eingangs bereits erwähnten Zügen entwickelt. Die Keratophyre bilden in der Hauptsache langgestreckte und z. T. mächtige Decken (Porphyrtafel bei Wirbelau); sie bestehen überwiegend aus braunroten, gelegentlich auch dunkelgrauen und im frischen Zustande (Adolf-Erbstollen südlich von Weilburg) fast schwarzen Gesteinen, in denen sich freilich fast stets der Orthoklas in deutlichen, fleischroten Einsprenglingen erkennen läßt. Hellgraugrüne Färbung nehmen gewisse quarzreichere Keratophyre (Lahntal bei Gräveneck, Weital bei Guntersau) an, ohne daß diesem Wechsel in der Farbe und im Mineralbestande besondere stratigraphische Bedeutung zukäme.

Die Porphyre werden, namentlich auf dem Zuge zwischen Kerkerbachtal und Waldhausen, von z. T. äußerst feinen, leuchtendrot bis blutrot gefärbten Tuffen (K τ) begleitet, die bei Zunahme der Korngröße in Konglomerate und endlich in typische Breccien — mit Porphyrbrocken von über cbm Größe — übergehen können (Porphyrbreccie östlich des Hohensteines und südlich Waldhausen; vergl. auch Erl. Bl. Merenberg, S. 30 ff.). Die roten Porphyrtuffe finden sich auch weiter nördlich, beiderseits des Kerkerbachtals und am Wolfersberg wieder; hier unterlagern sie in z. T. nur wenige Meter mächtiger Schicht den Stringocephalenkalk und ruhen mit diesem discordant (transgredierend) auf Unterdevon. Die gleichen dunkelbraunrot gefärbten Tuffe sind, mit Porphyrkonglomeraten verbunden, in Begleitung der Porphyrtafel bei Wirbelau entwickelt (östlich und südöstlich des Georgstollenmundloches in der Talschlucht westlich des Wittekindstollens); sie besitzen hier freilich über Tage nur

geringe Verbreitung. Gleichwohl hat das Porphyrtuffvorkommen südöstlich des Georgstollens große Wichtigkeit, weil es gelang, in ihm eine überraschend reiche, vorwiegend aus Brachiopoden zusammengesetzte Fauna aufzufinden, deren Gepräge die Porphyrstufe auch paläontologisch ins Obere Mitteldevon verweist¹⁾.

Von den bisher bestimmten Formen seien hier nur die wichtigsten und häufigsten aufgeführt:

<i>Phacops breviceps</i> BARR.	<i>Dentalium</i> cf. <i>robustum</i> MAUR.
<i>Proetus crassimargo</i> A. RÖM.	<i>Centronella virgo</i> PHILL.
<i>Buchiola</i> sp.	<i>Pentamerus acutelobatus</i> SDBGER.
<i>Platyceras</i> (<i>Capulus</i>) <i>compressum</i> A. RÖM. (häufig)	<i>P. globus</i> SCHNUR. <i>Merista plebeja</i> SOW.
<i>P. (Capulus) conoideum</i> GOLDF. (häufig)	<i>M. lacryma</i> SOW. <i>Rensselaeria</i> sp.
<i>P. (Capulus) Hainense</i> MAUR. (häufig)	<i>Atrypa reticularis</i> LINN. <i>A. desquamata</i> SOW.

¹⁾ Kürzlich hat H. L. F. MEYER (Der Lahnporphyr bei Diez und eine ihn begleitende Fauna; Centr. Bl. f. Min. 1914. S. 469 ff und 503 ff) die Ansicht vertreten, daß der Porphyr bzw. die Porphyrkonglomerate der westlichen Lahnmulde (besonders bei Diez) dem Unteren Mitteldevon angehören, weil sie in einem a. a. O. näher beschriebenen Profil mit Untermitteldevonschiefern wechsellagern. Dem kann Verf. jedoch nicht beipflichten; denn die Phorphyrkonglomerate und Phorphyr-tuffe liegen am ganzen Westrande der Lahnmulde, genau wie im nördlichen Teil von Bl. Weilburg, discordant und transgredierend nicht nur auf Unteren Mitteldevon sondern auch auf Unterdevon (Obercoblenz- und Untercoblenzschichten), wie sich besonders schön an den Profilen an der Westseite des Sangertsberges unterhalb Fachingen beobachten läßt, wo das Porphyrtansgressionskonglomerat auch Gerölle von Unterdevonquarzit führt. Die Porphyrgesteine bei Diez umkleiden einen westlich von Diez (Fachinger Eisenbahntunnel) sich heraushebenden Unterdevonsattel, der auf dem SO Flügel noch von Resten des im übrigen durch die Transgression zerstörten Unteren Mitteldevons begleitet wird. Schon die Annahme, daß diese von Eruptivmaterial völlig freien, sehr feinen und zarten Tonschiefer mit den groben Porphyrkonglomeraten in normaler Wechsellagerung stehen sollen, führt zu einer unmöglichen Vorstellung. Hinzu kommt noch, daß der im Norden von Bl. Weilburg nachgewiesene Zug von Porphyrgesteinen nahezu ununterbrochen über das ganze Blatt Hadamar bis in die Gegend nördlich von Diez zu verfolgen ist, ein höheres Alter der Diezer Porphyre gegenüber den petrographisch völlig gleichartigen Gesteinen, die in der ganzen übrigen Lahnmulde stets in derselben Altersstellung wiederkehren, also ausgeschlossen erscheint.

<i>A. labellata</i> RÖM.	<i>Orthis striatula</i> SCHLOTH.
<i>A. longispina</i> BOUCH. (= <i>hystria</i>)	<i>O. eijliensis</i> d'Arch. VERN.
Hall; in sehr großer Menge	<i>O. canalicula</i> SCHNUR.
<i>A. cf. arimaspus</i> EICHW.	<i>O. tetragona</i> F. RÖM.
<i>Spirifer simplex</i> PHILL.	<i>Strophomena cf. latissima</i> BOUCH.
<i>Sp. inflatus</i> SCHNUR.	<i>Str. interstitialis</i> PHILL.
<i>Sp. Maureri</i> HOLZPF.	<i>Str. lepis</i> d'Arch. VERN.
<i>Cyrtina heteroclyta</i> DEFR.	<i>Chonetes minuta</i> d'Arch. VERN.
<i>C. spec. nov.</i>	<i>Strophalosia productoides</i> MURCH.
<i>Camarophoria brachypycta</i>	<i>Productus (Productella) subacu-</i>
SCHNUR	<i>leatus</i> MURCH.
„ cf. <i>megistana</i>	<i>Pr. (Productella) cf. scabriculus</i>
LE HON	MART.
<i>Rynchonella triloba</i> SOW.	<i>Davidsonia Verneuli</i> BOUCH.
<i>R. subcordiformis</i> SCHNUR	<i>Amplexus</i> sp.
<i>R. cf. acuminata</i> MART.	<i>Cladochonus cf. alternans</i> A. RÖM.

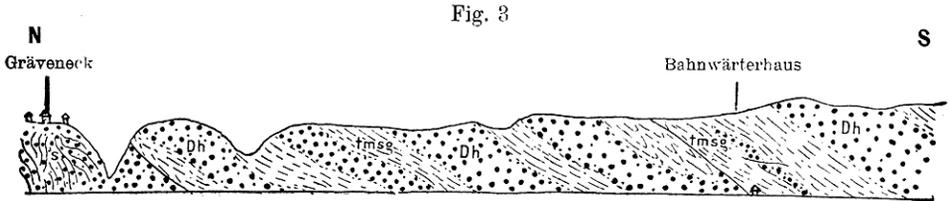
Hexacrinus granulifer F. RÖM. und zahlreiche andere Crinoidenarten, deren Stielglieder das ganze Gestein der etwa 0,5 m starken, fossilführenden Bank durchsetzen¹⁾.

Ein vom typischen Lahnporphyr abweichender, meist lichtgrau gefärbter Porphyr tritt in einzelnen Schollen von beschränkter Ausdehnung innerhalb des südöstlichen Blattgebietes, südöstlich des Schalstein-Hauptsattels, auf (nördlich Aumenau am Südabhange des Schaumberges, am Schmidkopf südöstlich Weinbach und nördlich Aulenhäusen); er wird, soweit beobachtet werden konnte, nicht von Tuffen begleitet und scheint sowohl petrographisch wie stratigraphisch gegenüber dem Lahnporphyr eine selbständige Stellung einzunehmen.

2. Hornblendeführende Diabase (z. T. Augitporphyrite) Dh, und mit ihnen verbundene rote Diabastuffe (tms ρ). Auch die Eruptivgesteine dieser Gruppe treten in der Hauptsache als Deckenergüsse auf und sind dann von eigenartigen hell- bis

¹⁾ Die Fauna hat große Ähnlichkeit mit den Brachiopoden- und Crinoidenschichten an der Basis des Stringocephalenkalkes der Eifel, ebenso mit der Fauna von Haina bei Waldgirmes (vergl. MAURER, Abh. der Großh. Hess. Geol. L.-A., Bd. I, Heft 1).

dunkelroten oder rotvioletten feinen Tuffen begleitet, die sich, wo sie in der Nachbarschaft von ähnlich gefärbten feinen Porphyrtuffen erscheinen, nur schwer von diesen trennen lassen. Neben typischen, mit roten Tuffen wechsellagernden Ergußdecken, wie sie das Profil auf der linken Lahnseite unterhalb Gräveneck zeigt (vergl. Fig. 3), treten auch gangförmige Durchbrüche dieser



Profil an der Eisenbahn zwischen Gräveneck und Fürfurt (linke Lahnseite).

Dh = Hornblendediabase; **tms ρ** = roter Schalstein; **S** = Säulenförmig abgesonderter Diabas.

Diabase innerhalb des Oberen Mitteldevons und der älteren Devonschichten auf; diese zeigen eine auffällige Neigung zu säulenförmiger Absonderung, wie sie z. B. der Diabas am Eisenbahntunnel von Gräveneck, namentlich aber die auf Bl. Braunfels das untere Mitteldevon durchsetzenden Diabase dieser Gruppe (westlich Leun und südöstlich Niederbiehl) aufweisen.

Die Hornblendediabase und die sie begleitenden Tuffe sind auf Bl. Weilburg auf die Zone des Hauptschalsteinsattels beschränkt und erscheinen stets in nächster Nachbarschaft der den Kern dieses Sattelzuges bildenden Lahnporphyre (z. B. am Steimelskopf nördlich Arfurt, zwischen Wirbelau und Gräveneck an der Lahn und zwischen Birkenkopf und Guntersau). Besonders innig ist die Verknüpfung beider Gesteinsgruppen, der sauren Lahnporphyre und der basischen Hornblendediabase bzw. Augitporphyrite, einerseits am Westrande der Lahnmulde westlich Diez, andererseits in der nordöstlichen Fortsetzung des Schalsteinhauptsattels auf Bl. Braunfels (vergl. Erl. Bl. Braunfels S. 12, 25); hier wie dort nehmen sie die gleiche stratigraphische Stellung ein, wie auf Bl. Weilburg; sie sind auf die Basis des Oberen Mitteldevons beschränkt und stehen schon dadurch in gewissem Gegensatz zu der das ganze Obere Mitteldevon beherrschenden

Eruptionsfolge der normalen Diabase (**Dm**) und ihrer Tuffe (**tms**), dem Schalstein im eigentlichen Sinne. Auch in wagerechter Verbreitung steht die Eruptionsfolge der Lahnporphyre und der Hornblendediabase in gewissem Gegensatze zu der Eruptionsfolge der Normaldiabase, da sie im wesentlichen auf das Gebiet der Muldenfazies, d. h. den inneren Teil der Lahnmulde im erläuterten Sinne beschränkt zu sein scheint, während die Normaldiabase und die sie begleitenden Schalsteine über die Ränder dieser Muldenzone weit nach N und S in die Randgebiete übergreifen. Diese Feststellung verdient deswegen einige Beachtung, weil die beiden im Oberen Mitteldevon der Lahnmulde erscheinenden, in ihrer wagerechten wie senkrechten Verbreitung deutlich von einander geschiedenen Eruptivgesteinsgruppen auch in petrographischer Hinsicht streng von einander zu trennen sind; die Lahnporphyre (Keratophyre, Quarzkeratophyre) und soweit bisher ersichtlich, auch die Augitporphyrite bzw. Hornblendediabase gehören zur Reihe der foyaitisch-theralithischen Magmen, die Normaldiabase zur Reihe der granito-dioritischen bzw. gabbro—peridotitischen Magmen. Nach dem oben Gesagten scheinen also die beiden sonst streng getrennten Magmenreihen auch im Lahngebiete räumlich wie zeitlich geschieden zu sein; die eruptive Tätigkeit setzte in der Lahnmulde mit dem Beginne des Oberen Mitteldevon ein und lieferte zunächst auf das Muldeninnere beschränkte Gesteine der foyaitisch-theralithischen Reihe; dann folgten während des ganzen Oberen Mitteldevons und anschließend daran bis zum jüngsten Oberdevon Ergüsse von Gesteinen der granito-dioritischen Reihe (Normaldiabase) in erheblich größerer Verbreitung als die vorerwähnten; sie schlossen mit den dem Gabbro bereits nahe verwandten jung-oberdevonischen körnigen Diabasen und einer basischen Abart, dem Palaeopikrit.

Bei weitem die Hauptmasse innerhalb des Oberen Mitteldevons auf Bl. Weilburg, wie überhaupt in der ganzen Lahnmulde, nimmt der von Deckenergüssen des normalen Diabases (Diabasmandelstein, Labradorporphyrit) begleitete Schalstein (**tms**) ein; er überwiegt auch in der Regel gegenüber den mit ihm vergesellschafteten Diabasergußdecken derart, daß man geradezu

von einer Tufffazies des Oberen Mitteldevons in der Lahnmulde sprechen kann.

Der Schalstein besteht, als eine Tuffbildung der Diabasergüsse, in der Hauptsache aus ursprünglich lockerem, bald feinem, bald sehr grobem, mit Bomben und Lapilli von Diabas durchsetztem Tuffmaterial, dem örtlich auch Bruchstücke von fremden Gesteinen, Kalk, Schiefeln, Grauwacke usw. beigemischt sein können; letztere sind bei dem Ergüsse aus der Tiefe mit emporgerissen oder stammen von Ablagerungen in der Nachbarschaft der Tuffexplosionen. So ist offenbar die eigenartige Schalsteinbreccie entstanden, die — mit zahllosen meist scharfkantigen bis 0,5 cbm großen Massenkalkbrocken durchspickt — unweit westlich Arfurt am nördlichen Steilufer der Lahn aufgeschlossen ist (Taf. 3); einen an Diabasbomben reichen Schalstein beobachtet man z. B. unweit westlich der erwähnten Stelle an der Arfurter Mühle, ebenso in den Brüchen, die unterhalb des Dorfes Arfurt an der Lahn liegen. Infolge der hohen Druckschieferung, die das ursprünglich lockere Gestein in besonders hohem Maße angenommen hat, ist die einstige Schichtung, soweit sie überhaupt in den ungleichmäßig zu unterseeischen Vulkanen aufgeschütteten Tuffen angedeutet war, fast ganz verloren gegangen. Um so vollständiger ist die Schieferung entwickelt, nach der der Schalstein leicht in dicken, flaserigen Platten und Schalen (daher die Bezeichnung Schalstein) spaltet. Die ursprüngliche Schichtung tritt nur dort deutlicher hervor, wo Lagen feinen und groben Tuffes häufiger miteinander wechseln, und vor allem dort, wo die Tuffablagerungen (an den Übergängen der Schalsteinfazies in die Schiefer- bzw. Kalkfazies) mit Schiefeln oder kalkigen Ablagerungen wechseln. Solche Schichtung läßt sich besonders schön und deutlich in dem Schalsteinzuge (tms₁) südöstlich des Grundbachtals (nordöstliches Blattgebiet) beobachten, wo grobe und feine Tuffbänke, Tuffbreccien, tuffreiche Tonschiefer, reine Tonschiefer, Kalkschiefer, Flaser- und Plattenkalke in häufiger Wiederholung miteinander wechsellagern.

Äußerlich kann der Schalstein unter den geschilderten Umständen in der verschiedensten Form erscheinen; das Haupt-

material aller dieser Schalsteine, der Diabastuff, bleibt sich aber in allen Fällen ziemlich gleich, wenn er auch infolge nachträglicher Veränderungen kaum mehr die ursprüngliche Gesteins-Zusammensetzung erkennen läßt. Im frischen Zustande besitzt der Schalstein dunkelgraugrüne bis hellgraue Färbung und besteht aus einem von nachträglich gebildetem Kalkspat innig durchtränkten Gemenge chloritischer Substanz, beide hervorgegangen aus den ursprünglichen Mineralbestandteilen des Tuffes, Kalknatronfeldspat und Augit. Reste der ursprünglichen Mineralsubstanz, besonders Plagioklas und Magnet Eisen, sind meist noch vorhanden. In der Nähe der noch zu besprechenden Roteisensteinlager zeigt der Schalstein in der Regel grünviolette, blauviolette oder rotviolette Färbung und ist gleichzeitig — infolge der Feinheit und Gleichmäßigkeit des Tuffmaterials — feinschiefrig. Der Schalstein in dieser Form dient dem nassauischen Bergmann von jeher als wichtiges Leitgestein bei der Aufsuchung von Eisenerzlagerungen und wird deswegen als „edler Schalstein“ bezeichnet; „edler Schalstein“ tritt aber nicht nur im Liegenden des Roteisensteins an der Grenze von Mittel- und Oberdevon, sondern auch in tieferen Horizonten überall dort auf, wo fremde Einlagerungen im Schalstein sich einstellen (Roteisenstein im Schalstein, schiefrige Ablagerungen, Kalke), wo also die Tufffazies einer anderen Fazies Platz macht; an solchen Stellen, die eine Abnahme bezw. ein vorübergehendes Ersterben der Tuffablagerung voraussetzen, muß das Tuffmaterial stets feinkörnig gewesen sein, der Schalstein also „edel“ werden. Stratigraphisch läßt sich indessen diese Eigenschaft nicht verwerten, wie es von früheren Beobachtern geschehen ist, die den „edlen Schalstein“ als jüngeren Schalstein oder als Schalstein über dem Stringocephalenkalk, dem sog. älteren Schalstein (unter dem Stringocephalenkalk) gegenüberstellten und den jüngeren Schalstein für oberdevonisch erklärten.¹⁾ Hinzu kommt, daß der Stringocephalenkalk innerhalb der Lahnmulde — je nach den für die Riffauna vorhandenen Lebensbedingungen — in den verschiedensten Lagen der Schalsteinstufe erscheinen kann, und innerhalb derselben bald nur schmale, wenige

¹⁾ Vergl. AHLBERG: Die stratigraphischen Verhältnisse des Devons in der östlichen Lahnmulde. Jahrb. d. Kgl. Geol. L.-A. 1910, T. I. S. 465 ff.

Meter starke, rasch auskeilende Riffkalken bildet (Nordseite des Lahntales oberhalb Arfurt, Weiltal bei Freientfels), bald viele 100 m mächtige, geschlossene und weit fortstreichende Massen zusammensetzt, die vielerorts noch weit über die Tuffablagerungen des Oberen Mitteldevons bis in das Oberdevon hinein gewachsen sind, also gar keine Überdeckung mit Schalstein mehr erfahren haben (Schubbacher Kalkzug).

Da ferner die an verschiedenen Stellen der Lahnmulde in den Kalken des Obermitteldevons festgestellte Fauna¹⁾ eine eingehende Gliederung der Kalke nicht gestattet, die Verschiedenheiten dieser immer nur auf einzelne Punkte beschränkten Versteinerungsnester vielmehr auf die örtlichen Entwicklungsbedingungen für die damalige Tierwelt zurückzuführen sind, so wird man auch im allgemeinen darauf verzichten müssen, den Schalstein des Oberen Mitteldevons in zwei stratigraphische Horizonte zu gliedern.

Für die Altersstellung des Schalsteins ist zu berücksichtigen, daß Tuffablagerungen innerhalb der durch ihre Fauna genügend gekennzeichneten Schichten des Unteren Mitteldevons nirgends erscheinen, und daß andererseits die Ablagerung des echten Schalsteins im Lahngebiete durchweg an der paläontologisch wohl bestimmten Grenze des Oberen Mitteldevons gegen das Oberdevon zum Abschluß kam.

Versteinerungen sind im Schalstein selbst nur selten festzustellen, was bei der Bildungsweise dieses Gesteins nicht auffällig erscheint. Nur gelegentlich findet man in gewissen konglomeratischen Lagen des Schalsteins, z. B. am Ausgange des Reuschebachtals südlich von Weilburg, am sog. Kanapee (westliches Steilufer der Lahn gegenüber dem Weilburger Schloßberge) und an der neuen Ahäuser Brücke nördlich Weilburg Hohlkerne von Riffkorallen und Brachiopoden (*Stringocephalus Burtini*, *Atrypa reticularis* u. a.). Sie stammen aber möglicherweise aus Kalkrollstücken, zumal solche Kalkgerölle mit Korallenresten (*Cyathophyllum caespitosum*, *Favosites polymorphus*, *Alveolites suborbicularis*) und Crinoidenstielgliedern in dieser Schicht, ins-

¹⁾ Vergl. HOLZAPFEL: Das Obere Mitteldevon im Rheinischen Schiefergebirge. Abh. der Kgl. Pr. Geol. L.-A. N. F., Heft 16. 1895.

besondere am Kanapee, nicht selten sind. Erwähnung verdient ferner das Vorkommen von Pflanzenresten in einer dem Schalstein eingelagerten sandigen Schicht (Steinbruch südlich des Schellhofskopfes nördlich Weilburg und am Kanapee), unter denen GÖPPERT die Gattung *Hymenophyllites* und eine Alge (cf. *Haliserites Dechenianus*) bestimmte.¹⁾ Im übrigen ist die Fossilführung auf die den Schalstein begleitenden Kalke beschränkt; diese aber enthalten durchweg, soweit sie Einlagerungen im Schalstein bilden, die Fauna der Stringocephalenstufe.

Der Schalstein nimmt also, soweit er nicht durch andere Sedimente (Porphyrtuffe an der Basis, Stringocephalenkalk) örtlich vertreten ist, das ganze Obere Mitteldevon ein. Übereinstimmend damit sind die, die Schalsteinstufe des Oberen Mitteldevons in Form von Gängen, Stöcken und namentlich ausgedehnten Deckenergüssen begleitenden Diabase (Diabasmandelstein, Diabasporphyr, dichte Diabase, Dm) in ihrer Gesamtheit auf das Obere Mitteldevon beschränkt. Nirgends finden sich diese Diabase mehr im Oberdevon; soweit sie innerhalb des Unteren Mitteldevons als Stöcke und scheinbare Lager (z. B. zwischen Allendorf und Hasselbach) erscheinen, haben sie stets deutliche, wenn auch auf den unmittelbaren beiderseitigen Kontakt beschränkte Kontakterscheinungen hervorgerufen, sind also jünger als die Schichten des Unteren Mitteldevons. Man wird daher in der Annahme nicht fehlgehen, daß die große Eruptionsphase der Diabase und verwandten Gesteine mit dem Beginne des Oberen Mitteldevons einsetzte, und da gleichzeitig eine Transgression des Oberen Mitteldevons über die älteren bereits vorgefalteten Sedimente einsetzte, die tektonische Vorgänge (Einbrüche an den Rändern der Lahnmulde) zur Voraussetzung hatte, wird man weiterhin schließen dürfen, daß der Beginn der großen obermitteldevonischen Eruptionsphase mit der Bildung der Einbrüche im ursächlichen Zusammenhang gestanden hat.

¹⁾ Vergl. SANDBERGER: Die geognostische Zusammensetzung der Umgebung von Weilburg; Jahrb. d. Ver. f. Naturk. im Herzogt. Nassau; 1852, 8, II, S. 1 ff.

Im nördlichen Teile des Blattgebietes, etwa zwischen der Lahn bei Odersbach und dem Grundbachtale, zeigt der Schalstein eine etwas abweichende Ausbildung. Hier erscheint innerhalb der Schalsteinstufe — etwa 300 m unterhalb der Oberdevongrenze — ein auf große räumliche Erstreckung niveaubeständiges Roteisensteinlager (Fe_1); der Schalstein unter diesem Roteisensteinlager, das sich vom Lahntal bei Braunfels bis nach Odersbach unterhalb Weilburg verfolgen läßt und auf einer ganzen Reihe von Gruben abgebaut wird, besitzt die normale Ausbildung, ist frei von fremden Sedimenten und zeigt im Liegenden des Erzlagers die petrographische Ausbildung des „edlen Schalsteins“. Über dem Lager folgt eine etwa 300 m mächtige Folge von geschichteten und mannigfach mit Tonschiefern, Kalkschiefern und Plattenkalken wechsellagernden Schalsteinen, Schalsteinkonglomeraten und Breccien (tms_1), die die violette Färbung des liegenden Schalsteins nicht zeigen, dagegen nahe der Oberfläche meist gelblich verwittert sind, weswegen sie auf den Gruben als gelbe Schalsteine — im Gegensatz zum liegenden, blauen Schalstein — bezeichnet werden.

Dieser Schichtenfolge entstammen die oben aus der Umgebung von Weilburg aufgezählten Kalkversteinerungen und Pflanzenreste. Von Belang sind vor allem die kalkigen Einlagerungen dieses geschichteten Schalsteins; aus kalkigen Schiefern bzw. schiefrigen Schalsteinbänken entwickeln sich zunächst graue dichte Knollen- und Flaserkalke, wie sie z. B. bei der Grünsmühle nördlich Drommershausen nördlich der Blattgrenze anstehen; im weiteren Verlaufe werden die Flaserkalke zu reineren, dichten grauen Plattenkalken (Hainkopf-Birkenkopf nördlich Drommershausen, Brieburg östlich des Grundbachtals), und diese gehen schließlich, die begleitenden Schiefer und geschichteten Schalsteine mehr und mehr verdrängend, in größere Massenkalkzüge über (Hassenköppel, Bl. Merenberg und Bl. Braunfels), wie dies oben bereits bei der Schilderung der Beziehungen zwischen der Tuff- und Riffazies des Oberen Mitteldevons angedeutet wurde. Während die massigen Kalke zahlreiche, allerdings nur selten bestimmbare Fossilien einschließen (meist Stromatoporen und Korallen, wie die Geröllschichten bei Weil-

burg), sind die dichten Plattenkalke und Flaserkalke fast fossil-leer. Nur in den zersetzten Kalkschiefern am Sophienstollen (Grundbachtal an der nördlichen Blattgrenze) fanden sich einige Formen, die allerdings bemerkenswert sind (*Phacops breviceps*, *Buchiola aquarum* sowie kleine, glattschalige Brachiopoden), weil sie an die dem Obermitteldevon der Lahn sonst fremde Fauna der Odershäuser Kalke erinnern.

Eine ähnliche Verzahnung mit der Tufffazies, wie an der nördlichen Blattgrenze, zeigen die kalkigen Einlagerungen auch im übrigen Teile des Blattgebietes, besonders deutlich auf dem großen Zuge Arfurt—Fürfurt—Gräveneck—Freienfels—Cubach usw. Den Beginn der „Kalkfazies“ innerhalb des Schalsteins bilden in der Regel kalkige Schalsteine bzw. mit Tuffbänken wechsellagernde Kalkschiefer; letztere entwickeln sich mehr und mehr zu reineren, plattig abgesonderten Kalken (Weital gegenüber Bahnhof Freienfels, Südausgang des Weiltunnels bei Guntersau) und endlich zu mehr oder weniger richtungslosen oder doch nur undeutlich gebankten Riffkalken (tmk). Übergänge dieser Art, wie sie auf Taf. 5, Fig. 1, etwas schematisch zur Veranschaulichung der Verzahnung von Tuff- und Kalkfazies in dem nordöstlich anschließenden Gebiete dargestellt sind, kann man in günstigen Aufschlüssen gelegentlich gut verfolgen, z. B. bei den Kalkeinlagerungen im Schalstein am Nordufer der Lahn östlich Arfurt.

Die Fossilführung der Kalke wechselt je nach der Natur der Kalkeinlagerungen; die kalkigen Schalsteine und Kalkschiefer bergen, abgesehen von gelegentlich häufigen Crinoidenstielgliedern, die Plattenkalke führen neben vereinzelt Korallen ebenfalls vorwiegend Brachiopoden, insbesondere bilden sie die eigentliche Heimat des Leitfossils des Oberen Mitteldevons, des *Stringocephalus Burtini* (Kalkbrüche bei Cubach). Da die Plattenkalke vielfach gebrochen und zu Türschwellen, Treppen usw. verwendet werden, kann man die bezeichnenden Querschnitte des Brachiopods oft zu Dutzenden von Exemplaren an den Baustätten beobachten. Immerhin gehören einigermaßen gut erhaltene Fossilien in den Plattenkalken zu den Seltenheiten. Eine kleine Fauna fand

sich in den dunklen Plattenkalken gegenüber Bahnhof Freienfels (*Spirifer inflatus*, *Sp. cf. bioidus* SANDBG., *Atrypa reticularis* L., *Meristella* sp., *Rhynchonella subcordiformis* SCHNUR, *Heliolites porosa* GOLDF., *Cyathophyllum* sp. und — hier allerdings seltener — *Stringoc. Burtini*).

Die ungeschichteten oder doch nur undeutlich gebankten Riffkalke bilden die eigentliche Heimat der Korallen und vor allem der Stromatoporen; diese riffaufbauenden Fossilien sind fast überall, meist allerdings in sehr schlechter Erhaltung, auf den Bruchflächen zu erkennen. Andere Versteinerungen treten dagegen sehr zurück und finden sich nur in ganz vereinzelt Nestern, offenbar geschützten Stellen innerhalb der Riffe, die für die betreffende Fauna günstige Lebensbedingungen bargen; an solchen Punkten zeigen die Versteinerungen dann eine überraschende Artenfülle. Hierher gehört einer der berühmtesten und wichtigsten Fundplätze der Stringocephalenfauna innerhalb des Rheinischen Devons, der bereits von VERNEUIL, SEDGWICK und MURCHISON¹⁾ besucht wurde und namentlich durch die Beschreibungen der Gebr. SANDBERGER²⁾ bekannt geworden ist, Villmar an der Lahn. Von den beiden in der Literatur erwähnten Hauptfundpunkten der Villmarer Fauna liegt der eine auf dem südlich anschließenden Bl. Villmar (früher Eisenbach) und zwar an der Bodensteiner Ley unterhalb der Stadt. Der zweite, wichtigere, etwa 2 km oberhalb Arfurt an einer alten, südlich der Lahn gelegenen, verfallenen Mühle (Wilhelmsmühle, Münchmühle), hart an der Grenze von Bl. Weilburg und Villmar. Hier, wie auch in dem Zuge nördlich der Lahn, am Wege westlich Bahnhof Arfurt, ist der Kalk an Klüften nahe der Oberfläche zu einer kreideartigen, zerreiblichen Masse zersetzt, aus der sich die Fossilien leicht gewinnen lassen. Aus der großen Fülle von Arten, die

¹⁾ Beschrieben in dem grundlegenden Werke über das Paläozoicum des Rheinischen Gebirges von SEDGWICK und MURCHISON: *Transact. of the R. Geol. Society*; 1840, Bd. VI, I. 2, S. 251, sowie in dem paläontologischen Anhang daselbst von d'ARCHIAC und VERNEUIL.

²⁾ G. u. F. SANDBERGER: *Die Versteinerungen des Rheinischen Schichtensystems in Nassau*. Wiesbaden 1850—56.

die von SANDBERGER a. a. O. gegebene, und später von HOLZAPFEL ¹⁾ noch vervollständigte Liste enthält (etwa 160 Arten), seien hier nur die wichtigeren und die für die Riffauna des Oberen Mitteldevons besonders bezeichnenden hervorgehoben: *Bronteus granulatus* GDF., *Maenecerias terebratum* SDBG., *Tornoceras simplex* v. B., *Kophinoceras binodosum* SDBG., *Orthoceras tubicinella* SOW., *Porcellia bifida* SDBG., *Bellerophon striatus* d'ORB., *Pleurotomaria binodosa* SDB., *Pl. delphinuloides* SDBG., *Pl. catenulata* d'Arch. VERN. (im ganzen allein 17 Arten der Gattung *Pleurotomaria*), *Murchisonia tricincta* d'Arch. VERN., *Euomphalus Goldfussi* d'Arch. VERN., *E. laevis* d'Arch. VERN., *Turbonitella piligera* SDBG., *Holopella piligera* SDBG., *Platyceras compressum* RÖM., *Conocardium clathratum* d'ORB., *C. villmarense* d'Arch. VERN., *Stringocephalus Burtini* DEFR., *Dielasma juvenis* SOW., *Rhynchonella subcordiformis* SCHNUR, *R. procuboides* KAYS., *R. parallelepipedum* v. B., *R. ascendens* STEIN., *Camarophoria brachypycta* SCHNUR, *Pentamerus globus* BR., *P. acutelobatus* SDB., *Spirifer undifer* F. RÖM., *Sp. aculeatus* SCHNUR, *Sp. Verneuili* MURCH (?), *Sp. bifidus* RÖM., *Sp. aperturatus* SCHL., *Sp. inflatus* SCHN., *Sp. Maureri* HOLZAPF., *Cyrtina heteroclyta* DEFR., *Athyris concentrica* v. BUCH, *Retzia ferita* v. B., *Uncites gryphus* DEFR., *Atrypa aspera* SCHL., *A. flabellata* RÖM., *Strophomena interstitialis* PHILL., *Str. ziczac* SDBG., *Productella subaculeata* MURCH., ferner eine Anzahl Crinoidengattungen.

Während die Brachiopodenfauna des Villmarer Kalkes ungefähr der oben mitgeteilten Fauna aus den Porphyrtuffen vom Georgstollen (ebenso der Fauna von Haina) gleicht, fällt unter den Villmarer Formen vor allem die überraschende Fülle von Gastropodenarten (im Ganzen annähernd 60 Arten) auf, namentlich der riffliebenden Pleurotomarien und verwandten Gattungen, die in dem, stratigraphisch dem Villmarer Kalke ungefähr gleichstehenden Kalke von Haina sehr zurücktreten, ein Beweis, wie sehr die Vergesellschaftung der Tierformen von den örtlichen Lebensbedingungen abhängig gewesen ist; sind doch selbst zwischen den beiden Fundpunkten der Villmarer

¹⁾ Das Obere Mitteldevon im Rheinischen Gebirge. Abh. Kgl. Pr. Geol. L.-A. N. F., Heft 16. 1895. S. 351 ff.

Fauna in dieser Hinsicht schon deutliche Unterschiede vorhanden¹⁾.

Wo die Riffauna des Oberen Mitteldevons in ihrer Entwicklung — durch Überdeckung mit Schalstein — nicht gestört wurde, wuchsen die Kalkriffe, die man sich etwa als langgestreckte Flachriffe vorzustellen hat, bis in das Oberdevon hinein; an solchen Stellen, wo also der Massenkalk nach oben nicht mehr von Schalstein bedeckt ist, sondern von oberdevonischen Gesteinen, stellt sich auch stets eine von den obermitteldevonischen Riffformen abweichende Fauna ein, die namentlich durch das Neuerscheinen gewisser Korallen (Gattung *Phillipsastraea*) und Brachiopoden ausgezeichnet ist (vergl. unten S. 43) und damit den Massenkalk in diesen Teilen als ein Äquivalent des Iberger Kalkes kennzeichnet.

Das eigenartigste Gesteinsglied innerhalb des Oberen Mitteldevons, zugleich auch das praktisch wichtigste innerhalb des ganzen Gebietes bilden die Roteisensteinlager. Sie sind stets eng mit der Schalsteinfazies des Oberen Mitteldevons verbunden und ursächlich zweifellos als eine Folge der großen Diabasergußzeit dieser Stufe zur Ablagerung gelangt. Die Natur und Entstehung dieser Lager, ihre Entwicklung und die Lagerungsverhältnisse in den wichtigsten auf ihnen bauenden Gruben wird weiter unten noch behandelt werden. Hier sei nur über ihre stratigraphische Stellung als Schichtglieder des Oberen Mitteldevons einiges hervorgehoben.

Das Hauptlager tritt an der oberen Grenze der mächtigen Schalsteinstufe des Oberen Mitteldevons auf und wird unmittelbar von oberdevonischen — schalsteinfreien — Sedimenten überlagert; dieser Horizont (Fe der Karte) ist niveaubeständig an der Grenze von Mittel- und Oberdevon in der ganzen Lahnmulde — und in ganz gleicher Weise in der benachbarten Dillmulde — in einer mittleren Mächtigkeit von 1—3 m zur Ablagerung gelangt, jedoch nur dort, wo die Tufffazies bis an die Untergrenze des Oberdevons reicht; er fehlt dagegen dort, wo andere Bildungen den Schalstein an der Grenze gegen das Ober-

¹⁾ Vergl. HOLZAPFEL, a. a. O. S. 349 ff.

devon vertreten, insbesondere also da, wo der Massenkalk des Mitteldevons ohne Unterbrechung bis in das Oberdevon hinein gewachsen ist. Dieses Hauptlager wird im folgenden kurz als Grenzlager bezeichnet.

Ein zweiter, älterer Roteisenhorizont tritt innerhalb des Oberen Mitteldevons auf (Fe_1); auch er bildet ein durchgehendes, d. h. also niveaubeständiges Schichtenglied innerhalb des Schalsteins, ist indessen in seiner Verbreitung auf den inneren Teil der mittleren Lahnmulde, d. h. auf das Gebiet zwischen Braunfels im NO und Odersbach im SW beschränkt; nach den Rändern dieses Verbreitungsgebietes verliert er sich mehr und mehr durch Übergänge von eisenschüssigem Schalstein in der einförmigen Schalsteinmasse. Besonders ausgeprägt ist dieser Lagerhorizont in dem Gebiete zwischen Hirschhausen (Bl. Weilmünster), Drommershausen (Bl. Merenberg), Weilburg, Windhof und Odersbach (vergl. Taf. 7); hier tritt seine besondere Stellung auch dadurch noch hervor, daß er die Grenze zwischen dem normalen Schalstein (im wahren Liegenden) und dem geschichteten Schalstein (im Hangenden) bildet (vergl. oben S. 27 ff).

Außerhalb dieses Gebietes treten noch vereinzelt im Schalstein Roteisensteinlager auf, so in der Umgebung des Schmidkopfes nördlich Gräveneck, an der Mark südöstlich von Freienfels u. a. O.; sie sind auf der Karte auch als Fe_1 bezeichnet worden, obgleich sie mit dem weitverbreiteten Horizonte zwischen Drommershausen—Hirschhausen—Weilburg nicht in unmittelbarem Zusammenhange stehen und nicht von verschiedenartigen Schalsteinen umlagert werden, sodaß nicht feststeht, ob sie demselben Horizont angehören.

Wichtig erscheint für das Auftreten der großen Lagerhorizonte vor allem der Umstand, daß sie stets von normalen reinen Schalsteinen unterlagert werden und daß in ihrem Hangenden unvermittelt eine andere Sedimentfolge Platz greift. Über dem Haupthorizonte, dem Grenzlager, fehlen Tuffbildungen ganz, über dem unteren Horizonte folgen in dem Gebiete seiner durchlaufenden Verbreitung geschichtete, z. T. umgelagerte Tuffe wechselnd mit Tonschiefern, Kalken usw. Daraus läßt sich der wichtige Schluß ziehen, daß die sedimentär gebildeten Eisenstein-

lager an der jeweiligen oberen Grenze der Eruptivphase im Oberen Mitteldevon zur Ablagerung gelangt sind, daß sie also vermutlich die letzte, postvulkanische Auscheidung dieser Eruptivphase darstellen.

Außer echten — sedimentär gebildeten — Lagern treten auch noch Roteisenerze in anderer Form innerhalb des Oberen Mitteldevons auf, Nester und Kluftausfüllungen von Eisenrahm und Roteisen im Porphyry (Grube Georg Joseph bei Wirbelau) und metasomatisch gebildete Roteisenerze auf der Grenze von Schalstein und diesem eingelagerten Massenkalk (am Scheuernberger Kopf und beiderseits der Lahn bei Odersbach). Praktisch spielen beide Arten gegenüber den echten Lagern indessen nur eine untergeordnete Rolle.

Versteinerungen haben sich in den Eisensteinlagern innerhalb des Lahnggebietes nur an vereinzelt Stellen in größerer Fülle (vergl. Erl. Bl. Braunfels S. 34) gefunden; nach diesen Funden gehört das Grenzlager im Lahnggebiete noch dem Oberen Mitteldevon an, während unmittelbar darüber durch ihre Fauna gekennzeichnete oberdevonische Ablagerungen folgen. Innerhalb des vorliegenden Blattgebietes hat namentlich das Grenzlager von Grube Lahnstein bei Odersbach (vergl. Abschnitt IV und Taf. 6) eine reiche Fauna geliefert, die allerdings von den sonst innerhalb des Grenzlagerhorizontes herrschenden Formen (Cephalopoden, Trilobiten) etwas abweicht und Anklänge an die Riffkalkfauna des Oberen Mitteldevons zeigt. Der Grund hierfür ist in örtlichen Verhältnissen zu suchen; wie die Profile auf Taf. 6 erkennen lassen, liegt das Lager von Grube Lahnstein auf einer Wechselfolge von Schalsteinen, Kalkschiefern und Kalken des Stringocephalenniveaus (südwestlicher Ausläufer des geschichteten Schalsteins nordöstlich von Weilburg tms.), deren Unterlage das auf normalem, kalkfreien Schalsteine ruhende Lager von Erhaltung (Fe₁) bildet.

Das Lager von Grube Lahnstein bildet also den Abschluß einer sehr kalkigen Entwicklung des Oberen Mitteldevons, nicht der reinen Tuffazies, daher führt es eine dem Riffkalk sehr verwandte Fauna, ist aber andererseits — entsprechend der oben angedeuteten Gesetzmäßigkeit — nur ganz schwach entwickelt und

eher als eisenschüssiger Kalk, denn als Roteisenstein zu bezeichnen (z. B. im Querschlag des neuen Schachtes von Gr. Erhaltung, Taf. 6, Prof. 7). Die Versteinerungen auf Grube Lahnstein fanden sich hauptsächlich in nachträglich verkieselten Teilen des Lagers am alten Tagebau als schön erhaltene Hohldrücke und Steinkerne; die Brüder SANDBERGER¹⁾ haben fast 30 Arten von hier beschrieben. Die wichtigsten seien hier genannt: *Cheirurus Sternbergi* BOEKH, *Cyphaspis cerberus*, *Orthoceras tubicinella* SOW., *Porcellia bijida* SDBG., *Conocardium clathratum* GDF., *Spirifer simplex* PHILL., *Athyris concentrica* v. B., *Retzia ferita* v. B., *Rynchonella pugnus* SOW., *Atrypa reticularis* L., *Strophomena interstitialis* PHILL., *Productella subaculeata* MURCH., *Hexacrinus granulifer* F. RÖM. und eine Reihe von Korallen. Nur die Trilobiten dieser Fauna sind dem Riffkalke fremd und finden sich auch sonst in dem Eisenstein des Grenzlagers wieder (Bl. Braunfels).

Eine reine Cephalopodenfauna enthält das Grenzlager von Grube Georg Joseph, das von reinem Schalstein unterlagert wird; hier fanden sich unter anderem *Orthoceras compressum*, *O. vittatum*, *Anarcestes cancellatus*, *A. cf. Karpinskyi*, *Agoniatites inconstans*, *Ag. cf. discoides* und die für den Grenzhorizont des Oberen Mitteldevons besonders bezeichnenden Prolecaniten (*Phariceras lunulicosta* u. a.).

4. Das Oberdevon.

Das Oberdevon zeigt von allen Gliedern des Devons innerhalb der Lahnmulde die weitgehendsten faziellen Verschiedenheiten. In Zusammenhang offenbar mit dem Fortschreiten der Transgression an den Rändern der Mulde und der weiteren tektonischen Vertiefung des Muldeninnern, das von mächtigen, zur Wende der Mittel- und Oberdevonzeit stellenweise erheblich über die benachbarten Ablagerungen hinausragenden Riffkalkzügen begleitet wurde, bildeten sich große Unterschiede in der Gesteinsentwicklung sowie im organischen Leben der einzelnen Teile der Mulde heraus.

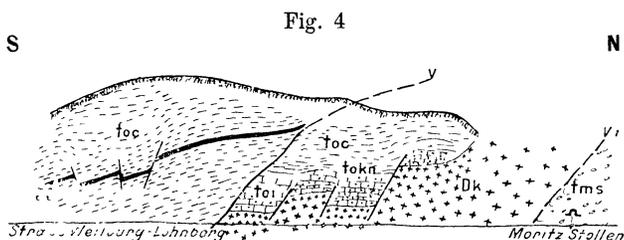
Die normale Entwicklung — verglichen mit den benachbarten Oberdevongebieten — zeigt das Oberdevon im inneren

¹⁾ a. a. O.; vergl. auch HOLZAPFEL: Das Obere Mitteldevon, S. 362.

Teile der Mulde. Hier folgen in der Regel unmittelbar über dem noch zum Oberen Mitteldevon gehörigen Grenzlager hellgraue bzw. hell- bis fleischrote Platten- bzw. Flaserkalk (toi) in einer Mächtigkeit von 6—10 m (Bruch an der Straße Löhnberg—Weilburg, unmittelbar an der nördlichen Blattgrenze, Straße Weilburg — Guntersau südlich des Eisenbahntunnels, Webersberg, Grube Lahnstein, Grube Georg-Joseph z. T.). Versteinerungen finden sich in diesen Kalken nur selten und meist in recht schlechter Erhaltung (*Gon. intumescens*, *G. paucistriatus*, *Orthoceras* sp. und *Aviculopecten* sp.). Die Plattenkalk vom Typus der Adorfer Kalke gehen nach oben in Flaserkalk und sehr rasch in reine, meist kalkfreie rot und grün gefärbte Cypridinschiefer über, die die Hauptmasse des Oberdevons in diesem Teile der Mulde bilden.

In der Weilburger Gegend liegt unmittelbar über dem Plattenkalk des Unteren Oberdevons bzw. bereits in den untersten Lagen der roten Schiefer eine etwa 20—30 cm mächtige Schwarze Schicht, bestehend aus sehr kohligem, stark veruscheltem Mergelschiefer mit Einlagerungen plattiger bis flaseriger, schwarzer, krystalliner Kalke, die meist reichlich mit Schwefelkies durchsetzt sind und neben massenhaften Tentaculiten (*T. tenuicinctus*) südlich von Weilburg an verschiedenen Stellen *Goniatites intumescens*, *G. complanatus*, *Buchiola angulifera*, *B. retrostriata*, *B. Bickensis*, Orthoceren und eine große Entomis-Art enthalten (Kirschhofener Tunnel; Alter Tagebau von Gr. Lahnstein, vergl. Taf. 6; Abhang an der Straße nach Kirschhofen unmittelbar westlich Guntersau; Steilhang an der Zeppelintafel unterhalb Webersberg; Anlagen am Karlsberg). Diese dem Kellwasserkalke des Harzes, des Kellerwaldes und des benachbarten Bickener Gebietes petrographisch wie faunistisch völlig entsprechende Zone ist freilich nur auf den inneren Teil der mittleren Lahnmulde beschränkt; der am weitesten nach NO gelegene Aufschluß liegt an der Straße Löhnberg—Weilburg in dem auf den Plattenkalkaufschluß folgenden Steinbruche gegenüber Ahausen. Die Schwarze Schicht, die hier freilich neben massenhaften Tentaculiten (*T. tenuicinctus*) nur wenige andere Fossilien birgt (*Gon. intumescens*, *Myalina tenuistriata*, *Atrypa*

reticularis), liegt innerhalb der untersten Lagen des Cypridinen-schiefers, während der am Nordrande des Bruches an der Straße in einem Felsen anstehende Plattenkalk, von körnigem Diabas unterlagert und im Kontakte in Kalksilikathornfels umgewandelt, gegen die Schiefermasse des Bruches mit der Schwarzen Schicht an einer örtlichen Verwerfung abschneidet (vergl. Fig. 4).



Bruch gegenüber Ahausen.

tms Schalstein, **Dk** körniger Diabas, **toi** graue Plattenkalke, durch Kontakt in Kalksilikathornfels umgewandelt, **tokn** graue Kalkschiefer, nach oben in **toc** übergehend, **toc** rote und graue Cypridinen-schiefer, **K** kohlige Schiefer mit Kalkbänken (Kellwasserschicht), **v₁** nördliche Randverwerfung der Oberdevonmulde, **v** Verwerfung im Bruch, spitzwinklig zum Profil.

Aus der Lagerung des Kellwasserkalkes, der nach seiner Fauna noch der unteren Stufe des Oberdevons, der Intumescensstufe, angehört, innerhalb des unteren Teiles der Cypridinen-schiefer und über dem Platten- bzw. Flaserkalk des untersten Oberdevons, geht unzweifelhaft hervor, das sowohl letzterer als auch noch ein Teil der Cypridinen-schiefer der Intumescensstufe zugerechnet werden muß.

Das höhere Oberdevon innerhalb der nordwestlich des Schalstein-Hauptsattels gelegenen Muldenzone (Weilburg—Odersbach—Wirbelau—Försterei Runkel) besteht aus einer eintönigen, mehrere 100 m mächtigen Schichtenfolge von vorwiegend roten, gelegentlich auch grün gefärbten Tonschiefen, die wegen des in einzelnen Lagen massenhaft auftretenden kleinen Schalenkrebses *Entomis (Cypridina) serrato-striata* nach dem Vorgange SANDBERGERS als Cypridinen-schiefer (**toc**) bezeichnet werden. Diese Tierreste, ebenso wie die übrigen in diesen Schichten verbreiteten Versteinerungen, von denen vor allem *Phacops cryptophthalmus*, *Trimerocephalus anophthalmus*, *Posidonia venusta*

und einige andere meist schlecht erhaltene Zweischaler, ferner *Potriocrinus impressus* RICHT. zu nennen sind, finden sich indessen keineswegs in der ganzen Schichtenfolge, sondern nur an wenigen Stellen, wo die aus feinstem Tonschlammmaterial gebildeten Schiefer etwas kalkig werden und die Versteinerungen bei der Auslaugung des Kalkes an der Oberfläche dann deutlicher hervortreten. Ein guter, bereits von F. SANDBERGER¹⁾ mitgeteilter Fundpunkt für die Fauna des Cypridinenschiefers ist der bereits erwähnte Schieferbruch an der Straße Löhnberg—Weilburg, ferner der Abhang des Lahntales unmittelbar südöstlich Kirschhofen. Etwas abweichend ist die Fauna in den gelb verwitternden Cypridinenschiefeln im Walde östlich des Hermannskopfes südlich Waldhausen; hier finden sich in einer Schicht massenhaft Schalen einer großen Entomisart und ein sonst bisher nicht beobachteter Trilobit, *Cyphaspis (Schmidtella) cf. uralica* TSCHERN.

In der Hauptsache bestehen die Cypridinenschiefer aus völlig kalkfreiem feinstem Tonmaterial, sie verwittern infolgedessen an der Oberfläche sehr schwer, zerfallen und zerrieseln nur zu kleinsten Griffeln nach den Richtungen der Druckschieferung, der sie in hohem Maße unterlegen sind, und liefern einen sehr unfruchtbaren Boden. Rauhere, sandige Einlagerungen, wie sie namentlich in der Dillmulde sehr verbreitet sind, sind in der Lahnmulde selten; auf Bl. Weilburg erscheinen sie in einer schmalen Zone östlich Kirschhofen (Eisenbahneinschnitt zwischen Guntersau und Kirschhofen); auch auf Gr. Georg Joseph wurden solche sandigen, z. T. mit Tuff untermengten Sandsteine im Horizont des Adorfer Kalkes unterirdisch nachgewiesen. Wegen ihrer geringen Bedeutung sind sie auf der Karte nicht besonders ausgeschieden.

Zu erwähnen sind noch gelegentlich in den reinen Cypridinenschiefeln erscheinende kalkige Einlagerungen; sie setzen zunächst in Form von isolierten, grau oder hellrot gefärbten Kalkknötchen in einzelnen Schieferlagen auf, bei zunehmender

¹⁾ Über die geognostische Zusammensetzung der Umgebung von Weilburg. Jahrb. d. Ver. f. Naturk. im Herzogt. Nassau 1852, Heft 8, 2. T. S. 8.

Ferner LEONH. und BRONNS N. Jahrb. f. Min. 1852, S. 226.

Menge schließen sich die Knötchen zu größeren, von Schieferlamellen noch getrennten Kalkfasern zusammen und gehen schließlich gelegentlich in reine Flaserkalke von meist hellgrauer Färbung und dichtem Gefüge über. Bei der Verwitterung zeigen die Kalkknotenschiefer (**tokn**) infolge der Auslaugung der Kalkknötchen eine bezeichnende Maschenstruktur. Da sich in den kleinen Hohlräumen vielfach kleine Ameisen (Kramenzeln) aufhalten, werden die Schiefer auch als Kramenzelschiefer bezeichnet.

Solche Kalkknotenschiefer und flaserigen Kalke sind auf Bl. Weilburg im Oberdevon der Muldenfazies sehr verbreitet und können örtlich die reinen Cypridinenschiefer ganz verdrängen. So erscheinen sie am Südrande der Ahauser Oberdevonmulde (rechtes Lahnufer südwestlich Ahausen), ferner im Muldenkerne der Weilburger Mulde (Straße nach Guntersau) zwischen dem Intumescenskalke am Karlsberge, dem Lahntunnel und in dem gleichen Kalkzuge am Webersberg; von hier streichen sie nach SW bis an die Lahn südlich von Kirschhofen fort. Nordwestlich von Odersbach vermitteln dieselben roten Kalkknotenschiefer (Bruch im Bornbachtal) den Übergang der unterlagernden roten Plattenkalke (Adorfer Kalk) und obermitteldevonischen Stringocephalenkalke in die reinen, meist kalkfreien Cypridinenschiefer von Odersbach (Oberdevonzug südöstlich Hasselbach). Auch weiter südwestlich fehlen sie nicht; auf Gr. Georg Joseph zeigt sich im Profile des Wittekindstollens besonders schön der Übergang der das Eisensteinlager überdeckenden Adorfer Kalke durch Kalkknotenschiefer in reine Cypridinenschiefer; endlich erscheinen sie am Westrande des Blattes südwestlich von Runkel in größerer Ausdehnung. — Versteinerungen gehören in diesen Schichten zu großen Seltenheiten.

Die kalkige Ausbildung der Cypridinenschiefer leitet, wie schon bei den Aufschlüssen im Borntal angedeutet wurde, zu der reinen Riffkalkfazies des Oberdevons über; Riffkalke von oberdevonischem Alter (Iberger Kalk, **tok**) treten auf Blatt Weilburg teils in Begleitung mitteldevonischer Riffkalke — als deren jüngstes ins Oberdevon hineinragendes Glied — auf (Kalkzug Schupbach—Gaudernbach—Hohenstein, in beschränkter

Ausdehnung auch auf dem Kalkzuge an der Lahn nördlich Aumenau), z. T. erscheinen sie als geschlossene Einlagerungen innerhalb des Oberdevons. Hierher gehören die kleinen, im Cypridinenschiefer südlich Eschenau eingelagerten Riffkalkbänke, die nach NO zu dem großen Iberger Kalkklotz im Wirbelauer Walde überleiten.

Petrographisch unterscheidet sich der oberdevonische — Iberger — Riffkalk von dem mitteldevonischen, vorwiegend dunkelgrau gefärbten und meist dichten Stringocephalenkalk durch hellere Färbung und ein körneriges Gefüge.

Abgesehen von der häufig wiederkehrenden Korallengattung *Phillipsastraea*, die sich südöstlich Hasselbach, in den Kalkbrüchen nördlich Gaudernbach und am Kerkerbachtal südöstlich der Hüttenmühle, ferner an der rechten Lahnseite oberhalb Aumenau und im Wirbelauer Walde zusammen mit anderen, wenig bezeichnenden Korallen und Stromatoporenarten findet, sind Versteinerungen in den Iberger Kalken ebenso wie im Stringocephalenkalk selten und auf einzelne allerdings sehr reichhaltige Nester beschränkt. Eine solche etwa 1 m starke, fast ganz aus Brachiopoden bestehende Fossilbank ist in dem Kalkbruch im Wirbelauer Wald aufgeschlossen; hier finden sich — z. T. in großer Fülle — nach einer vorläufigen Durchsicht der Aufsammlungen:

<i>Spirifer deflexus</i> A. RÖM.	<i>Atrypa reticularis</i> L. typ. und
<i>Sp. deflexus</i> , var. <i>laevigata</i> A. RÖM.	var. <i>explanata</i> SCHLOTH. sowie
<i>Sp. Verneuili</i> MURCH.	var. <i>sagittata</i> MAUR.
<i>Sp. pachyrhynchus</i> M. V. K.	<i>A. aspera</i> SCHLOTH.
<i>Sp. inflatus</i> SCHNUR	<i>A. Duboisi</i> VERN.
<i>Rhynchonella cuboides</i> SOW.	<i>A. desquamata</i> SOW.
<i>R. acuminata</i> MART.	<i>Orthis striatula</i> SCHLOTH. (stark
<i>R. pugnus</i> SOW.	gewölbte Form)
<i>R. cf. Phillipsi</i> DAV.	<i>O. bistrata</i> TSCHERN.
<i>Camarophoria brachypycta</i> SCHNUR	<i>O. tetragona</i> F. RÖM.
<i>Terebratula Newtoniensis</i> DAV.	<i>Polypora striatella</i> SDBG.
<i>Merista</i> sp.	<i>Phillipsastraea Hennahi</i> LONSD.
<i>Pentamerus globus</i> BR.	<i>Favosites cristatus</i> BLUMB.
<i>P. acutelobatus</i> SDBG.	<i>Alveolites suborbicularis</i> LAM.

u. a. m., ferner in einzelnen Exemplaren *Bronteus cf. granulatus* GOLDF. und *Avicula Wurmi* A. RÖM.

Eine ähnliche, wenn auch erheblich ärmere Fauna findet sich in den kleinen Kalkbrüchen südlich Eschenau.

Den Abschluß der Cypridinenschieferfazies nach oben bilden an mehreren Stellen in der Muldenzone zwischen Weilburg und der Försterei Runkel wenige Meter mächtige, hell- bis dunkelgraue, dichte Flaser- und Nierenkalke mit der Fauna der Clymenienstufe (tot). Dieser bisher nur in der mittleren Zone der inneren Lahnmulde (auch auf Bl. Limburg) fossilführend nachgewiesenen Oberdevonstufe gehört der bereits durch die Gebr. SANDBERGER¹⁾ mitgeteilte Fundplatz von Clymenien (*Clymenia laevigata* = *subnautilina* SDBGER.) am Südausgange des Lahntunnels bei Kirschhofen an. Hier fanden sich namentlich beim Tunnelbau in einer etwa 2 m mächtigen Schicht von dunklen, mergeligen Kalken eine große Zahl von Exemplaren der *Clym. laevigata*, ferner *Sporadoceras Bronni* MÜNST., *Loxopteria dispar* SDB. *Posidonia venusta* MÜNST. und einige andere Zweischaler. Die Kalke, die hiernach die Fauna der unteren Clymenienschichten bergen, werden unmittelbar am Südausgange des Tunnels von Kiesel-schiefern und dunklen Tonschiefern (Gaudernbacher Schichten, vergl. S. 14 und Fig. 1) überlagert.

Abgesehen von dieser bereits bekannten Stelle wurden Clymenienkalke auf der Grenze der Cypridinenschiefer und der Gaudernbacher Schichten (tot) nur noch im äußersten SW des Blattgebietes am Osthange des Kerkerbachtals nachgewiesen; hier fanden sich zwar bisher keine Clymenien, aber doch die Goniatiten dieser Stufe, *Sporadoceras Bronni* MÜNST. und *Prolobites delphinus* SDB.

Ziemlich in der Mitte zwischen diesen beiden Fundpunkten treten auf der Grenze zwischen Cypridinenschiefern und den Gaudernbacher Schichten am Eisemer Feld (westlich des Tage-

¹⁾ Verst. des Rheinischen Schichtensystems in Nassau; ferner Jahrb. d. Ver. f. Natkde. Nassau, Bd. 10, 1855.

baues von Gr. Georg Joseph) eigentümliche, in frischem Zustande grünlichgraue, verwittert ockergelb bis braunrot erscheinende kalkige Schiefer auf; sie wurden vor einigen Jahren aus einem Schurfschacht zu Tage gefördert und führten hier neben zahllosen, die Schichtflächen bedeckenden Tentaculiten (*T. tenuicinctus*) und Styliolinen eine allerdings sehr schlecht erhaltene kleine Fauna, darunter *Dielasma* (?) cf. *oblonga* SCHLOTH., *Athyris* cf. *acuminata* DREW., *Terebratula rotundata* MÜNST., *Loxopteria dispar* SDB., *Buchiola* cf. *retrostriata* v. B., ferner Goniatiten der Gattungen *Gephyroceras* (?) und *Chiloceras*.

Über den Cypridinenschiefern bezw. den Clymenienkalken in den erwähnten Profilen (Südausgang des Kirschhofener Tunnels, ferner auf der westlichen Lahnseite am Scheuernberger Kopf und nördlich Odersbach, am Eisemer Feld und westlich der Försterei Runkel) folgen dunkle, gelegentlich kohlige, an anderen Stellen zu festen Dachschiefeln neigende Tonschiefer (tot) mit Einlagerungen von Kieselschiefern und echten Lyditen (toki), z. B. an der Kahlhau westlich Odersbach und am Kerkerbachtal bei Christianshütte; daneben erscheinen, allerdings nur untergeordnet, feinkörnige, dunkelgraue, feste Grauwacken (toγ), beispielsweise westlich der Kahlhau und an der Straße Schubbach — Wirbelau, und endlich dunkel- bis hellgraue zähe, z. T. glimmerreiche Quarzite (toq) östlich von Christianshütte (vergl. das Profil durch den Herminestollen Fig. 12, Abschn. IV).

Die ganze Schichtenfolge, die oben unter dem Namen Gaudernbacher Schichten zusammengefaßt wurde (S. 12), bildet einen zusammenhängenden, vom Oderbach nördlich von Odersbach bis an die südwestliche Blattgrenze und darüber hinaus auf Bl. Hadamar und Limburg verfolgbaren Zug, der das Innere der großen das Bl. Weilburg durchziehenden Oberdevonmulde einnimmt (vergl. auch das Profil der Karte); während aber im SO die Gaudernbacher Schichten deutliche Übergänge in die Cypridinenschiefer der Muldenzone zeigen, z. T. sogar über dem Clymenienkalke liegen (Kirschhofener Tunnel) also hier nun das oberste Oberdevon vertreten, folgen sie im Nordwesten am

Bahnhofs Schupbach und nördlich von Gaudernbach — nur durch eine große Decke von Diabasmandelstein (**Dom**) und diese begleitende Bombenschalsteine (**tos**) getrennt — auf die Riffkalke des Unteren Oberdevons (Iberger Kalk). Sie vertreten also hier, mit Ausnahme des nordöstlichen Muldenteiles südöstlich Hasselbach bereits die Cypridinschiefer. Noch weiter nördlich (Umgebung von Obertiefenbach, Bl. Hadamar) ruhen diesselben schwarzen Schiefer, wie in Grubenaufschlüssen deutlich erkennbar ist, bereits auf Oberem Mitteldevon (Schalstein, Stringocephalenkalk); von hier sind sie in nahezu ununterbrochenem Zuge über den nordwestlichen Teil von Bl. Merenberg, und weiterhin — als Grenze zwischen Lahn- und Dillmulde — durch das ganze Hessische Hinterland zu verfolgen.

Versteinerungen sind in den Gaudernbacher Schichten sehr selten und auf einige wenige Vorkommen (z. B. südlich Gaudernbach) beschränkt, wo schmale Bänkchen der ziemlich stark verruschelten Schiefer neben zahlreichen Crinoidenstielgliedern eine meist aus winzigen, offenbar verkümmerten Formen bestehende Fauna führen, deren Bestimmung bei der schlechten Erhaltung auf Schwierigkeiten stößt. Südlich Gaudernbach enthalten die Schiefer u. a. *Buchiola angulifera*, *B. cf. acuticosta*, *Cardiola* sp., verschiedene winzige Gastropoden (darunter *Platyceeras*) und Crinoidenglieder. Nach der Erhaltung und der Art der Formen, auch in der Vergesellschaftung mit zahlreichen, sonst in reinen Tonschiefern seltenen Crinoiden, gleicht diese Fauna vollkommen der Fauna aus den Schiefern von Dillhausen (vergl. Erl. Bl. Merenberg S. 42 ff.) und gewissen fossilführenden Bänken der Schiefer von Obertiefenbach.

Hiernach stellen also die Gaudernbacher Schichten eine im übrigen auf den Nordrand der Lahnmulde (nördliche Randfazies) beschränkte Vertretung des Oberdevons in der Muldenzone dar; während sie am Nordrande der Mulde das ganze Oberdevon umfassen, vertreten sie auf Bl. Weilburg das Oberdevon der Muldenzone nur zum Teil, und zwar auf dem Nordwestflügel des großen Gaudernbacher Zuges das ganze Oberdevon

mit Ausnahme des Iberger Kalkes, im Südosten nur den obersten Teil des Oberdevons über den Clymenienkalken¹⁾.

Das Oberdevon der südlichen Randfazies hat bisher einer sicheren Altersbestimmung ähnliche Schwierigkeiten bereitet wie das Oberdevon der nördlichen Randzone. Die hierher gehörigen Gesteine setzen sich zusammen aus vorwiegend dunklen meist dachschieferartigen Tonschiefern ($\text{to}\tau$) mit Einlagerungen von dichten, hell- bis dunkelgrauen, flinzähnlichen Plattenkalken ($\text{to}\alpha$) und kleinen Linsen von kieseligen Schiefern und Lyditen ($\text{to}\lambda$). Die Schiefer zeigen vielfach infolge verschiedener, namentlich bei der Bleichung an der Luft hervortretender Färbung eine feine Bänderung (Bandschiefer C. KOCHS)²⁾; in einzelnen, etwas kalkigeren Lagen erscheinen, ähnlich wie bei den Tentaculitenschiefern des Unteren Mitteldevons und bei manchen oberdevonischen Cypridinenschiefern, zahllose Tentaculiten und namentlich Styliolinen auf den Schichtflächen (Tentaculitenschiefer C. KOCHS)²⁾. Diese tentaculitenreichen Einlagerungen in den sonst in ihrer Hauptmasse völlig fossilereen Schiefern bildeten neben der petrographischen Ausbildung wohl den Grund, weshalb KOCH und ihm folgend E. KAYSER²⁾ die Schiefer dieser am Südostrande der Lahnmulde weitverbreiteten Gesteinszone dem Unteren Mitteldevon zurechnete. Indessen mußte schon die Tatsache, daß die hierher gehörigen Schiefer — z. B. die uralten und noch heute betriebenen Dachschiefer-Bergbaue von Langhecke (südlich der Blattgrenze oberhalb Aumenau) — noch nie Spuren von Versteinerungen geliefert haben, während solche in den echten Untermitteldevonschiefern des Ruppachtales (Bl. Schaumburg), Eufingen (Bl. Eisenbach) und weiter nordöstlich

¹⁾ Die Schichten dieser nördlichen Randfazies der Lahnmulde haben in der Literatur die verschiedenste Altersdeutung erfahren; der an den Schieferzug auf Bl. Merenberg anschließende Gesteinszug im Hessischen Hinterlande wurde von EM. KAYSER anfangs als Unteroblenz, später in Anlehnung an die von DENCKMANN im Kellerwald festgestellte Stratigraphie als Silur gedeutet (vergl. Erl. Bl. Merenberg S. 42ff). Die südwestliche Fortsetzung der Gaudernbacher Schichten wurde auf Bl. Hadamar als Unteres Mitteldevon verzeichnet, auf Bl. Limburg von C. KOCH und EM. KAYSER z. T. als Oberoblenzstufe (bei Eschhofen).

²⁾ Vergl. Erl. Bl. Eisenbach, Limburg usw.; Lief. 31 der Geol. Spez. Karte von Preußen und Thür.

(Bl. Merenberg und Braunfels) so häufig sind, einige Zweifel an dieser Altersstellung erwecken¹⁾, und Sandberger erklärte bereits 1852²⁾ die Schiefer von Laubuseschbach (in der Südostecke des Blattes) für Äquivalente der Cypridinschiefer, während er allerdings später³⁾ dazu neigte, die fraglichen Schiefer mit den Wissenbacher Schiefen gleichzustellen.

Die Spezialaufnahme am Südrande der mittleren und östlichen Lahnmulde hat nun in den letzten Jahren gezeigt (vergl. Erl. Bl. Braunfels und Bl. Weilmünster), daß die fragliche Schichtenfolge in ihrer Hauptmasse zweifellos ein Äquivalent des Oberdevons der Muldenzone darstellt. Auf Bl. Braunfels sinkt nämlich der südliche Ast des großen Schalstein-Hauptsattels, der in der ganzen südwestlichen Lahnmulde das Muldenoberdevon von den fraglichen Schichten trennt, unter Tage ein, und hier vollzieht sich bis in alle Einzelheiten ein vollständiger Übergang der Dachschiefer, Bandschiefer, Tentaculitenschiefer, Kieselschiefer usw. der südlichen Randzone in die Cypridinschiefer der Muldenzone. Auf Bl. Weilburg ist ein solcher Übergang, wie eingangs schon erwähnt, nur an einer beschränkten Stelle an der Lahn oberhalb Aumenau zu beobachten; im übrigen ist die Übergangszone hier in dem großen Luftsattel über dem breiten Schalsteinzug zu erwarten, der der Abtragung anheimgefallen ist.

Der Schalstein, der auf Bl. Weilburg wie auch weiter südlich und östlich an zahlreichen Stellen innerhalb der fraglichen Schichtenfolge erscheint, wurde von KOCH und KAYSER als „Einlagerung“ in den Untermitteldevonschiefern bezeichnet; in Wahrheit bildet er indessen langgestreckte Sattelaufbrüche, in deren Kern namentlich in der Nähe des großen Massenkalkzuges — z. B. bei Aumenau (Fig. 15, 16 und 18) und bei Weinbach — der Stringocephalenkalk, also zweifelloses Oberes Mitteldevon, erscheint. Ferner tritt auf der Grenze des Schalsteins (Oberes Mitteldevon) gegen die fraglichen Schichten auch hier durchweg das Grenzlager auf, wie es in der Muldenzone

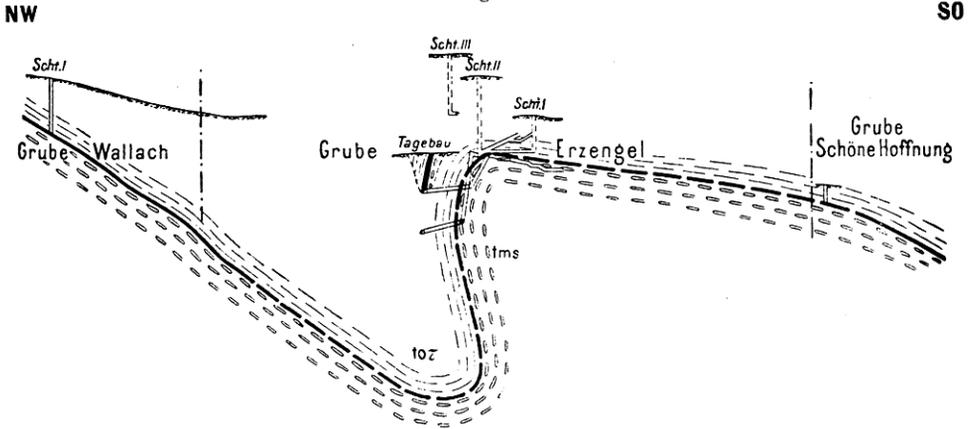
¹⁾ Vergl. v. DECHEN Zeitsch. d. D. Geol. Ges. 1875, S. 482.

²⁾ Jahrbuch Nat. Nassau 1852, S. 40.

³⁾ Verst. der Rhein. Schicht. Syst. in Nassau S. 482.

und in der nördlichen Randzone auf der Grenze von Mittel- und Oberdevon zur Ausscheidung gelangt ist (Lagerzüge bei Aumenau, Elkerhausen, Weinbach usw.; vergl. Fig. 5 und die

Fig. 5



Profil durch das Eisensteinlager der Gruben Wallach usw. bei Weinbach; 1 : 3000.

Profile Fig. 15—18). Hiernach kann an dem oberdevonischen Alter der Schichten im südöstlichen Teile von Bl. Weilburg ein Zweifel wohl nicht mehr bestehen.

Versteinerungen sind auf Bl. Weilburg weder in den Plattenkalken (*toz*); noch in den Schiefen — abgesehen von den wenig bezeichnenden Tentaculiten und Styliolinen — gefunden worden. Nur in gewissen quarzitischen Grauwacken, die als Einlagerungen in den Schiefen auf dem östlichen Nachbarblatte auftreten, gelang es dem Verfasser vor kurzem eine kleine Fauna (*Phacops* sp., *Orthoceras* sp. und ein kleines *Cyrtoceras*) zu entdecken, die freilich für die Altersbestimmung ebenfalls keine Anhaltspunkte geboten hat. Aus diesem Grunde ist auch eine weitere Gliederung der ganzen Schichtenfolge bisher nicht möglich gewesen. Die flinzähnlichen Plattenkalken erscheinen vorwiegend an der Basis der Schiefer in der Nähe des Eisensteinhorizontes bzw. des Schalsteins, treten indessen nur in der Nähe des Massenkalkzuges zwischen Aumenau—Weinbach und Essershausen auf, während sie in südöstlicher Richtung — auf Laubuseschbach zu — mehr und mehr verschwinden; dies legt die eingangs schon berührte

Vermutung nahe, daß die Plattenkalke einen Übergang der oberdevonischen Riffkalkfazies (zwischen Aumenau und Weinbach) in die Schieferfazies der südlichen Randzone vermitteln.

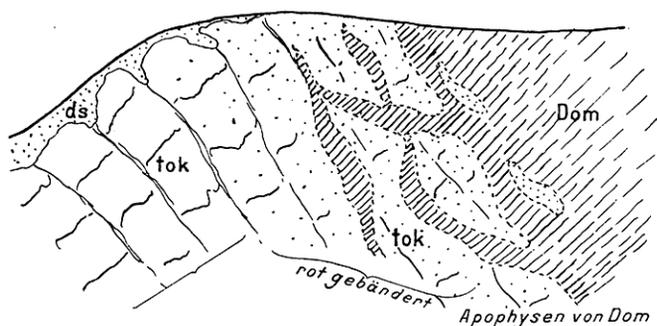
Die Schiefer neigen infolge ihrer Feinheit bei Abwesenheit fremder Einlagerungen zur Entwicklung von Dachschiefeln. Zahlreiche Verleihungen auf Dachschiefer sind auf Bl. Weilburg und dem südlich und östlich anschließenden Gebiete auf solche Schiefer früher erfolgt. Abbau findet noch heute in größerem Umfange bei Langhecke (südöstlich Aumenau) statt; nach diesem Vorkommen bezeichnete Verfasser die Schiefer der südlichen Randfazies in früheren Veröffentlichungen als Langhecker Schiefer¹⁾. Gelegentlich zeigen die reinen Tonschiefer eine deutliche Bänderung infolge lagenweiser hellerer und dunklerer Färbung; solche Abarten wurden von C. KOCH als Bandschiefer bezeichnet und bei den früheren Aufnahmen (Bl. Eisenbach u. a.) besonders ausgeschieden. Neben der Bänderung zeigen die Schiefer an manchen Stellen höheren Kieselsäuregehalt und gehen dann zuweilen in reinen adinolähnlichen Kieselschiefer über (toλ); echte Lydite fehlen indessen.

Das Oberdevon wird auf Bl. Weilburg von verschiedenartigen Eruptivgesteinen begleitet, die eingangs bereits aufgezählt wurden.

Dem mittleren Oberdevon gehört eine namentlich nordwestlich von Odersbach in großer Breite zutage tretende Decke von Diabasmandelstein (Dom) an, die auf der Grenze von Iberger Kalk (vgl. Fig. 6, S. 51) bzw. Kalkknotenschiefer des unteren Oberdevons gegen die Gaudernbacher Schichten erscheint und vom Kerkerbachtal bei Schupbach bis in die Nähe des Steinbühls bei Weilburg zu verfolgen ist. Die Ergußnatur dieses Diabaszuges wird dadurch besonders deutlich, daß ihn im südwestlichen Teile seiner Verbreitung, zwischen Gaudernbach und dem Kerkerbachtale, bombenreiche dunkle Tuffe (tos) begleiten; außerdem stellt sich auf der Grenze des Diabases gegen die jüngeren Gaudernbacher Schichten, zwischen Gaudernbach und dem oberen

¹⁾ Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. L.-A. 1914, Teil II, S. 556 ff.

Fig. 6



Aufschluß im Marmorbruch NNO von Gaudernbach

Erguß von oberdevonischen Diabasmandelstein über Massenkalk; der Kalk ist in der Nähe des Diabases lebhaft rot gebändert und marmoriniert).

Oderbach, eine eigentümliche eisendurchtränkte Oberflächenkruste ein, die aus einem mit reichlich Diabasmaterial durchsetzten unreinen Roteisenstein bezw. Eisenkiesel besteht (φ) und wahrscheinlich aus der Ausscheidung eisenreicher Quellen im Gefolge des Diabasergußes hervorgegangen ist. Eine ähnliche, aus Roteisen bezw. Eisenkiesel bestehende Oberflächenkruste besitzt auch der in der nordöstlichen Lahnmulde und namentlich in der Dillmulde weit verbreitete Deckdiabas.

Da das unmittelbare Liegende der Diabasergußdecke in der Umgebung von Gaudernbach der Iberger Riffkalk bildet, ist dieser an seiner Oberfläche mit Diabasapophysen völlig durchtränkt und mit der Diabaslava verschmolzen, woraus die in der Marmorindustrie bekannten rotgebänderten und schön marmorierten Kalke (Schupbacher Marmor) sich bildeten (Fig. 6).

Der Eruptionsfolge des Gaudernbacher oberdevonischen Ergußdiabases gehören vermutlich auch die vereinzelt kleinen Diabasmandelsteinvorkommen an, die teils als Durchbrüche in den älteren Oberdevonschichten (südlich Ahausen und Nachbarblatt Merenberg), teils wohl ebenfalls als Decken innerhalb der Gaudernbacher Schichten, namentlich am Ostrande des Kerkerbachtals, erscheinen.

Am Schlusse der Oberdevonzeit setzte, wie die Untersuchungen in der Nachbarschaft ergeben haben, eine zweite große Eruptivphase in der Lahnmulde ein, die neben großen Ergußdecken (Deckdiabas auf Bl. Merenberg und Braunfels) zahlreiche gang- und stockförmige Durchbrüche eines körnigen Diabases lieferte. Dieser jungoberdevonischen Phase gehört wahrscheinlich der körnige Diabas (Dk) an, der auf Bl. Weilburg als eines der bezeichnendsten Gesteinsglieder das Oberdevon der Ahäuser und Weilburger Mulde begleitet und namentlich in der Umgebung von Weilburg und Odersbach in zahlreichen Durchbrüchen erscheint. Die vermutlich zu diesem körnigen Diabas gehörenden Deckenergüsse (Deckdiabas), fehlen auf dem vorliegenden Blatte wie auch weiter westlich in der westlichen Lahnmulde, und dementsprechend ist auch der Culm auf Blatt Weilburg nicht mehr entwickelt, der in der nordöstlichen Lahnmulde und in der ganzen Dillmulde, unmittelbar über dem Deckdiabas folgt.

Die Diabase im Oberdevon der südlichen Randzone weichen petrographisch in mancher Hinsicht von denen der Muldenzone ab; da sie, soweit ersichtlich, ausschließlich als gangförmige Durchbrüche im Oberdevon erscheinen und Deckenergüsse fehlen, läßt sich über ihr Alter nichts Sicheres aussagen. Vermutlich fällt aber die Eruption auch dieser Diabase in das jüngste Oberdevon.

B. Palaeovulkanische Eruptivgesteine.

Nach den bereits im stratigraphischen Teil gemachten Angaben, sind auf Bl. Weilburg mehrere Eruptivphasen während des Oberen Mitteldevons und Oberdevons zu unterscheiden. Diabase von höherem als obermitteldevonischem Alter sind nicht bekannt und aller Wahrscheinlichkeit auch nicht vorhanden. Soweit Diabase innerhalb des Unteren Mitteldevons (Sonnerbachtal südöstlich Allendorf) oder Unterdevons (z. B. auf Bl. Merenberg) erscheinen, zeigen sie stets mehr oder weniger deutliche Kontakthöfe und werden nie von Tuffen begleitet; auch petrographisch gehören diese stock- und lagergangartig in den älteren

Schichten auftretenden Diabase zu einer der im jüngeren Devon bekannten Gruppen; so lehnen sich die Diabasmandelsteine im Unteren Mitteldevon südöstlich von Allendorf eng an die Diabasmandelsteine des Oberen Mitteldevons an.

Nach oben schließen die Eruptivgesteine der Lahnmulde mit dem jüngsten Oberdevon ab; im Culm treten weder Eruptivgesteine noch deren Tuffe auf.

Innerhalb des Oberen Mitteldevons sind zwei Eruptionsfolgen zu trennen. Die eine, überwiegend an der Basis des Obermitteldevons erscheinende, lieferte die zur foyaitisch-theralithischen Reihe gehörigen Keratophyre (bezw. Quarzkeratophyre), ferner die vermutlich derselben Reihe angehörenden, hornblendeführenden Diabase (z. T. Augitporphyrite); die andere, während des ganzen Oberen Mitteldevons anhaltende Folge lieferte Normaldiabase und zwar Diabasmandelstein, dichte Diabase und porphyrische Diabase (Labradorporphyrit). Geologisch erscheinen die beiden Gesteine der ersten Gruppe, der saure Keratophyr und der basische Hornblendediabas, stets eng miteinander verknüpft und stehen — schon in ihrer Beschränkung auf gewisse Zonen der Lahnmulde — im Gegensatze zu den allgemein verbreiteten Normaldiabasen und deren Tuffen, den Schalsteinen im eigentlichen Sinne (vergl. S. 21 ff.).

Im Oberdevon wurden zwei zeitlich getrennte Eruptionsfolgen unterschieden; die eine, im mittleren Oberdevon erscheinende, lieferte Ergüsse von Diabasmandelsteinen, die andere, jungoberdevonische, Stöcke und Gänge von körnigen Diabasen sowie mächtige, das Oberdevon in der nördlichen Lahnmulde abschließende Decken teils körniger, teils blasiger Ergußdiabase (Deckdiabas). Daneben erscheinen im Oberdevon der südlichen Randzone gangförmige, meist ziemlich olivinreiche Diabase, die sich in ihrem Gefüge teils den körnigen Diabasen, teils den Diabasmandelsteinen nähern (Dkm) und wahrscheinlich jungoberdevonisches Alter besitzen.

Danach lassen sich die Eruptivgesteine auf Bl. Weilburg folgendermaßen anordnen:

	Muldenzone	Südliche Randzone
Oberes	Keratophyre und Quarzkeratophyre (Lahnporphyr) in Gängen und Decken mit Breccien, Konglomeraten und Tuffen; K, Kτ.	
Mitteldevon	Vorwiegend im Muldeninnern und an der Basis des Oberen Mitteldevon: Hornblendeführende, meist dichte, basaltähnliche Diabase (zum Teil Augitporphyr) in Gängen und Decken; Dh.	
	In der ganzen Lahnmulde während des Oberen Mitteldevon: Normale Diabase (Diabasmandelstein, dichter Diabas, zum Teil porphyrischer Diabas, Labradorporphyr) Dm , in Gängen und vorwiegend in Decken mit mächtigen Tuffen (Schalstein) tms.	
Oberdevon	Diabasmandelstein (Dom) deckenförmig im Mittl. Oberdevon, begleitet von bombenreichen Tuffen (tos)	
	Körnige Diabase (Dk) in Gängen und Stöcken. (Deckdiabas fehlt.)	Olivinführende (z. T. olivinreiche), körnige, dichte Diabase und Diabasmandelsteine (Dkm); intrusiv.

Keratophyr, **K**, (zum Teil Quarzkeratophyr, **Kq**), nach dem Vorgange C. KOCHS gewöhnlich als Lahnporphyr bezeichnet, tritt auf Bl. Weilburg in großer Verbreitung in dem schon weiter oben (S. 21 ff.) näher gekennzeichneten stratigraphischen Verbands auf.

Im frischen Zustande dunkel- bis fleischrot, gelegentlich auch fast schwarz gefärbt, besteht er aus einer meist dichten (kryptokrystallinen) Grundmasse mit porphyrischen Einsprenglingen von fleischrotem Orthoklas, gelegentlich auch Albit; die Orthoklaseinsprenglinge erreichen oft bis über 1 cm Größe und bestehen in der Regel aus tafelförmigen Krystallen; zuweilen zeigen sie schöne Durchkreuzungszwillinge (Adolf-Erbstollen südlich Weilburg). Bei den Quarzkeratophyren erscheint auch

Quarz neben Orthoklas als Einsprengling in wasserhellen bis rauchgrauen kleinen Krystallen. Von dunklen Gemengteilen (Hornblende) sind in der Regel nur noch Reste in Form chloritischer Einschlüsse erhalten. Als accessorische Gemengteile erscheinen Erze, namentlich Magneteisen und Schwefelkies. Letzterer tritt oft auch in größeren Massen, teils fein verteilt in der Grundmasse, teils in reinen Ausscheidungen im Porphyrauf. Die Art der Verwachsung und die Tatsache, daß sich an zahlreichen Stellen der Schwefelkies mit dem Lahnporphyr vergesellschaftet findet, deutet darauf, daß der Schwefelkies ein magmatisches Spaltprodukt des Lahnporphyrs bildet oder zum mindesten mit der Eruption desselben unmittelbar genetisch verbunden ist. Ebenso wie im Porphyrselbst, findet sich der Schwefelkies oft reichlich in den ihn begleitenden Breccien und Tuffen, deren Brauneisencäment in der Hauptsache aus der Zersetzung des Schwefelkieses hervorgegangen sein dürfte. In den Breccien südlich von Waldhausen ist der Schwefelkies im Bindemittel zum Teil noch erhalten.

Infolge späterer Zersetzung und Verwitterung (Kaolinverwitterung), der das feldspatreiche Gestein besonders leicht unterliegt, ist der Lahnporphyr an vielen Stellen zu grünlichgrauen bis weißen, von Brauneisenkrusten durchsetzten Massen umgewandelt worden. Solche zersetzte Porphyre finden sich namentlich dort, wo in der Nachbarschaft Kohlensäuerlinge aufgetreten sind oder noch Reste der alttertiären Verwitterungsrinde (Kaolinverwitterung) sich erhalten haben, z. B. auf der Höhe nordöstlich Wirbelau.

Einer älteren, vermutlich schon zur Devonzeit entstandenen Zersetzung der Erzgengteile des Porphyrs und seiner Tuffe, Breccien usw. ist die Bildung von Roteisen zuzuschreiben, das in Form feinsten Eisenglanzschüppchen als ein rotes Pigment das ganze Gestein durchsetzt, daneben aber auch recht häufig auf Spältchen und Klüften des Porphyrs in reinen Eisenrahm- bzw. dichten Roteisenmassen zur Ausscheidung gelangt ist. Die Kluftausfüllungen können gelegentlich sogar abbauwürdig werden und liefern dann einen sehr hochhaltigen Roteisenstein (Porphyr im Wittekindstollen und alte Baue im Felde

Hermannstein; ferner die bekannten Roteisenvorkommen im Porphyr von Oberneisen bei Diez). Derartige von Roteisenpigment gefärbte Porphyre, Porphyrtuffe und Breccien sind namentlich auf dem Zuge im Liegenden des Schupbacher Massenkalkes entwickelt.

Ein quarzreicher Lahnporphyr setzt beiderseits der Lahn oberhalb des Wittekindstollens (nördlich von Gräveneck) im Schalstein auf. In diesem Gestein steigt der Kieselsäuregehalt bis 68 v. H., während er bei den übrigen quarzarmen bis quarzfreien Gesteinen etwa 60—62 v. H. beträgt¹⁾.

Die Absonderung des Porphyrs ist meist richtungslos massig (Hauslei bei Weilburg), seltener plattig bis grobbankig (Guntersau); infolge des Faltungsdruckes ist das starre und spröde Gestein meist bis ins kleinste regellos zerklüftet und zertrümmert (Hauslei, Porphyrtafel nordöstlich Wirbelau).

Hornblendeführender Diabas Dh, (Augitporphyrit z. T.). Die Diabase dieser Gruppe sind in der Regel ziemlich frische, dunkelblaugrün bis schwarz gefärbte und daher fast basaltähnliche Gesteine; erhöht wird die Ähnlichkeit durch die auffällige Erscheinung, daß sie oft sehr schön entwickelte, säulenförmige Absonderung nach Art der Säulenbasalte zeigen, wie z. B. am Eisenbahntunnel bei Gräveneck und in dem bekannten Bruch südlich des Dorfes Niederbiel (Bl. Braunfels).

Bei porphyrischer Ausbildung (Augitporphyrit), wie sie besonders schön am Diabas von Gräveneck²⁾, ferner am Birkenkopf südlich Guntersau und z. T. nördlich Arfurt entwickelt ist, schwimmen in der Grundmasse bis über 1 cm große Krystalle eines schwarzen basaltischen Augites, seltener kleine Säulen von Hornblende (z. T. faserig umgewandelt) und Erzkörner (Magnetit).

¹⁾ Vergl. die Analyse des Lahnporphyrs aus dem Weital (Papiermühle bei Guntersau) in ROSENBUSCH: Elemente der Gesteinslehre. II. Aufl. 1901. S. 286.

²⁾ Vergl. STRENG: Über den Hornblendediabas von Gräveneck bei Weilburg; XXII. Ber. d. Oberhess. Ges. f. Nat.- u. Heilkde. 1883, S. 251 ff.

Ferner SENFTER: N. J. f. Min. 1872, S. 673 ff.

SCHAUF: Verh. des Naturh.-Ver. Rheinl. u. W. 1880, S. 1.

Eine Analyse des Diabases von Gräveneck gibt SENFTER a. a. O. S. 683, eine solche vom Hornblendediabas am Oderbacher Weg a. a. O. S. 680; vergl. auch ROSENBUSCH a. a. O. S. 325.

Die Grundmasse besteht aus einem deutlich krystallinen Gemenge von Plagioklasleisten und Augit, denen z. T. reichlich Apatit und Erz (Magnet- und Titaneisen) beigemischt sind. Die ganze Grundmasse ist selbst bei diesen recht frisch erscheinenden Gesteinen von chloritischer Substanz, herrührend von der Zersetzung des Augites, durchsetzt. Als eine besondere Eigentümlichkeit dieser Diabase im Gegensatz zu den Normaldiabasen, die ihnen bei dichtem Gefüge oft sehr ähnlich werden, verdient noch hervorgehoben zu werden, daß die Gesteinsmassen in der Regel von zahlreichen, haarfeinen bis über Dezimeter starken Adern durchsetzt sind, auf denen sich gelbgrüner Epidot und Quarz ausgeschieden haben. Die Epidot-Quarzadern sind aus einer dieser Diabasgruppe offenbar besonders eigentümlichen Zersetzung der Feldspat- und Augitsubstanz hervorgegangen; da sie sich fast überall wiederfinden, bilden sie ein gutes äußerliches Kennzeichen der Diabase dieser Gruppe.

Die Hornblende-Diabase treten z. T. gang- und stockförmig auf und zeigen in diesem Falle auch am deutlichsten die erwähnte säulenförmige Absonderung; so erscheinen sie im Unterdevon südöstlich von Niedershausen (Bl. Merenberg) und besonders ausgedehnt im Unteren Mitteldevon von Bl. Braunfels zwischen Leun und Niederbiel. An anderen Stellen (Bahnprofil unterhalb Gräveneck) bilden sie jedoch auch echte Ergußdecken und sind dann von eigentümlichen, lebhaft rotviolett gefärbten Tuffen ($tms\rho$) begleitet (vergl. Fig. 3, S. 25).

Normale Diabase des Oberen Mitteldevons, Dm. (Dichter Diabas, Diabasmandelstein, porphyrischer Diabas oder Labradorporphyr). Die Diabase dieser Gruppe treten in Form ausgedehnter Decken von bald geringer, bald größerer Mächtigkeit innerhalb der zugehörigen Tuffablagerungen, dem obermitteldevonischen Schalstein, auf, erscheinen aber auch als Gänge und Stöcke innerhalb der untermitteldevonischen Gesteine südöstlich von Allendorf. Die Wechselfolge von Diabasdecken und Tuffen im Oberen Mitteldevon erinnert an den Aufbau von rezenten, aus wechselnden Tuffmassen und Ergußdecken von Laven bestehenden Stratovulkanen, wennauch die submarinen Eruptionen der oberen Mitteldevonzeit vermutlich keine hoch aufragenden

submarinen Vulkanberge, sondern mehr oder weniger gleichmäßig ausgebreitete Schichtenmassen geliefert haben; ein deutlicher Mächtigkeitswechsel innerhalb der Eruptivmassen des Oberen Mitteldevons zeigt sich nur insofern, als sie im Innern der Mulde ihre größte Mächtigkeit erreichen (bis über 1000 m), während sie nach den Rändern der Mulde mehr und mehr abschwellen, sodaß der Schalstein in den äußersten Randgebieten oft nur noch als ein wenige Meter starkes Schichtband zwischen dem älteren Mitteldevon bzw. Unterdevon und dem Oberdevon erscheint.

Der Diabas der Ergußdecken ist in der Regel als Diabasmandelstein entwickelt, eine von zahlreichen bald großen, bald winzig kleinen Dampfporen durchsetzte, feinkrystalline bis dicht erscheinende Diabaslava, deren Dampfporen mit dem bei nachträglicher Zersetzung des Gesteines freigewordenen Kalkkarbonat erfüllt sind. Dichte Varietäten finden sich vor allem in den mächtigeren Deckenergüssen (Mark südlich Essershausen) und in den gang- bzw. stockförmigen Massen des Unteren Mitteldevons (Kummersberg südöstlich Allendorf).

Die Absonderung dieser Diabase weist keine Besonderheiten auf; der Diabasmandelstein neigt namentlich dort, wo er sehr porenreich ist, zur Druckschieferung und ist dann oft vom umhüllenden, mit viel Mandelsteinbomben erfüllten kalkreichen Schalstein schwer zu trennen, so daß man früher oft von Übergängen des Mandelsteins in Schalstein (Schalsteinmandelstein) sprach. In größeren Massen neigt das Gestein zu kugelig bis sphäroidischer Absonderung, wie sie besonders schön an den klippenreichen Abhängen der Mark und an manchen Diabasen im Weital zwischen Guntersau und Freienfels zu beobachten ist. Diese Sphäroide sind durch den Gebirgsdruck gelegentlich mehr oder weniger zu Linsen zusammengepreßt. Wo die kugelige Absonderung noch erhalten geblieben ist, zeigen die Dampfporen oft deutlich konzentrische Anordnung; Entgasung und Absonderung müssen also gleichzeitig entstanden sein.

Der Mineralbestand und das Mineralgefüge ist bei allen diesen Gesteinen ungefähr gleich. Die Grundmasse besteht aus einem innig verfilzten Gewebe kleiner, deutlich zwillings-

gestreifter Plagioklasleistchen und unregelmäßig begrenzten, die Hohlräume zwischen den mehr oder weniger idiomorphen Plagioklasen ausfüllenden Augitkörnern; letztere sind in der Regel weitgehend zu chloritischer Substanz umgewandelt, die das ganze Gestein, auch die Feldspäte z. T., durchtränkt und dem Gestein die gleichmäßige hell- bis dunkelgrüne Farbe verleiht¹⁾. An Nebengemengteilen ist der Diabas ärmer als der vorerwähnte; es finden sich Erzkörnchen (Magnet Eisen, selten Titaneisen) und gelegentlich etwas Apatit; neben chloritischer Substanz ist selbst im frischesten Gestein stets reichlich Kalkspat vorhanden, der in der Hauptsache aus der Zersetzung der Plagioklase hervorgegangen sein dürfte. Die Neubildung von chloritischer und Kalksubstanz muß sehr früh, vielleicht sehr bald nach dem Erstarren der Gesteine vor sich gegangen sein, da sie allen Diabasen, auch den ganz frischen Gesteinen, eigentümlich ist.

Die Kontakterscheinungen der mitteldevonischen Diabase sind zwar schwach, aber überall deutlich wahrzunehmen, wo die Diabase ältere als obermitteldevonische Gesteine durchsetzen. Sie äußern sich in einer leichten Frittung und Verkieselung des umschließenden Gesteines; da sie nicht bedeutend sind, wurden sie auf der Karte nicht besonders angedeutet.

Der Diabasmandelstein des Oberdevon (**Dom**) zeigt in seiner mineralogischen Zusammensetzung keine wesentlichen Abweichungen vom mitteldevonischen Diabase. Er ist in der Regel etwas dunkler gefärbt, enthält größere Mengen von Erzteilchen (Magnet- und Titaneisen) beigemengt, daneben scheint auch Olivin vorhanden gewesen zu sein, wie sich aus gelegentlichen Einschlüssen von serpentinartiger Substanz schließen läßt. In der äußeren Form und Absonderung erinnert er gelegentlich — besonders nördlich Wirbelau — an die Deckdiabase des jüngsten Oberdevons.

Ein besonders bezeichnendes Gestein bildet, schon in seiner äußeren Erscheinungsform, der körnige Diabas (**Dk**), der namentlich in der Umgebung von Weilburg und Odersbach große Verbreitung besitzt, aber auch der Oberdevonmulde zwischen

¹⁾ Ihr verdankt der Diabas die noch heute beim nassauischen Bergmann übliche Bezeichnung „Grünstein“.

Ahausen und Waldhauseu nicht fehlt; im Bereiche des südwestlichen Oberdevongebietes tritt er nur noch vereinzelt auf (südöstlich Wirbelau und auf der Ostseite des Kerkerbachtals bei Eschenau).

Die wesentlichen Gemengteile sind auch bei diesem Gestein ein deutlich zwillingsgestreifter Plagioklas und Augit; das für die Diabase bezeichnende Leistengefüge (ophitische Struktur) tritt namentlich bei den mittelkörnigen Abarten schon makroskopisch deutlich hervor, die grobkörnigen mit über cm großen Plagioklaskrystallen (z. B. am Lahnfelsen westlich Odersbach) neigen mehr zu granitisch-körnigem Gefüge. Der Augit erscheint in Körnern und Fetzen als Füllmasse zwischen den Plagioklasleisten; er ist auch bei diesen Gesteinen selbst im frischesten Zustande bereits weitgehend zu chloritischer Substanz zersetzt, die die benachbarten Feldspate z. T. mit durchwebt und färbt. Olivin ist gelegentlich vorhanden und leitet zu den olivinreichen Abarten (Paläopikrit) über, die auf den östlich anschließenden Blättern (Merenberg und Braunfels) aufgeschlossen sind. An Nebengemengteilen erscheint viel Erz, und zwar Magneteisen und als besonders bezeichnend für diese Eruptionsfolge Titaneisen (z. T. in Leukoxen umgewandelt), ferner in manchen körnigen Diabasen nickelhaltiger Magnetkies in feinverteilten Körnchen oder größeren Nestern (Grube Hubertus bei Odersbach; vergl. unten Abschnitt IV und Fig. 30) und endlich Apatit¹⁾.

Die Absonderung ist plattig bis grobpolyedrisch; der Verwitterung fällt das Gestein unter gewöhnlichen Verhältnissen nur sehr langsam anheim, weswegen es häufig in Klippen, namentlich an Taleinschnitten, aus der Umgebung herausragt (rechte Lahnseite unterhalb Ahausen, Karlsberg bei Weilburg, Lahntal bei Odersbach und Kirschhofen). Bei der Verwitterung bildet sich ein für das Gestein sehr bezeichnender, an Granitgrus erinnernder, dunkelbraun gefärbter Gesteinsgrus; der Zerfall beginnt an den Spalten und Absonderungsflächen des Gesteines,

¹⁾ Eine Analyse des grobkörnigen Diabases vom Lahntunnel bei Weilburg gab SENFTER a. a. O. S. 681; vergl. auch SCHAUF a. a. O.

wodurch wollsackähnliche Blöcke, ähnlich wie beim Granit, entstehen können.

Der körnige Diabas tritt stets gang- oder stockförmig innerhalb der umgebenden Gesteine auf; die früher häufig betonte Ansicht, daß er lagerförmige Massen bilde, ist in den meisten Fällen nur scheinbar zutreffend, da im Nebengestein Schieferung mit Schichtung verwechselt ist. Die die klotzigen Gänge und Stöcke umhüllenden Schichten (meist die feinen nachgiebigen Cypridinschiefer und Kalkknotenschiefer) sind bei der Faltung um die widerstandsfähigen Diabase so gequetscht worden, daß ihre Schichtung, vor allem aber die Schieferung den Salbändern des Diabas parallel verläuft; an guten Aufschlüssen (Diabasgang am Löhnberger Weg nördlich der neuen Ahäuser Brücke; Aufschluß an der Straße nach Guntersau südlich des Eisenbahntunnels) kann man jedoch deutlich erkennen, daß die scheinbare Lagerform erst die Folge der späteren Druckwirkung ist.

Der körnige Diabas zeigt in der Regel deutliche Kontaktthöfe, die örtlich recht beträchtliche Breite erreichen können. Wo der Diabas in Berührung mit den mitteldevonischen Rot-eisensteinlagen getreten ist, sind diese in Magneteisenstein umgewandelt (Grube Wingertsberg bei Odersbach, Magnet südwestlich Wirbelau u. a., vergl. unten Abschn. IV); aus den Schiefeln werden Adinole und Hornfelse, die fast das Aussehen von dunklen Lyditen annehmen können, aus Kalken entsteht Kalksilikat-hornfels, aus Grauwacke verkieselte Grauwacke. In der Regel hat bei diesen Kontakterscheinungen der körnigen Diabase eine Zufuhr von Kieselsäure und z. T. auch wohl von Natron in das Nebengestein stattgefunden; es fehlen indessen spilositische und desmositische Kontaktthöfe, wie sie bei einem anderen körnigen Diabas im Hessischen Hinterlande (Bl. Rodheim) die Regel bilden und namentlich von den Diabasen des Unterharzes bekannt sind¹⁾.

Besondere Aufmerksamkeit beanspruchen einige Kontakterscheinungen in der Umgebung von Weilburg. In dem schon mehrfach erwähnten Bruch am Löhnberger Weg (vergl. Fig. 4,

¹⁾ Vergl. GREIM: Die Diabaskontaktmetamorphose zu Weilburg a. d. Lahn N. Jahrb. f. Min. 1888, I. S. 1.

S. 40) ist der Plattenkalk am Kontakte gegen den Diabas in hellen Kalksilikathornfels umgewandelt; nach oben geht er in einen von grünlicher Substanz durchsetzten körnigen Kalk mit kleinen Granatkrystallen über, darüber folgen endlich normale Kalke und Kalkschiefer, die sich ihren ursprünglichen Bitumengehalt bewahrt haben.

Südlich des Weilburger Eisenbahntunnels stehen zwischen zwei Diabasgängen eigenartige, deutlich gebankte, nahezu saiger einfallende Kontaktgesteine an, die ebenfalls aus oberdevonischen Plattenkalken mit schmalen Zwischenlagen roter und grüner Schiefer hervorgegangen sind. Die Kalkschiefer sind in hornfelsähnliche Schiefer mit ihrer ursprünglichen Farbe übergegangen, die Kalkbänke nur außen völlig zu Kalksilikathornfels umgewandelt, während im Innern jeder Bank linsenförmige Reste von krystallinisch gewordenem Kalk erhalten blieben; letztere wittern an der Oberfläche z. T. aus und verleihen dem Gestein ein zelliges Aussehen (vergl. GREIM a. a. O.).

Die im Kontakt des Diabases gegen den Kalk gelegentlich beobachteten Erze (Bleiglanz, Kupferkies, Zinkblende im Lahn-tunnel, am Löhnberger Weg usw.) dürften keine Kontaktbildungen, sondern spätere Infiltrationen sein.

Neben diesen exogenen Kontakterscheinungen zeigt der körnige Diabas auch endogene Kontaktveränderungen; die kleineren Gänge (z. B. südlich des Eisenbahntunnels) und die Außenränder der größeren Stöcke und Gänge sind gewöhnlich feinkörniger und dunkler als die Hauptmasse; neben der fein- bis kryptokrystallinen randlichen Erstarrung tritt aber gelegentlich auch sphäroidische Entglasung und Erstarrung in Form des sog. Diabasvariolites auf.

Die Diabase im Oberdevon der südlichen Randzone (Dkm) zeigen äußerlich ziemlich wechselndes Gepräge; sie erscheinen bald als körnige, den körnigen Diabasen der Muldenzone ähnelnde Gesteine, bald als feinkörnige bis dichte, endlich auch — und zwar besonders häufig — als blasige Gesteine (Diabasmandelstein). Da indessen zwischen allen Formen oft in raschem Wechsel Übergänge bestehen und sämtliche Diabase dieser Zone intrusive Stöcke innerhalb des Oberdevons — bzw.

des unterlagernden Mitteldevons zu bilden scheinen, dürften sie einer einheitlichen Eruptionsfolge angehören. Kontakterscheinungen treten allerdings bei diesen Diabasen, auch bei den körnig ausgebildeten, zurück und äußern sich in der Regel nur in einer Frittung und schwachen Verkieselung der Schiefer am Kontakte; häufiger ist das, auch im Gebiete der südlichen Randzone zwischen Schalstein und Schiefer entwickelte Eisensteinlager in Magnet Eisenstein umgewandelt (Grube Magnet bei Blossenbach u. a.).

Im Mineralbestande unterscheiden sich die Diabase dieser Gruppe von den Diabasen der Muldenzone namentlich durch das Überwiegen der dunklen Gemengteile und durch die oft reichliche Beimengung von Olivin, durch die an manchen Stellen (namentlich auf dem Nachbarblatt Weilmünster) feldspatarme Olivindiabase entstehen können. Eine weitere Eigentümlichkeit dieser Diabase, namentlich gewisser mittel- bis feinkörniger Abarten (z. B. am Schmidskopf südöstlich Weinbach), besteht darin, daß in der Grundmasse große porphyrische Einsprenglinge von Augit erscheinen können.

Im übrigen lehnen sich die Gesteine durch ihren hohen Gehalt an beigemengtem Titaneisen, das größtenteils in Leukoxen umgewandelt ist, an die oberdevonischen Diabase der Muldenzone an.

Besondere Erwähnung verdient noch ein eigenartiges, durch große porphyrische Augite (bis 5 cm Größe) ausgezeichnetes Gestein, das — in stark gestörter Lagerung — unmittelbar südlich von Weinbach auf der rechten Seite des nach Elkerhausen führenden Tales aufgeschlossen ist. In einer wohl aus Serpentin hervorgegangenen, chloritischen und talkähnlichen, schülfrigen Masse schwimmen noch einzelne große Krystalle von schwarzen, an den Rändern in serpentinartige Substanz übergehenden Augiten; daneben erscheinen kleine Körner von diopsidähnlichem Augit, braune Hornblende, Leukoxen und Nadeln von Apatit, ferner — als ein offenbar nachträglich gebildetes Mineral — große Schuppen von dunkelbraunem Magnesiaglimmer. Nach diesem Befunde scheint es sich um einen ursprünglich sehr olivinreichen Diabas zu handeln, der nach der Art der Zersetzungs-

gebilde an die die körnigen Diabase der Nachbarschaft begleitenden Palaeopikrite (vergl. Erl. Bl. Braunfels S. 54) erinnert. Da unter den körnigen Diabasen der südlichen Randfazies (z. B. am Schmidkopf südöstlich Weinbach) auch solche mit porphyrisch eingesprengten Augiten erscheinen, dürfte es sich bei dem Gestein von Weinbach um eine besonders grobporphyrische Abart dieses Diabases handeln; damit steht auch in Einklang, daß er innerhalb der Oberdevonschiefer aufsetzt und diese allem Anschein nach gangförmig durchbricht.

C. Tektonik.

Der Aufbau der paläozoischen Schichten innerhalb der Lahnmulde ist durch drei Hauptabschnitte der Gebirgsbewegung bedingt, die im vorgehenden bereits mehrfach gestreift sind, 1. eine vormitteldevonische Faltung des älteren Devons, begleitet von Einbrüchen (grabenartige Versenkung der Lahnmulde) zu Beginn der oberen Mitteldevonzeit, 2. die postculmische Hauptfaltungsperiode des Rheinischen Schiefergebirges, 3. durch nachpaläozoische, z. T. tertiäre Schollenbewegungen entlang großen Bruchspalten.

Die älteste dieser tektonischen Zeitabschnitte ist, da die von ihr beeinflussten Schichten auch von den jüngeren Bewegungen mitbetroffen wurden und daher mehrfachen Störungen unterlagen, naturgemäß heute am wenigsten sicher zu beobachten. Sie läßt sich schließen aus der Diskordanz, die am Nord- und Westrande der Lahnmulde zwischen dem älteren und jüngeren Devon (vom Oberen Mitteldevon aufwärts) besteht, und äußerte sich wahrscheinlich in einer bereits recht erheblichen Faltung des älteren Devons ungefähr in der Richtung der jüngeren Hauptfaltung¹⁾. Die Einbruchslinien, an denen entlang sich die Lahnmulde zum Beginne der Obermitteldevonzeit grabenartig vertiefte, sind in-

¹⁾ Eine noch ältere tektonische Phase ging ihr vermutlich im Unterdevon voraus, da das älteste am Nordrande der Lahnmulde und Südrande der Dillmulde bekannte Unterdevon (Untercoblenschichten bzw. herzynisches Unterdevon an der Basis des Untercoblentz) Transgressionskonglomerate führt und nach neueren Beobachtungen auf Bl. Rodheim um Kerne vordevonischer Gesteine (Silurischen Klippenquarzit) abgelagert ist.

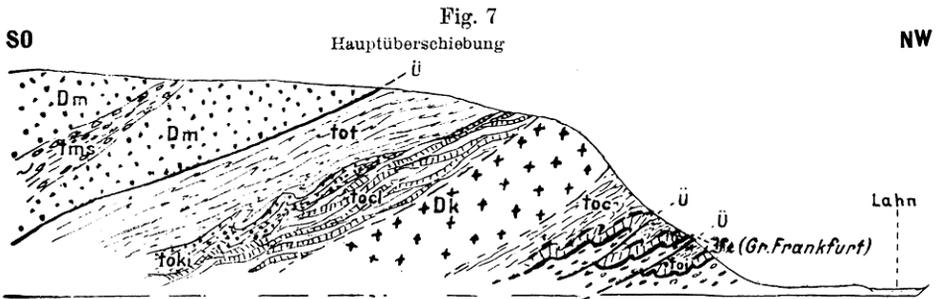
folge der späteren Verwickelung der Tektonik ebenfalls nicht mit Sicherheit mehr festzustellen. Die lineare Anordnung gewisser Eruptivgesteinstypen des Oberen Mitteldevons deutet vielleicht noch die Lage jener Bruchspalten an. Ebenso darf man annehmen, daß an diesen ungefähr im Streichen der nachculmischen Faltung gelegenen Bruchspalten das Gebirge bei der späteren Faltung wieder in Bewegung geriet, daß diese alten Störungen die Gleitflächen bildeten, an denen die in der Lahnmulde zu großer Mächtigkeit aufgehäuften, jungdevonischen Sedimente über das nördliche horstartige Vorland überschoben wurden. (Vergl. das Idealprofil der Karte.)

Am meisten wird das paläozoische Schichtensystem von der am Ende des Culms eingetretenen Hauptfaltung des Rheinischen Gebirges beherrscht. Es entstand jener Faltenbau mit allgemein SW—NO streichenden Gesteinszügen, Sätteln und Mulden, die eingangs bereits aufgezählt sind. Ein durchgreifender Unterschied machte sich bei dieser Faltung zwischen den einzelnen Teilen der Mulde bemerkbar. Während die im Innern der Mulde namentlich während des jüngeren Devons (Obermitteldevon — Oberdevon) zu großer Mächtigkeit aufgehäuften Sedimente (nebst zwischengelagerten Eruptivgesteinen) in sehr starkem Maße gefaltet, überkippt und an großen flachen Überschiebungen nach NW schuppenartig überschoben wurden, zeigen die jüngeren Ablagerungen in den Randgebieten, wo sie in geringerer Mächtigkeit unmittelbar auf bereits vorgefaltetem älteren Devon zur Ablagerung kamen, weit schwächere Faltungserscheinungen; sie sind also im Schutze ihrer bereits vorgefalteten Unterlage von der nachculmischen Faltung mehr verschont geblieben (Mittel und Oberdevon der nördlichen Randzone).

Dort, wo die Faltung Gesteine von annähernd gleicher Widerstandsfähigkeit und ohne äußere entgegenstehende Hemmnisse betroffen hat, wie im Innern der Mulde, entstehen zunächst steile, nach SO einfallende und in der Regel isoklinal zusammengepreßte Falten. (Oberdevon der Weilburger Mulde, Profil an der Straße nach Guntersau.) Setzt der Faltdruck weiter fort, so beginnt an der Stelle der stärksten Zugspannung, am Liegendflügel des Sattels bzw. am Hangendflügel der Mulde ein Zerreißen

oder Auswalzen des Faltenschenkels, unter deren Einfluß Teile der Schichtenfolgen ganz verschwinden können; diese Auswalzung des „Faltenmittelschenkels“ geht bei weiterem Schube in richtige Überschiebung über und erzeugt dann einen sogenannten Schuppenbau. Im kleinen zeigt sich ein solcher sehr deutlich in den Kalkknottenschiefern und Cypridinschiefern südlich des Weilburger Eisenbahntunnels (Straße nach Guntersau).

Eine der wichtigsten Überschiebungen auf Bl. Weilburg bildet die Störung, an der der große Schalsteinhauptsattel bzw. der im Kern des Sattels erscheinende Porphyry auf die von der Runkeler Straße über Wirbelau nach Weilburg verlaufende Oberdevonmulde überschoben ist; diese Überschiebung tritt namentlich im mittleren und nordöstlichen Teile des Blattes deutlich hervor (vergl. das Profil der Karte und das Profil durch den Wittekindstollen Fig. 10, unten; ferner Fig. 2, S. 16 u. Fig. 7).



Profil an der Weilmündung westlich Guntersau.

(Das Eisensteinlager, Fe liegt zwischen tms und toi, zwischen toi und toc Hellwasserkalk.)

Die Schichten im Liegenden dieser großen Überschiebung sind meist sehr stark gestört und werden noch von kleineren Sonderüberschiebungen durchsetzt, wie das Profil durch den Wittekindstollen und das Profil durch den Gännsberg östlich Guntersau erkennen läßt; auch in der obenstehenden Figur 7, die einen Schnitt durch den Berghang westlich Guntersau wiedergibt, zeigt sich die Wirkung der großen Überschiebung deutlich; das an der Straße nach Kirschhofen aufgeschlossene Eisensteinlager (Gr. Frankfurt) erscheint infolge kleiner Schuppenstruktur mehrfach über einander; der Porphyry tritt hier an der Haupt-

überschiebung nicht mehr zutage, ist aber durch einen alten Stollen am Bahnhof Guntersau unterirdisch angefahren worden.

Als Begleiterscheinung des Faltungsvorganges, ähnlich den im Streichen verlaufenden Überschiebungen, müssen auch die ungefähr quer zum Streichen (in der Richtung des Faltungsdruckes) SO—NW verlaufenden sog. Querverwerfungen (richtiger Querverschiebungen) bezeichnet werden; an ihnen haben sich die durch den SO wirkenden Faltungsdruck entstandenen verschiedenen Spannungen in der Weise abgelöst, daß eine seitliche Verschiebung der von den Querverschiebungen begrenzten Schollen entsprechend der auf sie verschieden wirkenden Schubkraft eintrat. Bei guten Aufschlüssen, namentlich in Gruben, kann man die Bewegungsrichtung an diesen Querverwerfungen in Gestalt mehr oder weniger wagerecht verlaufender Rutschstreifen deutlich erkennen. Die Querverschiebungen haben meist steiles Einfallen und setzen selten auf größere Erstreckung fort; im Gegensatz zu den flachen Überschiebungen, deren Gleitflächen oft von mächtigen Ruschelzonen begleitet sind, erscheinen die Querverschiebungen in der Regel scharf ausgeprägt, treten aber gern in Schwärmen nebeneinander auf und bilden so ein Spaltensystem. Auf diesen Querverschiebungen haben sich — in nachculmischer Zeit — an verschiedenen Stellen im Lahngebiete Mineralien in Form von Erzgängen (Braunspat-Quarz-Kupferkies und Bleiglanz-Zinkblende-Fahlerz) ausgeschieden. Solche z. T. nur mit Quarz erfüllte Gänge sind namentlich im südöstlichen Blattgebiete häufig; hier tritt auch ein größerer, auf Blatt Weilmünster gelegener Erzgang (Mehlbach) bis an die Blattgrenze heran, auf dem zeitweilig ein lebhafter Bergbau auf Bleiglanz und Fahlerze umging.

Als Störungserscheinungen der postculmischen Faltungsperiode im Kleinen sind noch die Deckelklüfte und die sog. Geschiebeklüfte zu erwähnen; beide Arten von Störungen verursachen eine Verschiebung der Schichten gegen einander meist nur um geringe Beträge von wenigen Dezimetern bis zu einigen Metern, sind daher bei der Kartierung nicht festzustellen, wohl aber haben sie für den Bergbau einige Bedeutung. Deckelklüfte sind nahezu wagerechte oder flach nach SO bezw. S geneigte

Schubflächen, die flacher als die durchschnittenen Schichten einfallen und in der Regel eine Verschiebung des oberen Gebirgstheiles gegen den unteren nach N bzw. NW bewirkt haben; sie treten gewöhnlich in der Nachbarschaft der großen flachen Überschiebungen auf und bilden offenbar eine Begleiterscheinung der letzteren.

In ähnlicher Weise erscheinen steil einfallende, nahezu senkrecht zum Schichtenstreichen verlaufende kleine Störungen in Begleitung der Querverwerfungen. Sie stellen sich besonders dort ein, wo festere Gesteinsschichten, z. B. Eisensteinlager zwischen Schalstein und Schiefer, nicht senkrecht sondern spießwinklig vom SO—NW gerichteten Faltungsdruck getroffen sind; besonders in den Fällen, wo das Lager von der normalen Streichrichtung (SW—NO) nach S—N abweicht, treten solche Geschiebeklüfte in häufiger Folge auf und bewirken eine gesetzmäßige Verschiebung des südlichen Schollenteiles nach Westen derart, daß das aus der Zerstückelung oder Verschiebung der Lagerstücke sich ergebende Generalstreichen sich annähernd in die normale Streichrichtung (senkrecht zur Druckrichtung) einstellt.

Eine besondere Art von Faltenstörungen tritt in großer Häufung auf dem großen Schalsteinsattel nordöstlich von Weilburg auf, der von dem Eisensteinlager (Fe₁) der Gruben Heide, Thor, Buderus usw. begleitet wird (vergl. Taf. 7 und die 5. Profile daselbst). Hier ist der jedesmalige Sattelnordflügel von zahlreichen ungefähr senkrecht einfallenden, während der Sattelauffaltung entstandenen Sattelspalten durchzogen, an denen der jeweilig liegende Schollenteil unter dem hangenden nach oben verschoben ist (Stauchklüfte); Nachträglich ist der Sattel dann noch im Westen (Grube Heide) über den so gestörten Nordflügel überfaltete.

Während sich namentlich die starren Gesteinsschichten innerhalb des Schichtenverbandes an die Wirkung des Faltungsdruckes in der geschilderten Weise im kleinen anpassen, zeigen die homogenen und vermutlich auch bei dem Einsetzen der Faltung noch ziemlich plastischen Schiefer dieses Nachgeben unter der Wirkung des Druckes in Gestalt des Gleitens der kleinsten Teilchen, aus der die sog. Druckschieferung entsteht.

Diese Druckschieferung, die in der Regel viel vollkommener und glattere Ablösungsflächen schuf als die ursprüngliche Schichtung, ist in den Schiefen überall vorhanden, auch dort wo letztere sehr flach oder fast sölilig lagern; in letzterem Falle durchkreuzt die Schieferung die ursprüngliche Schichtung mehr oder weniger senkrecht (transversale Schieferung), und die Schichtung ist dort, wo Lagenstruktur, Bänderung oder Einlagerungen den Schiefen fehlen, oft überhaupt nicht mehr zu erkennen. Ist die Schieferung sehr vollkommen (bei möglichst gleichmäßig feinem Ursprungsmaterial), so entstehen Dachschiefer, deren leichte Spaltbarkeit eben auf ihrer vollkommenen Druckschieferung beruht. Auf Blatt Weilburg finden sich Dachschiefer im Unteren Mitteldevon (Sonnerbach), in den Gaudernbacher Schichten (südlich Gaudernbach) und namentlich in den Langhecker Schiefen.

Ein Zwischenglied zwischen der Durchschieferung des feinen Tonschiefers (Gleiten der kleinsten Teile) und den Gleitstörungen der klotzigen, massigen Gesteine (Deckel, Geschiebe usw.) bildet die Flaserung der nicht homogenen Gesteine. Die Kalkknotenschiefer des Oberdevons, die aus leicht gleitendem Schiefermaterial und Einlagerungen von festen Kalkknötchen bestehen, zeigen sie besonders deutlich dort, wo der Faltungsdruck die ursprüngliche Schichtung mehr oder weniger senkrecht betroffen hat. Flaserung zeigen ferner die Obercoblenzschichten, wo sie aus wechselnden Lagen von — leicht gleitendem — Schiefer und festeren Grauwackebänken bestehen. Auch der Schalstein, dem ursprüngliche Schichtung so gut wie ganz fehlt, nimmt die Druckschieferung sehr vollkommen an, zumal er zurzeit der Faltung noch aus mehr oder weniger lockerem Tuffmaterial bestand; die Ungleichartigkeit des Gesteines bedingt auch hier die Flaserung, ebenso bei den kugelig und sphäroidisch abgesonderten Diabasmandelsteinen, bei denen die Füllmasse zwischen den Kugeln das zerquetschte Gleitmaterial abgegeben hat, während die Kugeln zu mehr oder weniger flachen Linsen zusammengepreßt sind.

Da im Schalstein, abgesehen von seltenen Fällen, die ursprüngliche Schichtung nie erscheint und die Schieferung daher

vom Bergmann irrümlicher Weise für Schichtung gehalten wurde, hat man in manchen Fällen die im Schalstein liegenden Roteisensteinlager für Gänge angesprochen, weil sie mehr oder weniger quer zur angeblichen Schalsteinschichtung verlaufen (vergl. Erl. Bl. Braunfels S. 65).

Am wenigsten deutlich tritt die Gesetzmäßigkeit der Faltenstörungen bei den klotzigen, spröden Eruptivgesteinen und bei den großen Riffkalkmassen hervor, weil sie einerseits dem Drucke stärker Widerstand leisteten, andererseits im Gegensatze zu den geschichteten Gesteinen in meist sehr unregelmäßigen bald an-, bald abschwellenden Massen erscheinen. Hier äußerte sich der Faltungsdruck nur in großen Überschiebungen (Überschiebung der starren Deckdiabasmasse am Nordrande der Lahnmulde auf Bl. Ballersbach, Rodheim und Braunfels) und großen Querverschiebungen, im kleinen namentlich bei den dichten spröden Hornblendediabasen und Lahnporphyren in einer unregelmäßigen Zertrümmerung des Gesteins bis in kleine und kleinste polyedrische Stücke.

Nach der postculmischen Hauptfaltung scheint das paläozoische Faltengebirge sehr bald wieder abgetragen und eingeebnet worden zu sein. Denn am Ostrande des Gebirges liegt auf große Erstreckung eine dem unteren Obercarbon angehörende Grauwacke bereits transgredierend über dem culmischen Faltenystem und ist selbst nur von schwächeren Nachwirkungen dieser großen, im Norden des Gebirges bis ins jüngste Carbon anhaltenden Faltenperiode mitbetroffen worden.

Über die weitere Entwicklung des Rheinischen Gebirges bis zur Tertiärzeit fehlen sichere Anhaltspunkte; wahrscheinlich hat das Innere des Gebirges während des ganzen Mesozoikums als Festland bestanden.

In dieser Zeit, bis zum Beginne der Basaltergüsse des Westerwaldes und der Ablagerung der sie begleitenden Sedimente der Braunkohlenstufe, muß sich in der Hauptsache der dritte tektonische Abschnitt abgespielt haben, in dessen Gefolge der alte Gebirgsrumpf sich entlang großen, z. T. weit aushaltenden Ver-

werfungen in einzelne Schollen auflöste, und Einbrüche bzw. Hebungen einzelner Schollen gegen einander von wechselnder Sprunghöhe entstanden. Die Verwerfungen dieser Art haben im Lahnggebiete ungefähr N—S (bezw. NNO—SSW) und O—W (bezw. WNW—OSO) Richtung, bilden also ein sich nahezu rechtwinklig kreuzendes System, das ungefähr altersgleich sein muß, da bald die O—W-Verwerfungen von N—S-Verwerfungen, bald umgekehrt die N—S von O—W-Verwerfungen abgeschnitten werden. Verwerfungen dieser Art sind auf Bl. Weilburg nur an wenigen Stellen mit Sicherheit nachzuweisen (z. B. die N—S-Störung östlich des Kerkerbachtals südlich von Eschenau); an anderen Stellen lassen sie sich aber trotz der stark verhüllenden Diluvialbedeckung vermuten; so läuft ein System von N—S-Störungen am Westrande des Blattgebietes (Allendorfer Tal, durch den Ort Schupbach, Kerkerbachtal bei Heckholzhausen und südlich Eschenau) entlang (östliche Randspalten des Limburger Beckens), ein paralleles System scheint das Lahntal zwischen Odersbach und Aumenau zu begleiten (siehe oben S. 5).

Über das Alter dieser Störungen läßt sich nur soviel aussagen, daß das älteste im Gebirge und am Ostrande bekannte Tertiär (mittel- bis oberoligocäne Schotter, Sande und Tone der sog. Vallendarer Stufe) von den Verwerfungen z. T. noch mitbetroffen ist, nicht dagegen, oder doch nur in seltenen Fällen, das jüngere (miocäne) basaltische und Braunkohlen-Tertiär. Daraus würde folgen, daß eine Hauptbewegung an den Störungen zwischen Oligocän und Miocän, also unmittelbar vor dem Beginne der Basalterruptionen des Westerwaldes stattgefunden hat.

Die innigen Beziehungen zwischen den Verwerfungen und den Basalterruptionen zeigen sich innerhalb des Blattgebiets besonders deutlich, denn an mehreren Stellen treten schmale Basaltgänge und Stöcke unmittelbar auf den Verwerfungen auf, ebenso sind die postvulkanischen Kohlensäuerlinge, die zwar auf Bl. Weilburg nur an einer Stelle (westlich Ahausen), auf dem nördlich anschließenden Bl. Merenberg aber in großer Zahl erscheinen, an diese Bruchlinien gebunden. Wahrscheinlich hat indessen zu dieser Zeit neben der Bildung neuer Sprünge nur eine erneute

Bewegung an den bereits früher entstandenen Verwerfungen eingesetzt, denn einerseits deuten manche Sprünge im alten Gebirge auf erheblich größere Sprunghöhe, als sie das verworfene Oligocän zeigt, andererseits sind am Ostrande des Gebirges Störungen des gleichen Systems bekannt (namentlich NS-Verwerfungen) an denen nachweislich schon in mesozoischer Zeit Bewegungen stattgefunden haben.

In einzelnen Fällen scheint eine Bewegung des Gebirges an diesen — kurzweg als Tertiärverwerfungen bezeichneten — Störungen auch noch nach dem Tertiär in diluvialer Zeit stattgefunden zu haben, wie sich aus der auffälligen Verbiegung der diluvialen Flußterrassen der Lahn schließen läßt. Derartige Verbiegungen erscheinen nämlich gerade an den Stellen, wo sich die Tertiärverwerfungen besonders häufen (Ostrand des Gebirges bei Gießen; Löhnberger Becken, Bl. Merenberg; Limburger Becken). Daraus ist zu entnehmen, daß an den Störungen sich in junger geologischer Vergangenheit eine Hebung der Masse des rheinischen Gebirges gegenüber dem Vorlande und gegenüber den Beckenregionen in Innern vollzogen hat, die vielleicht heute noch nicht zum Abschluß gekommen ist.

D. Das Tertiär.

Den Untergrund der ältesten Tertiärablagerungen innerhalb des Gebirges (der mittel- bis oberoligocänen Vallendarer Stufe) bildet eine in alttertiärer Zeit (vielleicht schon seit dem jüngeren Mesozoikum) entstandene Einebnungsfläche des Alten Gebirges, die eingangs bei der morphologischen Betrachtung des Kartengebietes bereits erwähnt wurde. Der Einebnung sind alle Gesteine des Alten Gebirges unbeschadet ihrer größeren oder geringeren Härte nahezu gleichmäßig unterlegen, da ihr eine tiefgründige Oberflächenverwitterung (Kaolinisierung) unter dem Einflusse eines wahrscheinlich tropischen oder subtropischen feuchten Klimas vorausging. Die Reste dieser alttertiären Verwitterungskruste sind an vielen Stellen, namentlich im Schutze jüngerer Tertiärbedeckung, noch erhalten. Die tiefgründig gebleichten z. T. sogar zu weißen, gelben und rötlichen Tönen zersetzten Schiefer nördlich Aulenhäusen und zwischen Wein-

bach — Aulenhäusen — Blossenbach — Elkershausen! — Aumenau verdanken dieser Verwitterung ihre Entstehung, ebenso die zu bunten Letten zersetzten Schalsteine auf den Höhen beiderseits des Lahntales, zwischen Weinbachtal und Kerkerbachtal, die allerdings größtenteils vom Diluvium überdeckt sind.

I. Oligocän (Vallendarer Stufe).

Die Enderzeugnisse der alttertiären Kaolinverwitterung, reine, weiß bis leuchtend gelb und rot gefärbte Tone und reine Quarzsubstanz (Gangquarz, Sande der ursprünglichen Quarzite, Grauwacken usw., Kieselschiefer, Eisenkiesel) wurden in der dem Alttertiär folgenden Fluvialperiode leicht erodiert und umgelagert; sie finden sich als fluviale bzw. limnische Ablagerungen der sog. Vallendarer Stufe weithin über die tertiären Hochflächen des Gebirges abgelagert. Das Alter dieser Bildungen hat sich auf Grund der Beziehungen der fluvialen Absätze mit den marinen Sedimenten am Rande des Gebirges und wegen der Überlagerung durch die altmiocäne Braunkohlenstufe als ungefähr Mittel- bis Oberoligocän feststellen lassen.

Zur Vallendarer Stufe gehören die auch auf Bl. Weilburg in beschränktem Maße unter der Basaltplatte des Hermannskopfes, und zwar unter dem Sohlbasalte zu Tage tretenden Tone (bt), vor allem aber die über das ganze Blattgebiet — als Erosionsreste einer früher weit verbreiteten Schotterstufe — verstreuten Ablagerungen von weißen Quarzschottern und Sanden (bs); sie finden sich namentlich an der Nordostgrenze des Blattes (kleiner Tiergarten) und auf dem östlichen Nachbarblatte Weilmünster, ferner mit den Tonen zusammen unter dem Sohlbasalte östlich des Hermannskopfes (Hasselbacher Stock), an der Runkeler Straße südlich Eschenau und endlich als Begleiter des Massenkalkes zwischen Arfurt, Gräveneck und Freienfels, hier allerdings meist in den Schluchten und Senken des Kalkes unter Diluvium vergraben.

Die Quarzschotter (bs) bestehen aus nuß- bis z. T. über kopfgroßen Geröllen, unter denen Gangquarz etwa 90—95 v. H. der ganzen Masse ausmacht; daneben finden sich gebleichte Kieselschiefer, Eisenkiesel und meist bereits stark zermürbte

Quarzitgerölle. Die Schotter sind an zahlreichen Stellen zur Gewinnung von Wegebaumaterial aufgeschlossen (Kiesgruben am Hasselbacher Stock nordöstlich von Weilburg, an der Runkeler Straße nördlich der Försterei, ferner am kleinen Tiergarten); an der häufigen Wechsellagerung von Kies und Sand und der Kreuzschichtung des letzteren tritt der fluviatile Charakter der Ablagerungen deutlich hervor. Die Tone (bt) bestehen aus fast reinem Kaolin mit mehr oder weniger starken Beimengungen von Quarzsand. Sie liefern namentlich auf dem nördlichen Anschlußblatt Merenberg ein vorzügliches Material für die keramische Industrie (Westerwälder Flaschenton).

Das höhere Alter der Vallendarer Schichten gegenüber dem Basalt ergibt sich ohne weiteres aus der überall deutlich hervortretenden Überlagerung der Quarzschotter und der Tone durch die Basaltdecken des Westerwaldes (Ostseite des Hermannskopfes).

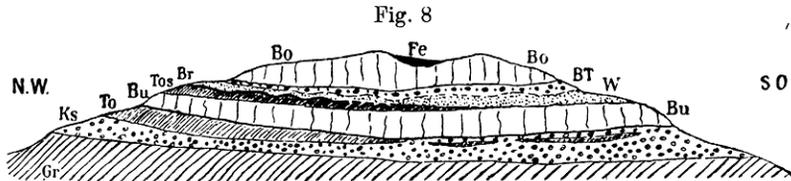
In manchen Aufschlüssen des Gebietes zeigen die Quarzschotter und Sande eine nachträgliche Verkittung durch Brauneisen, kieseliges Brauneisen (z. B. in der Kiesgrube am Hasselbacher Stock) und z. T. auch durch reine Kieselsäure. Diese Verkittung bildet eine Verwitterungserscheinung der jüngeren Miocänzeit und lieferte die über die Tertiärhochflächen weit verbreiteten Tertiärquarzite, die sich als eluviale Reste bis heute auch dort noch erhalten haben, wo die Vallendarer Schotter als geschlossene Ablagerung bereits seit langem der Abtragung anheim gefallen sind. Vereinzelt findet man solche Tertiärquarzite südlich des Steinbühl westlich Allendorf, in größerer Menge auf Bl. Merenberg,

2. Miocän (Braunkohlenstufe).

Die Braunkohlenstufe der Westerwaldhochfläche ruht an den Rändern des Westerwaldes, so auch auf Bl. Weilburg auf den Ablagerungen der Vallendarer Stufe. Sie besteht aus 2 Hauptabteilungen; die untere setzt sich hauptsächlich aus Sanden, dunklen Tonen, Basalttuffen und einzelnen, meist schwachen Basaltdecken von mehr oder weniger großer Ausdehnung (sog. Sohlbasalt) zusammen, die obere besteht aus einer meist geschlossenen Masse von Basaltlavaergüssen (sog. Dach-

basalt), die nur gelegentlich durch Einlagerungen von Basalttuffen von einander getrennt werden. Die untere Abteilung scheint im wesentlichen noch unter Wasser gebildet zu sein, während die Ergüsse der oberen Abteilung, nach ihren Verwitterungsoberflächen und dem Fehlen von Wasserablagerungen zu schließen, bereits auf trockenem Lande erfolgten. Nach ihrer Lagerung auf den oberoligocänen Vallendarer Schichten und den nahen Beziehungen ihrer Flora zu der niederrheinischen Braunkohlenformation gehört die Westerwälder Braunkohlenformation dem Untermiocän an und fand wahrscheinlich auch mit dem Untermiocän ihren Abschluß, da die obere Abteilung, der Dachbasalt, Verwitterungserscheinungen zeigt, die sich im wesentlichen während des Obermiocäns abgespielt haben müssen.

Ein ziemlich vollständiges Normalprofil durch die Westerwälder Braunkohlenformation zeigt die Basaltplatte zwischen Merenberg und Löhnberg nördlich der Blaugrenze, wengleich auch die Braunkohlen hier, am Südostrande des Westerwaldes, nur untergeordnet entwickelt sind und meist in einzelnen, wenig aushaltenden, schwachen Flötzen erscheinen (vergl. Fig. 8).



Idealschnitt durch die Merenberger Basalthochfläche.

Unmittelbar über den Sanden und Tonen der Vallendarer Schichten (Ks, To), die das zersetzte Grundgebirge (Gr) überdecken, folgt zunächst eine bis 20 m mächtige Decke von Sohlbasalt (Bu), darüber liegen mit Basalttuff bereits reichlich vermengte Sande und dunkle Tone (Braunkohlentone Tos), die z. T. wohl noch aus der Umlagerung der älteren Vallendarer Schichten gebildet sind. In oder über den Braunkohlentonen liegt ein kleines Braunkohlenflöz (Br), das früher auch abgebaut worden ist (nördlich vom Allendorfer Stock, Bl. Merenberg). Es besteht aus einer sehr lignitischen Blätterkohle;

kleinere Schmitzen dieser Blätterkohle treten auch noch in den höheren Lagen (Walkererde) auf.

Über den Braunkohlentonen bzw. der Braunkohle folgt zunächst auf der ganzen Südseite der Basaltplatte (beiderseits des Allendorfer Stockes) eine mehrere Meter mächtige Lage von äußerst feinem, zersetzten und umgelagerten Basalttuff (Basaltton) von dunkelgrauer oder gelbgrüner bis dunkelgrüner Farbe, der wegen seiner physikalischen Eigenschaften als Walkererde (W) gewonnen wird. Er geht nach den Profilen in einzelnen Walkererdegruben nach oben in gröbere, bombenreiche und weniger zersetzte Basalttuffe (Bt) über, und über diesen folgt endlich die obere Abteilung der Braunkohlenformation, der sog. Dachbasalt (Bo) mit Nestern von Basalteisenstein (Fe).

Dem hier wiedergegebenen Profil entsprechen auch die Lagerungsverhältnisse am Hermannskopf östlich des Hasselbacher Stockes; über den Vallendarer Schottern und Tonen liegt der Sohlbasalt, darüber folgen Braunkohlentone und an der Nordseite gegen den Allendorfer Stock hin Walkererde, die z. T. auch gewonnen wird; zu oberst liegt der Dachbasalt. Westlich einer dem oberen Borntal in der Richtung auf den Allendorfer Stock folgenden Linie ändert sich plötzlich die Schichtenfolge; der Sockel des Alten Gebirges liegt hier unter der Basalttafel des Hohensteins um etwa 100 m höher und über ihm ruht lediglich die etwa 30 m mächtige Basalttafel des Hohensteins. Der Hohensteinbasalt muß danach dem Sohlbasalt unter der Hermannskopfplatte entsprechen; letztere ist an der ungefähr h 10 streichenden Verwerfung um etwa 100 m in nachuntermiocäner Zeit abgesunken.

Eine zweite, bereits weit abseits des Westerwaldrandes gelegene Basaltplatte erscheint an der Lahn zwischen Falkenbach, Seelbach und Aumenau. Auch hier sind namentlich im Norden zwischen Falkenbach und Seelbach deutlich 2 Basaltdecken zu unterscheiden, von denen die untere z. T. unmittelbar dem zersetzten Devon (Schalstein) aufrucht. Südlich des Steinigten Kopfes scheint nur noch eine Decke entwickelt zu sein (vergl. unten Fig. 15).

Die Basalte des Westerwaldtertiärs erscheinen nach ihrer Erstarrungsform als Ergußbasalte (Basaltlava) oder als Basalt-

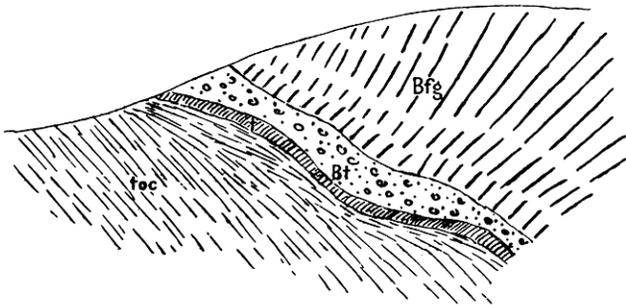
gänge bzw. Schlotausfüllungen, sog. Primärkuppen (Bfg). Zur ersteren Gruppe gehören die Sohlbasalte und Dachbasalte der eigentlichen Westerwaldhochfläche, zur letzteren namentlich die zahlreichen Basaltkuppen im Vorlande derselben, die als die durch Abtragung freigelegten Magmakanäle der Ergußdecken in ihrer früheren, weiteren Verbreitung anzusehen sind (Steinbühl bei Weilburg, Steinbühl westlich Allendorf, Basaltstiel südlich Eschenau, Gang am Tanzköppel südlich Blessenbach, kleine Basaltgänge bei Falkenbach, im Dorf Kirschhofen und westlich des Hermannskopfes). Diese Basaltstiele besitzen meist mehr oder weniger rundlichen oder ovalen Querschnitt und lassen dort, wo Steinbruchsbetrieb ihre Hülle freigelegt hat, gewöhnlich sehr schön die ausgeblasene und an den Rändern mit Tuff und Nebengesteinsbrocken (Schlotbreccie erfüllte Schlotröhre erkennen. Oft tritt die Abhängigkeit der Gänge von Verwerfungen, namentlich von den großen Tertiärverwerfungen, deutlich hervor, wie z. B. an den Basalten von Blessenbach und Eschenau; auch die Reihe Falkenbach—Kirschhofen—Steinbühl scheint auf einer das Lahntal begleitenden Spalte zu liegen.

Petrographisch bestehen zwischen den Gangbasalten und den verschiedenen Decken keine großen Unterschiede; sie gehören sämtlich zur Gruppe der feldspatführenden Basalte mit niedrigem Kieselsäuregehalt, sind also echte Basalte. Hauptgemengteile sind Olivin, Augit und basischer Kalknatronfeldspat; Nebengemengteile vorwiegend Magneteisen, wenig Titaneisen und Apatit, neben diesen teils porphyrisch (Olivin, Augit), teils in der Grundmasse ausgeschiedenen Gemengteilen sind stets auch Reste von nicht entglaster Substanz vorhanden. Olivin in deutlich krystallinisch porphyrischen Einsprenglingen, gelegentlich auch in großen kugeligen Krystallaggregaten, ist überall makroskopisch bereits erkennbar; besonders reich an ihm sind, bei gleichzeitig zurückerhöhtem Gehalte an Feldspat, manche Gang- und Stielbasalte (Basalt von Eschenau, Tanzköppel), gelegentlich aber auch die Deckenbasalte (Südseite des Steinigten Kopfes); sie nähern sich dadurch den Limburgiten. Neben Olivin erscheint auch Magneteisen in Einsprenglingen (Steinigter Kopf). Außerdem schließen namentlich die Stielbasalte (z. B. am Steinbühl bei

Weilburg) nicht selten Brocken von aus der Tiefe mitgerissenen Gesteinen (zu rotem Jaspis umgewandelte Cypridinschiefer und ein gneißähnliches Gestein) ein. An nachträglichen Zersetzungserzeugnissen finden sich namentlich in den blasigen Basalten (Tanzköppel, Steinigter Kopf) Hyalith, Steinmark und Zeolithe (Phillipsit, Natrolith).

Das Gefüge der Basalte ist in der Regel völlig dicht; stets ist dies der Fall bei den Stielbasalten und meist auch bei den unteren Deckenbasalten (Sohlbasalt); bei dem aus einzelnen Ergüssen bestehenden Dachbasalt stellt sich auch gelegentlich poröses (lavaartiges) Gefüge ein (Steinigter Kopf, Nordseite), die an den Unterflächen der Ergüsse und an den Ergußoberflächen in schlackiges Gefüge übergeht. Die Absonderung ist bei den Decken- und Stielbasalten verschieden; letztere zeigen fast durchweg die bezeichnende Absonderung in fünf- bis siebenseitigen (meist sechsseitigen) Säulen von 0,30 bis zu 0,60 m Durchmesser mit glatten oder (seltener) unregelmäßig gewellten Seitenflächen. Besonders schön sind solche Säulen am Steinbühl bei Weilburg (vergl. Taf. 4) und am Steinbühl westlich Allendorf entwickelt; in beiden Fällen zeigen die Säulen im großen die bekannte Meilerstellung mit nach oben zusammenneigenden Säulen. Wie das Profil durch den Nordeinschnitt des Weilburger Steinbühls (Fig. 9)

Fig. 9



Aufschluß am Nordeinschnitt des Basaltbruches am Steinbühl bei Weilburg.

toc Cypridinschiefer,

t zersetzte und veränderte Cypridinschiefer,

Bt Basalttuff,

Bfg Säulenbasalt (Säulenstellung schematisch angedeutet).

zeigt, erweitert sich der Basaltstiel nach oben trompetenartig (Austrittsöffnung des ehemaligen Schlotes); die Basaltsäulen ruhen hier, nur durch eine schmale Schicht von Basalttuff mit Schieferbrocken und durch zersetzte Schiefer getrennt, unmittelbar auf dem Cypridinschiefer auf, der den Sockel des Berges bildet. Eine ähnliche trompetenartige Erweiterung zeigt der Steinbühl westlich Allendorf (vergl. unten Fig. 26). Die Deckenbasalte, sowohl die Sohlbasalte wie auch die Dachbasalte, zeigen dem gegenüber in der Regel deutlich plattige Absonderung; tritt gelegentlich auch deutlich säulenförmige Absonderung hervor (wie auf der Ostseite des Steinigten Kopfes), so deutet doch die Form dieser säulenförmig abgeordneten Basaltmassen darauf, daß es sich dabei um einzelne die Decke durchdringende Stiele oder vielleicht auch um die noch mit ihrem Deckenerguß in Verbindung stehenden Stiele des Dachbasaltes handelt.

Kohlensäuerlinge. Kohlensäure enthaltende Quellen mit mehr oder minder hohem Mineralgehalte sind in der Nachbarschaft des Blattgebietes, namentlich auf Bl. Merenberg, sehr verbreitet. Sie treten überall auf teils unmittelbar nachweisbaren, teils zu vermutenden jungen Verwerfungen (Tertiärverwerfungen) zutage und stehen schon dadurch in inniger Beziehung zu den Basaltergüssen, deren Gänge und Gangstiele ebenfalls zum großen Teil auf den genannten Verwerfungen aufsetzen.

Auf Bl. Weilburg ist nur ein Kohlensäuerling bekannt; er liegt hart an der Nordgrenze des Blattes in dem von Waldhausen zur Lahn gerichteten Tale (Walderbach); auch dieser Säuerling tritt, wie es scheint, auf einer jungen Störung (N—S-Spalte) auf und gehört jedenfalls noch zu dem System von Kohlensäuerlingen, die in großer Zahl im Löhnberger Becken (vergl. Erl. Bl. Merenberg) erscheinen.

Neben dem geologischen Verbands deutet auch der Mineralbestand der Quellen auf einen Zusammenhang mit den basaltischen Magmenherden der Tiefe, die stets im Gefolge vulkanischer Tätigkeit erscheinende Kohlensäure und der hohe Gehalt an Bicarbonaten von Natrium, Calcium, Magnesium, Eisen und Mangan, den Hauptelementen des basaltischen Magmas.

Die in der Nachbarschaft der Quellspalten gelegenen Gesteine sind in der Regel in wechselnder Breite und bis zu unbekannter Tiefe unter dem Einfluß von Kohlensäure völlig zersetzt, ihre Tonerdesilikate in Kaolin umgewandelt; es entstehen also unter der Wirkung dieser Sauerlinge an den Spalten ähnliche Zersetzungserzeugnisse wie bei der — allerdings weiter verbreiteten — alttertiären Kaolinverwitterung, wie dies namentlich an den Hängen des Lahntales zwischen Biskirchen und Niedershausen (Bl. Merenberg) deutlich zu beobachten ist. Neben der Zersetzung des Nebengesteines finden sich aber auch Neubildungen von Mineralien auf den Quellspalten, namentlich Eisenmangan-carbonat, Schwerspat und Schwefelkies. Diese Beispiele zeigen zugleich, daß CO_2 haltige Mineralquellen früher in großer Menge auch auf solchen Spalten aufgetreten sein müssen, wo sie heute bereits fehlen, mit anderen Worten, daß die heute noch austretenden Kohlensäuerlinge nur die letzten schwachen Ausklänge einer früher viel lebhafteren postvulkanischen Exhalationsperiode der tertiären Basalte darstellen.

Auf die Tätigkeit der postbasaltischen Mineralsauerlinge dürfte auch in der Hauptsache die Entstehung der weit verbreiteten und gelegentlich sehr mächtigen Ablagerungen von Eisenmanganerzen im Lahngelände und seiner Nachbarschaft zurückzuführen sein. Diese Eisenmanganerze (Fe, Mn), die in der Regel an die unregelmäßig zerschluchtete Oberfläche des devonischen Massenkalkes gebunden sind, treten uns zwar heute fast ausschließlich als krotzige (seltener krystallinische) bis mulmige Massen oxydischer Erze (Bräuneisen, Göthit, Psilomelan, Pyrolusit, Wad) entgegen. An vielen Stellen ist indessen durch Bergbau in der Tiefe bereits festgestellt, daß das ursprüngliche Erz nicht Eisenhydroxyd bezw. Mangandioxyd gewesen ist, sondern ein dichtes Manganeisenkarbonat von meist grauer bis hellgrauer Farbe und splittrigem Bruch, dasselbe Erz, wie es auf den oben erwähnten Quellspalten (z. B. auf Bl. Merenberg) ausgedehnt ist.

Die Eisenmanganerze auf dem Massenkalk, die auf Bl. Weilburg in großer Verbreitung bekannt sind, stellen also ebenfalls ein Erzeugnis der tertiären Eruptivzeit, eine Aus-

scheidung der postvulkanischen Mineralexhalationen dar; daher ist auch mit der Ablagerung dieser Erze auf dem Massenkalk meist eine Dolomitisierung des letzteren bis zu wechselnder Tiefe vor sich gegangen, die ihre Ursache offenbar in dem reichlichen Gehalt der Mineralquellen an Magnesiumbikarbonat hat.

Als ein weiteres Erzeugnis der vulkanischen Tätigkeit der Mitteltertiärzeit dürften auch die Phosphoritlagerstätten (Ph) des Lahngbietes zu deuten sein, die in genau der gleichen geologischen Stellung, wie die Eisen-Manganerze — meist als Ausfüllung der Taschen des Massenkalkes — erscheinen. Auf diesen Ursprung deutet der Umstand hin, daß in Basalttuffen am Besebacher Kopfe (Bl. Hadamar) und in zersetzten Basalten an verschiedenen anderen Stellen in schmalen Gängen und Adern Phosphorit beobachtet wurde, dessen Herkunft nur in wässerigen, aus der Tiefe aufgestiegenen Lösungen gesucht werden kann.

Reste einer jungtertiären Verwitterung.

In der Jungtertiärzeit, zwischen dem Abschluß der Basalt-eruptionen des Untermiocäns und dem Pliocän, also etwa im Obermiocän, entstand unter Einfluß eines vermutlich subtropischen Trockenklimas bei stark versenktem Grundwasserspiegel eine lateritartige Verwitterung, bei der die Eisen-, Mangan- und Aluminiumsalze der Gesteine in Form von Brauneisen, Manganoxyd und Bauxit an der Oberfläche gebunden wurden, während die Kieselsäure namentlich aus den Silikaten in Lösung ging und in der Tiefe wieder als Hornstein usw. in Form von Gängen und Äderchen ausgeschieden wurde. Besonders zeigt sich diese Verwitterung an den Basalten, wenngleich ihre Spuren auf der Westerwaldhochfläche infolge der starken späteren Abtragung bis auf spärliche Überbleibsel wieder verloren gegangen sind. Als Reste der jungmiocänen Bauxit-Eisenerzrinde sind die bauxitischen Eisensteine anzusehen, die in vereinzelt Nestern auf zersetztem Basalte und Basalttuffe an der SO-Seite der Merenberger Basaltplatte zwischen Höhbürg und Saalweidenkopf (unmittelbar nördlich der Blattgrenze) noch erhalten sind (vergl. Fig. 8, S. 75). Ähnliche, durch ihre rote Farbe auffallende bauxitische Verwitterungskrusten findet man auch auf dem Dachbasalt auf der

Ostseite des Hermannskopfes. Die bei der Verwitterung freigewordene Kieselsäure findet man in Basaltaufschlüssen noch häufig in Form kleiner Äderchen weißlichen, von Trockenrissen durchzogenen (also gelartig erhärteten) Hornsteins; wo diese oben gelöste Kieselsäure durch die Basaltdecke bis in die unterlagernden und dafür besonders aufnahmefähigen Schotter und Sande der Braunkohlenstufe und der Vallendarer Stufe drang, verkieselte und verkittete sie die Sande und Schotter in regelloser Form zu den bekannten Braunkohlenquarziten, deren unregelmäßige, löchrige Oberfläche (daher auch Lochsteine genannt) von der Kieselsäuredurchtränkung herrührt. Mit zunehmender Abtragung der verwitterten Basalte werden die oft über Kubikmeter großen Tertiärquarzite freigelegt und bleiben infolge ihrer Schwere und Widerstandsfähigkeit gegen die heutigen klimatischen Einflüsse in Form großer Felsenmeere in der Nähe ihrer ursprünglichen Lagerstätte, am Fuße der Basalthochflächen, als eluvialer Rückstand liegen (Steinbühl westlich Allendorf und in dem nördlich anschließenden Gebiete).

Neben der Bildung von bauxitischen Eisen-Manganerzkrusten und der Bildung der Tertiärquarzite gehört auch die gelegentliche Verkieselung des Ausbisses vieler in der Tiefe reinkalkiger Roteisenerzlager (Grube Buderus bei Drommershausen, Magnet südwestlich Wirbelau u. a.) in diesen Verwitterungsabschnitt, ebenso die tiefe Zerschattung und Zerschluchtung des Massenkalkes unter dem Einfluß des stark versenkten Grundwasserspiegels, endlich auch die Umwandlung der Karbonate der Eisenmanganerzlagerstätten auf dem Kalke in die mulmigen bis krotzigen Oxyde.

Im übrigen hat die alttertiäre (präoligocäne) Landoberfläche, soweit sie nicht vom Westerwaldtertiär bedeckt wurde, keine wesentliche Veränderung — abgesehen von der gelegentlichen Eisenkrustenbildung und Verkieselung der Gesteine an der Oberfläche — während des jüngeren Tertiärs erlitten, zumal die fluviatile Tätigkeit im jüngeren Tertiär im vorliegenden Gebiete offenbar sehr schwach war. Erst das Diluvium brachte mit seiner regen Flußtätigkeit eine Veränderung in das orographische Bild der eintönigen Hochfläche.

E. Quartär.

Diluvium.

Die Ablagerungen des Diluviums sind teils fluviatile, teils äolische Sedimente, teils Erzeugnisse der subaërischen Abtragung und Verwitterung.

Unter den Fluß-Ablagerungen sind vor allem die verschiedenen Flußterrassen der Lahn zu nennen. Die älteste Terrassenstufe der Lahn schwankt in ihrer Höhenlage (Unterkante) innerhalb des Blattgebietes etwa zwischen 220 und 200 m, liegt also im Mittel 100 m unter der alttertiären Fastebene, auf der die Vallendarer Schichten zur Ablagerung kamen. Zeugen einer dazwischenliegenden Fluviatilperiode (Unterpliocän), die in anderen Teilen des Gebirges festgestellt sind, haben sich bisher in vorliegenden Gebiete nicht nachweisen lassen; das eigentümlich gegliederte Flußnetz der Lahn und ihrer Nebenflüsse in der Umgebung von Weilburg, der widersinnige Verlauf der Nebentäler, der dem heutigen Lahnlaufl fast entgegen gerichtet ist (z. B. unterer Weilbach), und andere Erscheinungen lassen eine ältere (pliocäne) Flußtätigkeit vermuten, bei der jedoch noch unterhalb Weilburg — etwa in der Gegend von Odersbach — eine Wasserscheide bestand, die eine obere, nach O gerichtete Lahn von einer unteren, zum Limburger Becken gewandten trennte (siehe oben S. 3). Erst mit dem Beginne des Diluviums verschwindet diese Wasserscheide; die älteste Diluvialterrasse läßt sich von der oberen Lahn bis zur Mündung bei Niederrahnstein verfolgen. Sie ist in Anlehnung an die ihr entsprechende mittlrheinische Hauptterrasse ebenfalls als Hauptterrasse (d₁) bezeichnet.

Der Verlauf dieser Terrasse ist aber nicht gleichmäßig, vielmehr stellen sich an mehreren Stellen, wo der Fluß die großen Beckenregionen durchfließt, Verbiegungen ein, die auf junge Gebirgsbewegungen an den Rändern dieser Becken deuten. Eine solche Verbiegung der Hauptterrasse zeigt sich unmittelbar vor dem Eintritte der Lahn in das Blattgebiet am Rande des sog. Löhnberger Beckens; die Unterkante der Terrasse liegt westlich Stockhausen bei + 200 m, ebenso auch südwestlich

Niedershausen, steigt dann aber am Ausgange des Beckens, an der Löhnberger Pforte, plötzlich auf 205 m (östlich Ahausen und Schletsberg westlich Löhnberg), weiterhin sogar auf 210 m (westlich Waldhausen) und 215 m südwestlich Waldhausen (Bl. Weilburg), um von hier lahnabwärts langsam wieder zu fallen. Unregelmäßigkeiten sind aber auch weiter abwärts noch mehrfach vorhanden, namentlich in dem Abschnitte zwischen Odersbach und Aumenau.¹⁾

Ähnliche Verbiegungen sind in Andeutungen auch noch bei den jüngeren Terrassenstufen vorhanden; sie sind nach ihrer Höhenlage (bezogen auf die Unterkante) und ihrer Bedeutung in der Nachbarschaft in 3 weitere Stufen gegliedert; die erste, als Unterstufe der Hauptterrasse bezeichnet (d₂), liegt bei etwa 175 bis 180 m, die zweite, als obere Mittelterrasse bezeichnet (d₃), zwischen Weilburg und Villmar nahe zu beständig bei 160 m, die letzte, als untere Mittelterrasse bezeichnet (d₄), bei 140 bis 142 m, d. h. nur noch 5—6 m über dem ebenen Talboden der Lahn, der etwa der mittelhheinischen Niederterrasse entspricht. Alle Terrassen von der Hauptterrasse bis zur unteren Mittelterrasse sind ursprünglich vom Löß bedeckt, also älter als dieser, und gehören danach ins Diluvium, während die Aufschüttung des ebenen Talbodens, der keinen echten Löß mehr trägt, bereits in das Alluvium fällt.

Die Ablagerungen der Terrassen bestehen aus groben Schottern, Kiesen und Sanden; gröbere Schotter und Kiese sind namentlich den höheren Terrassen eigen, während feinere Kies- und Sandablagerungen auf der unteren Mittelterrasse und im heutigen Talboden überwiegen.²⁾ Das Material der Kiese und Schotter besteht aus aufgearbeiteten Tertiärquarzsottern (in

¹⁾ Bezügl. näherer Einzelheiten sei verwiesen auf JOH. AHLBURG: Das Tertiär und das Diluvium im Flußgebiete der Lahn; Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. L.-A. 1915, T. I, S. 332 ff. insbes. Taf. 17.

²⁾ Dieser Unterschied ist offenbar auf die stärkere Abtragung der älteren Terrassen und die eluviale Anreicherung gröberen Schottermateriales zurückzuführen; denn auch im heutigen Talboden der Lahn liegen zu unterst ganz grobe Schotter, darüber folgen feinere Kiese, die nach oben mit Sanden vermischt sind und zu oberst in den breiten Talauen ein sandiger Lehm.

abnehmender Menge von der ältesten bis zur jüngsten Terrasse), aus Buntsandstein (von der hessischen Senke), verschiedenen Quarziten, Grauwacken, Eisenkieseln und Kieselshiefern (vom hessischen Hinterlande) und in zurücktretender Menge aus devonischen Eruptivgesteinen (Diabas) und Massenkalk.

Auf die Ursachen der großen Verbreitung der oberen Mittel-terrasse unterhalb Aumenau und ihre Bedeutung für die orographische Gestaltung des Limburger Beckens wurde oben schon hingewiesen (vergl. S. 2 und Taf. 2).

Als eine zweifellos äolische Bildung erscheint innerhalb des Rheinischen Gebirges der Löß (††). Wo er noch am ursprünglichen Orte der Ablagerung ruht, d. h. nicht verschwemmt ist, besteht er aus einer richtungslosen Masse feinsten, kalkreichen, tonigen Sandes von hellgelber Farbe, nur gelegentlich unterbrochen von unregelmäßigen Bänken gröberer oder feineren Gehängeschutt. Der ursprüngliche Löß neigt in tieferen Einschnitten (Wasserrissen, künstlichen Aufschlüssen) zur Bildung senkrechter Wände. In guten Aufschlüssen finden sich in ihm häufig die bekannten Lößschnecken (*Helix hispida*, *Pupa muscorum* und *Succinea oblonga*). Wie die petrographische Ausbildung, so deutet auch die Verbreitung des Lösses auf seine äolische Entstehung; stets findet er sich in den tief eingeschnittenen Tälern auf den östlichen bzw. südöstlichen Abhängen der Bergrücken gegen die Täler (im Windschatten) und steigt — wenigstens in den kleineren Tälern — meist bis in die Talsohle hinab; er fehlt dagegen auf der östlichen Talflanke, also den Westabhängen der Bergrücken, die auf der Stoßseite des Windes liegen. Im übrigen bedeckt er weithin die alttertiäre Hochfläche und die Terrassenflächen der diluvialen Terrassen.

Der Umstand, daß ursprünglicher Löß bis auf die Sohlen der kleinen Nebentäler hinabsteigt, hier also noch bis heute nicht durch die Erosion beseitigt ist, daß er ferner im Lahntal bis hinab zur unteren Mittelterrasse sich findet, deutet auf seine sehr jugendliche Bildung. Wahrscheinlich stellt er ein Äquivalent der letzten Eiszeit dar und ist also jungdiluvial.

Infolge der Oberflächenverwitterung entsteht aus dem Löß an der Oberfläche — namentlich auf den großen Hochflächen —

ein mehr oder weniger kalkfreier Lößlehm. Ähnliche, allerdings meist durch Sand usw. verunreinigte Lößlehme entstehen durch Flußumlagerung, der das feine und lockere Lößmaterial naturgemäß in hohem Maße unterliegt; solche sandigen Lößlehme bilden das Hauptmaterial des die Talböden bedeckenden Tallehmes.

Ein noch jüngeres, vielleicht sogar altalluviales Alter dürfte eine andere äolische Bildung besitzen, die über das ganze Mittelrheinische Gebirge östlich des Neuwieder Beckens bis an die Westhänge des Vogelsberges verbreitet ist, der Bimssteinsand (βT). Der Bimssteinsand, ein weißgrauer, schaumig-poröser Trachyttuff, der wahrscheinlich aus dem Laacher Seegebiet stammt, ist freilich im östlichen Teile des Gebirges nur noch hin und wieder erhalten und besitzt auch nicht die Reinheit und Korngröße wie weiter westlich im Neuwieder Becken und an der Westseite des Westerwaldes; gewöhnlich besteht er aus feinsten, runden, mit Lößmaterial untermengten Körnchen, die nur dort der Beobachtung sich nicht entziehen, wo er nesterartige Anhäufungen von größerer Mächtigkeit bildet, in denen dann mit Vorliebe Füchse und Dächse ihre Baue anlegen; er wird daher im Volksmund gewöhnlich als Fuchssand bezeichnet. Solche nesterartigen Anhäufungen finden sich meist unmittelbar unter den höchsten Spitzen des Gebirges (im Windschatten des die Tuffwolken nach Osten tragenden Windes). Auf Bl. Weilburg wurden solche kleinen Bimssteinsandnester z. B. an der Ostseite des Kahlhau westlich Odersbach und am Schaumberg nordöstlich Aumenau beobachtet.

Unter dem Einflusse der Abtragung des Gebirges bilden sich — je nach der Natur des ihr unterliegenden Gesteines — Gehängeschuttbildungen verschiedener Art. Die Entstehung dieser Gehängeschuttmassen geht an den alten Hochflächenrändern z. T. bis heute fort. Bei der großen Verbreitung des Lösses und Lößlehmes an den Berghängen tritt auch eine Vermischung der Lehme mit den Gehängeschuttmassen (ds) ein. Besonders ausgeprägt sind solche Gehängeschuttmassen dort, wo schwer verwitternde Gesteine dem Zerfalle unterliegen, namentlich Kieselschiefer (Runkeler Straße zwischen Kahlhau und der südwestlichen Blattgrenze), Quarzite und die auf Bl. Weilburg weit-

verbreiteten Quarzschotter des Tertiärs (Ostseite des Hermannskopfes). Von den Basaltbergen zeigen nur die Basaltdeckenberge breite Zonen von Basaltgehängeschutt (**dB**) an ihrem Fuße, während die Primärkuppen nur schwache Basaltgeröllbestreuung auf ihren Hängen aufweisen; man kann nach dieser Erscheinung oft ohne weiteres erkennen, ob eine Basaltkuppe den Rest einer Basaltdecke oder einen Basaltstiel darstellt.

Eine weitere Gehängeschuttbildung, die gelegentlich auch praktische Bedeutung erlangen kann und daher besonders ausgeschieden wurde, stellen die Gehängeschuttbildungen von Ausbissen des Eisensteinlagers dar (**dFe**); diese Roteisen- (gelegentlich auch Brauneisen-)geröllmassen (sog. Rollager) treten am Abhang von großen Lagerausbissen oft in größerer Mächtigkeit — infolge eluvialer Anreicherung des schweren und widerstandsfähigen Erzes — auf und liefern einen meist völlig kalkfreien, daher oft recht hochhaltigen Eisenstein. Auf Bl. Weilburg haben solche Rollager namentlich am Südabhang der Mark (Felder Mark, Winters usw.) praktische Bedeutung erlangt.

Alluvium.

Das Alluvium beschränkt sich — abgesehen von den noch heute sich fortbildenden Gehängeschuttmassen — auf die Ablagerungen im Grunde der Täler. Diese Aufschüttungen im Grunde der Täler (ebener Talboden, a) bestehen namentlich an der Lahn und den größeren Nebentälern aus ähnlichen Schottern, Kiesen und Sanden wie die diluvialen Terrassen. Den Abschluß nach oben bildet an den breiteren Stellen im Lahntal ein etwa 1—1½ m mächtiger, durch Sandeinlagerungen verunreinigter Tallehm, das Gebilde der noch heute bei starken Hochwässern eintretenden Überschwemmungen des Talbodens. Wo größere Lößmassen die Talflanken begleiten, findet eine stärkere, oft deltaartige Überdeckung des ebenen Talbodens mit Gehängelehm statt. An der Einmündung kleiner Seitentäler mit steilem Gefälle in das Haupttal bilden sich deltaartige Schuttkegel (**as**). Endlich zeigen sich dort, wo stärkere Quellen im Talgrunde, namentlich in den kleineren, Verwerfungen folgenden Tälern aufsteigen, Ansätze von Wiesenmoor (**at**).

Innerhalb des Blattgebietes spielen die Alluvionen selbst bei der Lahn nur eine untergeordnete Rolle, da der Fluß auf der Strecke Ahausen—Aumenau — soweit er nicht durch menschliche Eingriffe daran gehindert ist, erodierend nach der Tiefe wirkt und dementsprechend kein Schotter- und Sandmaterial ablagert. Nur an den größeren Flußschlingen (Kirschhofen, Aumenau usw.) entstehen, infolge der am Außenrande der Stoßkurve arbeitenden Seitenerosion, am Innenrande der Flußschlinge etwas breitere Alluvionen, die gelegentlich auch terrassenförmige Absätze erkennen lassen (altalluviale Terrassenstufe a_1). Sie bestehen z. T. (z. B. westlich Aumenau) aus reineren Sandablagerungen.

IV. Anhang.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien, Gesteins- und Bodenarten.

A. Eisenerze.

Unter den Erzlagerstätten, die innerhalb des Blattgebietes bekannt sind, nehmen nach Verbreitung und wirtschaftlicher Bedeutung die Roteisenerze und die Brauneisen-Manganerze (Manganeisenstein) die erste Stelle ein.

Eisensteinlagerstätten treten, wie bereits oben hervorgehoben wurde, in verschiedenen stratigraphischen Verbänden auf; zu unterscheiden sind im wesentlichen:

- a) Roteisensteinlager auf der Grenze von Oberem Mitteldevon und Oberdevon (sog. Grenzlager),
- b) Roteisenstein im obermitteldevonischen Schalstein,
- c) Roteisenstein bzw. Eisenkiesel auf der Stromoberfläche des oberdevonischen Ergußdiabases.

Die Natur- und Bildungsweise dieser Roteisenerzlagerstätten ist lange umstritten gewesen. Wohl erkannte man bereits früh den lagerartigen Charakter der Erze und hielt sie nur in seltenen Fällen infolge falscher Deutung der Schichtung des Nebengesteins für Gänge, auch wurde das Auftreten des Roteisensteins innerhalb der Eruptivfazies des Devons der Lahn- und Dillmulde bereits frühzeitig mit den Eruptivgesteinen bzw. deren hohem Eisengehalt in Beziehung gebracht. Im allgemeinen war man indessen der Ansicht, daß die Erze sich auf metasomatischem Wege aus der Umsetzung von Eisenlösungen gegen Kalk gebildet haben, der Eisengehalt der Eruptivgesteine sollte von zirkulierenden Wässern ausgelaugt und bei dem Zusammentreffen der Lösungen mit Kalklagern wieder ausgeschieden

sein. Bestärkt wurde diese Anschauung noch dadurch, daß sich in vielen Fällen eine „Verkalkung“, d. h. eine Zunahme des Kalkgehaltes nach der Tiefe bemerkbar machte. Die Folge hiervon war, daß man sich auch ohne vorherige Untersuchung des Lagerverhaltens nach der Tiefe sehr häufig scheute, das Lager unterhalb des Grundwasserspiegels bzw. unterhalb der Sohle der heutigen Täler überhaupt aufzuschließen. Nachdem indessen einmal durch die paläontologische Untersuchung der Fauna des Roteisensteins im Dillgebiete und ferner durch die Spezialaufnahmen in der Dillmulde und später in der Lahnmulde nachgewiesen war, daß die Roteisensteinlagerstätten, und namentlich die wichtigsten unter ihnen, über weite Gebiete horizontbeständige Lager, d. h. Schichten innerhalb des gesamten devonischen Schichtenverbandes, darstellen, mußte die frühere metasomatische Theorie als unhaltbar erscheinen, zumal sich insbesondere in der Lahnmulde herausstellte, daß gerade im stratigraphischen Niveau der Eisenerzlager kalkige Bildungen fast ganz fehlen, während die die ganze Lahnmulde in kilometerbreiten Zügen durchsetzenden Massenkalkte nahezu nirgends eine Umwandlung in Roteisenstein erkennen lassen.

Bezüglich der Einzelheiten sei auf eine kürzlich erschienene, diesen Gegenstand behandelnde Arbeit verwiesen.¹⁾ Es sei nur kurz erwähnt, daß nach den neueren Untersuchungen die Erzbildung vermutlich als Niederschlag postvulkanischer Emanationen von Eisenlösungen auf dem Grunde des devonischen Meeres vor sich gegangen ist. Hiermit steht im Zusammenhange, daß die Roteisensteinlager, wie oben bereits erwähnt, im wesentlichen an die jeweilig obere Grenze der großen Eruptivgesteinsfolge innerhalb des Devons gebunden sind. Die Erzlösung wurde auf dem Grunde des Meeres als gelartiger Niederschlag sedimentiert; dort, wo gleichzeitig eine Ablagerung von Kalk-, Ton- oder Kieselmaterial erfolgte, zeigte sich das Erzlager in seiner primären Form als ein kalkiger bzw. tonreicher oder kieselsäurereicher Roteisenstein entwickelt. Die zuweilen, aber durchaus nicht

¹⁾ JOH. AHLBURG: Die Eisenerze und Eisenmanganerze des Lahnggebietes und ihre Beziehungen zu Eruptivgesteinen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1917. H. 2 u. 3.

überall gesetzmäßig vorhandene Zunahme des Kalkgehaltes nach der Tiefe erklärt sich nunmehr dadurch, daß aus dem primär kalkreichen Roteisenstein unter dem Einflusse von Oberflächenverwitterungserscheinungen (namentlich der jüngeren Tertiärzeit) der Kalkgehalt bis zu einer gewissen Tiefe ausgelaugt worden ist. Dort, wo also reiche, in diesem Falle meist mulmige bezw. poröse Roteisensteine (sog. hehrer Roteisenstein), nach der Tiefe in kalkreichen Roteisenstein (Flußstein) übergehen, ist dieser als das primäre Erz anzusehen, während der reine Roteisenstein der oberen Teufen erst aus späterer Umwandlung (Entkalkung) hervorgegangen ist.

Da die Roteisensteinlager als Schichtenglieder des Devons mit den übrigen Sedimenten der Lahnmulde gefaltet sind, so werden die Ausbisse der Lager überall dort zu finden sein, wo der betr. stratigraphische Horizont, insbesondere also die Grenze von Mittel- und Oberdevon, an den Sätteln des Mitteldevons bezw. an den Muldenrändern des Oberdevons zu Tage austreicht. Bei dem überaus verwickelten tektonischen Aufbau der Schichten innerhalb des Blattgebietes sind indessen auch die ursprünglich zusammenhängenden Roteisensteinlager, insbesondere das Grenzlager, in einzelne Schollen aufgelöst, sie erscheinen nicht in fortlaufenden, lang anhaltenden Zügen an der Oberfläche, wie z. B. im Scheldetal, sondern meist in unregelmäßigen und durch die zahlreichen Störungen zerrissenen Lappen, zwischen denen im einzelnen selten mit Sicherheit ein Zusammenhang aufzustellen ist.

In großen Zügen lassen sich die schichtförmigen Eisenerz-lagerstätten auf Blatt Weilburg in folgender Weise gruppieren:

1. Grenzlagerzüge an der Oberdevonmulde zwischen Ahausen und Weilburg, Kirschhofen, Wirbelau und Runkel.
2. Lagerzüge am Südostrande des Schalsteinhauptsaattels;
 - a) Felder Wilhelm, Falkenstein, Eichelberg bei Aumenau;
 - b) Felder Rauenstein, Gloria, Neuer Eisensegen am Elkerhäuser Schaumberg;
 - c) Felder Schöne Hoffnung, Erzengel, Glanz usw. bei Weinbach;
 - d) Felder Mark, Winters, Fritz usw. bei Essershausen.

3. Lagerzüge im Oberdevongebiet zwischen Aumenau, Elkershausen, Aulenhäuser und Laubuseschbach.
4. Lagerzüge innerhalb des Oberen Mitteldevons.
 - a) Felder Buderus, Heide, Thor usw. zwischen Weilburg und Drommershausen;
 - b) Felder Erhaltung, Wehrstein usw. bei Odersbach.

Außer diesen vorwiegend schichtförmigen Eisenerzlagerstätten sind noch folgende Gruppen, die zwar keine große praktische Bedeutung, aber immerhin ein gewisses geologisches Interesse beanspruchen, zu nennen:

5. Roteisenerzlagerstätten (metasomatisch gebildet) zwischen Kalk und Schalstein.
6. Roteisenerz- bzw. Eisenrahmausscheidungen auf Klüften und Nestern im Lahnporphyr.
7. Magneteisenerzlager am Kontakte des oberdevonischen körnigen Diabases.
8. Roteisenerz bzw. Eisenkiesel auf der Stromoberfläche des oberdevonischen Diabasmandelsteins zwischen Gaudernbach und dem Odersbachtal.

Es würde zu weit führen, die zahlreichen, lückenlos über das Blattgebiet sich verteilenden Eisenerzverleihungen auch nur dem Namen nach aufzuführen; die folgende Darstellung muß sich daher auf eine kurze Beschreibung der wichtigsten und insbesondere der zurzeit noch in Betrieb befindlichen Gruben beschränken.

1. Lagerzüge an der Oberdevonmulde Weilburg—Runkel.

Die wichtigsten Roteisenerzlagerzüge erscheinen in Begleitung der großen, das ganze Blatt Weilburg von NO (Ahausen) nach SW (Runkeler Wald) durchziehenden Oberdevonmulde und zwar teils an ihrem SO-Rande als Grenze gegen den Schalsteinhauptsattel, teils an Schalsteinspeziälsätteln, die innerhalb der Mulde zu Tage treten. Der NW-Rand der Mulde (zwischen Schupbach und Eschenau im SW und dem Waldhäuser Gemeindewald im NO) ist, wie im geologischen Teil bereits ausgeführt wurde, kalkig entwickelt, es fehlt also an der Grenze zwischen Mittel- und Oberdevon der Schalstein und damit auch das Grenzlager. Erst

unmittelbar nördlich der Basaltgrenze bei Waldhausen hört die kalkige Entwicklung an der Grenze zwischen Mittel- und Oberdevon auf, und hier stellt sich auch das Grenzlager auf dem NW-Flügel der Oberdevonmulde ein (Grube Waldhausen, vergl. Erläuterung zu Blatt Merenberg). Vermutlich liegt auch das in früheren Jahren im Felde Carl II östlich des Hermannskopfes durch Schächte unter dem Tertiär festgestellte Roteisenerzlager zwischen Schalstein und Schiefer und würde dann den Beginn der Lagerführung auf dem nordwestlichen Muldenflügel andeuten.

Im übrigen muß sich der Übergang der Kalkfazies an der Mittel— Oberdevon-Grenze in die Schalsteinfazies mit dem Grenzlager zwischen Waldhausen und Eschenau im Innern der stellenweise 3 km breiten Oberdevonmulde vollziehen. An einigen der Sattelaufbrüche des Schalsteins innerhalb der Mulde (Umgebung von Wirbelau) ist dieser Übergang sogar im Erzlager zu beobachten.

Im NO ist die Oberdevonmulde (vergl. Geolog. Teil) in zwei durch einen Spezienschalsteinsattel getrennte Mulden zerspalten; die nordöstliche, sog. Ahäuser Mulde, tritt mit ihrem SO-Rande südlich von Ahausen in das Blattgebiet ein; Lagerführung ist hier in den Feldern Justine und Affengraben bekannt. Im Felde Justine wurde das Grenzlager im Tagebau und im oberen Teil des Tiefbaues abgebaut, es schneidet nach der Tiefe an einer streichenden Störung ab; im Tagebau fällt es mit etwa 80° nach SO ein und hat geschichteten Schalstein zum Hangenden, oberdevonischen Diabasmandelstein zum Liegenden, örtlich treten zwischen Diabas und Lager auch fossilführende Oberdevonschiefer in einer Breite von mehreren Metern auf. Durch Spezialüberschiebung wiederholt sich der Lagerausbiß am südöstlichen Muldenrande im Felde Affengraben unmittelbar südlich von Ahausen.

Auf der Westseite der Lahn verläuft der Muldenrand durch die Felder Rohrmannsberg, Rohrstein und Hohegraben bis etwa zur Ziegelei am Odersbacher Weg westlich der Stadt Weilburg. In den erstgenannten Feldern ist das Lager auf der Grenze zwischen Schalstein und Oberdevon nur in Resten erhalten, da der Schalstein größtenteils wie auch im Felde

Justine nach der Tiefe über das Oberdevon überschoben ist. Im Felde Hohegräben ist das Lager in etwa 1 m Mächtigkeit auf über 100 m Länge durch einen in der Steinlache an der Lahn gegenüber der Stadt angesetzten Stollen verfolgt worden. Weiter südwestlich wird der Muldenrand bis an das Lahnufer östlich Odersbach von Diluvialmassen verhüllt. Östlich Odersbach ist das Mitteldevon (Massenkalk mit Schalstein) des Weilburger Schalsteinsattels unmittelbar auf körnigen Diabas der Mulde überschoben, es fehlt daher hier, wie vermutlich auch weiter nordöstlich, die Lagerführung auf dem Muldenrande.

Südlich der Lahn bei Kirschhofen verschwindet der Weilburger Schalsteinsattel ganz, und es vereinigen sich damit die Ahäuser und die Weilburger Oberdevonmulde. Letztere beginnt im NO nördlich der Ober-Försterei Windhof; Lagerführung fehlt hier auf der Grenze von Schalstein und Oberdevon ganz, da der SO-Rand durchweg als Überschiebung ausgebildet ist und auch der NW-Rand der Mulde durch Störungen bedingt zu sein scheint. Erst östlich Odersbach ist im Felde Lahnstein Lagerführung auf dem NW-Rande dieser Mulde durch Tagebau am Lahntal und durch einen Stollen auf mehrere 100 m Länge nachgewiesen worden (vergl. Tafel VI). Das Grenzlager der Grube Lahnstein fällt durchschnittlich mit 60° nach SO ein, hat geschichteten, zum Teil sehr kalkreichen Schalstein zum Liegenden, oberdevonische Plattenkalke (mit der Kellwasserschicht) und Cypridinschiefer bzw. Kalkknotenschiefer zum Hangenden. Das Erz war nahe unter der Tagesoberfläche teils mulmig, teils stark verkieselt, auf der Lahnstollensohle ging es nach NO in einen unbauwürdigen Flußstein über; aus ihm stammt die oben (Seite 37) aufgeführte reiche Grenzlagerfauna. Südlich der Lahn setzt das Grenzlager von Lahnstein durch das Feld Friederike fort; hier wurde es durch Schächte bis zur Lahnssole abgebaut und lieferte einen vorzüglichen Roteisenstein, weiter nach der Tiefe ließ es sich wegen zu starken Wasserandrangs nicht verfolgen. Infolge des Verschwindens des Weilburger Schalsteinsattels östlich von Kirschhofen nimmt auch der Lagerzug Lahnstein-Friederike hier sein Ende.

Der Südostflügel der Weilburger Oberdevonmulde endigt

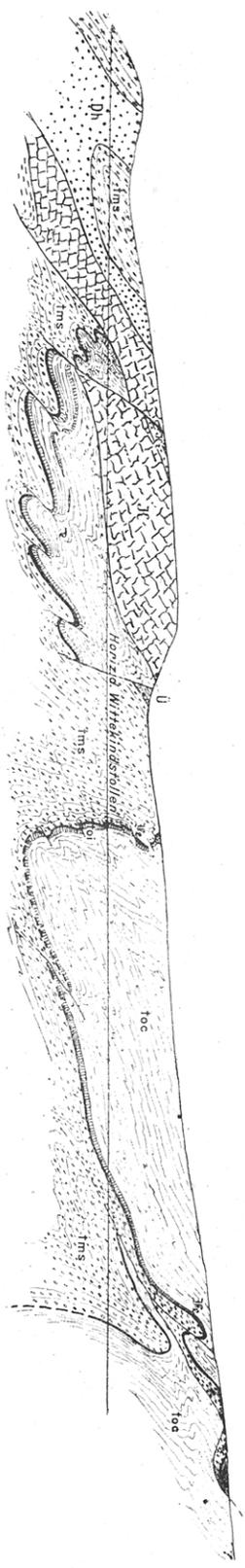
südlich von Kirschhofen am Südausgange des nördlichen Kirschhofener Tunnels; hier sind Spuren vom Lager am Muldenrand im Felde Paulysberg vorhanden (vergl. Fig. 2 S. 16). Weiter südöstlich folgt noch ein dicker schmaler Oberdevonzug, der zwischen Schalstein eingeklemmt und stark gestört ist; dieser Zug beginnt im Profil des Weiltunnels nördlich Guntersau, kreuzt den Ausgang des Weiltales bei Guntersau und setzt über das Kirschhofener Feld bis an den N-Ausgang des südlichen Kirschhofenertunnels fort. Auf diesem Oberdevonzuge ist nördlich Guntersau Lagerführung im Felde Gänsberg bekannt. Das Lager von Gänsberg (vergl. Fig. 1, S. 6) hat Schalstein zum Liegenden und Oberdevon zum Hangenden; es war im Mittel $1\frac{1}{2}$ —2 m mächtig und bestand vorwiegend aus Flußstein; nach NO in der Nähe des Weiltunnels erwies es sich wegen zunehmenden Kalkgehaltes nicht mehr bauwürdig.

Auf der SW-Seite des Weiltales erscheint die Fortsetzung des Gänsberglagers, ebenfalls stark gestört, im Felde Frankfurt unmittelbar über der Kirschhofener Chaussee (vergl. Fig. 7); auch hier bildet Schalstein das Liegende, oberdevonischer Faserkalk mit der Kellwasserschicht und Cypridinschiefer das unmittelbare Hangende. Das Lager war bis zu $2\frac{1}{2}$ m mächtig, jedoch ebenfalls vorwiegend kalkig; es wurde durch einen tiefen Stollen von der Lahn her nahe der Güterbahnstation Guntersau gelöst. Die südwestliche Fortsetzung des Lagers der Grube Frankfurt erscheint im Lahnprofil südlich von Kirschhofen im Felde Heckenberg am N-Ausgange des südlichen Kirschhofenertunnels (Fig. 2). Das zwischen dem Grenzlager von Paulysberg und dem Grenzlager von Heckenberg liegende Lager der Grube Schöne Hoffnung (Fig. 2) ist ein Lager im Schalstein und ohne größere Bedeutung. Ähnliche Schalsteinlagervorkommen sind innerhalb des Hauptschalsteins am Schmidkopf (Felder Kahlenberg und Breitheck) noch an mehreren Stellen bekannt. Praktische Bedeutung besitzen alle diese Vorkommen zu geringer Mächtigkeit und teils niedrigen Eisengehaltes wegen nicht.

Nach kurzer Unterbrechung infolge junger Störungen setzt die Oberdevonmulde südlich des Scheuernbergkopfes auf der

0

Fig. 10



Profil durch den Wittekindstollen der Grube Georg-Joseph. 1 : 6000.

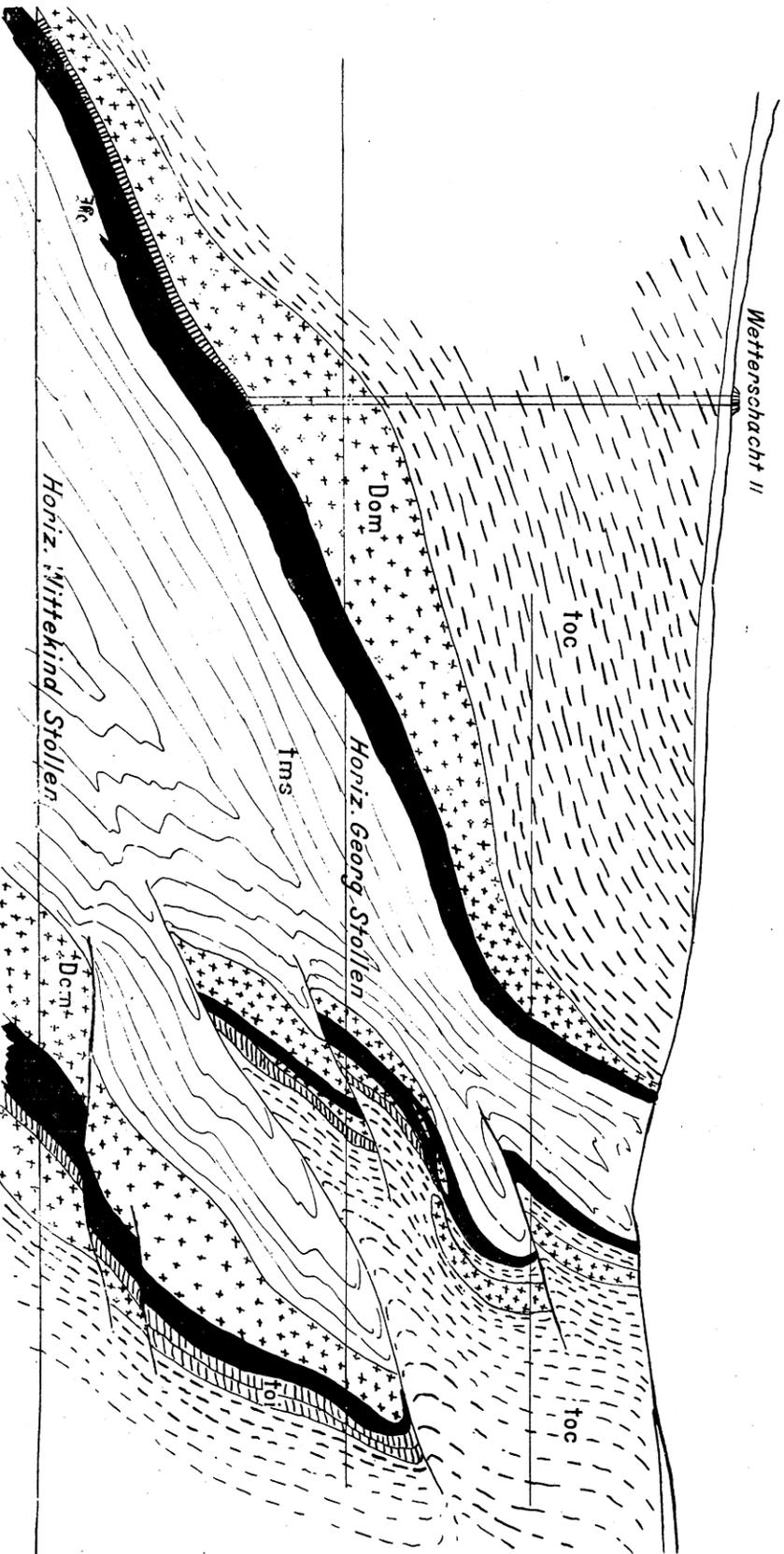
Westseite des Lahntales wieder an; ihr SO-Rand verläuft über Wirbelau, den Ludwigsburgerwald und das obere Tiefenbachtal bis zum Kirchhof von Schadeck bei Runkel. Auf dieser ganzen Erstreckung ist der eigentliche SO-Flügel der Oberdevonmulde nur an wenigen Stellen lagerführend bekannt; in der Hauptsache ist der Schalsteinhauptsattel über das Oberdevon überschoben worden, was schon dadurch bewiesen wird, daß gerade an der Grenze gegen das Oberdevon die älteren mitteldevonischen Gesteine (Wirbelauer Porphyrtafel) zu Tage treten (vergl. Profil der Karte und Fig. 10).

Innerhalb der Mulde treten dagegen mehrere langgestreckte Schalsteinsättel, deren Bau infolge starker Diluvialüberdeckung auf der Karte freilich nur unvollkommen ersichtlich wird, zu Tage. Zwei größere Schalsteinaufbrüche innerhalb des Oberdevons sind im NO in den Feldern Georg Joseph, Hahnberg, Jungerwald und Pforzheim bekannt geworden. Durch den Wittekindstollen, der an der Lahn gegenüber Bahnhof Gräveneck im Schalstein des Hauptsattels beginnt und in anfangs nahezu westlicher, dann südwestlicher Richtung das genannte Gruben- gebiet durchfährt, sind diese beiden Schalsteinaufbrüche innerhalb des Oberdevons erschlossen. Der Stollen durchquert zunächst Schalstein mit Diabaseinlagerungen (vergl. Profil Fig. 10), dann eine mächtige auf das Oberdevon weit überschobene Porphyrdecke und erreicht an einer streichenden Störung den ersten, etwa 150 m breiten Schalsteinsattel, dessen Südflügel nur wenige Meter von Tage her im Einfallen zu verfolgen ist, dann an einer streichenden Störung abschneidet, um erst unter der Stollensohle fortzusetzen. Der N-Flügel dieses ersten Sattels fällt steil überkippt bzw. saiger in die Tiefe; er ist stark gestört und das Grenzlager auf diesem Flügel infolge sekundärer Umbildung zum Teil in Brauneisenstein umgewandelt. Über dem Lager folgen oberdevonische Flaserkalke und reine Cypridinen- schiefer. Ungefähr 300 m weiter nordwestlich hebt sich aus der Oberdevonmulde ein zweiter Schalsteinsattel im Felde Georg heraus, dessen SO-Flügel, wie die Abbaue über dem Wittekind- stollen ergeben haben, an einer flachen Überschiebung über den eigentlichen Satteltkern weit nach NW überschoben ist (vergl.

Fig. 10). Reste dieses weit überschobenen SO-Flügels bilden über Tage in den Feldern Joseph und Hahnberg flache Lagermulden mit Schalstein zum Liegenden, die wurzellos auf dem unterlagernden Oberdevon aufrufen. Diese flach überschobenen Lagermulden sind in früheren Jahrzehnten in den Tagebauen der Felder Joseph und Hahnberg abgebaut worden. Die Tagebaumulde im Felde Joseph war über 200 m lang, etwa 60 m breit und bis zu 12 m tief, das Lager im Muldentiefsten bis zu 9 m mächtig; die Hahnberger Tagebaumulde war etwa 100 m lang, 60 m breit und bis zu 18 m tief; das Erz bestand zum Teil aus einem sehr reinen, zum Teil sekundär verkieselten Roteisenstein vermengt mit Brauneisenstein. Nach NO ist der überschobene S-Flügel des Georg-Joseph-Lagers bis in das Feld Jungerwald verfolgt worden, der N-Flügel des Sattels bis in das Feld Hahnberg. Das Lager bestand hier ebenfalls aus einem durchweg sehr hochprozentigen, zum Teil mulmigen Roteisenstein (infolge sekundärer Entkalkung), wies allerdings im Felde Hahnberg nur noch $\frac{1}{2}$ —1 m Mächtigkeit auf. Nach SO, nahe der Markscheide der Felder Georg und Joseph sinkt der eigentliche Sattel (Sattel 2 im Wittekindstollenprofil) an einer OW-Störung unter das Oberdevon ein und nur der überschobene Teil des SO-Flügels setzt weiter durch das Feld Joseph bis in das Feld Pforzheim fort.

Im Felde Pforzheim erweitert sich der im NO nur von einer schwachen Schalsteinbank unterlagerte, auf Oberdevon überschobene SO-Flügel zu einem normalen rd. 150 m breiten und 250 m langen Sattel von Schalstein, der sowohl auf dem SO-Flügel wie auch auf dem NW-Flügel Lagerführung besitzt. Der SO-Flügel wird z. T. unmittelbar von oberdevonischem Diabasmandelstein überlagert; das Lager hat 2—4 m Mächtigkeit und fällt flach (10—30°) nach SO ein. Der NW-Flügel hat nur noch teilweise den Diabas zum eigentlichen Hangenden, zum Teil ist die ganze bis 15 m mächtige Lagermasse von Diabas durchsetzt, der auch in dem liegenden Schalstein noch fortsetzt. Das Lager fällt steil überkippt mit durchschnittlich 60° nach SO ein und ist durch zahlreiche Spezialüberschiebungen und Deckelklüfte zertrümmert. Ein Profil durch diesen Pforzheimer

Fig. 11



Profil durch den südwestlichen Teil des Georg-Josephsattels im Felde Pforzheim. 1 : 750.

Sattel im südwestlichen Teil gibt Figur 11. Während das Lager auf dem Hangendflügel vorwiegend aus einem sehr reinen und kalkarmen Roteisenstein besteht (bis zu 54 % Eisen), führt das mächtige Lager auf dem NW-Flügel des Pforzheimer Sattels überwiegend Flußeisenstein mit etwa 28—34 % Eisen, 30—38 % Kalk und 12—15 % Rückstand. Auf den oberen Sohlen (Georg-Stollensohle) war dieses Lager durchweg als ein sehr hochprozentiger mulmiger Roteisenstein entwickelt (sekundäre Entkalkung in der Tertiär-Verwitterungszone).

Innerhalb des Flußeisensteinlagers stellen sich auf der Wittekindstollensohle und in dem neuerdings begonnenen Tiefbau (50 m unter der Wittekindstollensohle) örtlich reine Kalkeinlagerungen ein, die nahe der Sattelwende zum südöstlichen Lagerflügel bei gleichzeitiger Abnahme der Gesamtmächtigkeit des Lagers mehr und mehr verschwinden; der NW-Flügel des Pforzheimer Sattels bildet daher ein typisches Beispiel für den Übergang der Schalstein- und Roteisensteinfacies an der Mitteldevongrenze in die reine Kalkfacies.

Die Grube Georg-Joseph ist heute eine der wichtigsten Roteisenerzgruben des Lahneviere. Die Förderung und Durchschnittsgehalte des Erzes betragen in den letzten Jahren:

	Förderung in t	Durchschnittsgehalte in %		
		Roteisenstein	Fe	Kalk
1913 . . .	19 617	54,74	—	13,80
1914 . . .	13 221	49,77	—	18,97
1915 . . .	13 480	47,35	6,52	20,52
1916 . . .	41 819 ¹⁾	48,20	7,20	19,30
	Flußeisenstein			
1913 . . .	25 367	34,13	33,87	13,83
1914 . . .	31 652	33,14	34,30	15,58
1915 . . .	34 360	29,70	38,11	14,23
1916 . . .	—	34,02	32,20	14,94

In der südwestlichen Fortsetzung der Schalsteinsattel von Georg-Joseph und Pforzheim sind bis in die Nähe des Kerkerbachtals größere Tiefbauaufschlüsse innerhalb der Oberdevon-

¹⁾ Gesamtförderung.

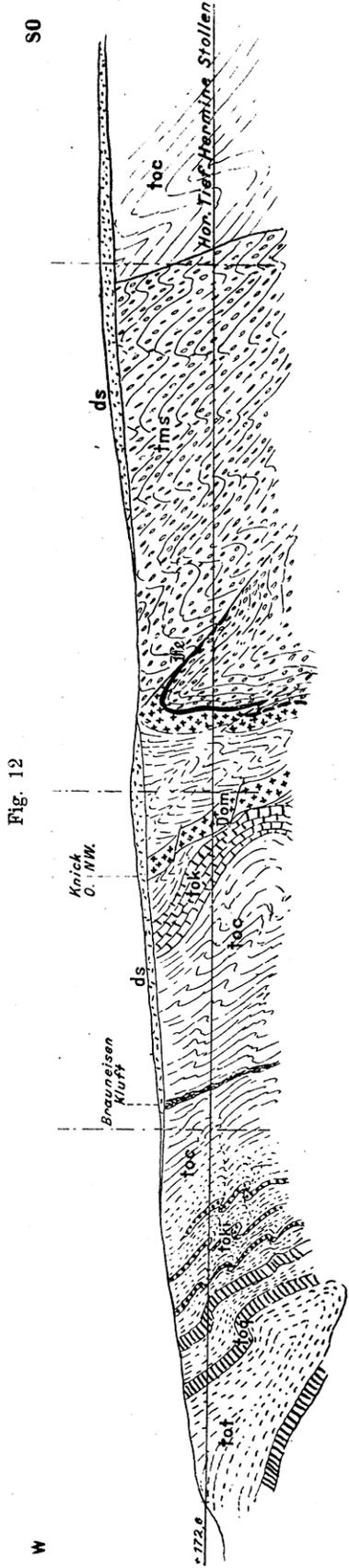


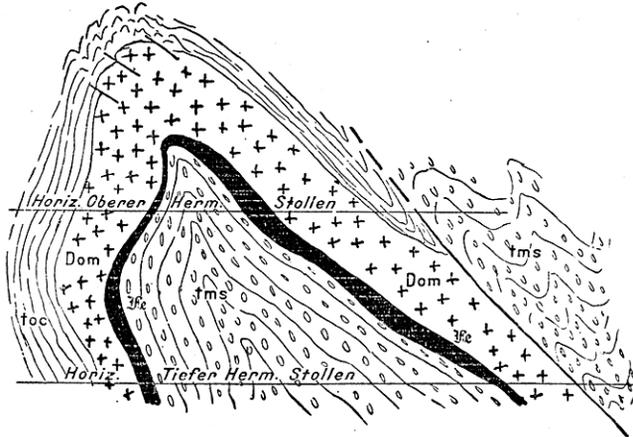
Fig. 12

Profil durch den Christiansstollen bei Christianshütte im Kerkerbachtal (etwa 1 : 10 000).

mülde nicht mehr vorhanden. Dagegen treten noch an verschiedenen Stellen schmale Schalsteinsättel innerhalb des Oberdevons bis an die Tagesoberfläche; die Lagerführung beschränkt sich bei diesen Sattelaufbrüchen in der Regel auf die südöstlichen Sattelflügel, da die NW-Flügel auf das Oberdevon überschoben sind. Westlich der Straße Wirbelau-Schupbach sind 3 getrennte Schalstein- bzw. Lagerzüge zu beobachten. Der südöstlichste liegt westlich von Wirbelau im Südostteile des Feldes Eisenkaute, ein zweiter streicht durch die Felder Carl und Eisenkaute bis an den Kreuzungspunkt der Runkelerstraße mit der Straße Wirbelau—Schupbach. Ein dritter, nordwestlicher Zug verläuft durch die Felder Neue Wiese und Weilburgia und endet an dem oberdevonischen Kalkklotze des Wirbelauer Waldes. Über die Entwicklung des Lagers an diesen drei Schalsteinsätteln ist nichts Näheres bekannt. Nach einer Unterbrechung von etwa 700 m erscheinen auf der Höhe des Runkeler Waldes abermals zwei langgestreckte Schalsteinspezialsättel innerhalb des Oberdevons. Der nordwestliche dieser Spezialsättel beginnt im Felde Hermine südöstlich der Christianshütte. Er ist auf beiden Sattelflügeln vom Grenzlager (Herminelager) begleitet. Das Grubenfeld Hermine (konsolidiert aus den früheren Einzelfeldern Hermine, Richard, Attenhäuserwald und Runkel I) ist durch Tagebaue und drei größere Stollen erschlossen worden (oberer Herminenstollen bei + 250 m, unterer Herminenstollen bei + 220 m, Christianstollen bei + 172,6 m). Mit dem tiefen Christianstollen, der am Kerkerbachtale südöstlich Christianshütte seinen Ansitz hat, wurde in anfangs östlicher, später südöstlicher Richtung (vergl. Profil Fig. 12) zunächst Oberdevon (in der Ausbildung der nördlichen Randfacies) mit dunklen Tonschiefern, Kieselschiefern und Quarziteinlagerungen, dann normaler Cypridinenschiefer mit Einlagerungen von Iberger Kalk durchfahren. Es folgt der Schalsteinsattel des Herminelagers; der nordwestliche Flügel dieses Sattels fällt nahezu saiger ein, den Sattelkern bildet fester Schalstein, das unmittelbar Hangende des Lagers im Stollenprofil Diabasmandelstein. Das Lager war auf dem NW-Flügel rd. 2 m mächtig, an der Sattelwende im NW stieg die Mächtigkeit stellenweise bis auf 5 m;

der SO-Flügel ist infolge einer Überschiebung von Schalestein unmittelbar über dem Lager im Profil des Christianstollens nur noch in Resten erhalten und an der Störung stark verkieselt. In einem etwa 150 m nordöstlich des Stollens gelegenen Schnitte (Fig. 13) zeigt das Lager auch auf dem SO-Flügel normale Mächtigkeit.

Fig. 13

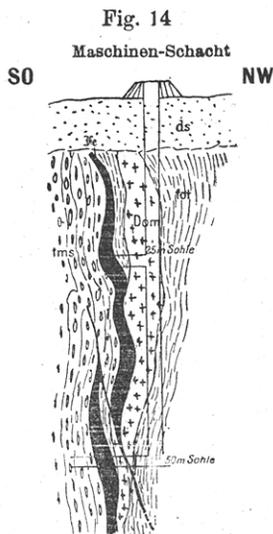


Profil durch den Hermineattel etwa 150 m nordöstlich des tiefen Hermine-stollens (Parallelschnitt zu Profil Fig. 12), Maßstab etwa 1 : 2000.

In den oberen Teufen bestand das Lager durchweg aus einem sehr hochprozentigen mulmigen Roteisenerz (sekundäre Entkalkung) mit einem durchschnittlichen Eisengehalte von 48—50 % bei 22 % Rückstand und einem Mangangehalte von etwa 25 %, der auch in den benachbarten Lagerzügen am Runkeler Wald wiederkehrt und offenbar auf Zuführung von Manganerzlösungen während der Tertiärzeit zurückzuführen ist, da der Mangangehalt dem primären devonischen Roteisenerz ganz fremd ist.

Südöstlich vom Christianstollen schneidet der Hermineattel an Querstörungen gegen Oberdevon ab, taucht aber unmittelbar dahinter erneut als ein nach NO geschlossener Schalesteinsattel mit Lagerführung auf beiden Flügeln in den Feldern Eisensegen und Neuglück wieder auf. Die Lagerungsverhältnisse auf dem Eisensegen-Neuglucker Sattel ähneln in vielen

Beziehungen denen des Herminesattels. Der SO-Flügel fällt mit etwa 45° nach SO ein und führt ein 1—2 m mächtiges, meist ziemlich rauhes Roteisensteinlager, der NW-Flügel im Felde Eisensegen fällt nahezu senkrecht ein und ist durch zahlreiche kleine Stauchungsklüfte zerstückelt (vergl. Profil durch den alten Maschinenschacht, Fig. 14). Das Erz bestand durchweg aus einem mulmigen bis stückigen, sehr reinen Roteisenstein.



Profil durch das Lager der Grube Neuer Eisensegen.

Das Feld Eisensegen wurde erschlossen durch einen Stollen bei + 230 m und einen Maschinenschacht (50-m-Sohle bei + 210 m). Das Lager Neuglück wurde ebenfalls durch einen Maschinenschacht und durch einen tiefen bei + 210 m angesetzten Stollen gelöst. Nach SW setzt das Lager von Eisensegen noch bis in das Feld Karoline fort.

Südlich der alten Runkelerstraße verläuft ein zweiter Schalsteinsattel durch die Felder Magnet, den südlichen Teil des Feldes Neuglück und weiter nach SW durch die Felder Wickenstück und Kessel. Lagerführung ist auf diesem Sattelzuge vorwiegend auf dem SO-Flügel bekannt. Im Felde Magnet wurde das Lager, das nach SW einen Spezialsattel

bildet, früher durch Tagebau gewonnen, neuerdings ist es durch die südöstliche Fortsetzung des Christianstollens unterfahren worden. An der Tagesoberfläche bestand das Lager bei 2—4 m Mächtigkeit überwiegend aus kieseligem Roteisenstein, weiter nach SW in den Feldern Wickenstück und Kessel besteht es nur noch aus $\frac{1}{2}$ —1 m mächtigen Bänken von reinem Roteisenstein. Die Förderung von Grube Magnet betrug 1916 3334 t mit einem Gehalte von 44,627 Fe, 28,90 Rückst. und 0,26 P.

Die weiter nach SW folgenden schmalen Schalsteinsättel im Oberdevon treten zum großen Teil ohne Lagerführung zu Tage (Schalsteinzug an der Försterei Runkel).

2. Lagerzüge am Südostrande des Schalstein-Hauptsattels.

a) Felder Wilhelm, Falkenstein, Eichelberg usw. bei Aumenau.

Der SO-Flügel des Schalsteinhauptsattels beginnt am Südrande des Blattgebietes südwestlich Aumenau, verläuft über Aumenau, den Elkerhäuser Schaumberg und Weinbach bis zur Mark südlich Essershausen. Lagerführung ist hier sowohl auf dem eigentlichen Sattelflügel gegen das Oberdevon der südlichen Randzone, als auch in einer Reihe, den Sattelflügel begleitenden schmalen Schalsteinsätteln vorhanden.

Am SO-Abhänge des Steinigtenkopfes zwischen Selbach und Aumenau wurde das Grenzlager im Felde Wilhelm früher durch eine Reihe von Schächten und durch den sog. Neuen Stollen, der an der Lahn gegenüber dem Kalkwerk bei + 129 m seinen Ansitz hat, erschlossen. Das Lager ist stark gestört und endigt im Norden unter der Basalttafel des Steinigtenkopfes an zahlreichen Störungen gegen Massenkalk, der hier die Schalsteinfacies an der Grenze gegen das Oberdevon ersetzt und z. T. bis ins Oberdevon hinauf reicht (vergl. Profil Fig. 15). Nach Süden hebt sich die schmale Oberdevonmulde zwischen Kalk und Schalstein bald aus und es folgt im Profil der Lahn nördlich von Aumenau ein breiter Schalsteinsattel, der nur in der Nähe des neuen Maschinenschachtes durch eine schmale, nach SW sich rasch ausspitzende Oberdevonmulde unterbrochen wird (Falkensteiner Mulde). Unmittelbar nördlich von Aumenau folgt

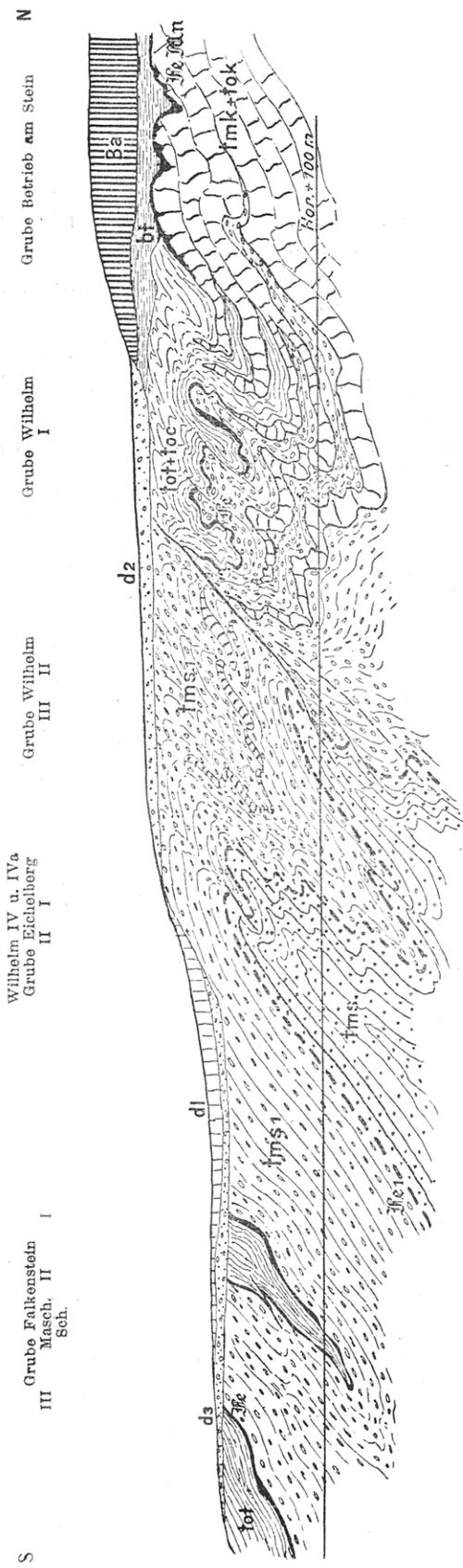
dann abermals über dem Schalstein Oberdevon im Felde Falkenstein.

Innerhalb des Schalsteinsattels treten im Felde Wilhelm im Profil des tiefen Stollens an zwei Stellen Lagersättel auf, die einem älteren Lager innerhalb des Schalsteins angehören (Schalsteinlager). Dieses Schalsteinlager setzte nach SW bis in das Feld Eichelberg fort und ist hier ebenfalls teils durch Schächte, teils durch Stollen von Süden her abgebaut worden.

Da der Abbau auf den einzelnen Lagerzügen ursprünglich von verschiedenen Schächten bzw. Stollen ausging, wurden die einzelnen Lager getrennt bezeichnet. Das Grenzlager im Norden im Felde Wilhelm als Lager Wilhelm I, die nach S folgenden Schalsteinlager an den beiden Spezialsätteln als Wilhelm II und III (bzw. Eichelberg I und II), ferner Wilhelm III und IV, die beiden Lager an der Spezialoberdevonmulde im Felde Falkenstein als Lager Falkenstein I und II und endlich das südlichste Grenzlager im Felde Falkenstein als Falkensteinlager III. Das Grenzlager in diesen Feldern führte bei 1—2 m Mächtigkeit (im Lager Wilhelm I stellenweise bis 4 m Mächtigkeit) durchweg einen hochprozentigen Roteisenstein. Die Schalsteinlager (Wilhelm 2—4 a) waren wegen geringer Mächtigkeit (0,5—1,5 m) nicht durchweg bauwürdig; sie führten in den oberen Teufen über der Lahnsohle einen meist mulmigen, ebenfalls hochprozentigen Roteisenstein, nach der Tiefe, unterhalb der Entkalkungszone, gehen sie jedoch sehr bald in armen Flußstein über.

Außer den bisher genannten Erzvorkommen (Lager zwischen Schalstein und Oberdevon und Lager im Schalstein) treten im nördlichen Teile des Feldes Wilhelm (vergl. Profil Fig. 15) noch manganhaltige Brauneisenerze über dem devonischen Massenkalk auf (sog. Betrieb am Stein). Diese Erze sind tertiärer Entstehung und gehören einer Gruppe von Lagerstätten an, die weiter unten noch zu besprechen sind. Ihr unmittelbares Liegendes bildet der zerschluchtete Massenkalk; über dem Erz, das stellenweise bis zu 6 und 8 m mächtig wird, folgen tertiäre Tone mit Kieseinlagerungen und darüber die Basaltdecken des Steinigten Kopfes. In einzelnen Schächten wurde der Basalt bis über 20 m

Fig. 15



Profil durch die Lagerzüge der Felder Wilhelm und Falkenstein bei Aumenau (etwa 1 : 4000).

stark durchsunken. Nach den Angaben über den früheren Betrieb enthalten die Erze durchschnittlich 29% Eisen, 10% Mangan, bis zu 5% Kalk und 22% Rückstand; daneben fanden sich in Nestern innerhalb der Haupterzmasse reiche Manganerze mit einem mittleren Gehalt von 14,30% Eisen, 37,60% Mangan und 8,79% Rückstand.

b) Gloria, Neuer Eisensegen.

Die Lagerzüge der Felder Wilhelm und Falkenstein erscheinen wieder nordöstlich der Lahn in den Feldern Rauenstein, Gloria und Neuer Eisensegen am Elkerhäuser Schaumberg. Der eigentliche SO-Flügel des Schalsteinhauptsattels in dieser Zone ist nicht mehr lagerführend, weil die Mitteloberdevongrenze im wesentlichen durch Massenkalk vertreten wird (vergl. Fig. 16, Profil durch den Stollen Neuer Eisensegen). Erst ein nach SO innerhalb des Oberdevons anschließender Spezialschalsteinsattel führt auf der Grenze gegen das Oberdevon das Grenzlager. Der Südflügel dieses Lagersattels, der am Schaumberg in nordöstlicher Richtung unter das Oberdevon einschiebt, ist im Felde Gloria durch mehrere Stollen abgebaut worden. Der N-Flügel verläuft durch das Feld Neuer Eisensegen und das südwestlich anschließende Feld Fortuna.

Beide Flügel sind bis auf etwa 1000 m streichender Länge verfolgt worden. Der Nordflügel fällt mit etwa 80° nach SO ein, ist also überkippt, der Südflügel im Mittel mit 30—40° nach SO.

Im Felde Neuer Eisensegen wurde das Lager durch einen tiefen Stollen, der nördlich des Fürfurter Kalkbruches nahe der Lahn + 128 m seinen Ansitz hat, unterfahren. Der Stollen durchfährt zunächst den Schalstein des Hauptsattels (vergl. Prof. Fig. 16); dann folgt Massenkalk, der im Kalkbruch abgebaut wird und in seinem liegenden Teil noch dem Mitteldevon, in seinem hangenden Teil bereits dem Oberdevon angehört; er geht daher nach oben unmittelbar in Cypridinschiefer über. Bei 450 m Länge wurde das Lager im Felde Neuer Eisensegen erreicht.

Das Glorialager auf dem SO-Flügel des Sattels ist durch 3 Hauptstollen (bei + 198,64 m, + 162,64 m und + 124,64 m)

erschlossen worden. Der tiefe Lahnstollen hat seinen Ansitz unmittelbar an der Lahn nahe dem Kalkwerke. Von ihm aus wurde das Glorialager im Streichen nach NO verfolgt.

Die Lagermasse besteht auf beiden Flügel vorwiegend aus sehr reinem Roteisenstein (mittlerer Gehalt an Eisen 47—54 %); örtlich ist das Lager durch Diabaskontakt in Magneteisenstein umgewandelt. An manchen Stellen, namentlich im Glorialager nimmt auch der Kalkgehalt auf Kosten des Eisengehaltes beträchtlich zu, und örtlich ist ein direkter Übergang von Eisenstein in reinen Kalk (primärer Sedimentationswechsel) zu beobachten. Die Mächtigkeit schwankt auf Grube Gloria zwischen 0,50 und 2 m, auf Grube Neuer Eisensegen war sie durchschnittlich etwas höher.

Nahe der Lahn, im südwestlichen Feldesteile von Grube Gloria, ist der Gloriasattel durch Spezialfaltungen in mehrere Züge geteilt; ein Profil durch diesen Teil des Lagersattels zeigt Fig. 17. Nach den Aufschlüssen im nördlichen Hauptquerschlag des tiefen Stollens, südlich des Gloriasattels ist in diesem westlichen Feldesteile noch ein zweiter Schalsteinsattel im Felde Rauenstein festgestellt worden. Auch hier betrug die Lagermächtigkeit durchschnittlich 1—2 m; das Lager erwies sich aber infolge häufiger Übergänge in reinen Kalk meist nicht als bauwürdig.

In der nordöstlichen Fortsetzung des Lagers von Gloria ist auf der Grenze des Schalsteinhauptsattels nahe der Hohenstraße-Lager im Felde Elkershausen Abbau umgegangen.

c) In der nordöstlichen Verlängerung der genannten Lagerzüge folgen östlich des Weibachtales zahlreiche, an Spezialschalsteinsätteln innerhalb des Oberdevons gebundene Lagerzüge in der Gegend von Weinbach. Auf der Südseite des Langengrundes südöstlich von Weinbach treten drei Lagerzüge zu Tage, die unter sich in Zusammenhang stehen und eine schmale Oberdevonmulde und einen anschließenden schmalen Schalsteinsattel einschließen (vergl. S. 51, Fig. 6). Der südöstlichste dieser drei Lagerzüge ist im Felde Schöne Aussicht teils durch Schächte und Stollen, im letzten Jahrzehnt noch durch einen Maschinenschacht erschlossen worden; das Lager fällt durchschnittlich mit 30° nach SO ein und besteht primär

aus einem eisenarmen roten Flußstein, der von oberdevonischem Plattenkalk im Hangenden überlagert wird. Bis zu einer gewissen Tiefe ist der Kalkgehalt des Flußsteins ausgelaugt bzw. zusammen mit dem Plattenkalke über dem Lager metasomatisch in Brauneisenstein umgewandelt.

Diese Umwandlung des Grenzlagers bzw. der es überlagernden Plattenkalke in Brauneisenstein spielt in dem ganzen Oberdevongebiete zwischen Aumenau, Weinbach und Essershausen eine große Rolle. Das Grenzlager ist in dieser Zone nur an wenigen Stellen in seiner primären Form abbauwürdig gewesen. Der Bergbau hat sich ausschließlich auf dem sekundär gebildeten Brauneisenerz bewegt. Während daher das Brauneisenerz der Grube Schöne Aussicht durchweg einen brauchbaren und hochprozentigen Eisenstein lieferte, erwies sich das Grenzlager bereits auf der Sohle des Maschinenschachtes (38 m-Sohle), wo die Grenze der Umwandlungszone gegen das primäre Erz und die unzersetzten Kalke der Tiefe deutlich zu beobachten war, nicht mehr als abbauwürdig. Der Sattelgegenflügel der Grube Schöne Aussicht fällt steil bis saiger ein; er ist im Felde Erzengel durch Tagebau und einen tiefen Stollen auf etwa 700 m Länge verfolgt worden. Das Lager von Erzengel bestand zum Teil ebenfalls aus einem armen und daher meist unbauwürdigen Flußstein; örtlich legt sich im Liegenden am Schalstein eine bis 1 m mächtige Bank reinen Roteisensteins an, auf der sich der Abbau vorwiegend bewegte. Mit einem Querschlage vom tiefen Stollen aus wurde die nach NW anschließende Oberdevonmulde durchfahren und der Gegenflügel dieser Mulde erreicht, der durch die Felder Wallach und Glanz verläuft. Das Lager der Gruben Glanz und Wallach fällt ähnlich wie das Lager von Schöne Aussicht flach nach SO ein, es besteht ebenfalls aus verschiedenartigen Erzen. Im Liegenden erscheint in der Regel eine bis 1 m mächtige Bank von Roteisenstein bzw. rotem Flußstein, der in den oberen Teufen in mulmiges Roteisenerz umgewandelt ist, darüber folgt als Oberbank ein sog. Schwarzes Erz, bestehend aus einem sehr bitumenreichen kalkigen Roteisenstein (mit Nestern von Roteisenkiesel), der wechselnde Mengen von kohlensaurer Magnesia,

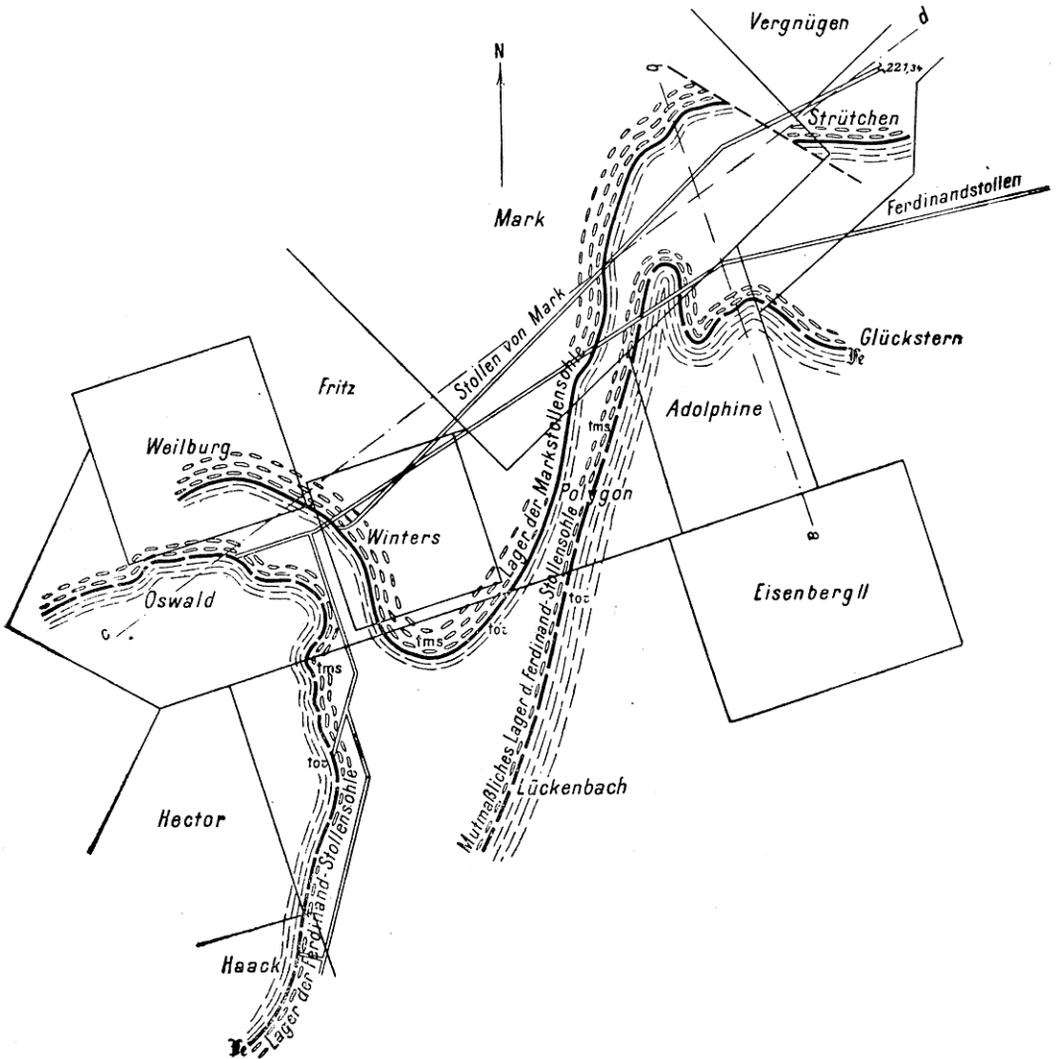
Eisencarbonat und Schwefelkies beigemengt enthält. Diese Erze bilden den Übergang von der reinen Roteisensteinfacies im Innern der Lahnmulde zu den vorwiegend aus Siderit und Schwefelkies bzw. Magneteisen bestehenden Lagerzügen im südlichen Randgebiete.

Nach SW setzen die drei Lagerzüge von Schöne Aussicht, Erzengel und Glanz durch die Felder Cleesberg, Lucas und Igelsbeck bis ans Weinbachtal fort und sind hier z. T. weiter gebaut worden. Nördlich des Laugengrundes bei Weinbach wiederholt sich das geschilderte Profil in den Feldern Lucretia, Julie und Schelb; da der Schalsteinsattel zwischen dem Lucretia- und Julielager in nördlicher Richtung bald unter dem Oberdevon verschwindet, ist weiterhin, in der Richtung über den Geiersberg bis in das Grubengebiet der Felder Mark und Winters, auf der Grenze des Schalsteinhauptsattels gegen das Oberdevon nur noch ein Lagerzug zu verfolgen; er verläuft durch die Felder konsolidierter Fritz am Geiersberg, Weilburg, Winters und Mark.

d) Felder Mark, Winters, Fritz.

Auch in diesem Gebiete (vergl. Fig. 18) spielt, wie in den Feldern bei Weinbach, nicht das primäre devonische Grenzlager die praktisch wichtige Rolle, sondern ein aus der alt-tertiären Oberflächenverwitterung hervorgegangenes Brauneisenerz, das durch metasomatische Verdrängung des Kalkgehaltes im Grenzlager bzw. der dieses überlagernden oberdevonischen Plattenkalke entstanden ist. Die teils mulmigen, teils krotzigen, gelegentlich auch glaskopffartigen Brauneisenerze sind infolgedessen nur dort vorhanden, wo die tertiären Verwitterungsflächen erhalten geblieben sind; nach der Tiefe gehen sie in der Nähe der unzersetzten Zone in dichte Karbonate über, und an deren Stelle tritt endlich in der unzersetzten Gesteinszone das ursprüngliche, kalkreiche Grenzlager bzw. der nicht mehr umgewandelte Plattenkalk. Das ursprüngliche Erz, wie es zur Tertiärzeit zur Ausscheidung kam, ist danach ein Karbonat gewesen; die Oxydation fand erst in jüngerer Tertiärzeit bei stark versenktem Grundwasserspiegel statt. Infolgedessen haben sich die Karbonate nur an vereinzelt Stellen (z. B. in den Gesenkbauen unter der

Fig. 18



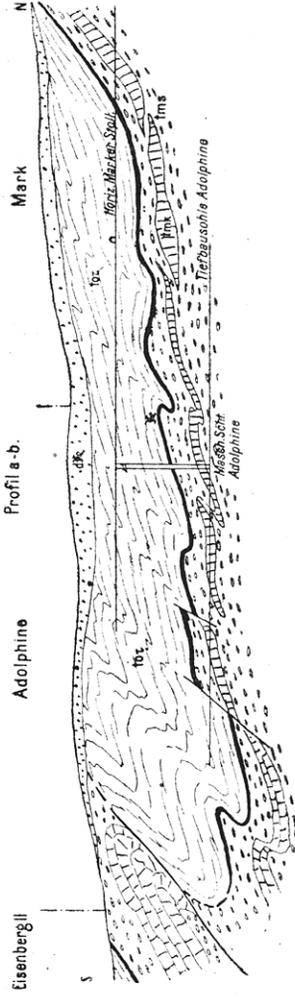
Grundriß des Eisenerzlagers von Mark—Winters—Fritz auf der Marker- und Ferdinandstollenschöle.
 Maßstab etwa 1 : 10 000.

Ferdinandstollenschöle im Felde Lückenbach) erhalten. Die über dem Lager ruhenden, ursprünglich schwarzen, oberdevonischen Schiefer sind bei diesen Umbildungsvorgängen völlig zersetzt

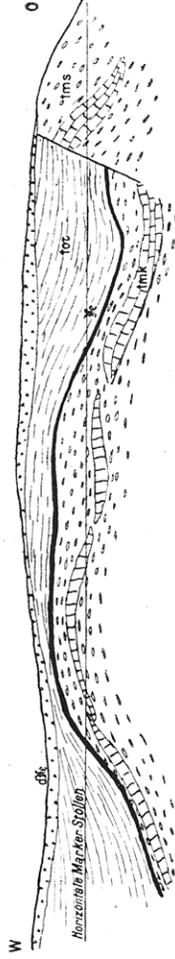
und zu hellen bis leuchtend roten, tonigen Massen umgewandelt; sie können daher als ein guter Fingerzeig für das Vorhandensein der Tertiärerze in der Tiefe gelten. Die Zersetzungszone reicht auf dem Plateau zwischen der Mark im Norden und dem Langengrund zwischen Weinbach und Aulenhäuser bis über 100 m unter die Oberfläche, d. h. z. T. noch unter die Sohle des heutigen Weiltals hinab.

Der Ausbiß der Schiefergrenze gegen den Hauptschalsteinsattel im NW verläuft, wie bereits erwähnt, vom Geiersberg durch die Felder kons. Fritz, Vergnügen, Rohnsbach, Weilburg, Winters, Mark und Strütchen. Erschlossen ist das ganze Feldergebiet durch zwei größere Stollen, von denen der eine (Markerstollen bei + 221,34 m) im oberen Teile des Essershäusertales seinen Ansitz hat und in südwestlicher Richtung die Felder Mark, Adolphine, Winters, Weilburg unterfährt, während der andere (Ferdinandstollen am Weiltalrande) östlich Essershäuser bei + 172 m beginnt und in anfangs südlicher, später südwestlicher und dann abermals südlicher Richtung die Felder Glückstern, Strütchen, Lückenbach, Fritz, Oswald und Haack erschließt. Der Verlauf des Schalstein—Oberdevonwechsels ist nach den Grubenaufschlüssen einmal auf der Sohle des Markerstollens und ein zweites Mal auf der Sohle des Ferdinandstollens verzeichnet. Aus diesen Aufschlüssen ergibt sich, daß das Lager bezw. der Schalstein—Schieferwechsel in ungefähr nordöstlicher Richtung in die Felder Weilburg bezw. Oswald eintritt, in den Feldern Winters und Lückenbach einen scharf nach S gerichteten und flach in dieser Richtung einschiebenden Sattel bildet, dessen W-Flügel im Felde Lückenbach nahezu saiger, stellenweise sogar überkippt nach O einfällt, während der O-Flügel mit etwa 45° nach SO geneigt ist. In der Nähe des Essershäuser-Tales schwenkt das Lager aus der NO-Richtung um und bildet hier in den Feldern Mark, Adolphine und Glückstern verschiedene Spezialsättel unter Tage, die durch eine Überschiebung im Felde Adolphine bedingt sind (vgl. Fig. 18a). Am Ausbisse des südlich gerichteten Sattels, ungefähr in der Ecke zwischen den Feldern Winters, Fritz, Mark und Polygon, liegt das Lager sehr flach, und das Erz ist

Fig. 18 a



Profil c-d.



Profil durch die Eisenerzlager in den Feldern Adolphine und Mark.

durch fortschreitende Erosion (Abtragung und Abschwemmung der überlagernden zersetzten Tonschiefer) eluvial angereichert worden. Dieses „Rollager“ wurde in den Feldern Weilburg, Fritz, Polygon, Winters und Mark früher in ausgedehnten Tagebauen gewonnen. Zurzeit ist das Lager oberhalb der Markerstollensohle nahezu ganz abgebaut und es findet Betrieb nur noch im Ferdinandstollen (Kruppsche Gruben kons. Fritz und Lückenbach) statt.

Die gewonnenen Erze bestehen aus teils mulmigem, teils krotzigem, gelegentlich auch glaskopffartigem Brauneisenstein, in der Tiefe unterhalb der Ferdinandstollensohle, d. h. nahezu an der unteren Grenze der tertiären Verwitterung, gelegentlich auch aus einem dichten bis feinkörnigen Siderit. Bezeichnend für die Bildungsweise des Erzes ist ein nicht unerheblicher Mangangehalt (zwischen 1 und 3%), der dem devonischen Grenzlager völlig fremd ist; daß dieses ursprünglich tatsächlich vorhanden war, beweisen einzelne Nester von rotem Eisenkiesel, die gelegentlich mitten im braunen Erze auftreten und wegen ihrer Widerstandskraft offenbar erhalten blieben.

Der Eisengehalt in den Erzen der Gruben Mark und Winters betrug in den oberen Teufen durchschnittlich 47 bis 49% Fe bei 2—3% Mn und 11—12% Rückst.; gelegentlich stieg er sogar bis auf 60% Fe. Der Phosphorgehalt, der wie der Mangangehalt ebenfalls ein bezeichnender Begleiter der tertiären Erze ist, betrug im Mittel 0,9%, stieg aber in der Förderung aus dem Felde Weilburg bis auf 1,5%. Hier fanden sich auch neben kleinen Nestern von Phosphorit die sonst recht seltenen Phosphoreisenminerale (Strengit, Eleonorit und Kakoxen). Mit dem Tieferrücken der Baue ging der Eisengehalt mehr und mehr zurück; so ergaben die Durchschnittsanalysen der Förderungen von Mark und Adolphine in den Jahren 1908 bis 1911 nur noch im Mittel etwa 43,5% Fe, 2% Mn bei 20% Rückst. Die Grube kons. Fritz lieferte in den letzten Jahren folgendes Erz:

Förderung in t	Durchschnittsgehalt in %				
	Fe	Mn	Kalk	Si O ₂	P
1913: 25 505	43,17	2,85	—	—	1,005
1914: 24 568	40,84	3,15	3,47	15,45	0,942
1915: 31 972	42,25	3,44	5,40	12,96	1,103
1916: 41 626	42,74	3,21	5,40	12,96	1,103

Geringe Bedeutung gegenüber diesen tertiären Brauneisenerzen auf dem Grenzlagerhorizont kommt den aus Roteisenstein bestehenden Schalsteinlagern im unzersetzten Schalstein der Mark bei Essershausen zu; Vorkommen solcher Art sind beobachtet in den Feldern Vergnügen nahe dem Essershäuser Tale, ferner in den Feldern Theodor und Hameroth am NO-Abhänge der Mark gegen Freienfels; sie besitzen nur geringe Ausdehnung und unbedeutende Mächtigkeit.

3. Lagerzüge innerhalb des Oberdevons der südlichen Randzone zwischen Aumenau, Elkershausen, Aulenhäusen und Laubuseschbach.

Dieses Gebiet wird in der Hauptsache von den Oberdevonschiefern der südlichen Randzone eingenommen, durch die an verschiedenen Stellen langgestreckte, schmale Sattelaufbrüche von Schalstein hindurchragen. Ein solcher Zug beginnt unmittelbar nördlich Aumenau am Reinberg und ist durch die Felder Reinberg, Venus, Zwölfmorgen bis Elkershausen zu verfolgen. Ein zweiter Sattel, in dem allerdings nicht Schalstein, sondern nur die Plattenkalke im untersten Oberdevon zu Tage treten, folgt der Straße Aumenau—Elkershausen und zieht durch die Felder Franz, Errettung, Hoffnung, Hahnbügel, Hahn und Specht. Ein dritter schmaler Sattelaufbruch von Schalstein liegt auf der Höhe des Thomasheck in den Feldern Laura und Carlsberg, ein weiterer stark gestörter Schalsteinsattel beginnt im Reißbachtale an der südlichen Blattgrenze, zieht durch die Felder Pferdsberg, Wolfsgraben, Lisette, Reißbach bis zum Weinbachtale, ist hier auf kurze Strecke unterbrochen und verläuft weiterhin in beträchtlicher Breite über Blossenbach hinaus bis zur Höhe südlich des Schmidkopfes. Lagerführung ist im Nordosten namentlich in den Feldern

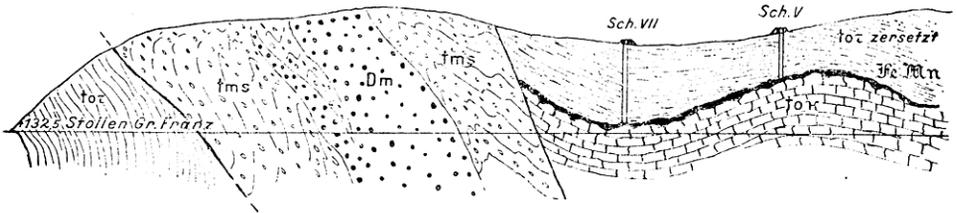
Scheid, Magnet, Tellus, Naßhecke und Orpheus bekannt. Ein südlichster Schalsteinzug endlich beginnt südlich des Tanzköppels und verläuft lagerführend auf beiden Flügeln durch die Felder Schnepfenberg und Eisensegen bis zum Buchberg zwischen Blossenbach und Laubuseschbach.

Auch in diesem ganzen Gebiet ist das ursprüngliche Grenzlager als solches nur in wenigen Fällen bauwürdig gewesen. Auf den Gruben Pferdsberg, Reißbach und Lisette wurde früher ein im Mittel 0,5—2 m mächtiges Roteisensteinlager gebaut, das namentlich in dem letztgenannten Felde in den oberen Teufen einen vorzüglichen Roteisenstein mit 59,3% Fe und 10,8% Rückst. lieferte. Nach der Tiefe nahm indes (bereits auf der tiefen Stollensohle von Lisette im oberen Reißbachtale) der Kalkgehalt rasch zu, so daß das nicht entkalkte Erz sich nicht mehr als bauwürdig erwies. Das Lisettelager wurde auf 150 m Länge im ungefähr N—S-Streichen überfahren und fiel mit 20—30° nach O ein; die Mächtigkeit erreichte örtlich 4 m. Auch in den Feldern Schnepfenberg und Eisensegen wurde das primäre devonische Lager abgebaut. Der NW-Flügel im Felde Schnepfenberg fiel steil nach NW ein und hatte im Mittel nur 0,3—1,5 m Mächtigkeit. Der S-Flügel im Felde Eisensegen fällt flach nach SO ein; hier war das Lager 2—4 m mächtig und örtlich durch Diabaskontakt in Magneteisenstein umgewandelt. Ähnlich war die Lagerbeschaffenheit auch in dem nahe am Diabaskontakte gelegenen Grenzlager in den Feldern Magnet, Tellus und Naßhecke bei Blossenbach sowie Komer-spahu und Rosental bei Laubuseschbach, die im übrigen in neuerer Zeit nicht näher untersucht sind.

In den übrigen obengenannten Feldern, namentlich entlang der Straße Aumenau—Elkershausen, tritt das ursprüngliche devonische Grenzlager an Bedeutung gegen die später unter dem Einflusse der tertiären Verwitterung gebildeten Brauneisen-erze, ähnlich wie an der Mark und bei Weinbach, ganz zurück. Der Brauneisenstein ist dabei nicht allein an das Grenzlager, d. h. an die obere Grenze des Schalsteins gebunden, sondern erscheint auch in z. T. 4—6 m mächtigen Lagern in den höheren Teilen des oberdevonischen Plattenkalkes, der hier in der Nähe

von Aumenau besonders mächtig wird. Vorkommen solcher Art, wie sie z. B. in den Feldern Franz (vergl. das Profil durch den Franzstollen, Fig. 19), Errettung, Hoffnung, Hahnbügel, Specht, Hahn, Philippszeche abgebaut sind, beweisen besonders deutlich die metasomatische Bildung dieser Brauneisensteine bzw. der Eisenkarbonate, aus denen die Oxyde erst nachträglich durch Oxydation in der jüngeren Tertiärzeit entstanden sind.

Fig. 19



Profil durch das Brauneisenerzlager der Grube Franz bei Aumenau (etwa 1 : 5000).

Das Lager in diesen Feldern besteht ähnlich wie an der Mark teils aus mulmigen, vorwiegend aber aus krotzigen Brauneisenerzen, die an manchen Stellen schöne Glaskopfstruktur aufweisen (Specht, Philippszeche). Sie führen, wie die Erze der Mark, einen Mangengehalt, der zwischen 0,3 und 6 % schwankt und ebenso einen beträchtlichen Phosphorgehalt.

Förderanalysen aus früheren Jahren ergaben folgende Gehalte :

	Fe %	Mn %	P %
Franz	34,37	5,48	2,21
Errettung	42,46	0,37	0,24
Philippszeche	30,00	1,08	2,00

Zur Zeit findet wieder Betrieb in den Feldern Hahn, Hahnbügel und Hahnekamm statt; auf Grube Hahn werden monatlich etwa 950 t Erze gefördert mit einem Gehalte von 36 % Fe, 4 % Mn und 1,12 % P; auf den Gruben Hahnbügel und Hahnekamm beträgt die Förderung zurzeit etwa 130 t monatlich mit einem Gehalt von 30,10 % Fe und 2,38 % Mn.

4. Lagerzüge im Schalstein.

a) Felder Buderus, Heide, Tor usw. zwischen Weilburg und Drommershausen.

Die Eisenerzablagerungen innerhalb des obermitteldevonischen Schalsteins, von denen oben bereits einige erwähnt wurden, besitzen größere praktische Bedeutung nur in einer Zone, die im NO des Blattgebietes zwischen Drommershausen (Blatt Merenberg) und Weilburg bzw. Odersbach liegt, in jenem Gebiete, in dem innerhalb der Schalsteinserie eine deutliche stratigraphische Grenze zwischen normalem Schalstein im Liegenden und einer bunten Wechselfolge von geschichteten Tuffen, Tonschiefern, Kalkschiefern und Plattenkalken vorhanden ist. Die Grenze dieser beiden Gesteinsglieder wird durch ein Roteisensteinlager (Fe_1) gebildet, das auf zahlreichen Gruben zwischen Weilburg und Drommershausen und noch darüber hinaus nach NO abgebaut wird.

Die Lagerungsverhältnisse in diesem Gebiete, soweit sie das Blatt Weilburg betreffen, sind auf Tafel VII in der Hauptsache nach den Aufschlüssen unter Tage dargestellt, da die starke diluviale Bedeckung über Tage ein Verfolgen der einzelnen Lagerzüge und ihres z. T. recht verwickelten Baues nicht zuläßt. Der ganze, etwa 2 km breite Gesteinszug liegt zwischen der Ahäuser Oberdevonmulde im NW und dem Hauptschalsteinsattel (zwischen Guntersau und Hirschhausen im SO). An der Ahäuser Oberdevonmulde, an deren SO-Flügel das Grenzlager zum Teil noch hervortritt, folgt zunächst an einer Überschiebung älterer Schalstein, dann eine etwa 700 m breite, im Innern sehr flach gebaute Mulde von geschichtetem Schalstein. Auf der Grenze erscheint ein erster Zug von Schalsteinlager im Felde Justine; er ist in dieser Grube zusammen mit dem Grenzlager abgebaut und im Tiefbau bis über 1000 m im Streichen nachgewiesen. Der Kern der an das Lager anschließenden Mulde nimmt die Weilburger Oberdevonmulde ein. Nahe ihrem SO-Rande hebt sich auch der jüngere Schalstein mit dem Schalsteinlager bis zu Tage aus und es folgt ein langgestreckter Sattel von normalem Schalstein, der

durch die Felder Carlssegen, Hubertus, Bergmannstrost, Hopfenstück, Wilhelm, Heide, Thor, Palatinus, Gertrude, Othello verläuft (sog. Heidesattel). Im SW taucht die Sattelspitze im Felde Carlssegen unter Tage ein, im SO spitzt sich der Sattel im Felde Othello auf der Ottostollensohle aus und schiebt flach nach NO ein, um allerdings nach etwa 100 m, um wenig nach SO verworfen, im Felde Buderus erneut auf der Ottostollensohle anzusetzen. Hier öffnet sich der Sattel sehr rasch nach Osten. Der NW-Flügel verläuft ziemlich gradlinig durch das Feld Buderus und das frühere Einzelfeld Dorothea, ferner durch Latona, Heinrichshoffnung, Adolf bis über Drommershausen hinaus. Der SO-Flügel schwenkt im Einzelfelde Luise von der kons. Grube Buderus bald nach S um und bildet in den Feldern Wilhelmine III und Wilhelmine mehrere südliche Parallelsättel, deren S-Flügel durch die Felder Leonidas, Pfannenstiel, Heinrichshoffnung und Adolf — bisher nur an wenigen Stellen nachgewiesen — ebenfalls in der Richtung auf Drommershausen verläuft. An den Südflügel des westlichen Hauptsattels (Heidesattel) schließt nach S eine größere Überschiebung an, an der Porphyry zwischen Weilburg und der Oberförsterei Windhof zu Tage tritt. Über dem Porphyry folgt abermals der liegende Schalstein, dann das Schalsteinlager in den Feldern Josephsegen, Windsack, Allerheiligen, darüber eine Mulde von geschichtetem Schalstein mit Einlagerungen von Plattenkalken, die auf der Linie Guntersau—Hirschhausen gegen den normalen Schalstein des Schalsteinhauptsattels abschneiden.

Der Schalstein im Liegenden des Lagerhorizontes besteht aus einem gleichmäßigen, scheinbar ungeschichteten Diabastuff von im frischen Zustande dunkelgrüner, im verwitterten Zustande und namentlich in der Nähe unterhalb des Lagers rotvioletter Farbe, er wird daher auf den Gruben als Blauer Schalstein bezeichnet. Die vorwiegend aus kalkigen Schichten bestehende Gesteinsserie über dem Erzhorizont hat bei der durchweg bis zu erheblicher Tiefe fortsetzenden Verwitterung eine gelbbraune Farbe angenommen, herrührend von dem ursprünglich vorhandenen Eisenkarbonatgehalte; sie wird in der Regel als Gelber Schal-

stein bezeichnet. Das Erzlager zwischen beiden Schichten-
gruppen schwankt in seiner Mächtigkeit zwischen 1 und 3 m,
ist aber infolge der zahllosen Verdrückungen an der einen Stelle
und Stauchungen an anderen Stellen in einem Falle oft nur
als Besteg vorhanden, im anderen schwillt die Mächtigkeit bis
auf 6—8 m an (Tagebau des Emilienlagers im Felde Buderus).

Das Erz bestand in den oberen Teufen fast durchweg aus
einem sehr reinen, milden bis mulmigen, kalkfreien Roteisen-
stein. Nahe der Tagesoberfläche, vor allem dort, wo die breiten
Lagerausbisse in der Nähe der alten Tertiäroberfläche noch
heute erhalten geblieben sind (Tagebau der Grube Buderus,
südwestlich Drommershausen), ist dieses entkalkte, poröse Rot-
eisenerz in der jüngeren Tertiärzeit sekundär wieder verkieselt
worden. Die Verkieselung bleibt indessen auf die Nähe der
Tagesoberfläche beschränkt und reicht nur in wenigen Fällen
an Störungen bis in größere Tiefe.

Die Entkalkung des Erzes dagegen ist im vorliegenden
Gebiete z. T. weiter unter die Sohlen der tiefen Stollen fort-
geschritten; ihr verdankt das Erzlager seine hohe praktische
Bedeutung, die es namentlich in früheren Jahrzehnten besessen
hat. Unterhalb der Entkalkungszone, deren Grenze im Maschinen-
Schachte der Grube Heide z. B. noch unterhalb der 25 m-Tief-
bausohle liegt, am Buderussattel dagegen in nordöstlicher Richtung
bereits über der Sohle des Sophienstollens erscheint, geht das
entkalkte hochprozentige Roteisensteinlager oft sehr rasch und
nahezu unvermittelt in einen armen Flußstein bzw. sogar in
einen eisenschüssigen Kalk über, gleichzeitig wird das hangende
und liegende Nebengestein fest und zeigt seine ursprüngliche Farbe.

Die Lagerungsverhältnisse im einzelnen sind durch die
Profile auf Tafel VII am besten erläutert. Im allgemeinen zeigen
die Südflügel der einzelnen Sättel ziemlich ungestörte Lagerung
und gleichmäßiges Einfallen unter etwa 30—45° nach SO (vergl.
Prof. 3, Luisenlager), die NW-Flügel der Sättel dagegen stehen
steil. Das Lager ist an zahlreichen steilen Schubstörungen
gestaucht und wiederholt sich infolgedessen oft auf einer Sohle
3—4 mal; zudem ist der N-Flügel an manchen Stellen sehr
stark überkippt, so daß der liegende Schalstein mit dem Lager

oft auf größerer Erstreckung über dem hangenden geschichteten Schalstein ruht (vergl. Profil I und II Tafel 7 durch den N-Flügel des Heidesattels). Solche Spezialüberschiebungen am Nordflügel sind namentlich im Felde Heide und im anschließenden Felde Thor vorhanden. Im letztgenannten Felde ragen infolgedessen auf der Sohle des Ottostollens 2 spitze Spezialsättel nach NO bis weit in den jüngeren Schalstein hinein. Ein ähnliches Bild zeigen der Nordflügel des Buderussattels (vergl. Profil III und IV Tafel 7) und die beiden Spezialsättel in den Feldern Wilhelmine und Wilhelmine III (Prof. V). Im nordöstlichen Feldesteile erreicht eine dieser das Lager spitzwinklig durchschneidenden Schubstörungen größeres Ausmaß und trennt den südwestlichen Lagerteil (Emilienlager) vom nordöstlichen (sog. Dorotheenlager), die früher, vor Erkenntnis des Zusammenhangs, als selbständige Lager angesehen wurden.

Der Bergbau im vorliegendem Gebiete geht zurzeit in der Hauptsache in den Feldern Heide und Buderus um. Die westliche Feldergruppe ist durch den Erbprinz-Adolf-Erbstollen erschlossen, der südlich Weilburg an der Lahn seinen Ansitz hat und den Heidesattel im Streichen durchfährt; neuerdings ist im Felde Heide durch einen Maschinenschacht auch Tiefbau unterhalb der Erbstollensohle in Angriff genommen. Das östliche Feldergebiet wurde in neuer Zeit durch den 1878 begonnenen Sophienstollen erschlossen, der seinen Ansitz im Grundbachtale bei + 167,4 m hat und den Buderussattel, sowie durch einen südlichen Querschlag die beiden Spezialsättel in den Feldern Wilhelmine und Wilhelmine III unterfährt. Neuerdings ist das örtliche Feldergebiet durch den etwa 25 m tiefer gelegenen Ottostollen erschlossen, von dem aus ebenfalls mittels eines Maschinenschachtes vor einigen Jahren eine 50 m unter dem Stollen gelegene Tiefbausohle in Angriff genommen wurde. Auf dieser Sohle erwies sich indessen das Lager bereits nicht mehr entkalkt und war daher nicht durchweg abbauwürdig.

Das früher in den oberen Teufen abgebaute Erz hatte einen Eisengehalt von durchschnittlich 50—54 % Fe, 1—2 % Kalk, 12—15 % Rückstand und etwa 0,1 % Phosphor. In neuerer Zeit ist der Eisengehalt in der Förderung erheblich zurückgegangen,

da man einerseits in den tieferen Bauen zunehmend kalkige Erze abzubauen gezwungen war, andererseits die früher als unbauwürdig stehengebliebenen mächtigen Eisenkieselmassen an den Ausbissen der Lagerzüge (namentlich im Grubenfeld Buderus) in Angriff nahm. Förderung und Durchschnittsgehalte des Erzes der beiden wichtigsten zurzeit in Betrieb befindlichen Gruben in den letzten Jahren waren folgende:

Grube Buderus:

	Roteisenstein Förderung in t	Durchschnittsgehalt in %		
		Fe	Kalk	Rückstand
1913 . . .	21 237	47,09	—	27,84
1914 . . .	18 488	46,08	—	28,63
1915 . . .	{ 19 207 12 782 ¹⁾ }	45,58	—	30,19
1916 . . .	55 664)	48,68	—	25,75

Grube Heide:

	Flußeisenstein Förderung in t	Durchschnittsgehalt in %		
		Fe	Kalk	Rückstand
1913 . . .	1 381	34,32	26,01	23,77
1914 . . .	1 503	36,31	21,76	21,78
1915 . . .	4 414	37,50	20,82	21,29
1916 . . .		31,69	28,53	20,87

	Roteisenstein Förderung in t	Analyse in %			
		Fe	P	Kalk	Si O ₂
1913	12 016	51,74	0,216	—	—
1914	11 447	49,47	0,211	7,01	21,85
1915	13 133	50,99	0,235	5,91	18,52
1916	16 463	46,15	0,235	5,91	18,52

b) Felder Erhaltung und Wehrstein zwischen Weilburg und Odersbach.

Zwischen Weilburg und Odersbach ist die stratigraphische Grenze zwischen dem unteren, normalen Schalstein und dem oberen, geschichteten Schalstein zwar auch noch vorhanden,

¹⁾ Kieseliger Roteisenstein.

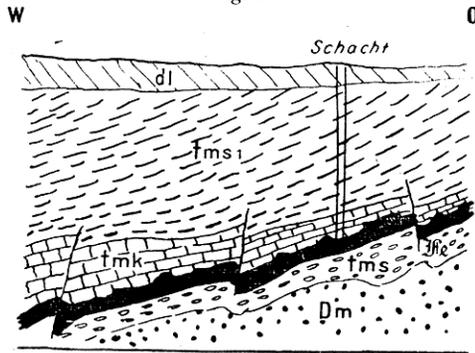
²⁾ Gesamtförderung.

wird aber in der Richtung auf Odersbach dadurch mehr und mehr verwischt, daß der Kalkgehalt des geschichteten Schalsteins in dieser Richtung ständig zunimmt und die einzelnen Plattenkalkbänke sich mehr und mehr zu einem geschlossenen Kalkzuge vereinigen, der nur noch vereinzelt Schalsteinzwischenlagerungen aufweist und nur von einer wenige Meter mächtigen Schalsteindecke von dem darüber liegenden Oberdevon getrennt wird. Dementsprechend ist auch das Verhalten des Erzlagers in diesem Gebiete anders als im NO zwischen Weilburg und Drommershausen. Das ursprüngliche Erz war ein kalkiger Roteisenstein, der in einer mehr oder weniger geschlossenen Bank von 1—4 m Mächtigkeit dem normalen Schalstein aufruhte, durch sein nesterweises Eingreifen in den überlagernden Kalk (vergl. Profile Fig. 20 und Taf. 6) indessen schon andeutete, daß metasomatische Vorgänge bei seiner Bildung mitgespielt haben. Während des Verwitterungsvorgangs in der Tertiärzeit wurde dann der Kalk nahe der Oberfläche weiter ausgelaugt und es fand Neubildung von Brauneisenerzen (manganhaltiger Brauneisenmulm) statt, gleichzeitig eine Entkalkung des ursprünglichen Roteisensteins zu einem porösen bis mulmigen Roteisenerz, gelegentlich sogar zu reinem Roteisenrahm, so daß die ganze Erzablagerung, wie sie heute z. B. in der Grube Erhaltung bei Odersbach (vergl. Tafel 6) abgebaut wird, aus einem Gemenge des umgewandelten devonischen Schalsteinlagers und tertiären Neubildungen besteht.

Die Lagerungsverhältnissé im Felde Erhaltung sind durch den Grundriß und die Profile auf Tafel 6 im einzelnen erläutert. Durch einen Stollen, der an der Lahn östlich Odersbach (+ 131,6 m) nahe dem alten Tagebau der Grube Lahnstein seinen Ansitz hat, wurde zunächst Kalk mit einzelnen Erzablagerungen besonders im Liegenden, dann ein etwa 50 m breiter Schalsteinsattel, dann abermals Kalk mit der Erzablagerung durchfahren; unter dem Kalke bzw. dem Erzlager folgt im Stollenquerschlag nach N geschichteter Schalstein mit Einlagerungen von Plattenkalk, der vor Ort schließlich in geschlossenen Massenkalk übergeht. Das Erzlager wurde vom Stollen aus im Streichen nach NO verfolgt; der über dem Erz ruhende

Kalk verliert in dieser Richtung rasch an Mächtigkeit und ist schließlich nur noch in einzelnen größeren Blöcken und Bänken innerhalb des Erzes festzustellen, das seinerseits zwischen dem blauviolett gefärbten unteren Schalstein und dem vorwiegend gelb bis rot gefärbten oberen Schalstein ruht. Durch Querschläge nach SO und durch Abbau über der Stollensohle wurde weiterhin nachgewiesen, daß der im vorderen Stollen durchgeführte Sattel von älterem Schalstein nach NO auf der Stollensohle sich zusehends ausspitzt und kurz vor dem Querschlag zum neuen Maschinenschacht ganz unter der Stollensohle verschwindet. Der SO-Flügel dieses Schalsteinsattels führt

Fig. 20



Profil durch das Lager von Grube Wehrstein bei Weilburg.

ebenfalls das Lager; über ihm folgen geschichtete Schalsteine mit Plattenkalkeinlagerungen und endlich das Grenzlager der Grube Lahnstein mit den darüberlagernden oberdevonischen Flaserkalken und Cypridinschiefern (Maschinenschachtquerschlag).

Östlich des Stollenquerschlags zum neuen Maschinenschacht nehmen das Erzlager und die hangenden Schalstein- und Plattenkalkschichten sehr flache Lagerung an. Der kurz vor dem Querschlag unter die Stollensohle eintauchende liegende Schalstein erscheint in den östlichen Bauen noch an verschiedenen Stellen in flachen Sattelaufwölbungen, die sich zum Teil nur wenige Meter über die Stollensohle erheben. Im äußersten NO tritt eine scharfe Schwenkung des Lagers ein; hier hebt sich

der liegende Schalstein (vergl. Profil 10 und 11, Taf. 6) steil bis zu Tage aus, und im Kern dieses Schalsteinsattels erscheint am Lahntalrande gegenüber Weilburg der Lahnporphyr (Porphyrklippe der Hauslei). Das Lager zwischen liegendem und hängendem Schalstein nimmt von hier ab bei flach westlichem Einfallen ungefähr nordsüdliche Streichrichtung an und verläuft durch das Feld Wehrstein bis in die Nähe des Steinbühls. Im Felde Wehrstein, östlich der Straße Weilburg—Odersbach, wurde das Lager bereits in früheren Jahrzehnten abgebaut (vergl. Fig. 20). Über die Gehalte des Erzes und die Förderung von Grube Erhaltung in den letzten Jahren gibt folgende Zusammenstellung Aufschluß:

	Förderung in t	Durchschnittsgehalt in %			
		Fe	Kalk	Si O ₂	P
1913	11 988	50,27	—	—	0,320
1914	18 763	47,97	5,59	17,58	0,350
1915	23 605	45,80	6,55	19,38	0,368
1916	26 568	44,78	6,55	19,38	0,368

5. Roteisenerzlagertstätten zwischen Kalk und Schalstein.

Das Lager der Grube Erhaltung bildet nach dem Gesagten gewissermaßen einen Übergang zwischen den schichtförmigen, an ein bestimmtes stratigraphisches Niveau gebundenen Roteisenerzlagertstätten und den metasomatischen Erzausscheidungen zwischen Kalk und Schalstein und leitet damit über zu einer Reihe kleinerer Vorkommen, die, an die Grenze von Kalk und Schalstein gebunden, an verschiedenen Stellen innerhalb des Blattgebietes beobachtet wurden, namentlich dort, wo Einlagerungen von reinem Massenkalk im Schalstein ruhen. Ein solches Vorkommen liegt im Felde Titus, südwestlich von Odersbach am Nordabhange des Scheuernbergkopfes, ein weiteres im Felde Wilhelmstein, hart an der Lahn südlich des Scheuernbergkopfes. Im letztgenannten Felde wurde bis zum Jahre 1860 ein stellenweise bis 6 m mächtiges, kalkiges Roteisensteinlager auf 150 m Länge streichend verfolgt und bis zu 20 m Tiefe (bis zum Lahnwasserspiegel) abgebaut. Ähnliche Vorkommen von sehr hochprozentigem Roteisenstein sind früher auf der

Grenze des Porphyrtuffes gegen den überlagernden Massenkalk im Felde Isora nördlich Gaudernbach und in der nordöstlichen Fortsetzung davon in den Feldern Brandhecke und Hohenstein südöstlich Hasselbach abgebaut worden¹⁾).

6. Roteisenerzausscheidungen auf Klüften im Lahnporphyr.

Eisenerzausscheidungen sind namentlich im quarzfreien Lahnporphyr fast durchweg vorhanden und bedingen die dunkelblutrote Farbe des Gesteins im verwitterten Zustande. Meist rührt die Färbung her vom Eisenrahm, der in feinen Häutchen auf den zahllosen, das Gestein durchsetzenden Klüften ausgeschieden ist; gelegentlich füllt der Eisenrahm bezw. Roteisenmulm auch größere Spalten und Nester im Porphyr und an den Kontakten gegen das Nebengestein aus. Wo derartige Bildungen größere Mächtigkeit besitzen, wie z. B. auf der Grube Rothenberg bei Oberneisen südlich von Diez²⁾, besitzen sie wegen der Reinheit des Erzes große praktische Bedeutung. Auf Blatt Weilburg hat man bisher nur kleinere Nester von diesem hochprozentigen Eisenrahm auf Klüften des Porphyrs beim Vortrieb des Wittkindstollens (Feld Georg Joseph) und in dem anschließenden Felde Hermannstein angetroffen. Bedeutung haben sie nicht gehabt.

Der Eisenrahm scheint nach Beobachtungen an anderen Stellen aus Schwefelkies durch eine bereits in der Devonzeit erfolgte Oxydation hervorgegangen zu sein, denn dort, wo der Porphyr noch als unzersetztes frisches Gestein von grauer bis schwarzer Farbe zu beobachten ist, zeigt er häufig Schwefelkies in Form feiner Einsprenglinge und größerer, geschlossener Nester, die offenbar als magmatische Ausscheidungen entstanden sind.

7. Magneteisensteinlager am oberdevonischen körnigen Diabas.

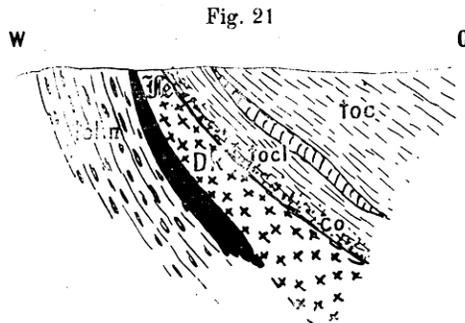
Magneteisenstein als ein Umwandlungsprodukt des Roteisensteins ist auf zahlreichen Gruben beobachtet worden und hat sich überall dort gebildet, wo die oberdevonischen, vorwiegend

¹⁾ Vergl. WENCKENBACH, Beschreibung des Bergreviers Weilburg, Seite 94.

²⁾ ODERNHEIMER, Das Berg- und Hüttenwesen im Herzogtum Nassau.

die körnigen Diabase das bereits damals gebildete Grenzlager bzw. das Schalsteinlager durchbrochen haben. Derartige, durch Diabaskontakt in Magneteisen örtlich umgewandelte Roteisensteine finden sich z. B. im Felde Magnet bei Eschenau, dem gleichnamigen Grubenfeld bei Blessenbach, ferner auf Grube Eisensegen bei Blessenbach; Gloria bei Aumenau u. a.

Scheinbar nicht zu dieser Art von Magneteisensteinbildungen gehören 2 Vorkommen in der Nähe von Odersbach, von denen das eine am Felde Wingertsberg, westlich des Ortes, das andere auf der gegenüberliegenden Lahnseite am Nordausgange des Kirschhofentunnels im Felde Friedrike früher abgebaut ist.



Profil durch die Magneteisensteinlagerstätte von Grube Wingertsberg
(nach DAMMER: Arch. d. Geol. L.-Anst.).

- fe = Magneteisenstein
- Dk = Körniger Diabas
- tokn = Kalkknotenschiefer
- toc = Cypridinschiefer
- Co = Durch Kontakt veränderter Schiefer
- tocl = Kalkbank in toc.

Im Felde Wingertsberg wurde im Jahre 1898 beim Schürfen ein zu Tage etwa 0,8 m, nach der Tiefe bis auf 2 m Stärke anschwellendes Lager von dichtem, schwarzem, sehr hochprozentigem Magneteisenstein festgestellt, das ungefähr in h 4 verlief und mit 65° nach SO einfiel (vergl. Fig. 21¹⁾). Das Lager hat körnigen Diabas zum Hangenden und oberdevonischen Kalkknotenschiefer zum Liegenden. Über dem Diabas folgen durch

¹⁾ Nach einer Arbeit von DAMMER, Archiv der Kgl. Geol. L.-A.

Kontakt veränderte Tonschiefer mit einzelnen Kalkeinlagerungen. Im Streichen ließ sich das Vorkommen auf nur etwa 100 m Länge verfolgen und keilte an den Rändern zwischen Diabas und dem liegenden Kalkknotenschiefer völlig aus.

Da weder hier wie auch in dem Felde Friederike, das ähnliche Lagerungsverhältnisse aufweist, Schalstein in der Nähe vorhanden ist, könnte es sich lediglich um eine Scholle mit dem Diabas aus der Tiefe emporgerissenen und durch Kontakt veränderten Roteisenerzlagern handeln; wahrscheinlicher ist aber, zumal bei der Ausdehnung und regelmäßigen Lagerung des Vorkommens, die Annahme, daß es sich im vorliegenden Falle um eine echte Eisenerzkontaktausscheidung handelt. Leider kann zurzeit nicht mehr festgestellt werden, ob der Diabas selbst von Magnetiseneinschlüssen in kleineren Mengen durchsetzt war, die auf solche Herkunft schließen ließen, da der Betrieb nur wenige Jahre umgegangen ist und heute von dem Vorkommen nichts mehr festzustellen ist.

Das Erz hatte folgenden Gehalt: Fe: 63,05 %, CaO + MgO: 51,22 %, P₂ O₅: 0,21 %, Rückst. 11,27 %. Am Kontakt des Erzes gegen das Nebengestein stellten sich als Kontaktmineralien ein blauer Kalkspat, Biotit und reiner, feinfaseriger Aktinolit, letzterer in Lagen bis zu 20 cm Stärke, die z. T. mit Kalkspat wechselten.

8. Roteisenerz- bzw. Eisenkiesellager auf der Stromoberfläche des oberdevonischen Diabasmandelsteins zwischen Gaudernbach und dem Odersbachtal.

Auf dem etwa 3 km langen Diabaszuge zwischen Gaudernbach und dem Hasselbacher Stock nördlich von Odersbach, und zwar besonders in der Zone, wo die Diabasdecke zwischen Massenkalk im Liegenden und Oberdevonschiefer im Hangenden besondere Mächtigkeit annimmt, (N- und W-Seite der Kahlhau) treten auf der Stromoberfläche des schaumig porösen Diabases Roteisen- bzw. Eisenkieselausscheidungen auf, wie sie in ähnlicher Form und Beschaffenheit auch auf den Stromoberflächen des Deckdiabases gegen die überlagernden Culmkieselschiefer im Dillgebiet weit verbreitet sind. Durch Tagebaue und kleine Schächte wurde das Erz früher in den Feldern Struth,

Eisenstruth, Katharinenzeche und Köhlerstein am Abhange des Kahlhau z. T. abgebaut. Auch in den nordwestlich anschließenden Feldern Kleinfeld, Katty und Max nördlich Odersbach sind Versuchsbetriebe umgegangen, die jedoch wegen geringen Gehaltes des Erzes, das stark kieselig ist und meist nur eine Durchtränkung der Diabasoberfläche mit Roteisenstein bildet, wieder zum Erliegen gekommen sind.

B. Mangan-Eisenerzlagerstätten.

Die Mangan-Eisenerze, d. h. Eisenerze mit einem wesentlichen Mangan Gehalt sind in der Hauptsache an die Nähe bezw. an den unmittelbaren Kontakt der großen Massenkalkzüge innerhalb des Lahngbietes gebunden. Sie sondern sich daher innerhalb des Blattgebietes in zwei Zügen, von denen der eine dem Massenkalkzug Schußbach—Gaudernbach—Hermannskopf, der andere der Kalkzone Arfurt—Seelbach—Fürfurth—Gräveneck—Weinbach—Freienfels—Aubach—Edelsberg folgt; einem dritten, das Blattgebiet im äußersten NW berührenden Kalkzuge gehören die Vorkommen am Steinbühl westlich Allendorf an.

Die Erze treten in der Regel als unregelmäßige Lager und Muldenfüllungen innerhalb der Schluchten und Schlotten des Massenkalkes auf. Sie werden ihrerseits teils von den ursprünglich dem Kalk auflagernden devonischen Sedimenten (Schalstein bezw. Oberdevonschiefer), teils unmittelbar von jüngeren Deckschichten (tertiären Tonen und Schottern) überdeckt. Die Erzbildung ist in allen diesen Fällen zweifellos nicht etwa an der freien Oberfläche erfolgt, vielmehr haben sich die Erze in allen Fällen auf der Grenze von Kalk und einem diesen überlagernden, mehr oder weniger wasserundurchlässigen Nebengestein ausgeschieden. Die Erze bestehen teils aus stückigem, krotzigem und dann meist manganarmen Brauneisenstein, teils aus feinkörnigen bis mulmigen Erzen, die in der Regel höheren Mangan Gehalt aufweisen. In der Erzmasse verteilt finden sich, offenbar infolge sekundärer Konzentrationsvorgänge, stückige Reichmanganerze (Hartmanganerze und Pyrolusit); bei manchen Vorkommen bilden sie sogar den überwiegenden Bestandteil der Lagerstätte. Bereits die

Natur des Brauneisenerzes, seine krotzige und häufig glaskopf-ähnliche Struktur läßt vermuten, daß das primäre Erz dieser Mangan-Eisenerzlagerstätten ein Karbonat gewesen ist, aus dessen Oxydation erst nachträglich die oxydischen Eisen-Manganerze hervorgegangen sind. Tatsächlich ist bereits in einer ganzen Reihe von Fällen bei Gruben, die größere Teufen bei der heutigen Oberfläche bereits erreicht haben, solches Eisen- bzw. Mangankarbonat als das primäre Erz der Mangan-Eisen-oxyde festgestellt worden (z. B. im Feld Wilhelmszeche bei Weinbach). Die Quelle des Erzes ist nach Beobachtungen, die auf den Nebenblättern angestellt werden konnten, mit großer Wahrscheinlichkeit in den Mineralsäuerlingen zu suchen, die im Gefolge der Basalteruptionen während der Mitteltertiärzeit emporstiegen, um bei der Berührung mit dem Kalk ihren Gehalt an Mangan- und Eisen-Bikarbonat gegen kohlen-sauren Kalk auszutauschen, wobei gleichzeitig eine starke Dolomitisierung des Kalkes, herrührend von dem hohen Magnesiumkarbonatgehalt der Quellen, in der Nähe der Erzlager stattfand (vergl. oben S. 81). Hand in Hand mit der Erzbildung und Dolomitisierung des Kalkes ging eine intensive Zersetzung (Kaolinisierung) der sonstigen Gesteine in der Nachbarschaft (Schalstein, Oberdevon-schiefer); wo daher die Zersetzung des Nebengesteines und die Dolomitisierung des Kalkes fehlt, ist im allgemeinen nicht mit Erzablagerungen auf dem Kalke zu rechnen.

Da nach der Erzbildung, namentlich in der jüngeren Tertiärzeit, bei stark versenktem Grundwasserspiegel, die Auflösung des Kalkes und die Zerschluchtung seiner Oberfläche noch weiter fortschritt, ist das Erz mit dem auflagernden, den Kalk ursprünglich gleichmäßig überdeckenden Nebengestein schrittweise in die sich neubildenden und vertiefenden Hohlräume und Schluchten nachgesackt und dabei meist regellos durcheinander gestürzt; zahlreiche glatte Harnische (Rutschflächen) im Erz und hangenden Nebengestein deuten noch heute auf diese Versackung. In der gleichen Zeit vollzog sich auch die Umbildung des ursprünglichen Karbonaterzes in die krotzigen bis mulmigen Mangan- bzw. Eisenoxyde.

a) Lagerstätten auf dem Kalkzug zwischen Schupbach, Gaudernbach und Hasselbacherstock bei Weilburg.

Auf diesem Zuge drängen sich namentlich in der Umgebung von Schupbach zahlreiche, durch frühere Betriebe bereits in ihrem Umfange bekannte Vorkommen zusammen. Zu nennen sind vor allem die bis zu 60—70 m Tiefe unter die Tagesoberfläche hinabreichenden Lagersäcke im Felde Daniel, ferner die näher der Oberfläche gelegenen Vorkommen in den Feldern Linsenbergr, Absatz, Niederfeld und Bodendell zwischen dem Kerkerbachtale und Gaudernbach. Im Felde Linsenbergr werden zurzeit durch einen am N-Rande des Gaudernbacher Tälchens angesetzten Stollen die lagerführenden Kalkschluchten, die ungefähr nordwestliches Streichen besitzen, in südnördlicher Richtung durchquert. Durch streichende Lagerstrecken werden die einzelnen Mulden vom Stollen aus umfahren und die noch etwa unter der Stollensohle vorhandenen Muldenspitzen durch Gesenkbaue gewonnen. Grube Linsenbergr und ebenso die Nachbarfelder in der Umgebung von Gaudernbach liefern im wesentlichen ein mulmiges Eisen-Manganerz mit etwa 25 % Fe und 7—9 % Mn. Die Förderung der Grube Linsenbergr beträgt zurzeit monatlich etwa 700 t.

Neben dem mulmigen Eisen-Manganerz lieferten die Lagerstätten in der Umgebung von Schupbach z. T. auch stückige Reichmanganerze (Pyrolusit und Hartmangan), die teils innerhalb des mulmigen Erzes als schalige bis konkretionäre Ausscheidungen, teils in dem hangenden zersetzten Schalstein bzw. Ton in größeren Krotzen und Nestern auftreten.

Nördlich und östlich Gaudernbach, wo der Kalk durchweg nahe der Oberfläche liegt und wenig dolomitisiert ist, werden die Erzablagerungen auf dem Kalk schwächer und der Manganerhalt nimmt gleichzeitig ab. In den Feldern Brandheck und Hohenstein wurden nur kleine Nester von stückigem, manganarmem Brauneisenstein abgebaut. Weiter nach NO verliert sich der Kalk an der Oberfläche und damit fehlen auch die ihn begleitenden Eisen-Manganerze.

b) Lagerstätten auf dem Kalkzug Arfurt, Fürfurth, Gräveneck, Freienfels, Cubach, Edelsberg.

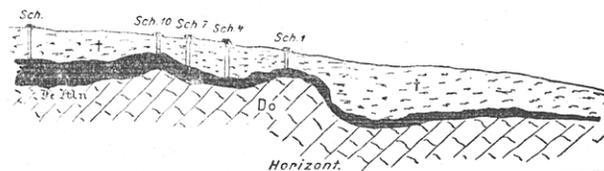
Im südwestlichen Teile dieses Kalkzuges, wo der Kalk in Form schmaler Einlagerungen innerhalb des Hauptschalsteinsattels und nahe der Tagesoberfläche erscheint, sind nur kleinere Erznesten durch frühere Betriebe bekannt geworden (Zellbach und Arfurt bei Arfurt, Stein und Wilhelm bei Aumenau; vergl. Fig. 15 oben). Größere Ausdehnung nehmen die Ablagerungen erst östlich der Lahn bei Gräveneck an. Hier überdecken die Eisen-Manganerze den Kalkzug namentlich am Nordabhang der Essersau (Kgl. Forst Weilburg) gegen das bei Gräveneck mündende Seitentälchen der Lahn, in den Feldern Adamsfund, Georgfund, Schottenbach, Juno, Drache, Fridolin usw. Der Kalk ist auf diesem nach NW abtöschenden Berghange von zahlreichen ungefähr NW verlaufenden tiefen Schluchten durchzogen, deren Muldeninneres mit bis zu 14 m mächtigen Erzablagerungen erfüllt ist, während die dazwischen stehenden steilen Kalkrippen teils nackt zu Tage aufragen, teils dicht unter Tage ruhen und dann nur noch von einem schmalen Erzbesteige überkleidet werden, über dem unmittelbar junges Deckgebirge folgt. In der Mulde selbst liegt über dem Erz ein braunroter mit Quarzsand und Quarzschotter vermischter zäher tertiärer Letten. Zurzeit findet Abbau nur in den Feldern Schottenbach und Juno statt. Das Erz besteht hier fast ausschließlich aus einem feinerdigen Mangan-Eisenmulm, in dem fein verteilt kleine Knötchen von ebenfalls mulmigem Reichmanganerz verteilt sind. Auf der westlich anschließenden Grube Adamsfund (vergl. Fig. 22¹⁾) fanden sich auch stückige Reichmanganerze innerhalb des mulmigen Erzes in größerer Menge. Grube Schottenbach liefert zurzeit ein Erz mit etwa 28 % Fe und 6 % Mn; sie förderte in den letzten Jahren:

1914	4 353 t
1915	17 151
1916	36 731
1917 im Mittel monatlich .	5 000.

¹⁾ Nach älteren Grubenaufzeichnungen.

Da die Erze, wie dies allgemein bei den mulmigen Erzen der Fall ist, im frischen Zustand einen sehr hohen Wassergehalt besitzen (25—50 %), wurden sie in den letzten Jahren in einem großen Rotierofen agglomeriert, wodurch eine Gewichtsersparnis von fast 50% erzielt wurde.

Fig. 22



Profil durch die Mangan-Eisenerzlagerstätte von Grube Adamsfund bei Gräveneck.

- t Zu Letten zersetzter Schalstein
Do Dolomitierter Kalk.

Jenseits der Hohenstraße in der Richtung auf Freienfels setzen die Erzablagerungen, hier meist mit Phosphorit vergesellschaftet, durch die Felder Villanda, Dornhecke, Lochstein bis Freienfels fort. Jenseits des Weiltales sind kleinere Erzablagerungen in den Feldern Kahlfeld, Kalk, Cubach und Wessert festgestellt worden. Auch hier ist das Mangan-Eisenerz durchweg mit Phosphorit vergesellschaftet, der jenseits der Cubach—Edelsberger Straße sogar ganz dominiert. Etwas abseits vom Hauptkalkzuge liegen die Erzvorkommen auf dem Weinbacher Kalkzuge und zwar südwestlich des Weinbachtals in den Feldern Hohewart und Kleinfeld, nordöstlich des Tales, namentlich im Felde Struthgraben und im anschließenden Felde Werschweiler. Im Felde Struthgraben tritt ein mulmiges Mangan-Eisenerz mit etwa 15% Mn in Mulden bis rd. 25 m Tiefe auf und wird begleitet von Nestern von Reichmanganerzen und Phosphorit. Hier fand die älteste Braunsteingräberei im Lahnggebiet bereits in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts statt¹⁾.

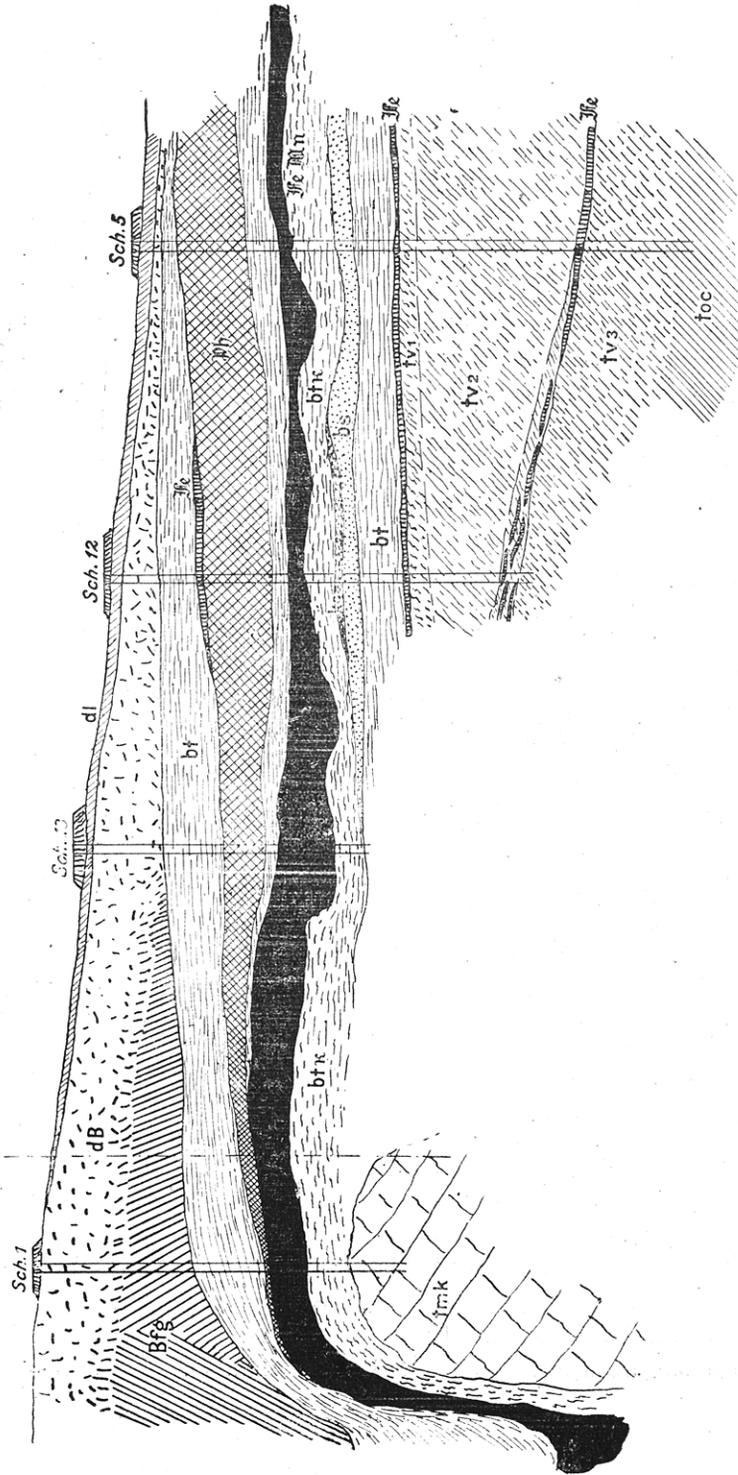
¹⁾ Vergl. WENCKENBACH, a. a. O. S. 80.

0

Fig. 23

Gr. Altengrimberg

Gr. Gilsahaag



Profil durch die Manganlagerstätte von Gilsahaag und Altengrimberg am Steinbühl (nach Ledwicz, Arch. der Geol. Landesanstalt) etwa 1 : 1000.
 tmk = Mitteldevonischer Kalk. toc = Oberdevonischer Schiefer. tv₁—tv₃ = Verschiedene Stufen zersetzter Devonischer Schiefer mit Eisenerzkernen (Fe). bt = Ton der Braunkohlenstufe. btx = derselbe, kalkhaltig. bs = Sande der Braunkohlenstufe. ko = Braunkohlendübel.
 fcltn = Manganlager (im Westen infolge späterer Zerklüftung des Kalkes stark versackt. Ph = Kalkbank in bt (Süßwasserkalk?) mit geringem Phosphorsäuregehalt. Bfg = Basalt des Steinbühl (Säulen). dl = Verrollter Basalt. dl = Diluvialer Lößlehm.

c) Lagerstätten am Steinbühl bei Heckholzhausen.

Etwas abweichend von den bisher erwähnten Erzvorkommen unmittelbar auf dem Massenkalk sind die im äußersten NW des Blattgebietes am Basaltkopfe des Steinbühls westlich Allendorf, namentlich in den Feldern Gilsahaag, Marcus und Altengrimberg festgestellten Manganerzvorkommen, die nach O noch bis in die Felder Carl und Überfluß zu verfolgen sind. Zwischen 1870 und 1880 wurde zuerst im Felde Altengrimberg, später auch im Felde Gilsahaag und im anschließenden SO-Teile des Feldes Marcus in etwa 40 m Tiefe unter der Tagesoberfläche ein lagerförmiges, nahezu horizontal innerhalb tertiärer Schichten auftretendes Manganerzlager festgestellt, das im ganzen etwa 200 m in ostwestlicher und 200 m in südnördlicher Richtung zu verfolgen war (vergl. Profil Fig. 23).

Die Erzablagerung wird nahezu in ihrer ganzen Ausdehnung von dem Basalte des Steinbühls überdeckt, der im W (Schacht I, Gilsahaag) von Tage her nahezu 30 m tief durchsunken wurde, während er nach O sich mehr und mehr ausspitzt und in einzelne von Lehm umschlossene Basaltgerölle auflöst. Unter dem Basalt folgt eine 5—15 m mächtige Schicht plastischen bunten Tones, darunter ein 6—12 m mächtiges Lager von festem weißen Süßwasserkalk, der einen geringen Phosphorgehalt aufweist und daher früher gewöhnlich als Phosphorit bezeichnet wurde; zwischen Ton und Kalk liegt örtlich eine 0,2—1,5 m mächtige Brauneisenerzkruste (vergl. Schacht XII Altengrimberg). Unter dem Süßwasserkalk folgen dort, wo er nicht unmittelbar über dem Lager (Schacht I Gilsahaag) liegt, noch 3—6 m mächtige Tone mit Sand und gelegentlich auch gröberen Quarzschottereinlagerungen, darunter dann das Erzlager. Dieses besitzt schwach westlich geneigtes Einfallen; es spitzt im östlichen Teile von Altengrimberg fast ganz aus und ist im anschließenden Felde Carl nur noch in einzelnen in Ton eingebetteten Nestern und Krotzen zu verfolgen. Nach W nimmt die Lagermächtigkeit ständig zu und erreicht nahe der Markscheide von Altengrimberg und Gilsahaag stellenweise über 7 m.

Das Liegende des Lagers bildet ein kalkiger bis sandiger

Letten bezw. Mergel, darunter folgen stellenweise (Schacht 12 Altengrimberg) bis 1 m starke, mit Ton vermengte Braunkohlenschmitze und abermals sandige Tone und fette Tone bis zu einer etwa 0,5 m starken Brauneisenerzkruste, unter der endlich in den Schächten 5 und 12 von Altengrimberg verschiedenartig gefärbte, stark zersetzte Tonschiefer (z. T. rote Cypridinschiefer) des Oberdevons folgen. Auch innerhalb der Tonschiefer stellt sich örtlich noch eine Eisenerzkruste ein.

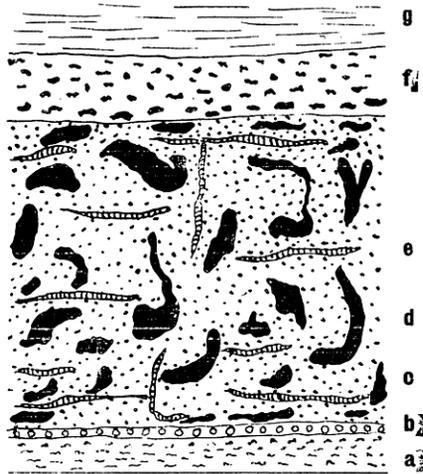
Nach diesem Profil unterliegt es keinem Zweifel, daß die Erzablagerung in den Feldern Altengrimberg und Gilsahaag konkordant tertiären Süßwasserablagerungen (Braunkohle, Ton, Süßwasserkalk, Sande und Kiese) eingelagert ist. Das Erz selbst besteht im Gegensatze zu den meisten übrigen tertiären Eisen-Manganerzen fast überwiegend aus stückigen bis mulmigen Reichmanganerzen (Pyrolusit und Psilomelan). Infolge sekundärer Umlagerungsprozesse ist das stückige und krotzige Erz von zahlreichen Schnüren und Adern durchzogen, auf denen dort, wo der Süßwasserkalk das unmittelbare Hangende bildet, namentlich Kalkspat, dort wo Sand und Schotter das Hangende bilden, Kieselsäure und Eisenlösungen eingewandert sind und das Erz randlich verkieselt haben (vergl. Abbildung Fig. 24); örtlich stellt sich dann über dem Lager eine feste Bank von kieseligem Brauncisonstein ein.

Über der geschlossenen Erzablagerung folgt eine im W nur schwach entwickelte, nach O ständig mächtiger werdende Lagerbank, in der das Erz in eckigen Stücken und Brocken im Ton eingelagert ist. Dieses sog. Wascherzlager verdrängt nach O die geschlossene Erzablagerung vollständig; sie ist vermutlich entstanden durch den allmählichen Gehängerutsch, dem die plastischen Tone der ganzen Schichtenfolge besonders stark unterworfen sind, und bei dem sich die ursprünglich geschlossene Erzmasse allmählich mit dem hangenden Ton verknetete.

Der Vergleich mit den benachbarten Manganerzvorkommen des Lahngbietes erweckte die Vermutung, daß unter der Haupterzablagerung noch eine weitere Erzablagerung auf dem Massenkalk unter dem Plateau des Steinbühls vorhanden sei. Die zu diesem Zwecke durch das Liegende des Erzlagers zum Teil bis

über 100 m Tiefe vorgetriebenen Schächte von Altengrimberg (Schacht V) schlugen fehl, weil sie in oberdevonischen Tonschiefer gerieten (vergl. Fig. 23); glücklicher war man im Felde Gilsahaag, wo man im Schachte I nur etwa 10 m unter dem Hauptlager den Kalk erreichte und mit einem neueren Schachte (Nr. 12; vergl. Fig. 25) in eine tiefe, mit wechselnden Erz-

Fig. 24



Ortsstoß im Manganerzlager etwa 40 m südl. Sch. I von Gilsahaag.

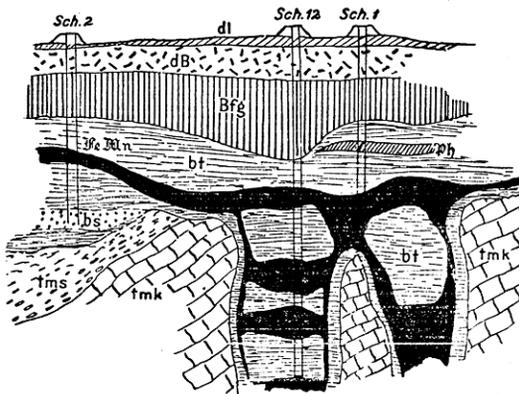
(Nach LUDOVICI.)

- | | |
|--|--|
| a Kalkiger Ton | d feinkörniger bis mulmiger Braunstein |
| b Sandiger Ton | e Brauneisenerzschnüre |
| c Nester und Krotzen von reinem Braunstein | f Brauneisenerzkügelchen in Ton (Wascherz) |
| | g Plastischer Ton. |

und Tonbänken erfüllte Kalkschlucht hineingeriet. Diese Aufschlüsse erbrachten den Nachweis, daß tatsächlich zwischen den Erzablagerungen auf dem Kalke und dem Hauptlager von Altengrimberg und Gilsahaag ein Zusammenhang besteht; während sich die Erzester in den Kalkschluchten offenbar metasomatisch in der oben bereits geschilderten Weise bildeten, breiteten sich die zu Tage ausströmenden Erzlösungen in dem tertiären Süßwasserbecken am Steinbühl aus und wurden hier unmittelbar sedimentiert.

Die Gruben Altgrimberg und Gilsahaag lieferten ihre Hauptförderung in den Jahren 1878 bis 1886. Die Förderung stieg im Jahre 1886 auf Altengrimberg bis 8000 t, auf Gilsahaag bis 7500 t. Erzeugt wurden hauptsächlich stückige Reichmanganerze (sog. Krystallerze) mit 80—90 % MnO_2 , Stückerze erster Sorte mit etwa 75 % MnO_2 , Stückerze zweiter Sorte mit etwa 67 % MnO_2 , Wascherze mit 60—64 % MnO_2 und Schlämme mit 40 % MnO_2 .

Fig. 25

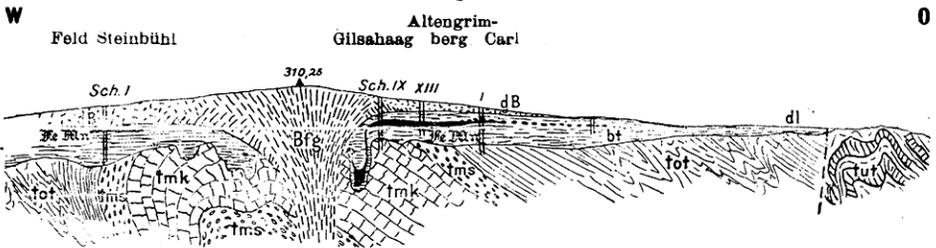


Profil durch die tieferen Aufschlüsse bei Schacht 12 in Grube Gilsahaag
etwa 1 : 2000.

In den Nachbarfeldern (alter Betrieb von Marcus, ferner Kiefer, Steinbühl, Karl, Ueberfluß), die z. T. auf den anschließenden Blättern Merenberg, Heckholzhausen und Mengerskirchen liegen, wurden durch frühere Versuchsbetriebe nur kleinere Erzablagerungen nachgewiesen, im Felde Steinbühl (vergl. Fig. 26) traf man zwar nach Durchteufung des Basaltes und des Süßwasserkalkes ein Manganerzlager, mußte aber wegen starken Wassereinbruches den Schacht aufgeben. Im Felde Carl östlich von Altengrimberg tritt nur noch das Wascherzlager in geringer Mächtigkeit auf, das die Fortsetzung des Hauptlagers von Altengrimberg nach O bildet. Im Felde Kiefer wurde ein unregelmäßiges, in Ton eingebettetes, angeblich teils auf Kalk, teils auf Schalstein, teils auf Basalt aufruhendes

Brauneisenerzlager, vermischt mit Reichmanganerzen, festgestellt. Größeren Umfang hat der frühere Betrieb in diesen Feldern nicht erreicht. Zurzeit sind wieder neue Versuchsarbeiten in den Feldern Gilsahaag und Marcus im Gange.

Fig. 26



Idealprofil durch die Basaltkuppe des Steinbühls bei Heckholzhausen mit den Manganerzlagerstätten in den Feldern Steinbühl, Gilsahaag, Altengrimberg und Carl (etwa 1 : 10 000).

Phosphorit.

Die Phosphoritlagerstätten sind, wie schon ihre enge Verknüpfung mit den Mangan-Eisenerzlagerstätten an vielen Stellen beweist, in ähnlicher Weise wie die letzteren an die Hauptzüge des Massenkalkes gebunden. Die Ausscheidung des phosphorsauren Kalkes kann ebenfalls nur unterirdisch auf der Grenze von Kalk bzw. kalkigen Gesteinen und irgend einem überlagernden wasserundurchlässigen Nebengestein erfolgt sein, denn noch weit gesetzmäßiger, als dies bei den meisten Manganerzen zu beobachten ist, finden sich die Phosphoritlagerstätten, und namentlich die geschlossenen, auf größere streichende Erstreckung zu verfolgenden Vorkommen, fast stets auf der Grenze des Kalkes gegen sein Hangendes, selten am liegenden devonischen Gestein (Schalstein oder Schiefer).

Die ursprünglich, offenbar auch auf metasomatischem Wege durch Verdrängung des Kalkgehaltes im Nebengestein gebildeten Lagerstätten haben durch die spätere weitgehende Zerschlungung des unterlagernden Kalkes dann eine ähnliche Veränderung erfahren, wie dies oben bereits bei den Manganerzlagern geschildert wurde. Mit der zunehmenden Zerschlungung des Kalkes brachen die überlagernden zersetzten Gesteine (Schalstein

bezw. Schiefer) mit dem begleitenden Phosphorit, zerfallend zu großen Schollen bis zu den kleinsten Trümmern, regellos in die Kalkschluchten ein. Während nun bei diesem Prozeß die ursprünglich gebildeten Mangan-Eisenkarbonate in wasserunlösliche Mangan- bzw. Eisenoxyde umgewandelt wurden, vollzogen sich am Phosphorit Umbildungen und Neubildungen anderer Art. Infolge einer gewissen Wasserlöslichkeit, die der phosphorsaure Kalk besitzt, wurde der ursprünglich gebildete und in die Schluchten in Trümmern versackende Phosphorit z. T. gelöst und dann erneut von neugebildetem, meist sehr reinem phosphorsauren Kalk in weißen bis durchscheinenden, grau bis grünlich gefärbten Krusten (Staffelit) überzogen; gleichzeitig wurden auch die mit dem Phosphorit in die Schluchten eingebrochenen Kalkschalstein- und Schiefertrümmer aufs neue mit phosphorsauerm Kalk durchtränkt und von diesem zu breccienartigen Massen verkittet.

Man kann daher in manchen Fällen noch deutlich zwei Lagertypen unterscheiden :

1. in größeren Tiefen auf dem ursprünglichen Wechsel von Kalk gegen Schalstein bzw. Schiefer einen meist derben dolomitähnlichen reinen Phosphorit, häufig noch mit Kernen von Dolomit, bezw. ein mit phosphorsauerm Kalk stark durchtränktes Nebengestein (phosphorhaltiger Schalstein, phosphorhaltige Schiefer, Phosphorletten),

2. in den Kalkschluchten, also gewissermaßen auf sekundärer Lagerstätte, meist ein regelloses Gewirr von Phosphoritblöcken, die mit Neubildungen von Staffelit überkrustet und verkittet sind, daneben von Phosphorit verkittete Breccien des in die Kalkschluchten verstürzten Nebengesteins. Die erstgenannten Vorkommen halten meist auf größere streichende Erstreckung im Streichen an und zeigen Mächtigkeiten von im Mittel $\frac{1}{2}$ —2 m; bei den Vorkommen auf sekundärer Lagerstätte häufen sich naturgemäß die Phosphoritmassen im Muldentiefsten der Kalkschluchten und erreichen an manchen Stellen, wie z. B. am Wolfersberg, beträchtliche Mächtigkeit (10 m und darüber), während an den steilen Rändern der Kalkschluchten der Phosphorit nur in einzelnen größeren oder kleineren Nestern, und

dann meist nicht unmittelbar im Kalk, sondern im hangenden Ton, in den er während der Versackung eingeknetet ist, auftritt. (Vergl. Profil Fig. 27 und 28.)

Aus den geschilderten Ablagerungsbedingungen des Phosphorites läßt sich bereits der Schluß ziehen, daß die Herkunft des phosphorsauren Kalkes nicht in Oberflächenzersetzungs-Erscheinungen zu suchen ist, sondern in Quellen, bezw. Lösungen, die aus der Tiefe aufstiegen. In der Tat sind in der letzten Zeit, seit der Phosphoritbergbau an der Lahn infolge des Krieges eine neue Entwicklung erlangt hat, an verschiedenen Stellen des Westerwalder Basaltplateaus an räumlich weit von einander gelegenen Stellen Vorkommen entdeckt worden, in denen die tertiären Gang- und Deckbasalte von zahllosen Gängen und feinsten netzförmigen Äderchen von reinstem phosphorsauren Kalk durchzogen sind bei gleichzeitiger starker Zersetzung des Basaltes in der Nachbarschaft, Erscheinungen, die nur auf die Einwirkung von Lösungen aus der Tiefe zurückzuführen sind. Man wird daher wohl nicht fehlgehen, wenn man die Herkunft des phosphorsauren Kalkes in den postvulkanischen Exhalationen des Basaltmagmas sucht, zumal ja auch der Phosphor in den auf die gleichen Quellen zurückgehenden Eisen-Manganlagerstätten ein ständiger Begleiter des Erzes ist und anderseits auch mit der Ablagerung des Phosphorits stets eine Dolomitisierung der Kalke verbunden ist.

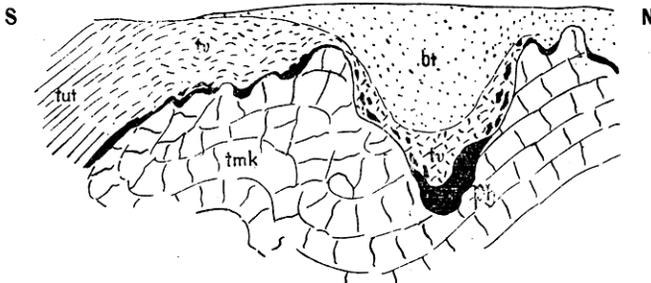
Phosphoritlagerstätten treten im vorliegendem Gebiete auf an den 3 Kalkzügen:

1. Steinbühl und Wolfersberg,
2. Schupbach und Gaudernbach,
3. Arfurt—Gräveneck—Edelberg

auf. Die Entdeckung der meisten Vorkommen und die Blütezeit des Phosphoritbergbaues geht auf die 60er Jahre des vorigen Jahrhunderts zurück. Als mineralogische Seltenheit wird das Mineral — als Spatit — zwar schon 1850 von F. SANDBERGER von der Manganerzgrube Kleinfeld bei Birlenbach (Revier Diez) namhaft gemacht. Den Anstoß zur Ausbeutung und Aufsuchung der Lagerstätten brachte jedoch erst die Entdeckung des Staffeler-vorkommens durch VICTOR MEYER in Limburg im Jahre 1864.

Damit begann eine rasche Blütezeit des Bergbaues, der im gesamten Lahn- und Dillgebiet 1867 bereits eine Förderung von etwa 60 000 Tonnen lieferte. Fast ebenso rasch ging freilich die Förderung wieder zurück und kam Ende der 80er Jahre, weniger wegen Erschöpfung der Lagerstätten, als wegen der Konkurrenz der billigen überseeischen Phosphate fast ganz zum Erliegen¹⁾. Am Wolfersberg wurde in den 80er Jahren vom Fiskus ein umfangreicher Bergbau geführt, der in den tiefen Kalkmulden, namentlich in der Nähe der hangenden Unterdevoungrenze bis über 10 m mächtige Muldenausfüllungen,

Fig. 27



Profil durch die Phosphoritlagerstätte am Wolfersberg bei Allendorf.

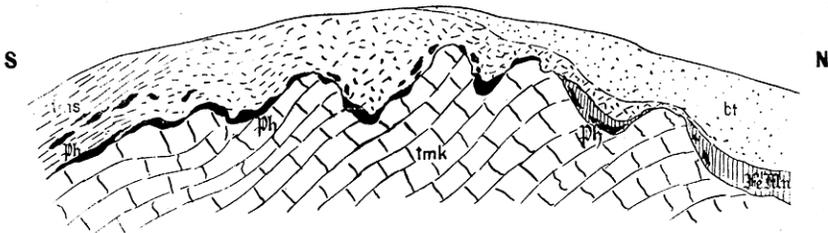
tmk = Dolomitisierte Kalk, tut = Zersetzte unterdevonische Grauwacken und Schiefer, tv = Desgl., zu sandigem Ton aufgelöst, bt = Tertiärton und Sand (z. T. zersetzter Schalstein), Ph = Phosphorit.

abbaute. Zurzeit wird eine neue Tiefbauanlage zur Erschließung ausgeführt; gleichzeitig wird der Wechsel des Kalkes gegen das hangende Nebengestein näher untersucht; hier finden sich Phosphoritablagerungen noch nahezu in der ursprünglich zusammenhängenden Form zwischen Kalk und hangenden zersetzten Grauwacken in Mächtigkeiten von 0,2–1 m (vergl. Fig. 27). Neben stückigem Phosphorit weist auch das völlig zu Ton zersetzte Nebengestein einen Gehalt an phosphorsaurem Kalk zwischen 10 und 20 % auf.

¹⁾ Näheres über den alten Bergbau enthält: C. A. STEIN. Über das Vorkommen von phosphorsaurem Kalk in der Lahn- und Dillgegend. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Sal.-W. 1868. Beilage zu Bd. XVI.

Bei Schupbach wurde nördlich vom Orte früher eine kleinere Mulde in dem Kalk abgebaut. Näheres über das Vorkommen ist nicht bekannt. Das gleiche gilt für das Phosphoritvorkommen nördlich von Arfurt, das nach früheren Angaben auf zersetztem Schalstein ruhen soll¹⁾. Größere Ausdehnung zeigen die Phosphoritablagerungen namentlich auf dem Kalkzuge an der Essersau südöstlich von Gräveneck. Während hier am NW-Abhänge des Berges der Kalk, wie bereits oben schon geschildert, in einzelnen Rücken bis zu Tage tritt und in den Mulden von mächtigen Mangan-Eisenerzen und Ton- und Kieseleinlagerungen überdacht wird, legt sich ungefähr auf der Höhe des Berges an den flach nach SO einfallenden Kalk zersetzter Schalstein an

Fig. 28



Profil durch die Phosphoritlagerstätte an der Essersau bei Gräveneck.

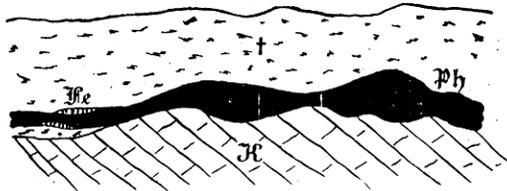
tmk = Dolomitisierte Kalk, tms = Zersetzter Schalstein, bt = Tertiärer Ton mit Quarzgeröll, ph = Phosphorit, FeMn = Mangan-Eisenerze.

(vergl. Fig. 28). Der Phosphorit liegt hier teils noch auf ursprünglicher Lagerstätte, auf dem wenig gestörten Wechsel zwischen Kalk und zersetztem Schalstein, gelegentlich auch in Bänken innerhalb des hangenden Schalsteins; die offenbar aus metasomatischer Umwandlung reinerer Kalkbänke im Schalstein hervorgegangen sind, vor allem findet er sich aber auf der Höhe der Essersau in den zerschluchteten Kalkmulden, hier bereits an manchen Stellen innig vermengt mit dem Manganerz (Grubenfeld Juno). Die Mächtigkeit der Phosphoritnester schwankt in sehr weiten Grenzen und kann im Mittel zwischen 0,2—3 m angenommen werden. Neben dem reinen stückigen

¹⁾ Vgl. STEIN, a. a. O.

Phosphorit ist auch hier das hangende Nebengestein (zersetztter Schalstein und Ton) mit phosphorsaurem Kalk durchtränkt. Das Vorkommen an der Essersau ist zurzeit durch zahlreiche Schächte und einen tiefen Stollen auf nahezu 1 km streichende Länge nachgewiesen. Über den früheren umfangreichen Betrieb auf der Essersau vergl. STEIN a. a. O., dessen Arbeit auch die Profile Fig. 29 entnommen sind. Anschließend nach NO folgen kleinere Vorkommen an den Kalkzügen im Lochgraben und Dorngraben bei Freientels. Sie sind bereits in der früheren Betriebsperiode zwischen 1860 und 1880 größtenteils abgebaut worden.

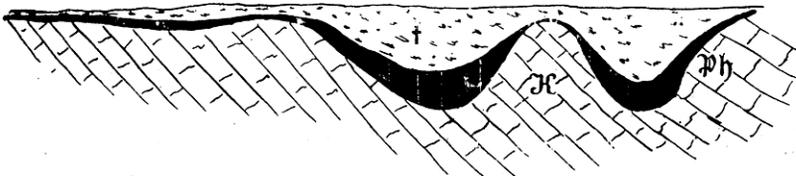
Fig. 29 a



Profil durch die Phosphoritlagerstätte an der Essersau. (Nach STEIN.)

K = Dolomitischer Kalk, Ph = Phosphorit, Fe = Eisen-Manganerz,
t = Zersetztter Schalstein.

Fig. 29 b

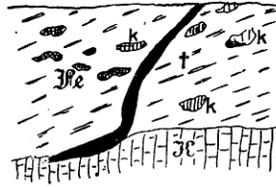


Profil durch die Phosphoritlagerstätte bei Elkershausen. (Nach STEIN.)

Auf dem südlichen Kalkzuge zwischen Aumenau und Weinbach sind vor allem die größeren Vorkommen an der Hohen Straße nordwestlich Elkershausen (vergl. Fig. 29 b nach STEIN, a. a. O.) und im Struthgraben bei Weinbach zu erwähnen; an letzteren Stellen wird zurzeit wieder Phosphorit zusammen mit Mangan-Eisenerzen gewonnen.

Nordwestlich der Weil in der Gemarkung Cubach hat früher lebhafter Abbau im Distrikt Kalk stattgefunden (vgl. Fig. 29c). Hier ruht der Phosphorit in meist unzusammenhängenden größeren oder kleineren Nestern in steilen und schmalen Kalkschluchten in Tiefen von 4—20 m unter Tage; die von früher her stehen gebliebenen Reste werden zurzeit abgebaut. Jenseits der Straße Cubach—Edelsberg zieht sich der Phosphorit auf der Grenze des flach südöstlich einfallenden Kalkes gegen den überlagernden Schalstein bis in den Distrikt Sprung nördlich Edelsberg fort. Auch hier sind die Ablagerungen teils in unregelmäßigen Nestern in den Kalkschluchten versackt, teils liegen sie in mehr regelmäßiger und geschlossener Ablagerung zwischen Kalk und Schalstein in der Mulde des zwischen Cubach und Edelsberg verlaufenden Tälchens. Gegenwärtig ist in der Nachbarschaft des früheren Betriebes der Abbau mittels kleiner Versuchsschächte und eines Maschinenschachtes wieder im Gange.

Fig. 29 c



Phosphoritvorkommen im Distrikt Kalk bei Cubach. (Nach STEIN.)

Die genannten Phosphorite bestehen zu etwa $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{3}$ aus sog. Stückstein, der je nach der Reinheit des Materials oder nach mehr oder weniger starken Beimischungen von Nebengestein im Gehalte zwischen etwa 50 und 80 % phosphorsauren Kalks schwankt; der Rest besteht aus kohlensaurem Kalk, kohlensaurer Magnesia, Kieselsäure, Eisen (5—10 %), Tonerde und gelegentlich etwas Mangan. Daneben werden größere Mengen kleinstückigen bis erdigen und stark mit Nebengestein, namentlich durch Letten verunreinigten Materials gewonnen (sog. Wascherz), das nach dem Waschen einen Gehalt von 30—60 % phosphorsauren Kalks ergibt. Gefördert wurden in den letzten Monaten durchschnittlich in Edolsberg, Distrikt Sprung 400 t, Cubach, Distrikt Kalk 250 t, Essersau 250 t.

D. Sonstige Erzvorkommen.

1. Blei-, Kupfer-, Zinkerzgänge.

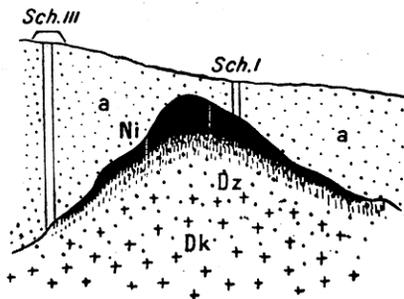
Die Vorkommen von Bleierzen (Bleiglanz, Weißbleierz, Grünbleierz), Kupfererzen (Kupferkies, Malachit) und Zinkerzen erscheinen in der Regel gangförmig auf den postculmischen Querverwerfungen und werden begleitet von Quarz, Kalkspat bezw. Bitterspat als Gangmineralien. Meist sind die Gangausfüllungen freilich taub und führen nur die genannten Gangmineralien, vornehmlich Quarz; die Erzausscheidungen sind auf kleinere, unbedeutende Nester innerhalb der Gänge beschränkt und haben nirgends zu einem nachhaltigen Bergbau geführt. Zu nennen sind die Bleierzfunde im Schalstein am Schellhof nördlich von Weilburg (Feld Bleisegen), eine Kupfererzverleihung Hündt an der Lahnschleife südwestlich vom Bahnhof Weilburg, ferner der in früheren Jahrhunderten zum Teil abgebaute Gang der Grube Mehlbach nördlich von Laubuseschbach, dessen äußerste NW-Spitze den O-Rand der Karte südlich von Aulenhäusen berührt. Ein weiteres Bleierzvorkommen liegt an der W-Seite des Schmidskopfes südöstlich von Weilbach (Feld Goldgraben). Im übrigen ist zu erwähnen, daß die Eisenerzlagerzüge im südlichen Oberdevongebiet häufig auf Klüften in schwachen Anflügen Kupfererze führen.

2. Nickelerze.

Nickelerze treten innerhalb des Lahn- und Dillgebietes nicht selten als Begleiter (magmatische Ausscheidung) des körnigen Oberdevondiabases auf. Nur in wenigen Fällen haben sich allerdings derartige Ausscheidungen als abbauwürdig erwiesen. Ein solches Vorkommen wurde in früheren Jahren im Felde Hubertus nordwestlich von Odersbach, in der Gabel zwischen dem Born- und Odersbach durch kleine Schächten erschlossen und abgebaut; der Diabas ragt hier in einer kleinen von jungen Deckschichten überlagerten Kuppe auf; er ist nahe der Oberfläche stark zersetzt und von zahlreichen kleineren bis größeren Nestern von Nickelerzen durchschwärmt, die sich unmittelbar an der Oberfläche zu einer 0,6—1,2 m starken,

geschlossenen Erzmasse anreicherten (vergl. Fig. 30). Die Erze bestanden aus kobalthaltigem Weißnickelkies mit Anflügen von Nickel- und Kobaltblüte. Das aufbereitete Erz enthielt 4—5 % Ni. Der Abbau wurde von 1861—66 geführt und drang bis zu 22 m vor, wo er wegen Wasserandranges zum Erliegen kam. Gefördert wurden im ganzen nur etwa 50 t Erz in den Jahren 1864—65¹⁾.

Fig. 30



Profil durch die Nickelerzgrube Hubertus bei Odersbach.

Dk = Körniger Diabas, Dz = Derselbe zersetzt, Ni = Nickelerze, z. T. in zersetzten Diabas eingesprengt, a = Alluvium und Diluvium.

E. Gesteins- und Bodenarten.

1. Dachschiefer.

Als Dachschiefer eignen sich vor allem die Oberdevon-schiefer der südlichen Randfacies, insbesondere die feinschiefrigen, etwas kieseligen, gebänderten Tonschiefer (Bandschiefer), die bei genügender Spaltfähigkeit eine besonders hohe Wetterbeständigkeit (vermutlich wegen ihres hohen Kieselsäuregehaltes) besitzen. Die als Dachschiefer geeigneten Lagen besitzen gewöhnlich 10—25 m Mächtigkeit und bilden im Streichen bauwürdige Mittel von 20—80 m, je nach dem Abstände der die Schieferzone durchsetzenden, meist mit Quarz erfüllten Störungen.

Zurzeit ruht der Dachschieferbergbau innerhalb des Blattgebietes ganz; die einzige an der Lahn noch in Betrieb befindliche Dachschiefergrube liegt unweit des südlichen Blattrandes bei Länghecke. Früher fand namentlich in der streichenden Fort-

¹⁾ Vergl. WENKENBACH, a. a. O. Seite 117.

setzung des Langhecker Schiefervorkommens bei Kleinweinbach südlich von Blessenbach lebhafter Dachschieferbergbau statt (auf den Gruben Abendstern, Tanzköppel, Neuer Himmelsfürst). Ein zweiter Zug von brauchbaren Dachschiefeln durchzieht das obere Leisterbachtal östlich Aumenau. In seiner nordöstlichen Fortsetzung liegen die alten Dachschiefergruben Neuer Segen und Rothe Mark nordöstlich des Igelshock bei Weinbach. Erwähnt sei noch, daß auch auf den Schiefeln des Unteren Mitteldevons im Sonnerbachtal südöstlich Allendorf früher ein kleiner Dachschieferversuchsbetrieb umgegangen ist.

2. Ton.

Die tertiären Tone innerhalb des vorliegenden Gebietes sind, abgesehen von den Vorkommen auf dem Massenkalk, die als Erosionsreste infolge der tiefen Versackung in den Schluchten der Massenkalkzüge bis heute erhalten geblieben sind, nur noch im Schutze der tertiären Basaltdecken vorhanden. Größere Tonvorkommen finden sich namentlich unter der Basalttafel des Hermannskopfes, teils zwischen Dachbasalt und Sohlbasalt, teils noch unter letzterem. Geringe Ausdehnung besitzt der tertiäre Ton unter der Basalttafel des Steinigtenkopfes bei Seelbach (Fig. 15). Die Tone am Hermannskopfe sind meist leuchtend rot und sehr eisenreich, eignen sich daher für die meisten Zwecke als feuerfeste Tone nicht besonders. Gewinnung im größeren Umfange hat innerhalb des Blattgebietes nicht stattgefunden.

3. Walkererde.

Die Walkererde, in reiner Form dem Ton äußerlich sehr ähnelnd, ist hervorgegangen aus einer besonderen Zersetzung feinsten Basalttuffe; sie verdankt ihren Namen der Verwendung in der Tuchindustrie (Walken und Entfetten der Rohwolle), da sie wegen ihrer feinen, porösen Beschaffenheit ein besonderes Aufsaugevermögen für Fette und Öle besitzt.

Die Ablagerungen der Walkererde sind überall eng mit den Basalttuffablagerungen zwischen Sohlbasalt und Dachbasalt verbunden. Besonderen Ruf genießt bereits seit langem das Vorkommen zwischen Hermannskopf und dem Weilburg-Meren-

berger Basaltplateau am Allendorferstock (z. T. auf Blatt Merenberg). Hier bildet die Walkererde 2—6 m mächtige nesterartige, unregelmäßig ausgebreitete Lager, die teils von Basalttuffen, teils von dunklen Tönen mit Braunkohlenschmitzen unterlagert werden, während darüber gröberer Basalttuff und dann der Dachbasalt folgt. Die Farbe des Materials schwankt zwischen weißgrau, graugelb, grüngelb, blaugrün, violett und dunkelbraun.

Auf Blatt Weilburg wird Walkererde, die zur Zeit der Geltung des naussauischen Berggesetzes noch zu den verleihbaren Mineralien gehörte (Verleihungen Nasshecke, Nelke und Seelbach nordwestlich des Hermannskopfes) zeitweise in kleinen Tagebauen und Schächten gewonnen.

4. Kalk.

Kalk findet Verwendung zur Mörtelbereitung und als Hochofenzuschlag; die besonders reinen Abarten werden zur Stuckatur und für chemische Zwecke verwandt. Letzteres gilt besonders für den Kalk, der im Bruch des Kalkwerkes südlich von Fürfurth gewonnen wird; dieser enthält nach einer Betriebsanalyse

99,00 %	Ca CO_3
0,80 %	Mg CO_3
0,14 %	$\text{Al}_2 \text{O}_3$
0,14 %	Si O_2

Als Mörtel wird wegen seiner höheren Bindefähigkeit Dolomit (sog. Graukalk) vorgezogen, wie solcher in dem Kalkwerk nördlich von Weinbach gewonnen wird. Dieses Material enthält nach Betriebsanalysen im Mittel 58% CaCO_3 , 41,5% MgCO_3 .

Daneben findet Kalk namentlich als Baustein Verwendung; so werden die dünnen, ebenflächigen Plattenkalke (Brüche westlich von Weinbach) zu Fußplatten, Fenstergesimsen und Treppen verarbeitet. Die buntgeflamnten, durch ihr dichtes gleichmäßiges Gefüge ausgezeichneten oberdevonischen Kalke, namentlich in der Nähe der Auflagerfläche des Diabases zwischen Kerkerbachtal und Gaudernbach, finden als Marmor z. T. heute noch Absatz. In früheren Jahren beruhte die Blüte der Lahn-

marmor-Industrie neben den Vorkommen bei Villmar vornehmlich auf dem Vorkommen im Kerkerbachtal (Brüche östlich und nordöstlich von Schupbach und östlich Gaudernbach). Der oberdevonische Kalk im Wirbelauer Wald, nordwestlich Weilburg wird ebenfalls als Marmor gebrochen und soll sich besonders für Isolierplatten (Schalttafeln) eignen.

5. Basalt.

Basalt wird teils zu Pflastersteinen, teils zur Herstellung von Schottern gewonnen. Bevorzugt sind die vornehmlich an den Gangstellen auftretenden Säulenbasalte, die teils in ihrer natürlichen Säulenform in 1—4½ m langen Stücken gewonnen werden und als Abweisseine Verwendung finden oder zu Pflastersteinen verarbeitet werden, da sich das Material im bergfeuchtem Zustande leicht behauen läßt. Die größten Brüche innerhalb des Blattgebietes liegen am Steinbühl bei Weilburg (vergl. Tafel 4) und am Steinbühl westlich Allendorf; beide Brüche liefern schon seit Jahren die auf bestimmte Länge zubehauenen Säulen für Molenbauten nach Holland. Eine weitere Basaltindustrie hat sich in den letzten Jahren am Steinigten Kopfe entwickelt.

6. Diabas.

Neben Basalt eignet sich besonders der Diabas zur Herstellung von Straßenschottern und Splitt für Betonarbeiten. Bevorzugt sind wegen ihrer Festigkeit und Dauerhaftigkeit die dichten Hornblende führenden Diabase, wie sie namentlich im Lahntale zwischen Gräveneck und Fürfurth verbreitet sind (großer Bruch des Hartsteinwerkes Fürfurth nordöstlich des Ortes).

7. Schalstein.

Schalstein findet wegen seiner leichten Spaltbarkeit in dick-schieferige Platten und wegen der leichten Bearbeitungsfähigkeit namentlich Verwendung als Baustein für Rohmauerungen etc. (Brüche am Scheuernberger Kopfe, bei Guntersau, Weinbach etc.).

8. Quarzschotter.

Neben Basalt und Diabas eignen sich namentlich die tertiären Quarzschotter und Kiese der Vallendarerstufe zur Straßenbe-

schotterung (Kiesgruben am Hasselbacherstock nordwestlich von Weilburg und im Runkeler Wald südlich Eschenau). Wenig Beachtung haben bisher die meist von Lehm stärker verhüllten Schotter der Diluvialterrassen gefunden, die namentlich in den höheren Terrassenstufen ebenfalls ein brauchbares Schottermaterial liefern könnten.

9. Lehm.

Zur Herstellung von Ziegeln wird vorzugsweise der entkalkte und durch sandige Beimengungen etwas verunreinigte Lößlehm, wie er an den Talrändern durch Abspülung von den Höhen sich allmählich gebildet hat, verwandt (Ziegeleien westlich von Weilburg).

F. Mineralquellen.

Kohlensäuerlinge.

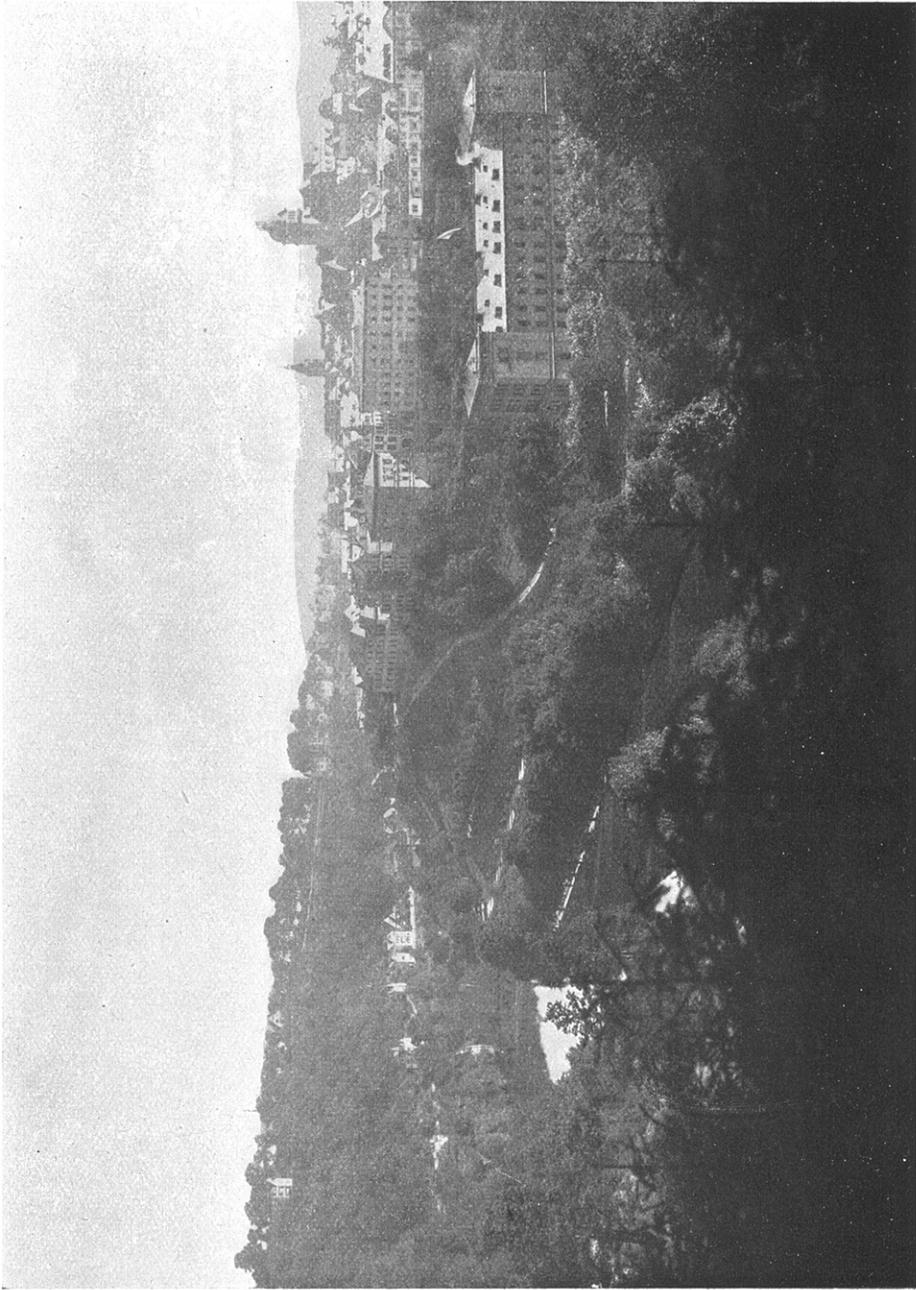
Kohlensaure Mineralquellen, die auf dem nördlichen Nachbarblatt Merenberg in großer Zahl bekannt sind, beschränken sich innerhalb des vorliegenden Blattgebietes, soweit bisher bekannt, auf ein Vorkommen im Walderbachtale nördlich von Weilburg. Der Quellenaustritt liegt im Talboden, vermutlich auf einer das alte Gebirge durchschneidenden NS-Verwerfung, die zum System der Randverwerfungen des Löhnbergerbeckens (vergl. Erläuterungen, Blatt Merenberg) gehören. Seine praktische Verwertung (Vilinasprudel) ist bereits seit längerem geplant.

Druckfehlerverzeichnis.

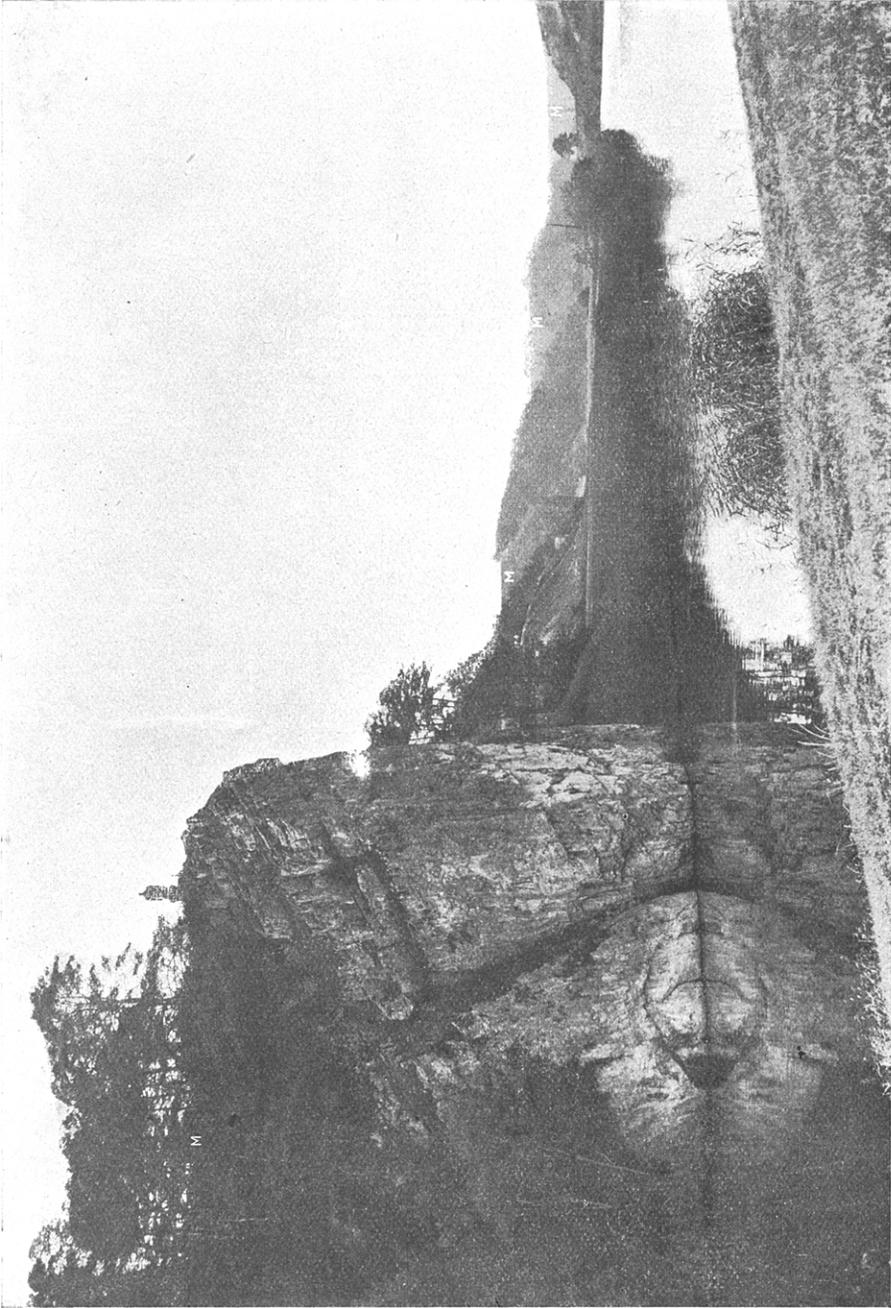
- S. 7 Zeile 7 von oben lies stratigraphischen statt stratigraphischen.
S. 8 Zeile 14 von unten lies mittleren statt Mittleren.
S. 9 Zeile 11 von oben lies nordwestlichen statt nordwestichen.
S. 9 Zeile 15 von oben lies tektonische statt tektonischen.
S. 11 Zeile 12 von oben lies Unterdevonsattel statt Untervonsattel.
S. 14 Zeile 5 von oben lies Übergang statt Ubergang.
S. 17 Zeile 9 von unten lies Übergang statt Ubergang.
S. 17 Zeile 4 von unten lies tritt statt treten.
S. 20 Zeile 17 von unten lies Rhynchonella statt Rynchonella.
S. 21 Zeile 18 von oben lies verbreiteten statt verbreitetem.
S. 24 Zeile 14 von oben lies Rhynchonella statt Rynchonella.
S. 32 Zeile 11 von oben lies Fürfurth statt Fürfurt.
S. 32 Zeile 10 von unten lies hinter Crinoidenstielgliedern: Brachiopoden.
S. 36 Zeile 6 von unten lies Über statt Uber.
S. 38 Zeile 11 von unten lies weitestgehenden statt weitgehendsten.
S. 39 Zeile 3 und Zeile 20 von unten lies Schwarze statt schwarze.
S. 40 Zeile 5 von oben lies Schwarzen statt schwarzen.
S. 40 Zeile 14 von unten lies daß statt das.
S. 46 Zeile 8 von oben lies dieselben statt diesselben.
S. 48 Zeile 10 von oben lies Äquivalent statt Aequivalent.
S. 48 Zeile 14 von unten lies Übergangszone statt Ubergangszone.
S. 50 Zeile 13 von oben lies lagenweise statt lagenweiser.
S. 51 Unterschrift zu Fig. 6 lies oberdevonischem statt oberdevonischen.
S. 51 Unterschrift zu Fig. 6 lies marmorisiert statt marmoriniert.
S. 58 Zeile 14 von unten lies Übergängen statt Ubergängen.
S. 60 Zeile 1 von oben lies Waldhausen statt Waldhauseu.
S. 61 Zeile 11 von oben lies Diabases statt Diabas.
S. 65 Zeile 8 von unten lies annähernd statt annährend.
S. 66 Zeile 4 und Zeile 8 von oben lies Überschiebung statt Uberschiebung.
S. 66 Unterschrift zu Fig. 7 lies Kellwasserkalk statt Hellwasserkalk.
S. 69 Zeile 16 von oben lies Druckschieferung statt Durchschieferung.
S. 74 Zeile 14 von oben lies Überlagerung statt Ueberlagerung.
S. 78 Zeile 11 von oben lies das statt die.
-

Inhalts - Verzeichnis.

	Seite
I. Orographische und hydrographische Übersicht	1
II. Grundzüge des geologischen Baues	6
III. Einzelbeschreibung	19
A. Die paläozoischen Ablagerungen	19
1. Das Unterdevon	19
2. Das Mitteldevon	20
3. Das Obere Mitteldevon	21
4. Das Oberdevon	38
B. Paläovulkanische Eruptivgesteine	52
C. Tektonik	64
D. Tertiär	72
1. Oligocän (Vallendarer Stufe)	73
2. Miocän (Braunkohlenstufe)	74
E. Quartär	83
Diluvium	83
Alluvium	87
IV. Lagerstätten nutzbarer Mineralien, Gesteins- und Bodenarten	89
A. Eisenerze	89
B. Mangan-Eisenerze	130
C. Phosphorit	140
D. Sonstige Erzvorkommen: Blei, Kupfer, Nickelerz	147
E. Gesteins- und Bodenarten	148
F. Mineralquellen	152



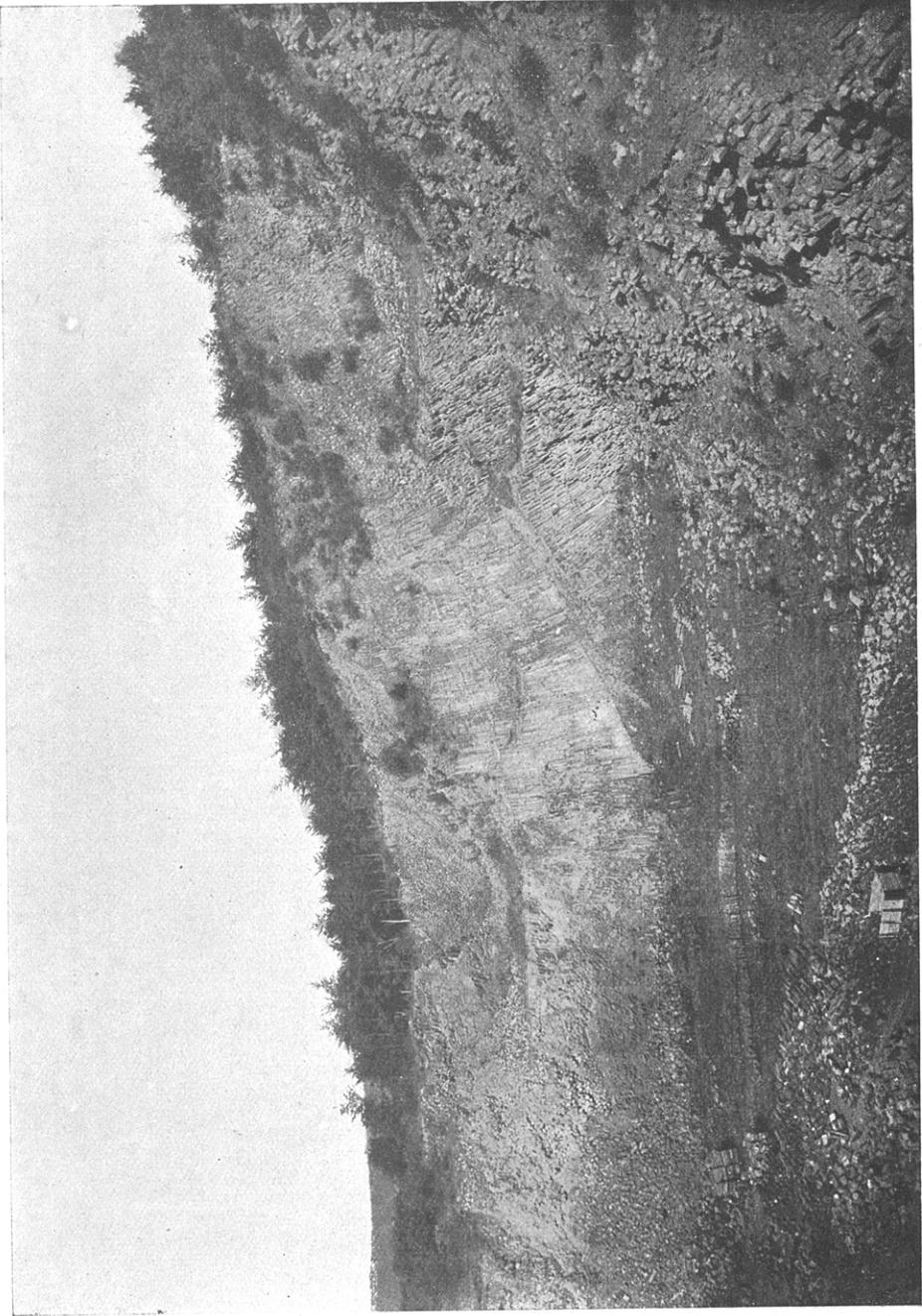
Engtal der Lahn und Lahnschleife bei Weilburg.



Das Lahntal und die obere Mittelterrasse (Limburger Hauptterrasse) zwischen Villmar und Runkel.
(Links im Vordergrunde Mitteldev. Kalkfelsen mit Denkmal Konrads II.; rechts im Hintergrunde Runkel; **M** = obere Terrasse.)



Schalsteinbreccie mit zahlreichen Massenkalkbrocken durchspickt, westlich Arfurt
am nördlichen Steilufer der Lahn.



Basaltbruch am Steinbühl bei Weilburg.

Fig.1.
Übersicht der Faziesverhältnisse des Devons
im östlichen Lahmgebiete.
(Längsschnitt)

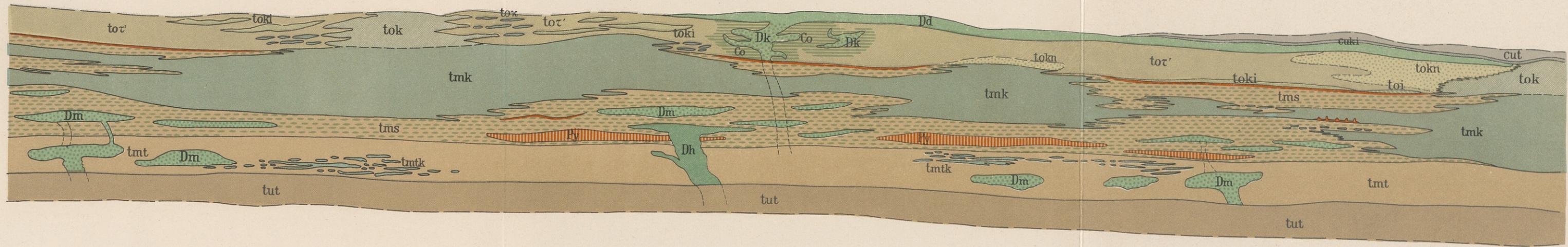
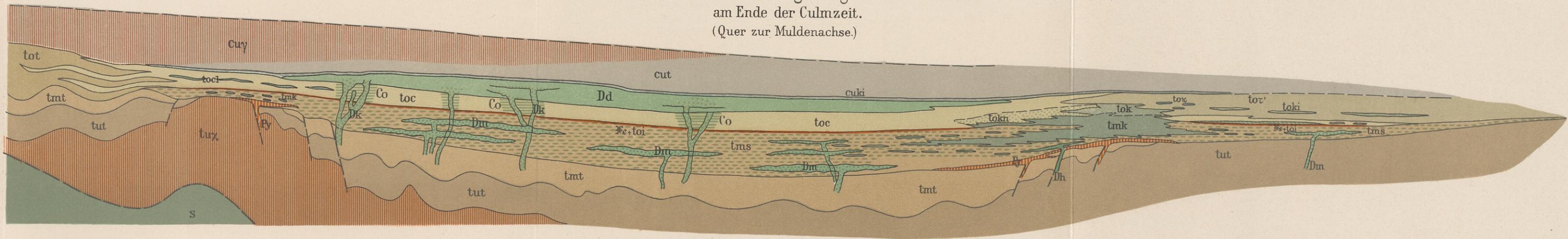


Fig.2.
Idealschnitt durch die Ablagerungen der Lahnmulde
am Ende der Culmzeit.
(Quer zur Muldenachse)



Farben-Erklärung.

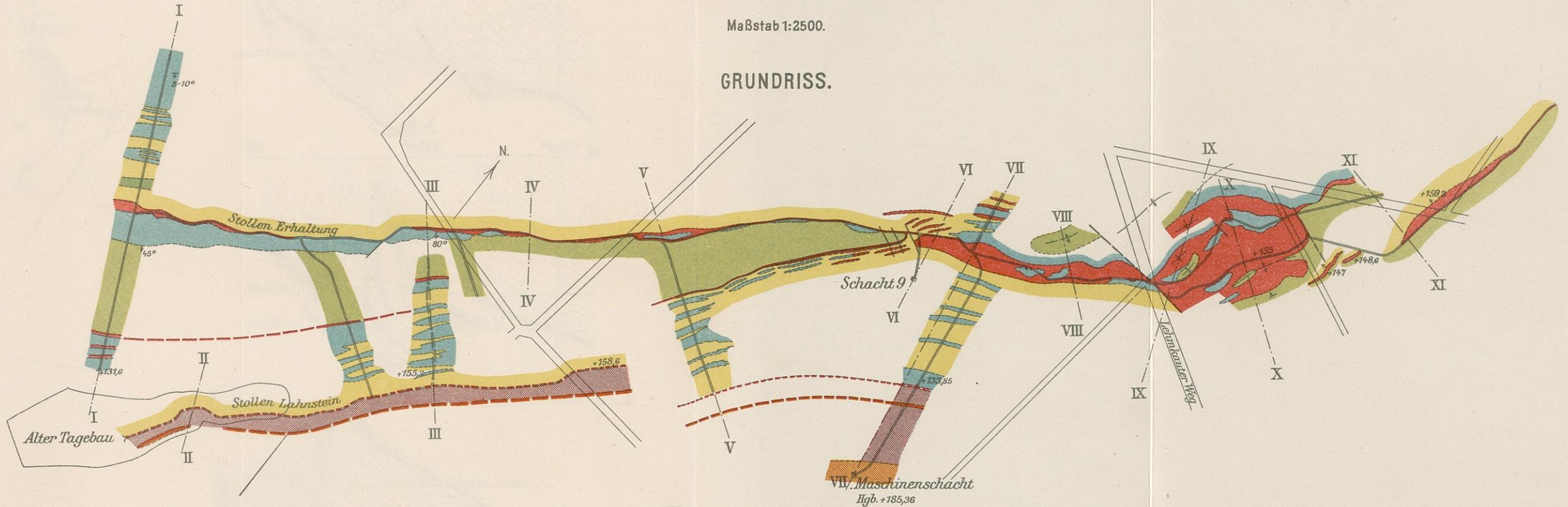


Längenmaßstab ca 1:100 000.
Höhenmaßstab v. Fig.2 ca 1/2 von Fig.1.

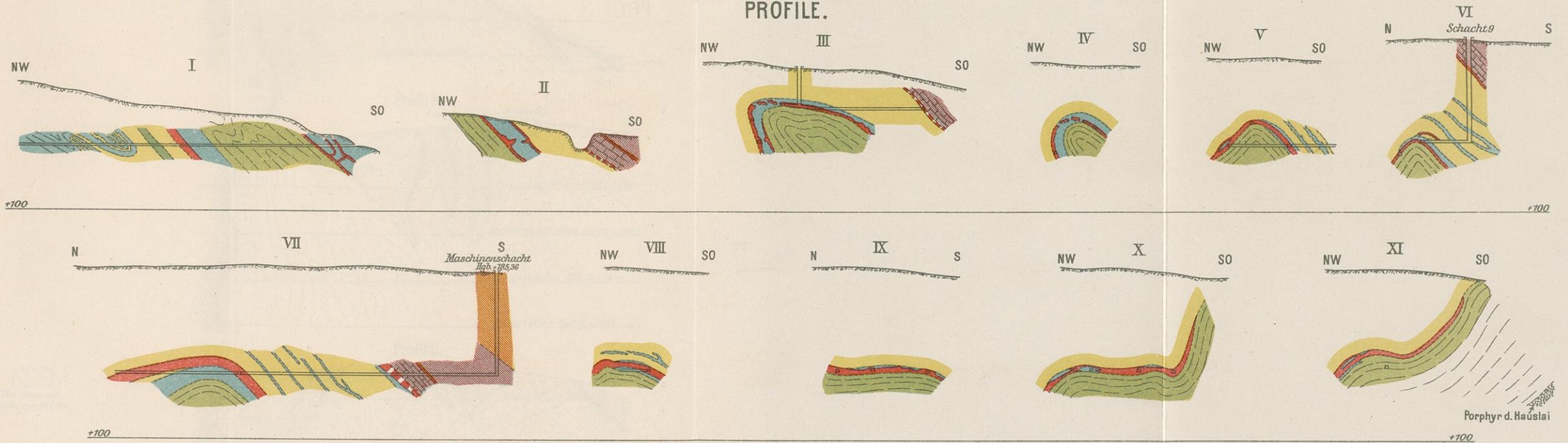
LAGERUNGSVERHÄLTNISS E DER EISENERZLAGER VON GRUBE ERHALTUNG UND LAHNSTEIN.

Maßstab 1:2500.

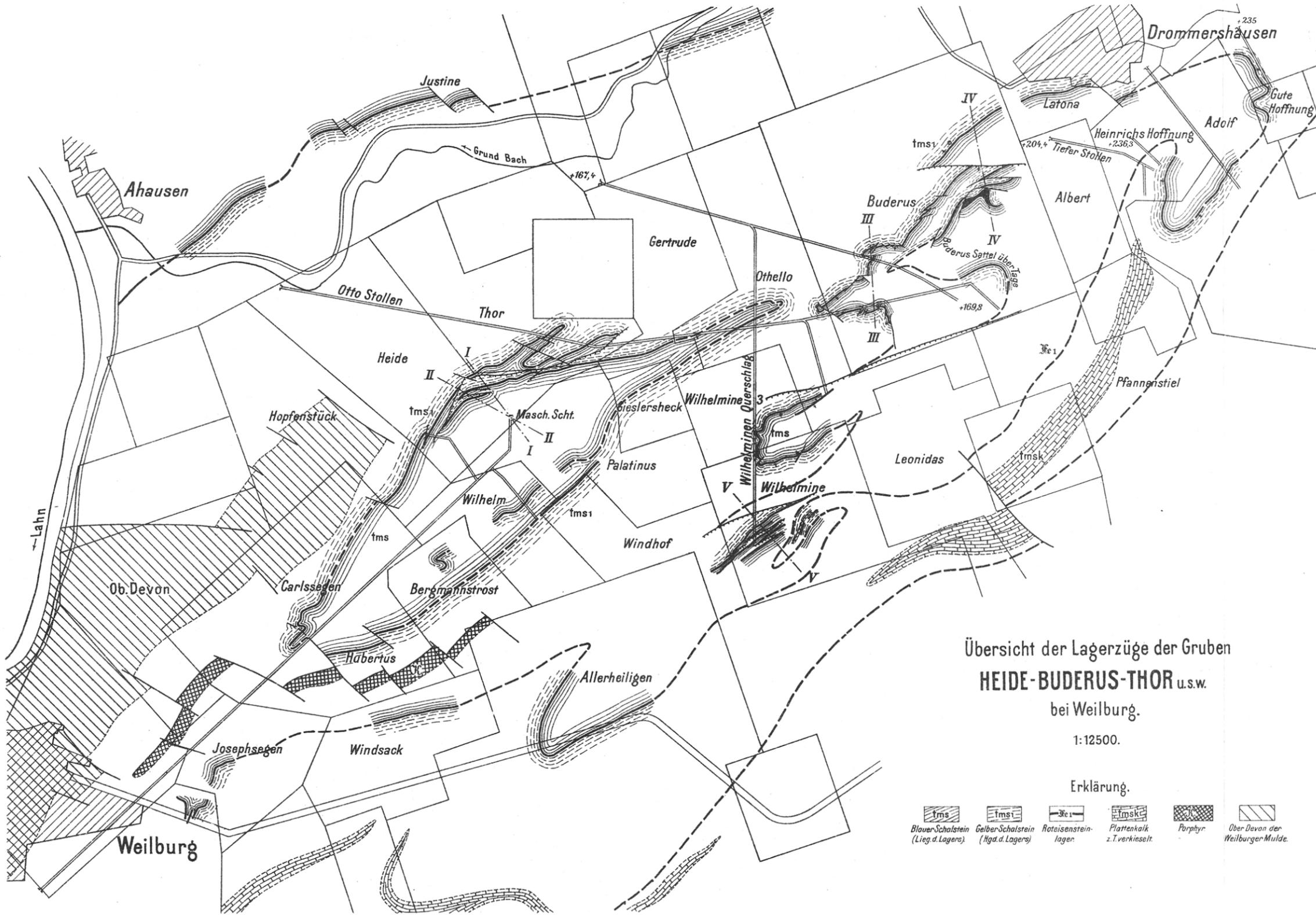
GRUNDRISS.



PROFILE.



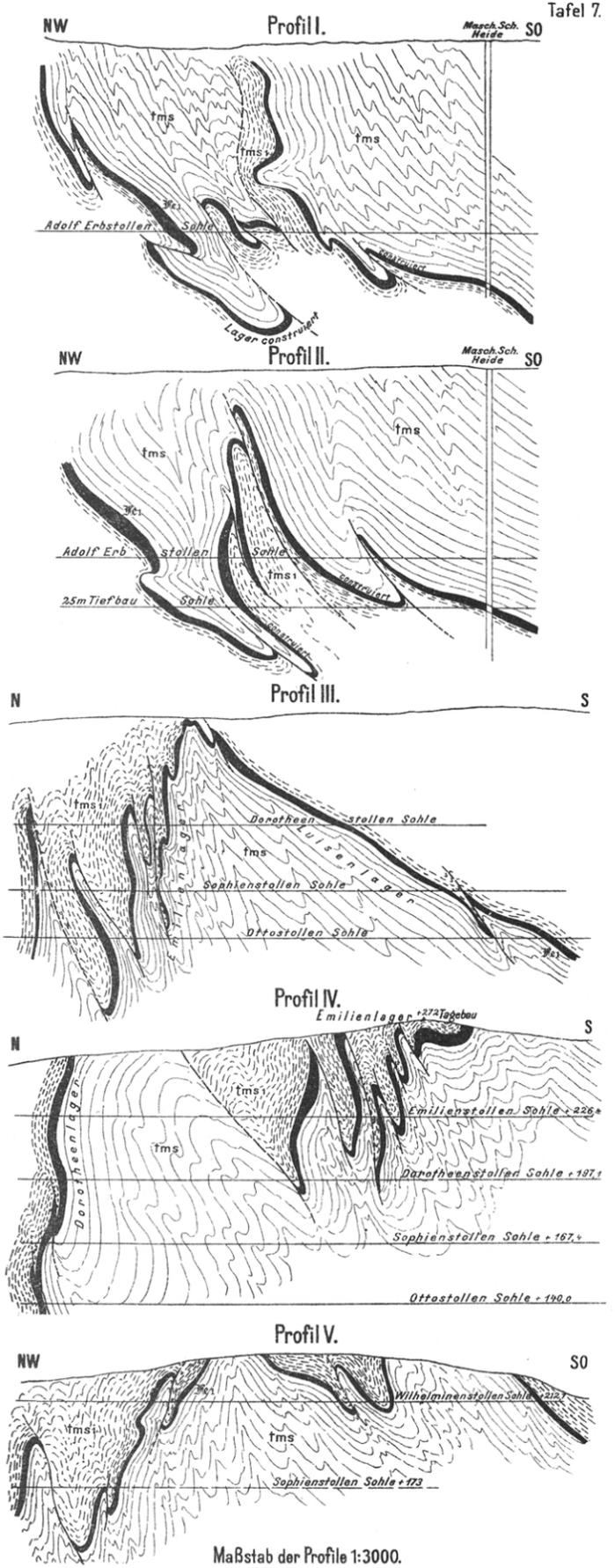
Porphyr d. Hauslari



Übersicht der Lagerzüge der Gruben
HEIDE-BUDERUS-THOR u.s.w.
 bei Weilburg.
 1:12500.

Erklärung.

- Blauer Schalstein (Liegt d. Lagern)
- Gelber Schalstein (Hgt. d. Lagern)
- Roteisensteinlagen
- Plattenkalk z.T. verkieselt
- Porphyry
- Ober Devon der Weilburger Mulde.



Maßstab der Profile 1:3000.

**Druck der Hansa - Buchdruckerei,
Berlin N. 4, Wöhlertstr. 12.**