

Erläuterungen
zur
Geologischen Karte

von
Hessen

im Maßstabe 1 : 25 000

Blatt Ober=Ingelheim

von
W. Wagner

60.14

Kart. H

86

Darmstadt 1931
Hessischer Staatsverlag.



Blatt Ober=Ingelheim.

Breite $49^{\circ} 54'$
 50° . Länge $8^{\circ} - 8^{\circ} 10'$

Geologisch aufgenommen und erläutert von
Wilhelm Wagner.

I. Einleitung.

Das geologisch aufgenommene Blatt gehört zu dem Teil **Rhein Hessens**, der sich unmittelbar an den Rhein anschliesst. Es umfasst ein wichtiges Stück aus dem „**Rhein-Mainschen Lebensraum**“ (W. BEHRMANN-O. MAUL 1929) ein Stück uralten Kulturlandes. Schon der Name Ingelheim ist untrennbar mit demjenigen Karls des Grossen verknüpft. Sein im Jahre 770 erbauter Palast stand in Nieder-Ingelheim und die heutigen Reste erinnern noch an die bedeutende Kaiserpfalz, die bis zu Karl IV. mehrfach von deutschen Kaisern bewohnt war, ebenso wie die Mauerreste im Gelände zwischen der Karlsquelle bei Heidesheim und Nieder-Ingelheim verraten, dass hier dereinst die Wasserleitung Karls des Grossen hindurchzog.

Aber die ältesten bisher bekannt gewordenen Siedlungen auf Blatt Ober-Ingelheim gehören bereits der jüngeren Steinzeit an, und die auf dem östlich anstossenden Blatt Mainz gemachten Aurignac-Funde im Löss am Linsenberg bei Mainz (E. NEEB und O. SCHMIDTGEN 1923/24), wie die auf dem angrenzenden Blatt Wörrstadt gelegene Jagdstelle des *Homo primigenius* bei Wallertheim (O. SCHMIDTGEN und W. WAGNER 1929) lassen den Schluss zu, dass sich schon der Mensch der Eiszeit in unserem Gebiet aufgehalten hat.

Die verbindende Kraft des Rheinstroms für Nord und Süd brachte ein starkes Hin- und Herwandern der Völker und die Ausweitung des Tales vor dem Eintritt in das Rheinische Schiefergebirge schuf die Siedlungsmöglichkeit auf dem Ost-West gerichteten Talstück zwischen Mainz und Bingen. Es lag hier an den Ufern eines mächtigen Stromes eine Siedlungsmöglichkeit vor, die in unvergleichlicher Weise durch den hohen Wall des Taunus begünstigt wurde, der das Tal gegen Norden schützte. So entstand hier ein besonders warmes Klimagebiet, indem der Frühsommereinzug vor dem 3. Juni liegt, das Julitemperaturmittel über 18°C beträgt und dessen Januarmittel um 0° gelegen ist. Die 1921 bis 1929 bei Frei-Weinheim vorgenommenen Temperaturmessungen ergaben eine mittlere Jahrestemperatur von $9,2^{\circ} \text{C}$ und die jährliche Niederschlagsmenge, berechnet aus den Angaben der hessischen Landesanstalt für Wetter- und Gewässerkunde für die Zeit von 1901 bis 1926 26 Jahre, beträgt in dem

nahegelegenen Bingen 520,7 mm (im trockenen Jahre 1921 nur 271,2 mm) für die Zeit von 1921 bis 1929 in Frei-Weinheim 560 mm und in Ober-Ingelheim 537 mm.

Die Bevölkerung gehört, seitdem die Römer im 5. Jahrhundert das Land den Germanen endgültig räumen mussten, dem mittelfränkischen Stamm an, der im 6. Jahrhundert hier sesshaft wurde.

Die Bevölkerung beschäftigt sich, entsprechend dem günstigen Klima, dem Bodenrelief und den Bodenarten in der Hauptsache mit Wein-, Obst- und Gemüsebau, der einen weiträumigen gartenartigen Charakter annimmt. In den weiter vom Rhein abliegenden, von Löss bedeckten Hochflächen geringer Höhe herrscht ein intensiver Ackerbau. Durch die reichen Verkehrsmöglichkeiten im Rheintal, sei es mittels Kraftwagen auf den grossen Strassen, sei es mit der Bahn oder dem Schiff, finden die mannigfaltigen landwirtschaftlichen Erzeugnisse eine leichte Abfuhr. So hat sich hier in diesem Lande alter Kultur und reicher geschichtlicher Vergangenheit ein Bauernstand entwickelt, der durch Wohlstand und eine gehobene Lebensführung auffällt. Dies spiegelt sich auch in dem Charakter der Bevölkerung wieder, die ein heiteres, lebensfrohes und selbstbewusstes Wesen zur Schau trägt.

In der Nähe des Rheins wirkt sich die günstige Verkehrslage, verbunden mit den reichen und guten Wasservorräten des Bodens aus. Hier finden sich grössere industrielle Unternehmungen, wie z. B. die chemische Fabrik Böhringer in Nieder-Ingelheim.

II. Oberflächenformen und Gewässer.

1. Oberflächenformen.

Steht man auf dem Bismarckturm an der Waldeck von Ober-Ingelheim, der sich 170 m über dem Rheinstrom erhebt, so erkennt man sofort, dass das ganze Gebiet dem Bereich des Mainzer Beckens zugehört, einem Senkungsfelde innerhalb der Saar-Saale-Senke. Nach Norden schweift der Blick über das Rheintal und das rebenreiche Hügelland des Rheingaus hinweg zu den bewaldeten Höhen des Taunus, die in der Kalten Herberge und der Hallgarter Zange unsern Standort um rund 350 m überragen. Nach Nordwesten blickt man in das Binger Loch, die Pforte, durch die der Rhein in enger Schlucht nach Norden seinen Lauf nimmt. Im Westen erscheint in der Ferne der Hunsrück, im Südwesten die steilen Porphyrfelsen von Bad Kreuznach, die Eckpfeiler des Pfälzer Berglandes und in schwachen Umrissen noch weiter südlich die runde Kuppe des Donnersbergs. Nach Süden und Südosten aber dehnt sich, von Tälern durchfurcht, die wenig wellige Hochfläche des Rheinhessischen Plateaus aus, auf dessen nördlichem Abhang unser Aussichtsturm steht. Blicken wir endlich nach Osten, so haben wir das gleiche Bild, nur dass sich bei klarem Wetter in der Ferne jenseits des Rheintales die Berge des Odenwaldes am Horizont abzeichnen. Unser Standort enthüllt uns somit den gesamten Gebirgsrahmen um das Mainzer Becken, von dem Blatt Ober-Ingelheim das Mittelstück des nördlichen Teiles bildet.

Das Landschaftsbild unseres Blattes zerfällt in zwei Elemente: in das Rheintal, das etwa mit der Bahnstrecke Mainz-Bingen sein Ende findet und das flach wellige von Tälern durchfurchte **Rheinhessische Plateau**. Ein schmaler Streifen vermittelt den Anstieg aus dem Tal aus rund 100—110 m NN zu dem Plateaurand, der in etwa 200—225 m liegt. Das Plateau erreicht seine höchste Höhe auf Blatt Ober-Ingelheim an seinem Südwestrand bei Ober-Hilbersheim mit 265 m NN. Auf dem Plateau selbst findet nur ein langsames, bisweilen von kleinen Muldenbildungen unterbrochenes Ansteigen statt, das seinen Höchstwert mit 40 m erreicht. Das Plateau weist eine Durchtalung in nord-nordwestlicher und ost-südöstlicher Richtung auf. Es entsteht so ein senkrecht aufeinander stehendes Furchennetz, bei dem die Hauptfurchen — das untere Welzbachtal und das Selztal — die Nordnordwestrichtung innehalten. Diese Täler stossen ihrerseits wieder senkrecht auf das Haupttal, das Rheintal. Die Durchfurchung des Plateaus lehnt sich an alte tektonisch vorgezeichnete Linien an. Welzbachtal und Selztal lassen zwischen sich einen schmalen Nordnordwest ziehenden Riedel entstehen, der im nördlichen Teil bis zu 247 m NN, im südlichen bei Engelstadt bis zu 258 m NN ansteigt. Dazwischen liegt ein kleines Depressionsgebiet mit 234—235 m NN, (Nassgewann, See, Tiefengewann) in dem pliocäne Bohnerzbildungen ihren Raum finden. Westlich des Selztales ist die Durchtalung eine stärkere als östlich desselben, wo das flachwellige Plateau eine etwa 30 Quadratkilometer grosse Einheit bildet, deren höchste Höhe mit 258,8 m bei „Ober der Strass“ nördlich von Essenheim liegt. Nur eine Linie hebt sich auf grössere Entfernung geschlossen auf diesem Plateau heraus. Steht man am Harxt-Häuserhof östlich von Ober-Ingelheim und wendet den Blick nach Süden, so bemerkt man eine geringe aber durchgängige Geländestufe sich in rund 240 m NN in westöstlicher Richtung über die Gewanne Fuchslöcher, Flürchen, Wüste, Heide und Friedensgewann ziehen. Mit dieser Geländestufe setzt eine Lössbildung auf den nicht sehr mächtigen Pliocänbildungen auf. Es macht den Anschein als ob hier einst der Ufersand eines sehr alten Rheins gewesen sei, eine Vermutung, die durch Funde von Rheingeröllen in Kolken, die in die kalkige Tertiäroberfläche in diesem Gebiet zwischen 220 und 232 m NN eingesenkt sind, gestützt wird.

Die Täler sind, entsprechend den meist weichen Tertiärgesteinen, die einer leichten Einwirkung des Wassers unterliegen und die zu Rutschungen neigen, vorwiegend breit und nicht steil eingeschnitten. Im Gegensatz hierzu stehen die ziemlich häufigen, tief eingeschnittenen engen Hohlwege im Löss, die oft das Werk eines starken Gewitterregens sind. Das Welzbachtal und das Selztal sind tief eingefurcht. Sie durchschneiden infolgedessen mehrere Glieder der tertiären Schichtenfolge von verschiedenem Gesteinsaufbau. Die tieferen Lagen werden im allgemeinen aus Mergeln gebildet, die höheren aus Kalken. Dieser Wechsel prägt sich deutlich in den Talhängen aus, die im unteren Teil flach ansteigen, um dann mit scharfem Geländeknick bei dem Einsetzen der Kalke in einen Steilhang überzugehen.

Nicht so deutlich ist dieser Wandel im Geländeanstieg im Übergangsbereich des Rheintals zum Rheinhessischen Plateau zu erkennen, denn diesem Gebiet sind mächtige junge Flugsandmassen, untergeordnet auch Löss angelagert,

welche die Tertiärschichten zumeist verhüllen und durch ihre lockere Beschaffenheit alle Unebenheiten im Geländeanstieg verwischen. Meist tritt erst kurz unterhalb des Plateaurandes der Kalk zutage, sodass erst hier der Geländeknick in die Erscheinung kommt. Einer Geländeform muss endlich noch in den Tälern des Rhein Hessischen Plateaus und am Rand desselben zum Rheintal gedacht werden. Sie tritt in den Gebieten des Schleichsandes, der Cyrenenmergel, der Süßwasserzone und der vorwiegend mergelig entwickelten Corbiculaschichten auf. Am Gehänge ziehen in solchen Gebieten parallel den Tallinien kurzweilige Rücken. Schliesst sich an steilere Hänge nach unten ein flacheres Gehänge an, so sind diesem hier kleine buckelförmige Erhebungen aufgesetzt. Es entsteht so eine überaus unruhige Geländeform. Die Ursache ist in Gesteinsrutschungen zu suchen, die ihrerseits wieder durch den stark wechselnden Aufbau der Schichten in erster Linie bedingt sind. Sandige Lagen führen stets etwas Wasser und durchtränken allmählich die benachbarten Mergel. Bei längerer Durchfeuchtung, bei Frost und Wiederauftauen und schon, wenn trockene Windzeiten von plötzlich starkem Regen unterbrochen werden, stellt sich eine Erweichung und Aufquellen der Mergel ein, was zum Abrutschen grösserer Gesteinsmassen am Gehänge und zum Breinfließen derselben führt. So gibt es Hänge, die dauernd bald mehr bald minder stark in Bewegung sind. Typische Fälle bieten der Ost- und Südostabhang des Bleichkopfes östlich Engelstadt und im Selztal der Hang zwischen Elsheim und Essenheim.

Das eigentliche **Rheintal**, in dem senkrecht zur Flussrichtung die Höhenunterschiede im Gelände insgesamt 10 m kaum übersteigen, baut sich aus wenig widerstandsfähigen Gesteinen des Alluviums und jüngeren Diluviums auf. Der Strom selbst tritt in seiner fast 1 km betragenden Breite nur zwischen Frei-Weinheim und Winkel in das Kartengebiet.

Die Rhein-Alluvionen werden von den diluvialen Bildungen nur durch eine geringe Geländestufe, die zugleich die Grenze für den Hochwasserstand bildet, geschieden. Diese tritt weniger durch den Höhenunterschied im Gelände, der nur zwischen Welzbach und Selz 1,5 m übersteigt, in die Erscheinung, als durch die Art der Bebauung des Bodens. Während die in 80,5–82 m NN liegenden, sandig-schlickigen Alluvionen vorwiegend von Wiesen, weniger von Gemüsebau eingenommen werden, herrscht auf den Diluvialflächen der Spargel- und Obstbau, der den früheren Waldbestand mehr und mehr verdrängt. Die jungdiluvialen Flussablagerungen sind zumeist von Flugsanden überdeckt. Sie sind im westlichen Teil flach ausgebreitet, im östlichen dagegen herrscht eine unruhige Landschaft. Hier sind die Sande zu Hügeln angehäuft, die als Dünen bezeichnet werden können und die bis zu 5 m hoch werden. Solche Hügel reihen sich bisweilen dicht neben- und hintereinander an, sodass ringsum geschlossene kleine Senken entstehen. Die Eigenart dieses Reliefs, das die Gegend auszeichnet, ist als Erzeugnis des Windes grundverschieden von dem des Wassers, es fehlt ihm streckenweise jegliche Talung.

2. Gewässer.

Das Blatt gehört zum **Flussgebiet des Rheins**. Aber erst in der Nordwestecke tritt der Strom selbst in das Blattgebiet ein. Das Flussgefälle ist ge-

ring und beträgt nur 12 cm auf den Kilometer. Auf die 9 km lange Strecke zwischen dem Pegel von Frei-Weinheim und dem Binger Pegel senkt sich der Wasserspiegel um durchschnittlich 14 cm bei jedem Kilometer.

Von besonderem Interesse ist eine Betrachtung über das **Stromgefälle des Rheins** und das **Untergrundgefälle seiner Flusssohle**. In Zeichnung Fig. 1 S. 6 sind diese Verhältnisse auf der Strecke Mainz-Bingen-Trechtingshausen wiedergegeben. Die Angaben verdanke ich Herrn Baurat BERO von dem Amt für Wetter- und Gewässerkunde in Darmstadt, dem hiermit der Dank dafür ausgesprochen sei. Es ergibt sich bei Kilometer 348 im Westteil der Mariannen-Aue bei Hattenheim und nordöstlich von Frei-Weinheim ein Gefällsknick im Stromgefälle und dementsprechend eine Änderung der Kurve, welche die Mittellinie der Talweg-Sohle des Rheins wiedergibt. Es liegt hier eine kleine Schwelle im Strom etwa da, wo vermutete nordwestlich gerichtete Störungen den Rhein durchqueren. Stromaufwärts treten am rechten Ufer tertiäre Schichten in Form von Schleichsandmergeln und verfestigten Schleichsanden auf, die sich unmittelbar ins Flussbett hineinziehen, während stromabwärts bis zum Eintritt in das Rheinische Schiefergebirge oberhalb von Bingen nur alluviale und diluviale Ablagerungen das Strombett bilden. Wir sehen das merkwürdige, dass zwischen Nieder-Walluf und Hattenheim der Untergrund des Flusses nicht in der Flussrichtung sich senkt, sondern dass sogar ein kleines Ansteigen in der Richtung des Flussgefälles festgestellt werden kann. Dies hat zu einer kleinen Schwellenbildung geführt, die bei der zeitweisen Rheinstromregulierung an dem sogenannten Binger Loch nicht ausser Acht gelassen werden darf. Einer freundlichen Mitteilung von Herrn DR. GALLADÉ (Wiesbaden) zufolge brachten Baggerarbeiten „im Gressen“ zwischen Erbach und Hattenheim feste Kalksandsteinplatten der Schleichsandstufe zutage.

Die Zeichnung zeigt ausserdem recht anschaulich den Wechsel im Strom- und Talweggefälle, der bei dem Eintreten des Flusses in das Rheinische Schiefergebirge einsetzt, die Felsstrecke des Rheines, über die in den Erläuterungen zu Blatt Bingen-Rüdesheim (1929, S. 7—8) weitere Angaben zu finden sind.

Der Fluss strömt auf seinen eigenen Anschwemmungen. Die heutige, schwach erodierende Wirkung des Flusses hat die jungdiluvialen Akkumulationen noch nicht völlig beseitigt. Diese ruhen ihrerseits auf Schleichsandmergeln des oberen Mitteloligocäns.

Der Pegelstand von Frei-Weinheim, der an der Mündung der Ingelheimer Strasse liegt, befindet sich in 78,366 m NN. Der Mittelwasserstand berechnet sich aus den Beobachtungen von 1855 bis 1929, also von 74 Jahren zu 1,15 m, ist demnach 79,481 m NN. Der niedrigste Wasserstand innerhalb der 74jährigen Beobachtungszeit wurde am 11. Dezember 1921 mit — 43 cm unter Pegelstand, d. h. in 77,936 m NN festgestellt. Der höchste Wasserstand bei freiem Flussgefälle brachte der 4. Januar 1883 mit 5,04 m über Pegelstand, d. h. eine Wasserhöhe in 83,40 m NN. Am 9. Februar 1855 stand allerdings das Wasser sogar in 83,69 m NN, doch entstand dieser Höchststand durch Eisstau im unterhalb gelegenen Binger Loch. 83,4 m dürfte also als höchster Punkt für das Überschwemmungsgebiet bei Frei-Weinheim angesehen werden. Es ist dies eine Höhe, bei der bereits Teile eines diluvialen Rheinterrassengebietes in

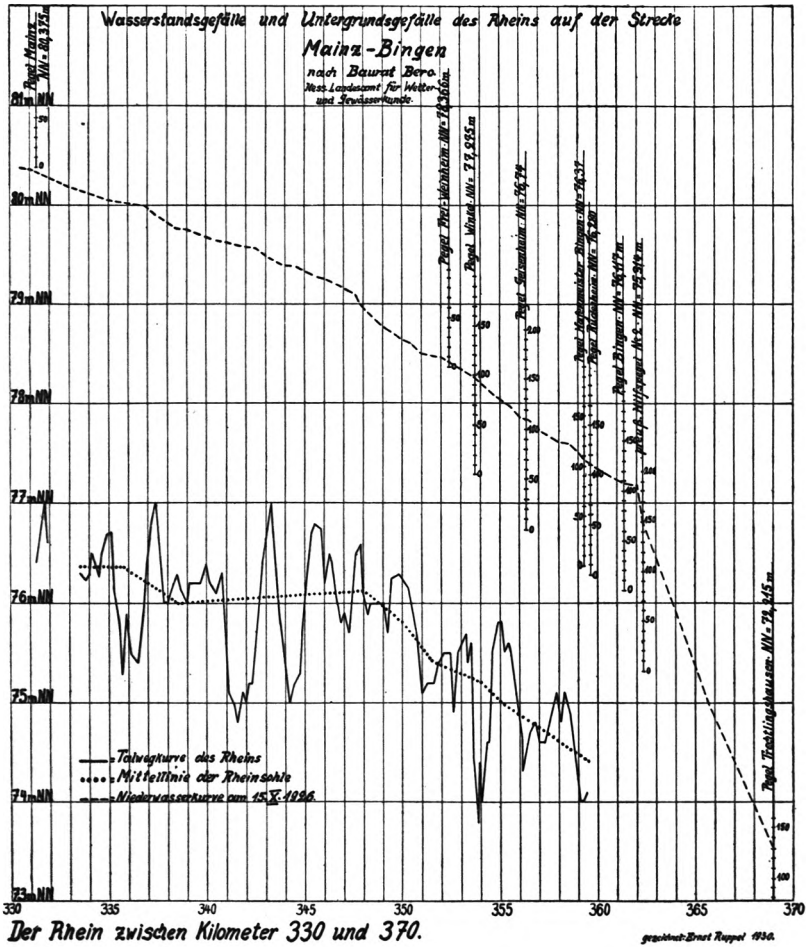


Fig. 1

Mitleidenschaft gezogen werden. Nach Angabe von Herrn Baurat BERO, Darmstadt, beläuft sich die Wasserführung des Rheins auf der Strecke Mainz-Bingen bei Niederwasser auf 620 cbm/sek, bei Mittelwasser auf 1800 cbm/sek und bei Hochwasser auf 7300 cbm/sek. Abgesehen von der Selz sind die Nebenflüsse, die der Rhein vom Rheinhessischen Plateau her erhält, gering. Von Osten nach Westen sind dies: der Sandbach, westlich von Heidesheim, der Heidesheimer Bach, der als sogn. Wildgraben bei Heidenfahrt in den Rhein mündet, die Selz, deren Wasserführung starken Schwankungen unterworfen ist. Es beruhen diese auf der Tatsache, dass ihr Untergrund durchweg ein undurchlässig tonig mergeliger ist, und dies auch für ihre Talhänge gilt. Wenn keine starken Regengüsse niedergehen, liefert die Selz während der Sommermonate, wie eigene Messungen zwischen Juni und September 1929 ergaben, 0,2 bis 0,25 cbm/sek oberhalb von Ober-Ingelheim. Diese Wassermenge reicht gerade, um die zahlreichen an dem Selzufer gelegenen Gärten mit dem benötigten Wasser zu versorgen. Endlich ist noch der ebenfalls wasserarme Welzbach zu erwähnen, der bei Gau-Algesheim in die Rheinebene hinaustritt und dann in künstlich angelegten Gräben sein Wasser an den Rhein abgibt.

III. Geologische Übersicht.

An dem Aufbau des Blattes Ober-Ingelheim beteiligen sich:

A. Tertiär.

1. Mitteloligocän.

- a) Rupelton om_1 (nur in Bohrung).
- b) Schleichsand (om_2).

2. Oberoligocän.

- a) Brackischer Cyrenenmergel (oo_1).
- b) Süßwasserzone (oo_2).

3. Untermiocän.

- a) Cerithlienschichten (miu_1).
- b) Corbiculaschichten, Schichten mit *Hydrobia inflata* (miu_2).
- c) Hydrobienschichten (miu_3).

4. Pliocän (p)

(Bohnerzbildungen, Dinotheriensande, Kieseloolithschotter).

B. Diluvium.

(Fluss-Kiese, -Sande und Schlicke, Löss und Lösslehm, Flugsand)

C. Alluvium.

(heutige Fluss- und Bachbildungen)

Das Blatt Ober-Ingelheim, das sich völlig aus Schichten des Tertiärs und Diluviums aufbaut, liegt ganz innerhalb des sogn. „Mainzer Beckens.“ Nirgends treten die paläozoischen Randgebirge zutage. Aber diese sind nördlich wie westlich nur durch einen Raum von wenigen Kilometern von unserem Gebiet getrennt. Im Norden bildet der devonische Taunus die Begrenzung und im Westen die Naheberge als Teile des devonischen Hunsrücks und des rotliegenden Pfälzer Berglandes.

Wir fragen uns, was bildet den tieferen Untergrund unseres Gebiets, auf welcher Grundlage bauen sich die Tertiärschichten auf und warum kam es gerade in dieser Gegend zur Sedimentation dieser Gebilde?

Die bretonische Phase am Ende des Oberdevon und die sudetische Phase zwischen Unter- und Oberkarbon, jene zwei ersten gewaltigen Faltungsvorgänge der variskischen Gebirgsbildung schufen den Taunus mit seinen nordöstlich gerichteten Faltenzügen. In ihm herrschen, durch einen starken südöstlichen Druck hervorgerufen, nach NW überkippte Falten, Schuppenbildungen und Gebirgsüberschiebungen. Der Taunus wurde durch die variskische Faltung aus einem, während des ganzen Devons in Senkung begriffenen Ablagerungstrog herausgeboren, eines Troges, welcher nördlich der sogen. Zwischenschwelle STILLE'S (STILLE 1929) oder mitteleuropäischen Insel WEDEKIND'S dieser als Vortiefe vorgelagert war (WEDEKIND 1922). Im Bereich dieser Schwelle selbst liegen die Gebiete, zu denen heute Haardt und Odenwald zu rechnen sind. Sie wurden erst im Mitteldevon von dem Meere überflutet.

Etwa am Südrand des Taunus haben wir die Grenze zwischen dem Trog, der Vortiefe und der „Zwischenschwelle“ oder sogn. „mitteleuropäischen Insel“ zu suchen.

Wurde die leicht bewegliche, mächtige Schichtenfolge der Vortiefe durch die zwei ersten Faltungen der variskischen Gebirgsbildung zum Rheinischen Schiefergebirge (Hunsrück und Taunus) aufgefaltet, so bewirkten die gleichen Kräfte in der Zwischenschwelle die Bildung des alten Haardt-Odenwaldgebirges. Hier wird das Gesteinsmaterial, das die Schwelle zusammensetzte — vermutlich Gabbrogesteine — mit der aufsitzenden mitteldevonischen Sedimentdecke in ebenfalls variskisch gerichtete Faltenzüge angeordnet, dabei möglicherweise zum Teil aufgeschmolzen und von aufdringenden granitischen Eruptivmassen durchdrungen, die ihrerseits die starken Kontaktwirkungen in der mitteldevonischen Sedimentdecke hervorriefen. Odenwald, Haardt und Rheinisches Schiefergebirge sind zwei Grossfalten des weitgespannten variskischen Faltenwurfs. Aus der zwischengeschalteten alten Mulde entwickelte sich unter langsamer Absenkung die Saar-Saale-Senke zur Zeit des Ober-Karbons und Rotliegenden. In dieser Zeit waren Taunus und variskisches Haardt-Odenwaldgebirge bereits gehobene Festländer, Teile der „Mitteldeutschen Hauptschwelle“ (Taunus) und der „Spessartschwelle“.

Unser Gebiet gehört zum Saar-Nahe-Becken, dessen östlichen Teil es darstellt. In diesem östlichen Gebiet, das sich nach Osten bis über die Rheinebene hinaus erstreckte, kam es in dem schmalen durch langsames Absinken sich bildenden neuen Trog zunächst zur Ablagerung unterrotliegender Sedimente auf kristallinen Bildungen des Randes der Zwischenschwelle. In der Saar-

Nahe-Senke setzte am Ende des Unterrotliegenden eine faltende Bewegung ein, eine jungvariskische Faltung, die saalische Faltung, die allerdings nicht mehr die Stärke der altvariskischen erreichte, aber doch das Gewölbe schuf, das sich von Neunkirchen bis zum Abbruch am Unterlauf der Nahe hin verfolgen lässt. Der Pfälzer Sattel, die nördlich anschliessende Nahemulde und die südlich angegliederte Pfälzer Mulde entstehen in ihrer Grundlage. Zugleich mit der Ausgestaltung des Pfälzer Sattels, also tektonisch bedingt, dringen in der Zeit der Lebacher Schichten (Tholeyer Schichten) die Quarzporphyre stock- und lagerförmig ein; die etwa 20 km südwestlich von Ober-Ingelheim als grösserer Stock eine bedeutende Rolle spielen. Ihnen folgten zunächst mächtige Intrusionen (Porphyrite, Kuselite, Tholeyite) und in die vorhandenen Mulden hinein die mächtigen Melaphyrergüsse.

Eine Sedimentation, welche die durch die saalische Faltung geschaffenen und durch anschliessende Bruchbildungen vertiefte Mulden erfüllte, beginnt im östlichen Saar-Nahe-Gebiet im mittleren Oberrotliegenden (Waderner Schichten) und endet mit den Sandsteinen der Kreuzbacher Schichten. Diese Sedimentation vollzog sich ebenfalls unter weiterer Senkung des Sedimentationsraumes. Nach Ablagerung des Rotliegenden folgt die Periode der prätriadischen Faltung (Pfälzer Faltung) mit einer anschliessenden stärkeren Bruchbildung. Die mannigfaltige Ausgestaltung des Pfälzer Sattels und der Nahemulde erfolgt. (F. KÜHNE 1923 S. 426—486).

Unser Kartengebiet liegt in der Fortsetzung der durch tertiäre und diluviale Bildungen verhüllten Nahemulde. Ihre Ostnordost gerichtete Achse dürfte etwa bei Langenlonsheim 12 km südwestlich von Ober-Ingelheim ins „Mainzer Becken“ ausstreichen. Die Nahemulde macht sich noch, wie wir bei Besprechung der Tektonik des Blattgebietes sehen werden, in den Lagerungsverhältnissen der tertiären Schichten bemerkbar.

Eine vormitteloligocäne Störung von grossem Ausmass trennt das devonische Rheinische Schiefergebirge von der rotliegenden Nahemulde. In dem unserem Gebiet unmittelbar nördlich sich anschliessenden Rheingau sehen wir aber längs des südlichen Randbruches des Taunus keinerlei Reste des Rotliegenden mehr zutage treten. Sie sind alle durch beträchtliche Ablagerungen des Tertiärs verdeckt. Die Störungen und vielleicht auch ein langsames Absinken längs der alten Randspalten der Saar-Nahe-Senke haben das Rotliegende in so grosse Tiefen versenkt, dass es nirgends mehr den Blicken offen liegt.

Reste des Mesozoikums sind weder auf unserem Kartenblatt noch in seiner weiteren Umgebung erhalten. Während dieser langen Zeitspanne war unser Gebiet Festland. Verwitterung und Schuttbildungen jener Zeit sind z. T. in der Sedimentation des Tertiärs zur Aufbereitung gekommen.

Die nächstjüngeren Bildungen, die sich ungleichmässig auf das Rotliegende der Nahesenke und seiner östlichen Fortsetzung aufbauen, gehören dem Mitteloligocän an.

Als sich die grosse Senke zwischen Schwarzwald und Vogesen, Odenwald und Haardt durch langsame Vertiefung jenes Gebietes zu Beginn des Unteroligocäns herausbildete, die mit dem Pariser Becken während dieser

Zeit in Zusammenhang gestanden haben muss (W. WAGNER 1924 S. 76—77), da lag die Wetterau über dem Meeresspiegel. Von hier aus kann das Unteroligocänmeer also nicht in die Rheintalsenke gedrungen sein, in der dieses mächtige Ablagerungen zum Absatz brachte, die teils lagunärer, teils seicht mariner und teils limnischer Natur sind. Im Süden im Sundgau fand die Bucht ebenfalls ihren Abschluss (W. WAGNER 1924 S. 66), für einen östlichen Zutritt des Meeres fehlen alle Vorbedingungen, sodass nur eine Verbindung im Westen gesucht werden kann, die in der Pfalzburger Mulde angenommen werden darf (L. VAN WERNECKE S. 581).

Wie weit jene von unteroligocänen Bildungen erfüllte Senke nach Norden sich erstreckte, entzieht sich bis jetzt unserer Kenntnis. Es bestehen aber Anhaltspunkte dafür, dass die unteroligocäne Senke noch in die Gegend nördlich von Worms reicht. Jedenfalls fehlt Unteroligocän aber im Mainzer Becken im engeren Sinne. Die ständige, stark senkende Bewegung, auf so schmalen Raum beschränkt, bewirkte wahrscheinlich schon im Unteroligocän Spannungen, die sich in Randbrüchen auslösten. Sie verstärkten sich zur Zeit des Mitteloligocäns. Aber jetzt bleiben die Senkungen nicht nur auf das südlichere Rheintal beschränkt, sondern auch die Gegend von Mainz, die Rhein-Mainebene, die Wetterau und Niederhessen befinden sich in stark senkender Bewegung, so dass das Nordmeer Gelegenheit hat, zu Beginn des Mitteloligocän in diese Senken einzutreten und sich mit dem Südmeer zu verbinden.

Der weitere Einbruch jenes grossen Nord-Südgrabens zur Mitteloligocänzeit war von zeitlichen Erweiterungen begleitet, deren bedeutendste das **Mainzer Becken** darstellt. Diese Erweiterung vollzieht sich in der Hauptsache innerhalb der alten Saar-Saale-Senke und ergreift noch Randgebiete des Rheinischen Schiefergebirges. Der Einbruch kann als ein tektonisches Wiederaufleben, das durch den Rheintalgrabenbruch angeregt wurde und sich in dem benachbarten Gebiet, das heute als Mainzer Becken bezeichnet wird, auswirkte, angesehen werden. **Das Mainzer Becken ist im wesentlichen ein tertiäres Senkungsfeld innerhalb der alten Saar-Saale-Senke.**

Als das mitteloligocäne Meer seinen Einzug in das Mainzer Becken hielt, fand es in dessen Randgebieten eine Landoberfläche vor, die beträchtliche Höhenunterschiede aufwies. Bedingt waren diese teils durch die Einwirkung der Erosion auf die verschieden harten Gesteine, teils prägte eine alte Tektonik dieser Landschaft charakteristische Züge auf. So ist offenbar die Nahemulde nicht nur eine Mulde im geologisch-tektonischen Sinne, sondern sie tritt auch orographisch im Mitteloligocän als Mulde in die Erscheinung. Alle die mannigfaltig entstandenen Vertiefungen erfüllte das hereinbrechende mitteloligocäne Meer, sodass die Randgebiete zur Zeit der Bildung des Meeressandes und des Rupeltones eine Küstenlandschaft darstellten, in der tiefeingeschnittene Buchten und schmale Wasserriren alten Talböden folgend, oft viele Kilometer weit, in das innere des Landes eingriffen.

Meeressand als erstes Transgressionsprodukt des hereinbrechenden mitteloligocänen Meeres treten auf Blatt Ober-Ingelheim nicht zutage und sind auch durch Bohrung bisher nicht nachgewiesen worden. Auch fehlen in dem Gebiet

Küstenbildungen. Es ist bereits soweit vom Uferrand entfernt, dass nur die feinsandigen und tonigen Gebilde die sogenannten Rupeltone zum Absatz kamen. Nur die oberen Lagen des Rupeltens sind durch Bohrungen im Selztal bei Gross-Winternheim in rund 50 m NN und bei Schwabenheim in rund 90 m NN erreicht worden.

Unser Blattgebiet liegt, wie nochmals betont werden soll, in dem östlichen Teil der alten Nahemulde, dem Teil, der im Mitteloligocän sich soweit einsenkte, dass das Meer nicht nur hineinfluten konnte, sondern auch küstenferne Bildungen in grösserer Mächtigkeit zum Absatz brachte, Bildungen, die in Meerestiefen von unter 200 m sich vollzogen. Und so kommt es auch, dass zur Schleichsandzeit, als sich die senkende Bewegung verlangsamte und die rein tonigen Bildungen den sandig tonigen Platz machen, Strandbildungen in unserem Gebiet fehlen. Diese treten erst am Rand des Rheinischen Schiefergebirges auf.

Im westlichen Rheinhessen bis etwa zur Linie Wöllstein, Sprendlingen, Ober-Hilbersheim, Schwabenheim im Selztal sind die tiefsten Schichten der Schleichsandstufe kaum von denen des oberen Rupeltens zu trennen, und wie diese marine Bildungen, die unter der 200 m Meerestiefe zum Absatz kamen. Dagegen ist zu vermerken, dass östlich dieser Linie insbesondere im oberen Selztal ganz allgemein die tieferen Lagen der Schleichsande als sehr feine mergelige Glimmersande entwickelt sind, die sich durch zahlreiche Pflanzenreste auszeichnen. Sie verraten aber durch ihren Fauneninhalt, dass sie marinen Ursprungs sind. Die sandige Natur dieser Schichten und die Pflanzenführung in oft bewundernswert gutem Erhaltungszustand deutet auf Landnähe, die wir demnach im südlichen an unser Blattgebiet anschliessenden Teil annehmen müssen.

Wie die Aufschlüsse von 1927 bei Hüffelsheim 6 km westlich von Kreuznach zeigten (W. WAGNER 1927, S. 41 f.), muss die Ansicht aufgegeben werden, dass mit Beginn der Bildung der Schleichsande eine derartige Hebung im Mainzer Becken und seiner Randgebiete eintrat, dass eine wesentliche Verengung des Meeresbeckens nach dem Pfälzer Bergland und dem Taunus hin eintrat. Es findet in den Randgebieten offenbar nur eine Verlangsamung der Senkung und damit eine Abnahme der Wassertiefe und der Mächtigkeit der Sedimente statt. Bei diesem verlangsamten Senkungsprozess zur Schleichsand- und Cyrenenmergelzeit kamen im Rheinischen Schiefergebirge (auf Blatt Eltville) die küstennahen Bildungen, in der Nahemulde die küstenferneren Bildungen zur Ablagerung.

In dem rotliegenden Randgebiet des Mainzer Beckens, das in die Saar-Saale-Senke zu liegen kommt, der Nahemulde westlich der Nahe, haben sich die Reste des Schleichsandes und insbesondere des oberoligocänen brackischen **Cyrenenmergels** und der **Süsswasserbildungen** besser erhalten können, als die entsprechenden Küstenbildungen im Randgebiet des Rheinischen Schiefergebirges, das später eine stärkere Aufwärtsbewegung erlebte, als das rotliegende nördliche Pfälzer Bergland, somit einer stärkeren Ablagerung unterworfen wurde als das letztere. Schon am Ende der Schleichsandzeit trennen sich durch Hebungen Teile des Meeresgebietes ab, die einer schnellen Aussüssung anheim fallen. Jedoch sind die Bodenbewegungen in dem seichten Meeresbecken so wechselnd, dass Überflutungen zu Beginn des Oberoligocäns (Cyrenenmergels)

das Meer wieder zur Herrschaft bringen, sodass eine artenarme brackische Tierwelt sich in grosser Individuenzahl entfalten kann. Aber von jetzt an finden sogar geringe Bodenschwankungen schon ihren Ausdruck sowohl in der Sedimentation wie in der Flora und Fauna. Brackische Bildungen werden mindestens zweimal örtlich von Braunkohlenschichten und Süswasserabsätzen unterbrochen. Im Oberoligocän vollzog sich ein Brackischwerden und dann eine Aussüssung der noch vorhandenen beträchtlichen, von Wasser eingenommenen Senken. Die fossilreichen brackischen Cyrenenmergel und die mächtigen darüber folgenden Süswwasserschichten sind die Zeugen jener Zeit. Hiermit ist die Lebensgeschichte dieses oligocänen Meeres zu Ende. Eine Trockenlegung und damit verknüpfte geringe Abtragung der Schichten setzte ein. Naturgemäss kam es in den weit ausgedehnten Landgebieten auch zum Absatz von Flussschottern, von denen geringe Reste uns noch vielfach erhalten blieben und die zeitlich dem tiefen Teil der Vallendarer Schotter und den Vilbeler Schottern entsprechen.

Eine nochmalige senkende Bewegung gestattete zur Zeit der **Cerithien-schichten** dem Meere erneuten Eintritt in das Mainzer Becken, aber die Senkung war nicht mehr so beträchtlich, dass der Teil des Rhein Hessischen Plateaus, der westlich der Selz liegt, geschweige denn die Randgebiete des Rheinischen Schiefergebirges und des nördlichen Pfälzer Berglandes noch in den Bereich dieses Meeres gekommen wären.

Zwar findet in der nachfolgenden Zeit der Ablagerung der **Corbiculaschichten** oder **Schichten der Hydrobia inflata**, infolge eines Abschlusses vom offenen Meer, bald wieder eine Aussüssung des Beckens statt, sodass Brackwasserformen in diesen Schichten herrschen und es zeit- und stellenweise sogar zur Trockenlegung kam; aber trotzdem vollzieht sich ein bedeutend weiteres Vordringen der Gewässer, sodass auch das ganze Rhein Hessische Plateau wieder Sedimentationsgebiet wurde.

Über eine evtl. Verbreitung der Corbiculaschichten noch westlich der Nahe sind keinerlei Anhaltspunkte vorhanden, aber auf dem nordöstlich anstossenden Blatt Eltville—Heidenfahrt liegt am Rand des Taunus südlich von Rauenthal auf der sogen. Bubenhauser Höhe noch ein Rest von Corbiculakalk. Aber während der Bildungszeit der Corbiculaschichten waren die Ablagerungs umstände in unserem Gebiet nicht überall die gleichen. Westlich des Selztals sehen wir diese Schichtenserie zumeist in mergeliger Entwicklung, östlich derselben aber in vorwiegend kalkiger Ausbildung. Während in den Gebieten, in denen die Mergel herrschen, Aussüssungen nachgewiesen werden konnten, zeigen die Gebiete der vorwiegend kalkigen Entwicklung keinerlei Einschaltungen des Süswassers. Sie verraten ihren Absatz in Landnähe aber dadurch, dass einzelne Bänke nestartige Anhäufungen eingeschwemmter Landschnecken aufweisen.

Herrschten in den Corbiculaschichten noch die Brackwasserformen, besonders ausgeprägt durch die Anwesenheit der Cerithien und Hydrobien, so zeigen die unteren Hydrobienschichten schon eine weit fortgeschrittene allgemeine Aussüssung des Mainzer Beckens. Gleichzeitig scheinen sich die Gewässer mehr nach Osten zurückzuziehen. Nur die unteren Glieder der Hydrobien-

schichten sind noch auf Blatt Ober-Ingelheim erhalten und zwar auf dem Gau-Algesheimer Kopf zwischen Welzbach und Selz-Tal, auf einer etwas abgesunkenen Scholle.

Die Ausstüßung des Beckens schritt immer weiter vor und im weiteren Verlauf des unteren Miocäns tritt eine Verlandung desselben ein.

Der mehrfache Wechsel von Meeresbildungen mit solchen des Brack- und Süßwassers und die Trockenlegung des Gebietes nach Ablagerung der Süßwasserschichten des Cyrenenmergels und nach Bildung der Hydrobienschichten läßt sich nur unter Annahme tektonischer Vorgänge in Form von Hebungen und Senkungen verstehen. Aber auch Bruchbildungen müssen sich vor dem Pliocän ereignet haben, wie wir noch bei der Besprechung der Lagerungsverhältnisse sehen werden.

Als eine Festlandsperiode mit mehr oder weniger starker Abtragung in der Hauptsache der Hydrobien- weniger der Corbiculaschichten stellt sich uns das mittlere und obere Miocän des Rheinhessischen Plateaus dar. Geringe Reste der Verwitterungsrückstände in Verbindung mit eingeschwemmtem Material von dem benachbarten rotliegenden Gebirge blieben in Senken auf der Hochfläche erhalten. Es sind die **Bohnerzablagerungen**. Bis jetzt ist es nicht gelungen, ihr genaues Alter anzugeben. Jedenfalls sind sie jünger als die untermiocänen Hydrobienschichten und älter als die pontischen Dinotheriensande, in denen Bohnerzreste eingeschwemmt vorkommen. Diese bestehen aus Kiesen, Sanden und untergeordnet Tonen, welche Bildungen zusammen als **Dinotheriensande** oder **Kieseloolithschotter** bezeichnet werden. Es handelt sich um die Ablagerungen eines grossen, gefällsarmen Flusses, die sich auf dem ganzen Rheinhessischen Plateau bald mehr bald minder ausgedehnt und mächtig finden und die auf Blatt Bingen bei Ockenheim ihr nordwestliches Ende erreichen. Von hier bis nach St. Goar und St. Goarshausen, d. h. auf eine Strecke von 28 km sind nach C. MORDZIOL (C. MORDZIOL 1908 S. 10) Kieseloolithschotter nicht mehr gefunden worden. Neuerdings glaubt M. GALLADÉ (M. GALLADÉ 1926 S. 79) die Verbindung in Verebnungen zu erkennen, die sich in 320—330 m Höhe im westlichen Rheingaugebirge finden. Ihre höhere Lage gegenüber derjenigen der unterpliocänen Schotter Rheinhessens ist auf das spätere stärkere Ansteigen des Rheinischen Schiefergebirges zurückzuführen. Der Fluss wird gemeinhin als pliocäner Urrhein bezeichnet, womit aber keineswegs gesagt sein soll, dass dieser Fluss wie der diluviale Rhein in den Alpen seinen Ursprung hatte. Vielmehr wird angenommen, dass er in dem Rheintalgraben wahrscheinlich im Unterelsass sein Quellgebiet hatte. Jungpliocäne Bildungen fehlen auf Blatt Ober-Ingelheim und in seiner weiteren Umgebung völlig.

Der Ausgang des Miocäns und des Pliocän waren Zeiten der grossen vulkanischen Tätigkeit. Zwar blieb unser Blattgebiet verschont, aber auf dem Schnittpunkt zweier Spalten, die den 9 km westlich Ober-Ingelheim gelegenen Rochus-Berg durchsetzen, deutet ein Basalt auf die Tätigkeit jener unterirdischen Gluten.

Erst das **Diluvium** bringt uns, in Form verschiedener Ablagerungen, Kenntnis von den Vorgängen in dieser Zeit. Entsprechend den Eiszeiten und ihren Unterbrechungen durch wärmere Zeiträume wurde ein starker Wechsel in den

Niederschlagsmengen hervorgerufen. Dieser veranlasste in unserem Gebiet, das stets eisfrei war, eine verschiedenartige Flusstätigkeit, die sich teils in einer Aufschotterung bei kaltem Klima, teils in einer Talvertiefung bei feuchtem und wärmerem Klima äusserte. Diese durch klimatische Ursachen im wesentlichen bedingte verschiedenartige Flusstätigkeit war aber nicht der alleinige Faktor, der eine so mannigfaltige Höhenlage der Schotterterrassen von Flüssen wie dem Rhein und der Nahe hervorbrachte. Junge Bodenbewegungen, insbesondere das ständige stärkere Aufsteigen des Rheinischen Schiefergebirges und das schwächere des Mainzer Beckens und ferner das Absinken der dem Rheintalgraben benachbarten Gebiete des Mainzer Beckens, spielten, durch Neubelebung der Erosion, eine Rolle bei der Talvertiefung. Sowohl der Rhein als auch die Selz haben verschiedenartige Terrassen geliefert, die sich entsprechend dem verschiedenen Ursprungsgebiet des Rheins und seiner Nebenflüsse und der Selz durch ihre Gesteinsbeschaffenheit unterscheiden lassen.

Deutlich kann man in unserem linksrheinisch gelegenen Gebiet bei Rhein und Selz die Niederterrasse, die Talwegterrasse (untere Mittelterrasse) eine höhere Mittelterrasse (Hochterrasse) und eine mindestens aus 2 Stufen bestehende ältere Terrassengruppe (Hauptterrassegruppe) von einander trennen.

Dem vorwiegend eiszeitlichen Absatz, dessen Bildung einer Wasserwirkung zuschreiben ist, der Terrasse, entspricht ein ebenfalls eiszeitlicher Absatz, der im wesentlichen dem Winde seine Entstehung verdankt, der Löss. Es ist kein einheitliches Gebilde, sondern Verlehmungszonen lassen sich in ihm erkennen, die auf Unterbrechungen in seiner Entstehung hinweisen. Jeder Löss entspricht wie jede Terrasse einer Kälteperiode, jede Verlehmungszone und Talvertiefung einer Wärmezeit, welche Zeiten unter sich aber wohl nicht gleichwertig waren. Leider sind die Aufschlüsse nicht derart, dass allgemein die Löss im Gelände getrennt werden können, nur in Ziegeleigruben sehen wir, dass tatsächlich der Löss Verlehmungszonen aufweist, sodass eine mehrfache Lössbildung und somit mehrfache Kälteperioden angenommen werden müssen, zu welchem Ergebnis uns ja schon die verschiedenen Terrassen brachten. Aber wie heute Rheinessen sich durch ein besonders trockenes Klima auszeichnet, so muss dies auch in noch stärkerem Masse bisweilen in den Zwischeneiszeiten der Fall gewesen sein, denn an Stelle der Verlehmungszonen treten hin und wieder Schwarzerdeböden, die zu ihrer Entstehung ein trockenwarmes Klima fordern, auf. Häufig weist der Löss unserer Gegend Schichtung auf, oder dünne Geröllbänder sind ihm eingeschaltet, ohne dass der sonstige petrographische Lösscharakter dadurch beeinträchtigt worden wäre. Die Tatsachen zeigen, dass Umlagerungen des Lösses durch Wasser gleich nach seiner äolischen Entstehung häufig und in grösserem Umfang vor sich gegangen sein müssen, oder dass der vom Wind herbeigetragene Lössstaub in einem Wasserbecken zum Absatz kam.

An das Ende der Diluvialzeit und die Wende zur Jetztzeit ist die Entstehung der grossen Masse der Flugsandbildungen zu setzen. Auch sie sind ähnlich wie die Löss keine zeitlich einheitliche Bildung. Ein jüngerer Flugsand ist von einem älteren durch eine Verlehmungszone getrennt, wobei der ältere Flugsand in unserem Gebiet nicht nur jünger als die Nieder-

terrasse, sondern wahrscheinlich auch jünger als der jüngere Löss ist.

Die Flugsande sind eine charakteristische Erscheinung im Landschaftsbild der Rheinebene zwischen Gau-Algesheim und Mainz. Teils liegen sie noch innerhalb des Tales und verhüllen grössere Gebiete der Niederterrasse und der Talwegterrasse. Teils ziehen sie das Gehänge des Rheinhessischen Plateaus hinauf und bekleiden grosse Gebiete desselben wie mit einem Mantel. Sie dringen aber auch noch, getrieben durch langanhaltende Nordostwinde, weit nach Süden in die Täler und Tälchen ein, die sich von der Hochfläche nach Norden zur Rheinebene hin erstrecken.

Das Gebiet zwischen dem Rochusberg (Kempton auf Blatt Bingen) und Gau-Algesheim ist nahezu frei von Flugsandbildungen. Es ist gewissermassen das Deflationsfeld, aus dem die, während einer gewissen Zeit vorherrschenden Westwinde, die vorher aus nördlicher und nordöstlicher Richtung zugebrachten Flugsande nach Osten verlagerten. So können wir vielleicht am besten das besonders starke Anschwellen der Dünen zwischen Heidesheim und Mainz erklären.

Die Zeit des Diluviums ist die Zeit des Entstehens unseres heutigen Flussnetzes und unserer heutigen Landschaftsform, die sich zwar in der Jetztzeit noch weiter unter der Einwirkung geologischer Kräfte umbildet, die aber, besonders was die Wirkung der Flüsse anbelangt, durch die menschliche Kultur eine gewisse Beschränkung erfährt.

Vorplocäne, nachplocäne und altalluviale Störungen haben das Mainzer Becken und somit auch unser Gebiet betroffen. Es findet ein staffelförmiges Absinken der Tertiärschichten nach Nordwesten zum Rhein und gleichzeitig ein treppenförmiges Abbrechen nach Nordosten hin statt. Stellenweise ist dieses durch stehengebliebene oder gehobene Schollen unterbrochen. So kommt es, dass im südlichen und südwestlichen Blattgebiet in gleicher Höhenlage ältere Tertiärschichten zutage treten als im nördlichen und nordöstlichen.

Aber auch die Morphologie zeigt eine auffällige Abhängigkeit von diesem gestörten Bau (Tektonik). Die Zerschneidung des Gebietes durch die Täler und Tälchen lehnt sich an tektonisch vorgezeichnete Linien an, und auch der Rhein folgt zwischen Schierstein und dem Eintritt in das Rheinische Schiefergebirge oberhalb von Bingen der Nord 60° Ost gerichteten Störungslinie innerhalb eines gleichgerichteten Grabens.

IV. Geologische Beschreibung der einzelnen Formationen.

A. Tertiär.

1. Mitteloligocän.

a) Rupelton (Septarienton) om¹.

Rupelton wurde nur in einer Bohrung an der Eulen-Mühle im Selztal zwischen Ober-Ingelheim und Gross-Winternheim nachgewiesen. Es handelt sich dabei um die allerobersten Lagen, die schwer von den tiefsten Schleichsandmergeln

zu trennen sind. Die Grenze beider Stufen wurde dahin gelegt, wo der Sandgehalt ein etwas stärkerer wird und wo die Glimmerblättchen in grösserer Zahl sich einstellen. Sicher wird die Grenze erst, wenn Schalenreste von *Cytherea* (*Meretrix*) *incrassata*, die dem Schleichsand angehört, auftreten und die Lagerungsverhältnisse eine Abtrennung auf Grund der Mächtigkeit der Schichten gestatten. In obigem Bohrloch rechne ich die Schichten von etwa 45 m Tiefe d. h. von 55 m über NN an zu dem **oberen Rupelton**, der bis zu 50 m Tiefe, in der Bohrung erschlossen wurde. Im Schlämmrückstand befinden sich: Quarzkörnchen meist eckig selten rund, Gips, wenige Glimmerblättchen und Pyrit. An Fossilresten: zahlreiche Bruchstückchen von *Nucula*, Spatangidenstachel, Fischrestchen und *Pulvinulina cf. Kiliani*. *Quinqueloculina impressa*. Die Mergel zeigen im frischen Zustand eine dunkelblaugraue, im trockenen Zustand eine lichtblaugraue Färbung.

Vermutlich ging auch die vor 1862 auf Braunkohle niedergebrachte Bohrung am Selzufer an der Griesmühle von Nieder-Ingelheim bis in den obersten Rupelton hinunter. GROSS (GROSS 1862 S. 108—109) berichtet, dass an der Griesmühle eine 240 Fuss (60 m) tiefe Bohrung ausgeführt worden ist. „Man durchbohrte meist graue zähe Mergel, selten dünne Lagen feinen Sandes, der dann in Sandmergel, in hiesiger Gegend Schleichsand genannt, übergang.“ Die Bohrstelle liegt etwa 90 m über NN. Nur 250 m von dieser tritt zwischen 75 und 88 m Cyrenenmergel mit einer stärkeren Braunkohlenlage auf, unterlagert von Schleichsandmergeln. Da diese in der Gegend eine maximale Mächtigkeit von 45 m besitzen, so dürfte hier in 30 m über NN die Grenze zum oberen Rupelton liegen.

Endlich ging eine alte Bohrung in Schwabenheim sicher in den Rupelton, wenn nicht gar in ein Übergangsgebiet von Rupelton zu Meeressand. Ich lasse die Angaben von GROSS (GROSS 1867 S. 10) folgen: „In Sauer-Schwabenheim ging man 450 Fuss hinab, ohne den Letten zu durchsinken. Das Bohrloch stand zuletzt, wie mir versichert worden ist, in einem tonig sandigen Brei (wahrscheinlich Triebssand), in welchem man nicht mehr tiefer hinabdringen konnte. Zieht man von diesen 450 Fuss den Cyrenenmergel und die petrefakten führenden meerischen Schichten, in welchen das letztere Bohrloch von oben an steht, ab, und rechnet auf sie nach Beobachtungen aus der Umgegend 150 Fuss, so bleiben 300 Fuss für die versteinungsleeren Tone übrig.“ Darnach setzt GROSS die Schleichsande mit 37,5 m an, darunter kämen mindestens 75 m Rupelton. Wie wir jetzt wissen, ist dieser in seiner Gesamtheit über 120 m stark. Die Grenze zwischen Schleichsand und Rupelton läge auf Grund dieser Bohrung bei Schwabenheim in 90 bis 100 m NN.

b) Schleichsand om².

Im Selztal oberhalb von Schwabenheim, insbesondere in der Umgebung von Elsheim und Stackeden nehmen die Gesteine der Schleichsandstufe einen grossen Raum ein. Unterhalb von Schwabenheim verschwinden sie in der Talsohle oder sie liegen im Gebiet der Niederterrasse und Talwegterrasse des Rheintals zwischen Gau-Algesheim und Heidesheim, stellenweise noch von brackischem Cyrenenmergel überlagert, unter den Schottern des Rheins, wie Brunnenboh-

rungen der Firma Böhlinger zwischen Nieder-Ingelheim und Frei-Weinheim und des Gruppenwasserwerkes nördlich von Nieder-Ingelheim erwiesen haben.

Etwa in der Gegend von Schwabenheim stellt sich ein Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit der Bildungen ein. Nordwärts wiegen die schwach sandigen und glimmerführenden Mergel vor wie sie auch den Sockel des Rheinhessischen Plateaus auf Blatt Bingen in der Hauptsache zusammensetzen. Sie seien in der Folge kurz als **Schleichsandmergel** bezeichnet. Südlich herrschen im unteren Teil die mergeligen, glimmerhaltigen **Feinsande** die in der Literatur des Mainzer Beckens allgemein unter dem Namen „**Elsheimer Meeressande**“ oder „**obere Meeressande**“ bekannt sind. In ihren oberen Teilen macht sich in ihnen aber auch ein stärkerer Mergelgehalt geltend, sodass sie den „Schleichsandmergeln“ recht ähnlich werden. Auf die Schwierigkeit der Abtrennung des mergeligen Schleichsandes vom oberen Rupelton wurde schon bei Besprechung des letzteren hingewiesen. In den meisten Fällen ist der Schleichsandmergel nur wenig reicher an feinem Quarzsand als der obere Rupelton und von diesem, wenn der Glimmergehalt nicht stärker hervortritt, bei mangelndem Fossilgehalt, nicht zu unterscheiden.

Es sind in der Hauptsache zarte, schwach feinsandige, glimmerhaltige, kalkreiche Mergel. Die Farbe ist blaugrau bis lichtgrau, doch stellen sich bisweilen auch schwärzlichgraue Lagen ein. Im feuchten Zustand ist die Färbung eine dunkelblaugraue.

Milde Schleichsandmergel von blaugrauer Farbe wurden in der Bohrung an der Eulen-Mühle im Selztal bei Gross-Winternheim zwischen 6,8 m und etwa 45 m Tiefe angetroffen.

Eine Probe aus 8 m enthielt im Schlämmrückstand viel runden und eckigen Quarzsand, ferner Glimmer, Pyrit und Schalenreste von *Cytherea*, *Potamides* sp., *Hydrobia dubuissoni* (Bouillard), Ostracoden, ein Käferrest und ? Gehörknöchelchen eines Fisches.

Eine weitere Probe aus 18,5 m ergab im Schlämmrückstand in der Hauptsache feinen weissen eckigen Quarzsand, ferner Glimmer, Pyrit und vererzte unbestimmbare Pflanzenreste.

Die Probe aus 28 m führte als Schlämmrückstand: Feinen eckigen und runden Quarzsand, Glimmer, Pyrit, wenig Gyps, Ostracoden und kleine Foraminiferen: *Pulvinulina Kiliansi* Andr., *Globigerina bulloides* d'Orb und *Poly-morphina* cf. *lanceolata* Reuss, Foraminiferen, die sowohl in dem oberen Rupelton als auch in dem unteren Schleichsand auftreten.

Endlich wurden Proben aus 32 und 34 m Tiefe untersucht. Entsprechend den sehr feinen milden Mergeln ergab ihr Schlämmrückstand nur sehr wenig feinen Quarzglimmersand und Pyrit.

Obere Schleichsandmergel liegen unter Flugsand und Schottern und Sanden der Niederterrasse begraben in rund 75 m NN zwischen Frei-Weinheim und Ingelheim. Sie wurden durch die zahlreichen Brunnenbohrungen der Firma Böhlinger erschlossen. Teils waren die grünlichgrauen Mergel nur wenig Glimmer-Quarz-Sand führend, teils war ein reicher selbst etwas gröberer Quarzsand feststellbar.

Es fanden sich im Schlämmrückstand einer Bohrprobe von der Fasanerie östlich der Selz, nördlich Nieder-Ingelheim: reichlich Quarz-Glimmer-Sand, ferner Pyrit, etwas Gips und Magneteisen, an Tierresten, ein kleiner Fischwirbel, Ostracoden, insbesondere *Cytheridea muelleri* (Münster), Reste von *Ostrea cf. cyathula*, ferner *Pulvinulina nonioninoides* Andr., *Globigerina bulloides* Orbigny, *Polymorphina cf. lanceolata* Reuss.

Eine Bohrprobe aus 11 m Tiefe bei km 18 an der Strasse nach Frei-Weinheim enthielt sehr zahlreich Ostracoden (*Cytheridea muelleri* [Münster], *Cytheridea parallela* [Lienenklaus] *Loxoconcha tenuimargo* Reuss) ferner Foraminiferen: *Polymorphina lanceolata* Reuss (häufig), *Polymorphina sororia* Reuss, *Polymorphina gibba* d'Orb, *Quinqueloculina seminulum* Linné, *Pulvinulina nonioninoides* Andr. (häufig), *Pulvinulina petrolei* Andr., *Discorbina cf. globularis* d'Orb. Reste von Zweischalern: *Perna*, *Cytherea*, *Nucula*, endlich noch wenige Fischrestchen.

Eine weitere Bohrprobe aus etwa dem gleichen Horizont führte nur schwarz gefärbte Ostracoden, in der Hauptsache *Cytheridea muelleri* (Münster) in grosser Zahl.

Die „Dreiteilung des Schleichsandes“ nach der Fossilführung, wie sie aus den Arbeiten von GROOSS (A. GROOSS 1867) und BOETTGER (BOETTGER 1873—74) hervorgeht und wie sie bis zu einem gewissen Grad auch auf Blatt Kreuznach-Wöllstein von WAGNER (W. WAGNER 1926 S. 43) durchgeführt werden konnte, lässt sich auf Blatt Ober-Ingelheim ebensowenig anwenden, wie auf Blatt Bingen (W. WAGNER 1930 S. 50). Die Gründe hierfür sind verschiedener Art. Zunächst kommen die tieferen Schichten der Ablagerung in der vorwiegend mergeligen Entwicklung ausser in Bohrungen nicht zutage und die glimmersandige Ausbildung im südlichen Blattgebiet bringt infolge der landnäheren Entstehung Abweichungen. Dann aber zeigt sich, dass das ganze westliche Mainzer Becken als Sedimentationsraum betrachtet, offenbar örtlich wechselnde Tiefenlagen in einem Seichtmeer aufweist, sodass örtlich eine Anreicherung oder Verarmung der Tierwelt sich einstellt. Oder es tritt der Fall ein, dass Abtrennungen in dem Seichtmeer an einem Ort einer marinen Fauna mit stärkerem brackischem Einschlag Gelegenheit zur Entfaltung gab, wie z. B. den Papillatenschichten von Hackenheim bei Kreuznach, während an anderer Stelle die günstigen Lebensbedingungen für das Fortbestehen der Pernabänke anhielt bis zum endgültigen Eintreten des brackischen Cyrenenmergelmeeres, wie z. B. am Geiersberg und Hahnberg zwischen Stackeden und Jugenheim. Endlich wurde schon S. 10 darauf hingewiesen, dass am Schluss der Schleichsandszeit Bodenbewegungen bereits eine Abschnürung von Beckenteilen zustande brachten, die schnell aussüssten, wie z. B. am Hieberg und Spielberg bei Elsheim, wo sich Süswasserbildungen in die Pernaschicht einschieben, während solche Süswasserbildungen sich bei Hackenheim bei Kreuznach erst über den Papillatenschichten einstellen, die noch von Pernaschichten unterlagert werden.

Will man für die untersten Schleichsande eine Bezeichnung nach dem Fossilinhalt geben, so ist angebracht, für den westlichen Teil von Rheinhessen diese Mergel *Cythereenmergel* zu nennen, obwohl diese Muscheln insbesondere *Cytherea (Meretrix) incrassata* auch im mittleren und oberen Teil des Schleichsandes

recht häufig sein kann. Aber auf den Blättern Wöllstein-Kreuznach und Bingen ist sie das einzige Fossil, was einigermaßen häufig in diesen unteren mergeligen Partien des Schleichsandes auftritt. Diese Cythereenmergel entsprächen demnach stratigraphisch in der Hauptsache den fossilreichen „oberen Meeressanden“ von Elsheim und Stackeden in ihrer vorwiegend glimmersandigen Entwicklung. Wo die Gliederung des Schleichsandes nach dem Fossilinhalt einigermaßen im Mainzer Becken möglich ist, folgen von unten nach oben die Cythereenmergel, (bei GROOSS Cyprinen Schichten, bei BOETTGER eigentliche Schleichsande) die Chenopusschichten, die Pernabank und die Papillatenschichten.

Die Papillatenschichten konnte ich aber weder auf Blatt Bingen noch auf Blatt Ober-Ingelheim feststellen, nur auf Blatt Wöllstein-Kreuznach treten sie, als solche die oberste Lage des Schleichsandes bildend bei Hackenheim und nördlich von Gumbshausen auf. Auf Blatt Ober-Ingelheim werden die obersten Schleichsandlagen durch die Pernabank, die bisweilen grosse Exemplare von *Balanus stellaris* führt, gebildet. Dass in unserem Gebiet wie auf Blatt Wöllstein und Bingen unter der Pernabank die Chenopusschichten auftreten, beweisen die Aufschlüsse bei Elsheim.

Die Chenopusschichten wie die Pernabank werden aus mehr oder weniger sandigen und glimmerhaltigen, kalkreichen grauen Mergeln gebildet. Unter ihnen folgt in der Umgebung von Elsheim, Stackeden die grosse Masse der unteren Schleichsande in Form mächtiger, glimmerreicher und kalkhaltiger Feinsande (Elsheimer Meeressande).

Zwei gute Aufschlüsse in diesen Sanden, die schon GROOSS beschrieben hat, liegen links der Selz. Der eine an der Haltestelle Elsheim am Mühlrech, der andere an der Schwalbenruh südlich Stackeden, dazu kommt noch ein guter Aufschluss im Dorfe Stackeden selbst.

Eine Beschreibung dieser Vorkommen soll unter Anlehnung an die Angaben von GROOSS (A. GROOSS 1867 S. 14f.) und BOETTGER (O. BOETTGER 1873—74 S. 59—62) erfolgen:

An der Haltestelle Elsheim.

- 6,0 m. Feine gelbe und gelbgraue Sande mit zahlreichen Glimmerblättchen und mit beträchtlichem Kalkgehalt. Ab und zu ist eine Lage etwas toniger oder eine andere hebt sich infolge eines Brauneisengehaltes als brauner Streifen aus der Masse heraus. Dünne Schalenreste von *Corbulomya Nysti* und *Cytherea (Meretrix) incrassata* sind nicht eben häufig. Ebenso sind Pflanzenreste, auf einige Lagen beschränkt, selten. K. STOLZ fand ein Stück mit *Cinnamomum* und ? *Ficus*.

Die Schichten fallen mit 12—15° nach Nordwesten. Überdeckt werden die Sande von diluvial umgeschwemmten fossilführenden Mergeln des Schleichsandes und der Cyrenenmergel, denen kalkiges Tertiär und Bohnerze beigemischt sind. Überlagert wird diese Bildung von Löss.

An der Schwalbenruh südlich von Stackeden.

- 7—8 m. Die gleichen Sande wie an der Haltestelle bei Elsheim, doch sind ihnen bis kopfgrosse sandig tonige Brauneisengeoden nicht selten eingeschaltet. Die Sande fallen im östlichen Teil des Aufschlusses mit 15—20° nach Norden. Hier konnten auch 2 kleine Störungen in Form zweier nach

Süden mit 50° einfallenden Verwerfungen festgestellt werden. Die Sprunghöhen betragen 50 und 80 cm.

Aus diesen Sandgruben beschreiben GROSS (A. GROSS 1867 S. 14) und BOETTGER (O. BOETTGER 1873—74 S. 60) eine Reihe von Fossilien mit dünnen zerbrechlichen Schalen.

Corbulomya nitida Sdg. unter allen am häufigsten nach BOETTGER *Corbulomya nistya*.

Cytherea (Meretrix) subarata.

Pectunculus obovatus Lam (*Axinea obovata* Lam).

Ostrea sp. BOETTGER erwähnt eine *Ostrea cyathula*, übersät mit *Vermetus imbricatus* Sdg.

Nematura pupa Nyst.

Cerithium lamarcki Brong.

„ *plicatum* var. *papillatum* Sdg.

Odontostomia subula Sdg.

Bulla sp.

Cardium scobinula Mer.

Sphenia sp.

Helix 2 sp.

Planorbis sp.

Foraminiferen. Von denen sagt BOETTGER, dass sie sehr selten sind und er nur *Miliola* (*Quinqueloculina*) habe feststellen können.

In den tiefsten Lagen sollen nach Aussage der Einwohner auch Lamna-zähne vorkommen.

Aus diesem Aufschluss an der Schwalbenruh stammen auch die meisten von TH. H. GEYLER (TH. H. GEYLER 1874 S. 105f) beschriebenen Pflanzenreste. Die Pflanzen fanden sich insbesondere in zwei Lagen angereichert. Sie sind sehr leicht zerstörbar und heben sich durch bräunliche Färbung von dem mehr grauen Glimmersand ab. Es fanden sich:

<i>Cinnamomum scheuchzeri</i> Heer.	} häufig
„ <i>polymorphum</i> Heer.	
„ <i>lanceolatum</i> Heer.	

Castanea atavia Unger

Quercus drymeja Unger

Carpinus grandis Unger.

Alnus kefersteini Goepf.

Ficus lanceolata Heer.

Myrica lignitum Unger.

„ *acuminata* Unger.

Echitonium sophiae Weber, häufig

Apocynophyllum lanceolatum Weber

Arundo goepperti Herr.

Die Pflanzenreste (Zimmtbaum und Feige) sprechen für eine üppige Vegetation in warmem Klima, mit einer mittleren Jahrestemperatur von etwa 18°C, in nicht allzugrosser Entfernung vom Meer.

Der dritte Glimmersandaufschluss liegt im Ort Stackeden selbst. Hier stehen 4 m Feinsand im Wechsel mit feinstsandigen Mergeln an. Die Schichten fallen hier mit 12° nach Südosten.

Geht man den Fusspfad von der Schwalbenruh nach Süden zum Schild, so treten die reinen Glimmersande noch bis zur Kurve 135 m NN mit schwachem nördlichen Einfallen auf.

Etwa in 140 m NN treten in etwas tonigen Sanden häufig *Cytherea (Meretrix) incrassata*, *Pectunculus (Axinea) obovatus*, *Buccinum (Comminella) cassidaria* und als Seltenheit *Chenopus tridactylus* auf, offenbar die Chenopusschichten. Endlich liegen am gleichen Weg etwa in 150–160 m NN in schwach sandigen grauen Mergeln Reste von *Perna Sandbergeri*, *Ostrea cyathula* und *Pectunculus (Axinea) obovatus*. Erst in 175 m NN wurde durch das Erscheinen von *Tympanotomus margaritaceus Brocchi* und *Cyrena semistriata* das Ende der Schleichsande im Profil angezeigt. Die scheinbare grosse Mächtigkeit der unteren Schleichsande, der Glimmersande von mindestens 35–40 m und der Chenopus- und Pernaschichten von etwa gleicher Stärke, also des gesamten Schleichsandes von rund 75 m beruht sehr wahrscheinlich südlich von Stackeden auf dem bis 15° starken nördlichen Einfallen der Schichten und auf Verwerfungen, wie sie in den Sandgruben an der Schwalbenruh deutlich nachgewiesen werden können.

Durchgehend fossilführend tritt die *Perna-Ostreaschicht* südöstlich von Stackeden am Neue Berg, Regenbogen und Wurmberg zwischen 165 und 180 m NN auf. Während in den obersten Lagen der Pernaschichten am Neue Berg (180 m NN) Foraminiferen und Ostracoden zu fehlen scheinen, zeigen die fossilreichen Lagen aus 165 m NN am Regenbogen zahlreiche Ostracoden und Foraminiferen.

Es wurden ermittelt:

Cypris sp.

Cytheridea muelleri häufig

Limnocythere zinndorfi Liekl.

Polymorphina lanceolata Reuss.

„ *sororia* Reuss

Pulvinulina nonioninoides Andr.

„ *kiliani* Andr.

„ *cf. petrolei* Andr.

Discorbina sp.

an Zweischalern: *Perna maxillata soldani* Desh.

Pectunculus (Axinea) obovatus

Ostrea cyathula

Cytherea incrassata

„ *splendita*

Corbula cf. subarata Jugendformen

Corbulomya sp. „

an Gastropoden: *Potamides* sp.

Pseudamnicola helicella Sdbg.?

ferner *Balanus stellaris* und Fischrestchen (Schuppen und 1 Wirbel).

Besonders fossilreich sind die Schleichsande am Spiegelberg (Spielberg bei GROSS) rechts der Selz.

Zuunterst wird der Hang von reinen Glimmersanden gebildet, die bis etwa 20 m über die Talsohle ansteigen und an denen am Sandhübel ebenfalls ein schwaches nördliches Einfallen festgestellt werden konnte. Darüber liegen stark sandige Mergel, in denen *Pectunculus (Axinea) obovatus* und grosse Exemplare von *Ostrea callifera* auffallen, da GROOSS (A. GROOSS 1867, S. 15) in diesem Horizont *Chenopus tridactylus* nachwies, so sind die Schichten etwa zwischen Kurve 125 m und 140 m als mittlere Schleichsande oder Chenopusschichten zu bezeichnen. Die über ihnen lagernden Schichten sind viel stärker mergelig und nur von dünnen glimmersandigen Lagen durchbrochen. Eine solche, die wenig östlich Punkt 151,37 NN liegt, kann als typische Pernabank angesprochen werden. Die Gesamtmächtigkeit der Schleichsandschichten beträgt am Spiegelberg rund 50 m. An der oberen Grenze stellte GROOSS (GROOSS 1867, S. 15) zwischen Pernaschichten gelegentlich schwärzliche Tone mit verkohlten vegetabilischen Substanzen und unbestimmbaren Schalenrümern, die wahrscheinlich Süßwasserschnecken angehören, fest.

Interessant ist endlich die Fauna vom Hang westlich Steil in 150 m NN südwestlich Elsheim. Hier folgt unmittelbar auf fossilreichen marinen Schleichsand fossilführender brackischer Cyrenenmergel. Dieser oberste Schleichsand enthält:

Pectunculus (Axinea) obovatus
Perna maxillata soldani
Cytherea incrassata
Sphenia papyracea
Corbulomya crassa
Ostrea cyathula
Nucula sp.
Chenopus tridactylus
Arithium (Potamides) lamarcki
 " " *galeotti*

im Schlämmrückstand:

Ostracoden

und an Foraminiferen:

Quinqueloculina cf. seminulum L. und
Pulvinulina kihani Andr.

2. Oberoligocän.

a) Brackischer Cyrenenmergel 00¹.

Unter der Bezeichnung „Cyrenenmergel“ ist auf Blatt Ober-Ingelheim wie auf den Blättern Wöllstein-Kreuznach und Bingen-Rüdesheim nur die Brackwasserbildung mit *Cyrena convexa Brong.* und *Cyrena semistriata Desh.* zu verstehen. Ich schliesse mich in dieser Hinsicht der alten Auffassung von WEINKAUFF (H. C. WEINKAUFF 1865 S. 171 f.) an.

Die kalkreichen und zum Teil tonigen Mergel sind grüngrau oder graugelb und meist nur wenig feinsandig. Doch wechselt der Sandgehalt örtlich oft beträchtlich. Die Mergel sind infolge des geringeren Tongehaltes weniger zäh und

wasserdurchlässiger als die Rupeltone. Der Fossilreichtum der Mergel erlaubt in den meisten Fällen ein leichtes Erkennen dieses Horizontes im Gelände. Nur selten setzt die Fossilführung ganz aus.

Die Mächtigkeit der fossilführenden Schicht übersteigt nur selten 15 m. Fossilreiche und arme Lagen wechseln miteinander. Lokal schalten sich in dem obersten Teil Süßwasserschichten ein. Zwei derartige Vorkommen, deren es sicher nach den Angaben von GROOSS (GROOSS S. 527—28), noch mehr gibt, sind mir auf Blatt Ober-Ingelheim bekannt geworden. Das eine, das schon 1858 durch R. LUDWIG (R. LUDWIG 1858 S. 143) Erwähnung findet, liegt an der Bahnstrecke Ingelheim-Gau-Algesheim, 500 m vom Bahnhof Ingelheim. Hier liegen unter Niederterrassenschottern der Selz und Schottern der Talwegterrasse des Rheins fossilführende brackische Cyrenenmergel, die ihrerseits von einer bis 0,80 m starken, von sandigen Tonstreifen durchzogenen Braunkohlenschicht unterlagert werden. Diese ruht wiederum auf brackischen Cyrenenmergeln, bildet also eine Einschaltung von Süßwasserbildungen mit *Planorbis cornu Brongniard* und *Lymnaea fabula Brongniard*. GROOSS (A. GROOSS 1862 S. 109) berichtet wie folgt: „Schwache Kohlenflötze, die an einigen Stellen einen Fuss und etwas darüber mächtig wurden, kamen nur in den oberen Teufen vor, nur bei Heidesheim kam man erst in bedeutender Tiefe auf eine Kohlenschicht.“

Von einer nicht näher bezeichneten Stelle bei Nieder-Ingelheim gibt GROOSS (A. GROOSS 1867 S. 27) an, dass 10—12 Fuss (2,5—3 m) Kohle erbohrt worden seien, während nahe dabei keine Kohle gefunden wurde. Er führt dies wohl mit Recht auf Störungen zurück, mit denen in dieser Gegend zu rechnen ist.

Die Kohlen lassen selten noch etwas von einer Pflanzenstruktur erkennen, sie sind sehr dicht und haben glänzenden Bruch. Auf den Schichtflächen finden sich häufig gut ausgebildete kleine Gypskryställchen. „Am Ende der Cyrenenmergelzeit bestanden in dem nördlichen Teile des Gebietes (bis nach Hochheim) Sümpfe, in denen Pflanzen wuchsen, in denen Sumpfschnecken in Menge lebten, dann floss aber wieder einige Zeit das Brackwasser mit seinen Tieren in Absätzen über dieselben hinweg.“ „Es sind wohl Bodenschwankungen anzunehmen“ (A. GROOSS 1913, S. 23).

Die anderen mir bekannten kohlenführenden Süßwasserbildungen innerhalb des brackischen Cyrenenmergels liegen am Abhang des Hieberges östlich von Elsheim. Das eine kam beim Roden in der Gewann Im Kolben zutage, das andere liegt in der alten fälschlich als Kiesgrube bezeichneten Lettengrube. Jetzt ist der Aufschluss ziemlich zerfallen. Eine besonders gute Beschreibung desselben gibt GROOSS (Erl. zur Sektion Mainz, S. 23—24).

„Profil der Lettengrube des Zieglers Hetzel nördlich vom Spielberg bei Elsheim von oben zu unten.“

- 1) 2 bis 3 Fuss hellgrauer, etwas sandiger Letten mit *Cyrena semistriata*, oft geschlossen (etwa 60 cm).
- 2) 2 Fuss grauer Letten ohne Versteinerungen (etwa 50 cm).
- 3) 1,5 Fuss (0,375 m) Petrefaktenschicht mit *Cerith. plicatum var. Galeotti*, (*Potamides plicatus galeottii Nyst*); *Cerith. Lamarcki* Desh. (*Potamides lamarcki Brong.*) mehrere Varietäten. *Cerith. emargaritaceum var. calcaram Brocchi* selten. (*Tympanotomus margaritaceus Brocchi*). *Odontostomia*

subula Sandb. *Nematura pupa* Nyst. *Buccinum cassidaria* (*Cominella cassidaria* Bronn); *Murex conspicuus* Sand.: *Litorinella acuta* höchst selten. *Litorinella helicella* A. Br. *Planorbis solidus* Thomae (*Plan.*, *cornu* Brong.). *Cyrena semistriata* Desh., gross, aber weit seltener als in der folgenden Schicht; *Cytherea* (*Meretrix*) *incrassata* in mehreren Varietäten. *Sphenia papyracea* Sdbg.

Cardium scobinula Merian; *Psammobia* sp. *Serpula*, kleine Tierknochen, Früchte und Samen: Die Schicht besteht fast nur aus diesen Schalen und Trümmern derselben mit wenig Sand und Ton. Nach unten wird sie rostgelb und es stellen sich viele Trümmer von Süsswasserschnecken, von Lymnäen und Planorben ein, die ausser *Planorbis solidus* (*cornu*) nicht mit Gewissheit bestimmbar sind. Sie vermengen sich teilweise mit den Brackwasserpetrefakten dieser Schicht.

- 4) 1,5 Fuss (0,40 m) steifer grauer Letten mit *Psammobia* sp. meist geschlossen, aber der sehr dünnen Schale wegen fast immer zerdrückt.
- 5) 1,2 Fuss (0,30 m) Petrefaktenschicht wie 3, mit denselben Versteinerungen, nur ist hier *Cyrena semistriata* viel häufiger und zugleich kleiner; *Cerithium* (*Potamides*) *plicatum* weniger häufig, als in der oberen Schicht. Ausserdem fand sich in ihr noch: *Syndosmya* sp. *Lymnaeus acutilabris* Sdbg. *Natica Nysti*, *Avicola stampinensis* Desh, *Balanus*, andere Art als in der Pernaschicht.
- 6) 2 Fuss (0,50 m) grauer, versteinerungsloser Letten,
- 7) 0,5 — 0,8 Fuss (0,12 — 0,20 m) Schicht mulmige Kohle.
- 8) 3 Fuss (0,75 m) grauer Letten ohne Petrefakten.
- 9) 0,3 Fuss (0,075 m) Kohlenschicht, wie 7.
- 10) 1 Fuss (0,25 m) Süsswasserschicht mit unzähligen Trümmern von Planorben und Lymnäen, unter denen *Planorbis solidus* (*cornu*) sehr häufig. Viele sind gewiss schon in Trümmern an die Stelle gekommen, andere wurden erst auf dem Lager zerdrückt.
- 11) 3 Fuss (0,75 m) Schleichsand, oben schwärzlich und rostgelb, unten gelbgrau ohne Petrefakten.
- 12) 4 Fuss (1,00 m) grauer zäher Letten mit *Psammobia* sp., die darin geschlossen nach allen Richtungen liegt. Ausser ihr sehr selten: *Chenopus tridactylus*, *Nucula piligera* Sdbg. *Cardium scobinula* Mer.
- 13) 0,2 Fuss (0,05 m) Schleichsand mit sehr vielen zerdrückten *Psammobien*.
- 14) grauer Letten von unbekannter Tiefe.

Dieses Profil vom Hieberg (bei Grooss Hippberg genannt) gibt uns Auskunft über die tiefsten Lagen des brackischen Cyrenenmergels. In diesem Übergangshorizont finden sich im nordwestlichen Teil des Spiegelberges (bei Grooss Spielberg genannt) Reste von Unionen. Eine *Unio* wurde auch in dem Braunkohle führenden Cyrenenmergel bei Nieder-Ingelheim von K. Stolz gefunden. Die zahlreichen Fossilien des brackischen Cyrenenmergels kommen nicht immer zusammen vor.

Es beruht dies insbesondere darauf, dass diese Zeit eine Zeit häufiger Bodenschwankungen war, die bald dem Meere erlaubten, seinen Einfluss geltend zu machen, was sich im kräftigeren Einschlag der marinen Formen (*Buccinum*, *Cytherea*) zeigt, bald zur Bildung von Süsswasserseen führte.

Während z. B. östlich von **Elsheim** an der Grenze von marinem Schleichsand zum brackischen Cyrenenmergel sich Süßwasserbildungen einschalten, fehlen diese völlig am Geiersberg, Hahnberg und dem Hang nördlich dieser Stelle südwestlich von Elsheim gelegen. Hier lagern unmittelbar auf die ausgesprochenen Perna und Cythereen reiche Schleichsande, Lagen, die überaus reich an Cyrenen sind. Allerdings kann man häufig beobachten, dass da, wo Cythereen innerhalb des brackischen Cyrenenmergels auftreten, diese Muschel dicker und kleiner ist als in den Schleichsanden und den jüngeren Cerithienschichten.

Tympanotomus margaritaceus erscheint in den tiefen Lagen des Cyrenenmergels selten zu sein, häuft sich aber in den oberen Horizonten mitunter recht beträchtlich an. Die zahlreichen Fundstellen im Cyrenenmergel sind in der Karte durch Fossilzeichen kenntlich gemacht worden, als besonders günstige Fundstellen gebe ich folgende an: Der Abhang des Hieberges östlich Elsheim, der Dotterberg und Geiersberg westlich und südwestlich von Elsheim. Ferner Im Klopp an der Strasse von Gau-Algesheim nach Appenheim. Im Schlämmrückstand einer Mergelprobe fanden sich neben den üblichen Schnecken und Zweischalern *Hydrobia dubuissoni* Bouillet, *Stenothyra lubricella* Sdg., sehr viele verschiedene *Cytherideen* und 1 *Quinqueloculina* sp.

Der Schlämmrückstand ist ferner sehr reich an kleinen wohl ausgebildeten Gypskrystallen.

Endlich auf sekundärer Lagerstätte in der Dünensandgrube an der Bahn zwischen Gau-Algesheim und Ingelheim, wo die Fossilien besonders gut, ja z. T. noch mit ursprünglicher Färbung in grosser Menge gesammelt werden können.

Auffallend verschieden ausgebildet sind die Gehäuse von *Tympanotomus margaritaceus*, sodass man einige Exemplare als besondere Varietäten bezeichnen möchte. Neben der *var. marginatum*, die sich durch stachelige Knoten auf dem obersten Hauptkiel eines Umgangs auszeichnet, tritt eine Form auf, die weniger kegelförmig, sondern viel schlanker gebaut ist und bei der die Umgänge durch Nähte getrennt sind, die mehr als doppelt so tief sind, wie bei der gewöhnlichen Form. Häufig sind auch Exemplare mit Schalendefekten, die wieder ausgeheilt sind. O. SCHMIDTGEN (W. WAGNER und O. SCHMIDTGEN 1928), der solche Formen von Gau-Algesheim untersucht hat, glaubt, dass zur Zeit des damaligen Brackwassers ein orkanartiger Sturm wütete, der das Wasser bis zum Boden aufwühlte und die dort liegenden und festsitzenden Schnecken von ihrer Unterlage losriss und mit empornahm. „Bei den meisten Verletzungen hat man den Eindruck, als ob die langen Gehäuse geknickt worden und dann wieder schief durch Neubildung der inneren Schalenschicht zusammengewachsen wären.“

Auf sehr bewegtes Wasser deutet auch der dicke Rand des Mundsaumes hin, der öfters bei dem Weiterwachsen als Verstärkungsleiste erhalten geblieben ist, sodass Exemplare gefunden werden, bei denen 4 starke aus alten Mundrändern hervorgegangene Querleisten auftreten. Ähnliche verheilte mechanische Verletzungen wie bei *Tympanotomus margaritaceus* finden sich ferner bei *Potamides plicatus galeottii* Nyst und *Potamides lamarcki*, so z. B. Im Klopp am Südausgang von Gau-Algesheim und am Nellchen SO Elsheim.

Da die eben besprochenen Erscheinungen sowohl am West- und Nordrand des Rheinischen Plateaus als auch bei Weinheim (Alzey) beobachtet werden konnten, so liegt der Schluss nahe, dass im ganzen rheinhessischen Gebiet während der Cyrenenmergelzeit eine Brackwasserbildung, stellenweise unterbrochen von Aussüngen, in einem seichten See herrschte, in dem die starken Winde Gelegenheit hatten, den mit Schnecken reich bevölkerten Untergrund aufzuwühlen. Das massenhafte Auftreten der Fossilreste ist wahrscheinlich auf ein Massensterben zurückzuführen, wie ein solches bei den damals vorhandenen Schwankungen im Salzgehalt des Wassers zu erwarten war.

Die Oberkante des brackischen Cyrenenmergels findet sich infolge der gestörten Lagerungsverhältnisse, die im Blattgebiet herrschen, in recht verschiedener Höhenlage und ist aus dem gleichen Grund der Cyrenenmergel in grösserem Zusammenhang nur im südlichen Teile des Blattes zu finden.

Die folgenden Zahlen sollen die, durch Störungen hervorgerufene Verschiedenheit in der Höhenlage der Oberkante des Cyrenenmergels zum Ausdruck bringen. Von Süden nach Norden:

In der Bein bei Essenheim 190 m NN.

Östlich, südlich und südwestlich von Elsheim 170 m NN.

Südlich von Bubenheim 150 m NN.

Bei Schwabenheim 140 m NN.

Im Südausgang von Gau-Algesheim 115 m NN.

Südwestlich vom Bahnhof Ingelheim 90 m NN.

Östlich von Nieder-Ingelheim in der Gewann Silz müssen ehemals Aufschlüsse in dem brackischen Cyrenenmergel wie in den darüber liegenden Süsswasserschichten gelegen haben. So berichtet GROOSS (A. GROOSS 1867 S. 28). „Östlich von Nieder-Ingelheim gehen Lettengruben 10—15 Fuss (2,5—3,75 m) tief in den Cyrenenmergel hinab. Man sieht in den blaugrauen Tonen nur hie und da Spuren von Kohle und die glimmerartigen Reste einer *Unio*, bemerkt aber zugleich ein starkes Auf- und Absteigen der Schichten. Eine Folge dessen scheint zu sein, dass an einer Stelle der Cyrenenmergel fast zu Tage geht, während man in 30 Schritten Entfernung noch nicht auf ihn trifft, wenn man 25 Fuss (6,25 m) im Cerithienkalk hinabgeht.“

b) Süsswasserschichten 00¹.

Schon WHINKAUFF hatte 1865 (S. 208) die weite Verbreitung einer Süsswasserschicht über dem brackischen Cyrenenmergel im ganzen westlichen Rheinhessen festgestellt und sie als besondere Stufe im Tertiär beschrieben, und vor WEINKAUFF hat schon GROOSS auf die grosse Ausdehnung der Süsswasserschichten hingewiesen.

Das regelmässige Erscheinen dieser Süsswasserschicht zwischen brackischem Cyrenenmergel und den Cerithien bezw. Corbicularschichten (Schichten mit *Hydrobia inflata*) am Abhang und in den Tälern des Rheinischen Plateaus, wie sie die Kartierung im ganzen nordwestlichen Rheinhessen erwiesen hat, erlaubt die Auszeichnung der Süsswasserschicht auf der Karte durchzuführen. Es herrschen in dieser Stufe tonige und kalkreiche Mergel von grauer und

schmutzig graugrüner Farbe. Dazu treten kreideweise z. B. in den Hohlwegen südwestlich Ober-Ingelheim und tiefschwarze Mergel z. B. auf dem Friedhofe von Gau-Algesheim oder in den frischgerodeten Weinbergen südwestlich Bubenheim.

Meist sind die Mergel fossilreicher bis fossilarm, beim Ausschlämmen finden sich wenige Charafrüchtchen und stark zertrümmerte Schalenreste von *Lymnea*. Reicher an Süßwasserconchylien sind gewöhnlich nur die dunkelgrüngrauen Mergel, doch sind die zarten, meist braunrot gefärbten Schalenreste gewöhnlich zerstört, sodass nur in frischen Aufschlüssen sich die Fossilführung der Mergel nachweisen lässt, wie z. B. gelegentlich der Herrichtung von Gräbern auf dem Friedhof von Gau-Algesheim. Schon nach einem halben Jahr ist selbst bei einem fossilreichen Aufschluss kaum noch ein Schalenstückchen erhalten.

Infolge des Auftretens der Süßwasserzone im Talgehänge des Welzbaches und der Selz unmittelbar unter mehr oder weniger kalkigen Tertiärschichten, die eine oft recht beträchtliche Schuttbildung auf den tonigen Mergelböden hervorbringen, treten diese auch petrographisch nur wenig in die Erscheinung.

Die feinen, gelbgrauen kalkigen Glimmersande und Glimmersandsteine innerhalb der Zone, wie sie als ganz lokale Bildungen von geringer Ausdehnung und Mächtigkeit auf Blatt Bingen nachgewiesen wurden, fanden sich auf Blatt Ober-Ingelheim nur im obersten Teil der Zone und hier mit langsamem Übergang in die sandigen untersten Lagen der Cerithienschichten. Wo diese aber nicht zur Ausbildung kamen, also westlich des Selztales, konnten Sandbildungen innerhalb der Süßwasserzone nicht nachgewiesen werden, womit aber nicht gesagt sein soll, dass sie hier völlig fehlen, es kann dieser Umstand sehr wohl in dem Mangel an guten Aufschlüssen begründet sein.

Die vorwiegend tonige Natur der Süßwasserzone und ihre Wasserundurchlässigkeit spricht sich auch in den Gewannamen aus, so z. B. „Hundslette“ südlich Bubenheim und „Sauererde“ westlich Gross-Winternheim.

Nach den Berichten von GROOSS und BOETTGER (1873—74 S. 87) müssen früher gute Aufschlüsse in den Weinbergen am Ausgang von Schwabenheim nach Elsheim gewesen sein. Von hier gibt BOETTGER folgende Fossilien an: *Lymnaea fabula* Brongn., sehr schön erhalten und nicht selten ganz vollständig. *Planorbis cordatus* Sdbg. (*Gyraulus cordatus*) (Sdbg.) *Ancylus* (= *Acroloxus*) *decussatus* Rss. Eine weitere Fundstelle für Fossilien aus dieser Zone bietet bei Rodungen der Hieberg östlich Elsheim, wo sich neben *Lymnaea fabula*, *Planorbis cornu* Brong. häufig findet.

Zwischen die, die Hauptmasse der Ablagerung bildenden Mergel schieben sich Mergelkalkbänke ein. Sie sind gelblichweiss und graugelb, teils mürb porös und kreidig, teils fest, dann mehr oder weniger deutlich porös und deutlich geschichtet. Mitunter sind undeutliche Pflanzenrestchen schichtweise angehäuft und Röhren, die wahrscheinlich auf Algen zurückzuführen sind, durchziehen das Gestein. Die Mächtigkeit der Kalkbänke schwankt zwischen 10 und 50 cm. Sie lassen sich nie im Zusammenhang über eine grössere Entfernung hin verfolgen. Sie sind meist reich an Süßwassermollusken:

Lymnaea fabula Brongniart

Planorbis cornu Brongniart

Gyraulus cordatus Sandb.

Strophostoma cf. tricarinatum M. Braun.

Dazu treten Charafrüchtchen. Nie fanden sich andere als Süßwasserfossilien

Fundstellen für fossilführende Süßwasserkalke sind: Ost- und Nordabhang des Bleichkopfes westlich Elsheim, der Hieberg östlich Elsheim und Gans nördlich Stadecken. Auf ähnliche Süßwasserbildungen in heute völlig unter Flugsand und abgeschwemmtem Flugsand gelegenen Gebieten bei Nieder-Ingelheim weisen von K. Stolz gesammelte Gesteinsproben hin. Es sind tuffige, lichtgraue, kreidige Mergelkalke bis Kalkmergel mit zahlreichen Schalenresten: *Planorbis cornu*, *Lymnaea fabula*, *Gyraulus cordatus*. Im Schlämmrückstand Charafrüchtchen Cyprisschälchen, viele Fischreste und röhrenförmige Gebilde, die an Phryganeengehäuse erinnern.

An der oberen Grenze der Süßwasserzone stellt sich auf Blatt Ober-Ingelheim, wie auch auf dem gesamten Blatt Wöllstein, und auf Blatt Bingen bis zum Selztal, weniger deutlich östlich des Selztales z. B. südlich von Heidesheim am Geisberg eine Lage ein, die aus groben Quarzsanden und Milchquarzschootern besteht (Milchquarzschooter) 00'α. Sie lässt sich in vielen Fällen auf weitere Strecken, immer den gleichen Horizont einnehmend, verfolgen, sodass eine Kartierung des auffallenden Gebildes zwischen Mergeln und Kalken vorgenommen werden kann. Es handelt sich um eine Milchquarzanhäufung, deren Gerölle meist wenig gerundet und von Erbsengröße sind. Die grössten Gerölle sind haselnussdick. Neben Milchquarz tritt vereinzelt ein gelblicher und rötlicher Gangquarz als Gerölle auf. Verbunden mit diesen Milchquarzschootern sind gelbliche und weisse scharfe Quarzsande, die bei frischen Rodungen in diesem Horizont zwischen den Mergellagen besonders auffallend in die Erscheinung treten. Sehr bemerkenswert ist, dass an einzelnen Stellen die Gerölle mit Mergel verbacken auftreten. Der Schlämmrückstand enthält neben meist splitterigem durchscheinendem Quarzsand vereinzelt auch kleine Bergkrystalle mit wohlerhaltenen Flächen.

Es handelt sich offenbar bei diesen Milchquarzschootern um den Absatz von Flüssen in einem Süßwassersee, wobei auffällt, dass das Material nur Milchquarz ist, der dabei keine starke Abrollung aufweist, also keinen allzuweiten Transport durchgemacht haben kann. Berücksichtigt man diese eigenartige Gesteinsauslese im Zusammenhang mit der geringen Abrollung, so ist das Herkunftsgebiet der Kiesgerölle in einem Gestein zu suchen, in dem der Milchquarz bereits auf sekundärer Lagerstätte auftritt und in dem sonst keine festeren, einem Flusstransport widerstehenden, Bestandteile vorhanden sind. Da die Milchquarzschooter und Konglomerate sich immer in nahezu gleicher Höhenlage bei grosser räumlicher Verbreitung einstellen — es finden sich solche z. B. noch bei Alzey am Bahnhof — so können sie nicht als Flussbildungen an sich angesehen werden, sondern als Absatz von Flüssen in dem grossen Süßwassersee. Die Mächtigkeit ist infolgedessen eine ziemlich schwankende. Stärker als 5 m werden sie in dem bisher kartierten Gebiet nie, doch ist anzunehmen, dass die Mächtigkeit stellenweise bis fast auf Null herabsinkt.

Bis zum Selztal also auf den Blättern Wöllstein-Kreuznach und Bingen beginnt meist unmittelbar über den Milchquarzlagen der Corbiculakalk (Schichten mit *Hydrobia inflata*), an einigen Stellen jedoch konnten noch über ihm einige Meter umgearbeitete Süßwassermergel festgestellt werden. Östlich der Selz werden sie von mehr oder weniger starken, sandig kalkigen Lagen der Cerithienschichten überlagert.

Bemerken möchte ich hier noch, dass bereits GROSS 1866 (A. GROSS 1866, S. 127) auf die Milchquarzkiesel aufmerksam machte, von denen er sagt: „Bei Dromersheim und Ockenheim sind die Cerithienkalke teilweise durch Lagen von weissen, wenig abgerundeten Kieseln vertreten. Sie gehen rasch in echten Cerithienkalk über.“

Ich glaube nicht, dass man diese Milchquarzsotter und Konglomerate als eine Art Transgressionskonglomerat der Cerithienschichten ansehen kann, denn sie selbst enthalten noch z. B. am Sprendlinger Horn Süßwassermollusken. Sie gehören meiner Ansicht nach an den Schluss der Aussüßungsphase der oligocänen Wasserbedeckung im westlichen Mainzer Becken. Sehr wahrscheinlich kam es westlich der Selz nach dem Absatz der Milchquarzsotter zu einer Trockenlegung. Östlich der Selz aber brach bald nach dem Absatz der Milchquarzsotter das Cerithienmeer herein. Auf diese Verhältnisse soll weiter unten eingegangen werden. Ich glaube, dass man die Milchquarzsotter mit den unteren Lagen der Vallengardar Schotter zeitgleich setzen kann.

Gute Aufschlüsse in den Milchquarzsottern sind auf Blatt Ober-Ingelheim selten. Es seien folgende genannt: am Kreuzweg südöstlich Friedhof Gau-Algesheim, unterhalb der Michelkaut SO Gau-Algesheim und in dem Steinbruch Schafstrift OSO Heidesheim.

3. Untermiocän.

a) Cerithienschichten miu.

Mit der Süßwasserzone schliesst die sandige, mergelige und tonige Abteilung des Tertiärs im Mainzer Becken. Im Innern desselben setzt mit der Transgression des Meeres der Cerithienschichten über eine Landoberfläche die vorwiegend kalkig mergelige Abteilung ein, die in unserem Gebiet stellenweise einen stark sandigen Einschlag in den basalen Lagen erhält. Diese unterste Stufe der kalkigen Abteilung fehlt im westlichen Teil des Beckens, also etwa westlich der Linie Wörrstadt, Jugenheim, Elsheim, Nieder-Ingelheim. In diesem Gebiet lagern die Corbículaschichten unmittelbar auf der Süßwasserzone. In unserem Blattgebiet westlich der Selz, ebenso wie auf den Blättern Bingen und Wöllstein, wo die Corbículaschichten eine vorwiegend mergelige Entwicklung aufweisen, wäre ihre Abtrennung eine recht schwierige von der tonig mergeligen fossilarmen Süßwasserzone, wenn nicht die Milchquarzsotter ein trennendes Band von guter Erkennbarkeit legen würden.

Am Hang des östlichen Selzufers zwischen Elsheim und Nieder-Ingelheim fehlen leider Aufschlüsse, die uns unterrichten könnten, wie die Auflagerung der Corbiculakalke, die hier kalkig entwickelt sind, sich gestaltet. Aber in dem Gebiet östlich von Elsheim und in der Umgebung von Heidesheim, wo die Ce-

rithienschichten in grösserer Mächtigkeit sich einstellen, bekommen wir auch einen Einblick in die Grenzlagen der Süsswasserzone und der darauf folgenden Cerithienschichten.

Schon GROSS (A. GROSS 1867, 525), dieser ausgezeichnete Beobachter, hat die Eigenart dieser Übergangsglieder bis zu einem gewissen Grad erkannt. So sagt er: „Geht man vom Spielberg (Spiegelberg) da aufwärts, wo die Südwestkante des Hippberges (Hieberges) als Terrasse auf dem Spielberg aufsitzt, so trifft man auf erdige mit organischer Materie durchdrungene Schichten, die allmählich in Sandmergel und endlich in eine Art blassrötlichen mürben Sandstein übergehen. Die unteren Schichten sind ganz erfüllt mit Planorben und Limnäten und seltener Helices“. „Auf den Sandstein, der selten eine Versteinerung hat, folgt der Cerithienkalk.“ Es treten also hier zwischen den eigentlichen Süsswassermergeln und den Cerithienkalken Kalksandsteine auf. Es sind graue bräunlich und braunrötlich gebänderte Kalksandsteine, die durch ihren Gehalt an Foraminiferen, *Cornuspira* und *Quinqueloculina* sp. ? ihren marinen Ursprung verraten und damit ihre Stellung bereits bei den Cerithienschichten erhalten müssen. Das gleiche gilt für stark sandige Kreidekalke, die in 185—190 m NN östlich Bockstein nördlich der Strasse Elsheim-Essenheim vorkommen. Im Allgemeinen verstehe ich unter Cerithienschichten nur solche Bildungen, die durch ihre Fossilführung einen echt marinen Einfluss erkennen lassen. Also Schichten mit Pinna, Perna, Meretrix (Cytherea), Modiola, Corbulomya, denen Brackwasserformen beigemischt, oder, in Bänken angereichert, zwischengeschaltet sein können. Alle diese Bildungen gehören der Litoralzone oder dem seichten Nerithicum an, sind also Seichtwasserbildungen.

Aber weitaus günstiger für das Studium der unteren Grenzschichten der Cerithienschichten ist das Gebiet um Heidesheim. Zumeist südlich von Heidesheim vom „G“ von „Geisberg“ bis zum „E“ von „Eichenklauer“ also bis zum Nordende der alten Militärstrasse gewähren z. T. Aufschlüsse einen guten Einblick in den Schichtenaufbau. Wenn schon der Abhang vom Geisberg bis zur Bahn bei Heidesheim (100 m NN) ebenfalls aus Cerithienschichten aufgebaut ist, der allerdings nur gelegentlich unter einer beträchtlichen Flugsandhülle zutage tritt, so liegen infolge von zahlreichen Staffelbrüchen die tiefsten Schichten der Cerithienschichten am Geisberg erst in 160 m NN. Hier liegen klotzige Bänke eines Konglomerats, das aus eckigen bis runden Milchquarzgeröllen besteht, die durch einen oolithähnlichen Kalk mit einander verbunden sind. Die Gerölle werden vereinzelt bis haselnussgross. Die selten über 0,5 mm grossen ooidähnliche Gebilde enthalten zumeist einen Kern aus eckigem durchscheinenden Quarz, der von Kalk schalig umrindet ist. Löst man das oolithartige Gebilde in Salzsäure, so bleibt ein feiner Quarzsand zurück, der etwa 45% des Materials ausmacht. Die Übrerrindung mit Kalk erstreckt sich auch auf andere Gebilde, so auf fein verästelte Algen, Hydrobien, und vermutlich bilden in einigen Fällen auch Foraminiferen den Kern des ooidähnlichen Körpers. Die runden, seltener walzenförmigen Körnchen zeigen auf ihrer Oberfläche vielfach krystallinen Kalk, der auch als Bindemittel zwischen den einzelnen Körnern sich einstellt. Rein kalkige Ooide sind im allgemeinen

selten. Hin und wieder finden sich in dem Gestein Schalentrümmern von *Perna* und *Pinna*.

Die Bildung gehört also zweifellos zu den marinen Gesteinen der Cerithienkalkstufe, hervorgegangen durch Aufarbeitung der Sande und Milchquarzsotter, die sich am Schluss der Süswasserzone, am Ende des Oligocäns als fluviatile Gebilde absetzten.

Verfolgt man das Profil aufwärts, so stellen sich in 170 bis 180 m NN, durch Weinbergrodung erschlossen, ähnliche oolithartige Sandkalken ein, in denen die Milchquarzgerölle seltener vorkommen, die aber reicher an Zweischalern sind. Zugleich tritt *Corbulomya sphenioides* Sdbg. auf, zugleich mit einer Muschel, die im Sternkern nicht von *Corbicula faujasi* Brongn. getrennt werden kann. Geht man von dieser Stelle aus etwa 100 m nach Westen, so kommen in gleicher Höhenlage wieder die gleichen Sandkalken zutage, die neben Steinkernen von *Corbulomya sphenioides* auch solche von *Hydrobia obtusa* Sdbg., Cerithien und einer *Modiolaria* sp. aufweisen.

Endlich kommen Gesteine vor, bei denen die ooidähnlichen Gebilde eine derartige Auflösung erfahren haben, dass durch Hohlräume getrennt, concentrisch angeordnete Rippen den schaligen Ooidbau erkennen lassen, was leicht zur Verwechslung mit Foraminiferen führen kann. In diesem, zum grossen Teil aus Schalentrümmern bestehenden Gestein finden sich an Gastropoden: *Hydrobia obtusa* Sdbg., *Hydrobia elongata* Fauj., *Tympanotomus submargaritaceus* Sdbg., *Potamides cf. arcuatus*, *Ecphora cancellata* Thom., *Potamides cf. multinodosus* Sdbg. Dazu ein im Süswasser heimischer *Viviparus*, an Zweischalern: *Mytilus socialis* Sdbg., *Pinna* sp. *Corbulomya sphenioides* Sbg. und ? *Corbicula faujasi* Brongn.

Endlich stellen sich auch Lagen ein, die weniger sandig sind, vorwiegend aus reinen Kalkooiden bestehen und *Potamides plicatus* var. *pustulatus* Sdbg. führen und solche mit *Potamides plicatus* var. *multinodosus* Sdbg., *Theodoxis squamulifera* Sdbg., *Mytilus socialis*, *Perna* sp. und ? *Lithodomus*.

Geht man den nordsüdlich gerichteten Fusspfad hinauf, der zum Ende der Militärstrasse nach „E“ von Eichenklauer führt, so trifft man zunächst auf bis 0,80 m breite Kalkklüfte, die von strahligem Kalkspat erfüllt sind und mit einem stark zerrütteten sandigen Kalkstein in Verbindung auftreten. In 185—190 m finden sich wieder Milchquarzgerölle zusammen mit Pernaschalentücken in einem stark sandigen oolithähnlichen Kalk zu einer Breccie vereint. Die stark zerrütteten Kalke sprechen für eine Störungszone in dieser Höhenlage. Über die darüber folgenden Schichten liefern kleine Gruben Aufschluss, die zwischen 195 und 200 m NN nördlich an das Ende der alten Militärstrasse anschliessen (wenig nördlich E von Eichenklauer). Hier treten Gesteinsbänke auf, die alle einen Sandgehalt aufweisen, der allerdings sehr stark schwankt, wodurch petrographisch sehr unterschiedliche Gesteine vorliegen. Sie sind auch sehr charakteristisch in ihrem Fossilinhalt geschieden. So kommen, hin und wieder ein Milchquarzgeröll führende, feine weisse Kalksandsteine vor, die fast nur *Corbulomya sphenioides* und einen Zweischaler enthalten, der vielleicht als eine Jugendform von *Cytherea (Meretrix) incrassata* gedeutet werden kann. Eine andere Bank, die vorwiegend kalkig ist, ist fast ausschliesslich von *Theo-*

doxis squamulifera Sdbg. angefüllt. Endlich treten Oolithkalke auf, die reich an Cerithien sind. (*Potamides lamarcki*, *Potamides plicatus multinodosus* Sdbg., *Potamides cf. pustulatus* Sdbg., *Tympanotomus submargaritaceus* Sdbg.) In diesem Gestein finden sich ferner Nester von eingeschwemmten Landschnecken (*Klikia osculum*). Darüber folgen dann nochmals sandige und oolithische Kalke, die stark zermürbt sind. Sie finden sich auch in den westlich anschliessenden alten Steinbrüchen, wo Kalksande mit Milchquarzgeröllen nicht selten sind. Alle Schichten zwischen 160 m NN und 205 m NN sind mehr oder weniger sandig und infolge des Auftretens von einzelnen marinen Formen zum Cerithienkalk zu stellen, aber die Zermürbungen und Zerklüftungen in einzelnen Lagen deuten darauf hin, dass Ostnordost gerichtete Abbrüche eine Wiederholung der Schichten veranlassen, die auch die scheinbare Mächtigkeit derselben von 45 bis 50 m hervorbringen.

Ebenfalls Aufschluss über die Grenze der Süsswasserschichten zu den Cerithienschichten brachten Aufschlüsse in dem Hohlberg östlich Krätzenborn südlich von Heidesheim. Für dieses Dorf wurde hier 1929 eine neue Wasserversorgungsanlage hergestellt. Ein Graben erschloss bei dem Wasserbehälter (Sommerau) unter sandigem Löss, der z. T. verlehmt ist und unter Schutt miocäner Kalke tonige grüngraue Süsswassermergel in ~ 130 m NN. Der weiter nach Osten geführte Rohrgraben ergab dann über den tonigen Süsswassermergeln in etwa 133—135 m NN 2 m sehr feine schwachglimmer- und kalkhaltige Quarzsande mit vereinzelt Milchquarzgeröllen von weissgrauer Färbung der Sande. Sie sind reich an kleinen Gastropoden (*Pupa*, *Vallonia*). Während die Fossilführung auf diluviale Entstehung hinweist, spricht die Gesteinsausbildung für eine tertiäre.

In dem nun in dem Hohlweg nach Süden umbiegenden Graben liegt über ähnlichen, aber fossilfreien Sanden schwach glimmerführender, mürber, weisser Kalksandstein mit vereinzelt Ostracoden und Foraminiferen (*Quinqueloculina* ?) und zahlreichen grösseren Schalenstücken von *Pinna*. Es wird von einem mehr krystallinen, weissen sandigen Kalk überlagert, der reich an Cerithien ist. *Tympanotomus submargaritaceus* Sdbg., *Potamides plicatus intermedius*, *Potamides plicatus multinodosus* Sdbg. und *Hydrobia obtusa* Sdbg. ist. Dazu treten stark krystalline weisse Kalke mit *Potamides plicatus enodosus* Sdbg. und *Pinnaschalenstückchen*.

In 145—150 m NN liegen endlich etwas sandige krystalline Kalke, die bereits *Corbicula faujasi* enthalten, endlich treten in 150 m NN Kalke mit *Hydrobia inflata* auf, sodass von dieser Lage an die Schichten mit *Hydrobia inflata* = *Corbiculaschichten* zu rechnen wären und die Mächtigkeit der Cerithienschichten hier 15 m nicht übersteigen dürften.

Am nahegelegenen Klingelborn bei Heidesheim befinden sich die untersten Cerithienschichten in 125—130 m NN in Form von sandigen Kalken und Kalksandsteinen mit Milchquarzgeröllen. Sie enthalten umrindete Hydrobien *Quinqueloculina* ? Pinnaschalenstückchen. Von besonderem Interesse ist, dass zwischen den Geröllen ein Stückchen gagaähnliche Braunkohle liegt, dass offenbar in diese Basalschichten der Cerithienschichten durch Aufarbeitung von kohleführendem Cyrenenmergel gelangt ist.

Typische Cerithienschichten treten ferner westlich von Heidesheim am Weilerberg und Hammelgrund auf, wo sich bis 0,40 m starke Bänke einstellen, die nur aus *Perna*- und *Pinnaschalen*stücken bestehen. In anderen Bänken herrschen *Hydrobia dubuisoni* Bouillet und *Hydrobia obtusa*, wiederum andere sind reicher an *Mytilus socialis*, ferner treten auch oolithähnliche Kalke auf, bei denen ich glaube erkennen zu können, dass Foraminiferen oft den Kern der Körner bilden. Weiter verraten lose Blöcke das Vorhandensein von kalk-übereindeten feinverästelten Algenkalken und endlich treten auch Gesteine auf, die Steinkerne von *Corbicula faujasi* enthalten. Insbesondere finden sich solche Sandkalke in der Gewann Schlauderäcker zwischen Heidesheim und Nieder-Ingelheim. Sie kommen aber auch südöstlich von Heidesheim beim St. Br. Steinacker in 170 m NN vor. Neben *Corbicula faujasi* enthalten diese Bänke *Theodoxis hassiaca* Wenz, *Potamides plicatus* und Foraminiferen, zugleich liegen hier aber sandkalkige Bänke vorwiegend aus Cerithien (*Potamides plicatus intermedius*, *Tympanotonus submargaritaceus*) *Corbulomya clongata* Sdbg. *Modiola brauni*, *Perna*- und *Pinnaschalen*stückchen, *Ostracoden* und *Foraminiferen*, die also unzweifelhaft echte Cerithienschichten erweisen. Auch Grooss (A. Grooss 1867, S. 38) gibt in seinem Profil VIII von Wackernheim bei Heidesheim, westlicher Bergabhang, einen Wechsel, von marinen Pernabänken mit solchen an, die *Corbicula faujasi* enthalten. Endlich sei noch erwähnt, dass in dem von Lepsius (R. Lepsius 1883, S. 105 f.) beschriebenen Profil des Steinbruchs Lothari in Weisenau bei Mainz über 15,5 m Cerithienschichten unmittelbar eine Bank mit *Corbicula faujasi* sich einstellt.

Das Auftreten von Sandkalken mit *Corbicula faujasi* in geringer vertikaler Entfernung von Bänken, die durch *Perna*, *Pinna*, *Carbulomya*, *Corbula* ihre Zugehörigkeit zu den Cerithienschichten beweisen, ist in dem Gebiet von Heidesheim schwer eindeutig zu erklären. Der Aufschluss anlässlich der Wasserschliessung am Kratzborn südlich Heidesheim zeigte eine Mächtigkeit der Cerithienschichten zu höchstens 15 m und zugleich, dass sich unmittelbar über echten Cerithienschichten Bänke mit *Corbicula faujasi* einstellen, denen auch bald *Hydrobia inflata* führende Kalke folgen. Auf dem ganzen Hang von der Bahn am Weilerberg bis zur Wilhelmshöhe SO Heidesheim, also von rund 100 m NN bis 205 m NN tritt immer wieder sandkalkiger Cerithienkalk und selten ebenso entwickelter *Corbiculakalk* zwischen den Flugsanden zutage.

Hierfür gibt es m. E. zwei Erklärungsmöglichkeiten. Es ist nicht ausgeschlossen, dass geringe Bodenschwankungen in dem Seichtmeer bald die Entwicklung einer mehr marinen, bald einer mehr brackischen Tierwelt begünstigten, sodass sich normalerweise *Corbiculabänke* den echt marinen Cerithienschichten zwischenschalten konnten. Aber auch dann bedarf es der Annahme von Verwerfungen, welche die gleichen Schichten in immer tiefer liegenden Schollen auftreten lassen.

Oder aber diese, etwa dem Rhein parallel gerichteten Brüche waren noch zahlreicher und wiederholten sich mindestens siebenmal, wobei dann angenommen wird, dass das jedesmalige Auftreten von *Corbicula* ausserhalb des Komplexes der Cerithienschichten liegt, jünger als dieser ist, sich ihm aber unmittelbar in petrographisch gleichem oder ähnlichem Gestein anschliesst.

Bei den Zinkelmansäckern nördlich der Strasse Elsheim-Essenheim und in der Umgebung dieses Dorfes ist der Cerithienkalk nicht sandig oder sandig-kalkig entwickelt, sondern fast rein kalkig.

Es fanden sich oolithische Foraminiferenkalke, Bänke mit *Cytherea* (*Meretrix*, *Pitaria*) *incrassata solida* Sdbg., *Littorina moguntina*, *Perna* sp. und Bänke, die fast nur aus *Perna*-Pinnaschalenstücken bestehen. Einzelne Lagen enthalten kleine Gerölle eines dunklen Kalkes (? Süsswasserkalk).

Die Mächtigkeit der Cerithienschichten in der Gegend von Essenheim erreicht etwa 20 m. Geht man dagegen an den Bleichkopf links der Selz südwestlich von Elsheim, so kann man feststellen, dass hier die *Perna* und Foraminiferen führenden Cerithienschichten kaum 2—3 m stark sind, denen sich unmittelbar *Corbicula faujasi* führende kreidige Kalke anschliessen. Der Sandgehalt, der hier ebenfalls kreidigen Pernaschicht, ist nur sehr gering.

Am Bleichkopf dürfte also etwa die westliche Grenze des Meeres liegen, das zu Beginn des Miocäns, von Süden kommend in das Mainzer Becken eindrang.

Den weiteren Verlauf der Küstenlinie haben wir dann am Osthang des Selztales oberhalb von Schwabenheim, Gross-Winternheim und Ober-Ingelheim zu suchen. Hier wird sie stets durch mächtige Bildungen der *Corbiculaschichten* einem Einblick entzogen. Erst die gelegentlichen Aufschlüsse zwischen Nieder-Ingelheim und Heidesheim zeigen uns, dass bis in diese Gegend das Meer in damaliger Zeit vorgedrungen ist. Durch Eintrag einer besonderen Linie ist dem ungefähren Verlauf der westlichen Küstenlinie des Cerithienkalkmeeres auf der geologischen Karte Rechnung getragen worden.

b) Corbiculakalke (Mergel und Kalke mit *Hydrobia inflata*) miu.

STEUER (A. STEUER 1909 S. 41—67) hat 1909 in seiner Arbeit: „Die Gliederung der oberen Schichten des Mainzer Beckens und über ihre Fauna“ hervorgehoben, dass die kalkige, mergelige Abteilung im Mainzer Becken (Cerithienschichten, Corbiculakalk, Hydrobienschichten) nach der Gesteinsentwicklung nicht in einzelne Schichten zerlegt werden kann. Wenn schon in den Cerithienschichten gewöhnlich ein stärkerer Sandgehalt sich geltend macht, so sind die Corbiculaschichten gelegentlich in unserem Gebiet auch nicht sandfrei, sodass der Sandgehalt nicht als stratigraphisches Moment gewertet werden darf. Es bleibt also zur Gliederung des Kalktertiärs nur die Fossilführung. Aber auch diese lässt sich aus folgenden Gründen nur in beschränktem Masse verwenden. Die Ablagerungen vollziehen sich unter langsamer Senkung in der Litoralzone eines seichten Meeres auf unebener Unterlage, sodass gleichzeitig sich örtlich verschiedene Tiergemeinschaften einstellen. Hierdurch treten durchgehende Fossilbänke zurück. Schon leichte Bodenbewegungen riefen in dem Seichtmeer eine stellenweise Trockenlegung hervor, wie Trockenrissplatten in den Steinbrüchen oberhalb Nieder-Ingelheim zeigen. Die nachfolgende Überflutung brachte wieder örtlich verschiedene Lebensbedingungen für bestimmte Tiergruppen, die bestimmte Gebiete meiden, um sich an anderen in umso grösserer Zahl anzusiedeln. Mehrfache Wiederholung solcher Bedingungen stellen sich ein. So kommt es, dass bei der langsamen Faunaänderung einige Formen bereits an einer Stelle erloschen sind, während sie unweit davon noch leben,

sich an die neuen Verhältnisse hin und wieder sogar anpassen und mit der neuen Tiergemeinschaft mischen. So entstehen breitere Übergangszonen, die eine scharfe Trennung im Gelände und entsprechende Eintragung in die Karte nicht erlauben.

Schon bei der Besprechung der Cerithienschichten sahen wir die Schwierigkeit der Abgrenzung nach oben. Ist es doch möglich, dass *Corbicula faujasi* als direkter Abkömmling von *Cyrena* gelegentlich sich schon innerhalb der Cerithienschichten einstellt.

Theoretisch liegt die Obergrenze derselben da, wo die letzten marinen Formen eintreten. Die Grenze wird örtlich nach dem oben gesagten um einige Meter schwanken können. Praktisch wird dieselbe bei der geologischen Kartierung infolge der nicht immer deutlichen Aufschlüsse natürlich eine noch unschärfere werden.

Der nächst höhere Schichtenkomplex ist der sogen. Corbiculakalk. Aber es hat sich nach Untersuchung von STEUER, BUCHER, WENZ und meinen eigenen ergeben, dass dieser Zweischaler manchen Orts nur auf die unteren Bänke beschränkt ist und anderen Orts auch noch weit hinauf auftritt, endlich sogar so gut wie ganz fehlen kann. *Corbicula faujasi* eignet sich also nur im beschränkten Masse zur Abgrenzung der Schichten, die unter dem sogen. Hydrobienkalk liegen. Eine Abgrenzung auf Grund des Verschwindens der Cerithien vorzunehmen, wie dies KINKELIN vorgeschlagen, hat sich als nicht zweckmässig erwiesen. Um aber doch zu einer praktischen Gliederung zu gelangen, wird von STEUER das als Corbiculakalk unscharf begrenzte mittlere Glied nach dem Auftreten von *Hydrobia inflata* neu begrenzt, und als Mergel und Kalke mit *Hydrobia inflata* bezeichnet. Diese Schnecke ist als Leitfossil anzusehen. Da sich in unserem Gebiet sowohl *Hydrobia inflata*, als auch *Corbicula faujasi* häufig in den fraglichen Schichten einstellen, so sind beide Namen beibehalten worden.

Die Ausbildung der Corbiculaschichten auf Blatt Ober-Ingelheim ist links der Selz eine andere wie rechts der Selz. Ein vorwiegend petrographischer Fazieswechsel setzt im Selztal ein. Westlich der Selz überwiegen die Mergel die Kalke an Menge, östlich des Baches die Kalke die Mergel.

Das Selztal hatte schon zu Beginn der Cerithienkalkbildung eine besondere Bedeutung, denn hier lag die Westgrenze des Meeres zu jener Zeit. Mit dem Auftreten von *Corbicula* überschreitet das Meer diese Linie und setzte in seichtem Wasser Schlicke ab, die in stetem Wechsel mit Kalken auftreten.

Wir befinden uns in der mergeligen Seichtwasserfazies der Corbiculaschichten. Aus den Schlickten gehen die Mergel hervor. Sie sind kalkreich, seltener tonig, die dann meist dünne Lagen zwischen Kalkbänken bilden. Die Farbe der Mergel und Tone ist stark wechselnd. So kommen oft weisse kreidige Mergel unmittelbar neben nahezu braunschwarze zu liegen, wobei die letzteren einen stärkeren Tongehalt aufweisen, als die weissen Mergel. Es ist dieser Farbenunterschied wahrscheinlich auf die verschiedenartige Auslaugemöglichkeit der Mergel zurückzuführen. Gelbe und gelbgraue, in frischem Zustand blaugraue Mergel sind die herrschenden, doch

fehlen auch nicht schmutzig olivgrüne und braunrotgefärbte. Im Schlämmrückstand eines graublauen an Cerithien- und Corbiculareichen Mergels verblieb ein geringer Quarzsandgehalt, ferner kleine Gypskristallrosetten und linsenförmige Gypskristalle, die bisweilen auch als mehrere Centimeter grosse Krystalle in den Mergeln gefunden werden.

An Fossilien treten auf:

Cypris sp.

Tympanotomus submargaritaceus Sdbg.

Potomides plicatus pustulatus Sdbg.

„ „ *enodosus* Sdbg.

Hydrobia obtusa Sdbg.

Hydrobia inflata.

Corbicula faujasi Brongn. (mehrere Varietäten).

Congeria brardi Fauj.

Quinqueloculina sp.

Diese Mergel werden von Kreidemergeln, Kreidekalken und Kalkbänken unterbrochen, die nirgends über 2 m stark werden.

Weniger häufig als auf Blatt Bingen sind in der Umgebung von Gau-Algesheim besonders auffallende Kalkbänke, deren Struktur auf den ersten Blick brecciös erscheint. Bei genauerer Betrachtung sieht man, dass es sich um dunkelbraune oder braunschwarze schalig gebaute Kalkstücke handelt, die gewissermassen in einem hellen Kalk, der sich fast völlig aus kleinen Schalen-trümmern, hauptsächlich von Hydrobien aufbaut, eingebettet liegen. Diese zonar gebauten Kalkstücke sind also als *Stromatolithe* zu bezeichnen. Sie sind teils nierenförmig, teils zopfig langgestreckt, verzweigt und tropfsteinähnlich und von Sprüngen durchsetzt. Alle Zwischenräume, jeder kleinste Riss ist von dem an Schalenbreccien reichen Kalk ausgefüllt, während die Sinterbildung selbst, wie zu erwarten, fossilfrei ist. Die Grösse der nierenförmigen Stromatolithe schwankt zwischen einem Millimeter und einigen Centimetern und es wurden zopfige Formen beobachtet, die bis 5 cm lang sind. Wie ein Aufschluss 1929 in dem Weisenauer Steinbruch zeigte, treten diese Stromatolithe stockförmig im Schichtenverband auf. Ihre Bildung dürfte vielleicht wie folgt zu erklären sein: Bei einer Trockenlegung von Teilen des Brackwassersees bildeten sich Klüfte und Sprünge in dem austrockneten und schnell erhärtetem Material. Diese fanden zunächst durch ausspülende Wässer eine Erweiterung. In diesem Raum fand bei einer neuen Wasserbedeckung — also an einer wenig bewegten Örtlichkeit, die Sinterkalkausscheidung unter gleichzeitiger Sedimentation des in den Raum eingespülten Schalendetritus statt, wobei die Sedimentation nicht ohne Einfluss auf das Wachstum der Stromatolithe war.

Die den tonigen und mergeligen Lagen zwischengeschalteten Kalkbänke sind sehr unterschiedlich in der Fossilführung. Verfolgt man in gerodeten Weinbergen eine bestimmte Bank, so kann man feststellen, dass ihre Fossilführung mehrfach unterbrochen wird, ohne dass die Gesteinsbeschaffenheit eine Änderung erleidet. Im Allgemeinen kann gesagt werden, dass die weissen Kreidekalke arm an Versteinerungen sind, die mehr zu grauen Steinmergeln neigenden Kalke führen im wesentlichen die gleichen obengenannten Conchylien. Mitunter

sind die Schalen von *Corbicula* lagenweise in den Kalkschlamm eingebettet, häufig aber treten Bänke auf, die bis 30 cm stark werden können und die nur aus den meist gut erhaltenen Schalen der *Corbicula* bestehen, die durcheinander liegen. Man kann diese Muschelanhäufung, bei der auch die geschlossene Doppelmuschel nicht fehlt, wohl als „Schillbildung“ ansprechen, wie man sie heute z. B. am Strand von Scheweningen beobachten kann. Diese weit verbreiteten *Corbicula*anhäufungen bilden meist keine allzuweit durchlaufenden Bänke, sie sind also typische Bildungen der Litoral-Region eines seichten Meeres mit flacher Küste. Die Cerithien sind in den tieferen Lagen häufiger als in den höheren.

Die oberen Schichten der *Corbicula*stufe zeichnen sich durch ein Auftreten von mehr dünnplattigen Kalkbänken mit rauher Schichtfläche aus, die besonders reich an *Hydrobia elongata* und *obtusa* sind und somit schon zu den höheren Hydrobienschichten überleiten; von denen sie mitunter nur durch das Auftreten von *Hydrobia inflata* unterschieden sind. Diese Ausbildung der *Corbicula*schichten, — unten Cerithien und *Corbicula* reichere Bänke, oben plattige Hydrobienkalk vorherrschend — liess sich besonders deutlich bei dem Strassenbau von Ober-Ingelheim nach dem Westerhaus erkennen. Endlich ist noch auf eine nicht seltene Beobachtung hinzuweisen, die ein Licht auf die Bildungsumstände der oberen mergeligen Seichtwasserfazies der *Corbicula*schichten wirft. Bei frischen Rodungen in den mergeligen Komplexen trifft man bisweilen auf Schalenrümmer von Süßwasserschnecken. So z. B. am Südostabhang des Bleichkopfes östlich von Engelstadt, an der Michelskaut südöstlich Gau-Algesheim in 200 bis 210 m NN. Über Cerithien und *Corbicula* führenden Mergeln folgt hier ein etwa 3 m starker Wechsel von fossilfreien Mergeln mit weissen unzusammenhängenden Kalkbänken, die ihrerseits von 4 m tonigen Mergeln bedeckt sind, in denen dunkelgrüngraue Lagen mit *Hydrobia elongata* und fast schwarze Schichten mit Süßwasserschneckenschalen auftreten. Besonderes Interesse verdienen graugrüne Mergellagen, die eine reiche Mischfauna aus Süßwasser- und Brackwasserbewohner aufweisen. Dann folgen nach oben Plattenkalk mit Hydrobien und Fischresten, die als Grenzkalk der unteren Hydrobienschichten angesprochen werden.

Das Profil am Thalberg-Honigberg NW Bubenheim gestaltet sich zwischen 200 und 210 m wie folgt:

- Heller Kalk, ganz angefüllt von Steinkernen und Abdrücken von Cerithien;
- Dichte gelbweisse Kalkbank,
- graue und gelbe Mergel,
- gelbweisser Kalk mit *Hydrobia inflata* und eingeschwemmte Landschnecken,
- 5 m vorwiegend tonige Mergel, die gelbgrau, schmutzig grün und schwarz sind und von denen die letzteren rotbraune Schalenrümmer von *Lymnaea* enthalten.

Neuere bessere Aufschlüsse liegen südlich von Ober-Hilbersheim bereits auf Blatt Wörrstadt an der neuen Strasse in der Dürkheimer Klauer. Unter pliocänen Schottern folgen graubraune und graue Mergel (0,5 m), dann eine 6 cm starke Lage dunkelgrün-schwarzer toniger Mergel, die ganz erfüllt ist von rot-

braun gefärbten Süßwasserschnecken (*Helix*, *Planorbis*, *Lymnaeus Hydrobia*), ferner von *Charafrüchtchen* und Fischresten. Darunter liegt ein, schmales Band schmutzig olivgrüner Mergel, dann 0,40 cm graugelbe Mergel und 7 cm schmutzig graue Mergel, die ebenfalls überaus reich an obengenannten Süßwasserschnecken sind. Nachdem gering mächtige weinrote Mergel und schwärzliche Mergel sich nach unten angeschlossen haben, treten graue Mergel mit *Cerithien* und *Corbicula* auf. Diese eben beschriebenen Süßwasserschichten gleichen völlig denen, wie sie sich in der tiefer liegenden Süßwasserzone der oberen Cyrenenmergel in der Hauptsache zusammensetzen.

Diese Aussüßungen liegen in dem oberen Teil der *Corbicula*-schichten. Ob sie nur lokal sind oder eine grössere einheitliche Verbreitung haben, kann aus Mangel an geeigneten Aufschlüssen nicht gesagt werden. Aus diesen Süßwasserfunden geht deutlich hervor, dass auch die tonig und kalkig mergelige Entwicklung der *Corbicula*-schichten eine brackische Seichtwasserbildung ist, wobei das Meer das Gebiet sogar zeitweise ganz verlassen hat und durch dauernden Zufluss von Süßwasser Süßwasserseen entstehen konnten.

Diese auf den Südwesten Rheinhessens beschränkte vorwiegend tonig mergelige, untergeordnet kalkige Ausbildung der *Corbicula*-schichten ist nicht mit der fast rein tonig mergeligen zu vergleichen, die sich im Gebiet des inneren Rheintalgrabens östlich der Linie Oppenheim-Mainz und auch im südlichen Rheinhessen westlich von Worms findet, also innerhalb der grossen in steter Senkung gebliebenen Gebiete.

Diese ist auch der Grund für die viel grössere Mächtigkeit der Schichten, die hier aus Tonmergeln bestehen, denen nur kleine dichte Kalk- und Kalkmergelbänkchen eingeschaltet sind, aus denen bisher keinerlei Süßwasserkonchylien bekannt geworden sind.

Der fast rein tonige Charakter der *Corbicula*- und *Hydrobia*-schichten im Rheintal und Teilen des südlichen Rheinhessen spricht für die Bildung in einem durch Senkung entstandenen tieferen Becken. In diesen Bildungen liegt die Beckenfazies vor, nicht aber in der kalkig mergeligen und tonig mergeligen Fazies des westlichen Rheinhessens westlich des unteren Selztales, deren Mächtigkeit auf Blatt Ober-Ingelheim rund 50 m beträgt.

Zwischen der kalkig mergeligen Seichtwasserfazies des westlichen Rheinhessens und der mächtigen tonig mergeligen Beckenfazies des Rheintalsenkungsfeldes liegt die vorwiegend kalkige Seichtwasserfazies Rheinhessens, zu der unser Gebiet östlich der Selz gerechnet werden muss.

Mit Sicherheit kann angenommen werden, dass die Trennung der *Corbicula*-schichten=Schichten mit *Hydrobia inflata* in eine kalkige Seichtwasserrandfazies und eine tonig mergelige Beckenfazies der Ausdruck ist für eine stärkere tektonische Bewegung, die während ihrer Bildungszeit an ihrer Berührungslinie erfolgt sind.

Unklar dagegen ist die Ursache des Fazieswechsels zwischen der fast rein kalkigen Ausbildung und der überwiegend mergeligen Ausbildung im Selztal, die beide der Litoralzone eines brackischen Meeres entstammen. Wie schon ge-

sagt, lag zur Entstehungszeit der Cerithienschichten hier etwa die Grenze zwischen Land und Meer. Eine allgemeine epirogenetische Senkung des Gebietes lässt mit der Bildung der Corbiculaschichten das Meer in das aus Tonmergeln der Cyrenenmergel und der Süswwasserschichten eingenommene Gebiet einziehen. Während die kalkige Fazies sich auf kalkiger und sandigkalkiger Unterlage vollzog und durch Einmischung von Landschnecken auf Süswwasserzuflüsse hinweist, die aber nicht zur Aussüssung hinreichten, hat der Süswwasserzufluss, der augenscheinlich aus einer vorwiegend mergeligen Landschaft kam, stellenweise eine völlige Aussüssung und damit auch eine entsprechend anderartige Tiergemeinschaft hervorgebracht.

Die mergelig-kalkige Region der Corbiculaschichten tritt in grösserem Zusammenhang am rechten Selztalhang zwischen Elsheim und Ober-Ingelheim und am Rheintalhang oberhalb Nieder-Ingelheim zutage. Auch begünstigen eine Reihe von in ihnen angelegten Steinbrüchen und tief eingeschnittene Wasserrisse (Pfaugrund bei Schwabenheim, Gross-Winternheimer Schlucht) einen Einblick in den Aufbau. Leider ist nirgends eine einwandfreie Stelle vorhanden, an der die Schichten den Süswwasserschichten oder ev. noch vorhandenen geringmächtigen Cerithienschichten im Selztal aufgelagert sind. Nur zwischen Wackernheim und Heidesheim lässt sich die Auflagerung der Schichten auf Cerithienschichten an einigen Stellen beobachten. Da zeigt sich denn, dass der Übergang petrographisch ganz langsam erfolgt und sich nach oben zunächst nur in einem Geringerwerden des Sandgehaltes der Schichten ausprägt. Die untersten Bänke bestehen aus schwach oolithsandigen und krystallinen Kalken mit *Corbicula faujasi* verschiedener Valetät, ferner treten wenig höher Cerithien führende Zuckerkalke auf und endlich auch noch schwach sandige Kalke mit *Hydrobia obtusa* und *inflata*, denen eingeschwemmte Landschnecken beigemischt sind. In dem Aufschluss zur Wassererschliessung am Kratzborn bei Heidesheim 1929 konnten auch Algensinterkalke festgestellt werden, die aus einem Haufwerk von dick umkrusteten Algenfäden bestanden. Auch etwas oberhalb des alten Steinbruches am Steinacker SO Heidesheim bilden sandige Corbiculalagen die tiefsten Lagen.

Zu diesen zähle ich auch die Gesteinsbänke im westlichen Neuberg zwischen Elsheim und Schwabenheim, die durch Steinbrüche erschlossen sind. Hier fallen in 180–190 m Oolith und Stromaolithkalke auf, die einen grossen *Mytilus* führen, der *Mytilus acutirostris* Sdbg. ähnelt, zugleich mit Bänkchen, die aus wirt durch-einanderliegenden Schalen von *Mytilus faujasi* bestehen (? Schillbildung).

Ein ähnlicher Kalk mit *Mytilus* kam bei einer Rodung in 150 m NN im Steinacker westlich Elsheim zutage, doch ist dieses sehr tief gelegene Kalkvorkommen vermutlich als abgerutschte Scholle aufzufassen. Zu bemerken wäre ferner, dass den meist gelblichweissen Ooiden, welche die Kalke aufbauen, tief-schwarze und zonar schwarz und weiss wechselnde Ooide eingestreut sind. Endlich finden sich hier sandige Oolithkalke mit *Tympanotomus submargaritaceus* und *Potamides plicatus* und solche, die Foraminiferen (*Miliolinen*?) enthalten. Nur der Umstand, dass bisher keine einwandfrei rein marine Formen gefunden, veranlasst mich, diese Lagen nicht zum Cerithienkalk zu stellen. Bereits in 190 m NN treten Corbiculabänke auf. Am östlichen Neuberg (Generalswingert)

zeigen kleinere Steinbrüche zwischen 195 und 200 m NN typisch entwickelte Corbiculakalke. Hier stellen sich geschlossene Kalkbänke von 0,8 m Stärke ein, von nur dünnen Mergellagen unterbrochen. Die fossilführenden Bänke haben gewöhnlich eine bestimmte ihnen eigene Tiergemeinschaft aufzuweisen. So finden sich Bänke, die fast ausschliesslich aus *Congeria* (*Dreissensia*) *brardi* Fauj. und *Cerithien*, andere sind mehr dichte bis feinkörnige Kalke, in denen teils lagenweise, teils unregelmässig *Corbicula faujasi* herrscht, endlich sieht man in dem oberen Teil Bänke, in denen *Hydrobia inflata* mit *Congeria brardi* in grosser Zahl sich einstellen. Derartige Bänke sind aber nicht an bestimmten Stellen dem Profil eingegliedert, sondern sie können sich in diesem wiederholen und sie setzen auch horizontal aus. Nur die obersten Kalke sind im allgemeinen reicher an Hydrobien. Hier wären auch noch Bänke zu erwähnen, die offenbar nicht weittransportierte Kalkgerölle enthalten, die ziemlich sicher ebenfalls als den Corbiculakalken entstammend angesprochen werden können. Bei Schwabenheim (6 Morgen) bestehen die tiefsten Lagen aus Oolithkalken, unter denen einige Bänke fast nur *Congeria brardi* Fauj., andere *Corbicula faujasi* und wiederum andere *Hydrobia inflata* führen. Steigt man den Hang hinauf (Steinbruch 4 Morgen), so trifft man hier weniger reine Corbiculabänke, sondern Oolithkalke, die neben *Corbicula* zugleich *Potamides plicatus pustulatus* enthalten und in anderen mischen sich noch *Hydrobia inflata* und *Hydrobia elongata* bei. Ähnliche Gesteine enthüllt der Steinbruch auf der gegenüberliegenden Seite des Pfauengrundes östlich vom Schlittweg 212 m NN. Hier herrschen besonders *Corbicula faujasi* reiche Bänke, von denen einige die Schalen, bisweilen noch geschlossen, in wirrem Durcheinander enthalten und bis 0,4 m starke Schilfbildungen darstellen, während andere Bänke die schüsselförmigen Muscheln so eingebettet führen, dass sie mit ihrer Wölbung nach dem Hangenden weisen, also nicht dem Spülsaum angehören, sondern der normalen Einbettung am Ufer anheimgefallen sind.

Steigt man den Burgweg östlich von Ober-Ingelheim zu den Steinbrüchen südlich Lange Horn hinauf, so stösst man ununterbrochen auf Kalke, die keine geschlossenen Bänke darstellen, sondern grossknuerig ausgebildet sind und durchweg *Hydrobia inflata* und *elongata* enthalten, oft so massenhaft, dass das Gestein nur aus Schalenresten besteht, dabei gibt es solche Gesteine, bei denen die einzelnen Conchylien nur locker mit einander verbunden sind, während andere in einem dichten Bindemittel völlig eingebettet liegen. Doch fehlen in diesem Gebiet auch nicht Bänke, die *Corbicula faujasi* enthalten. Ähnliche Verhältnisse zeigen die Aufschlüsse am Hesselweg (155–170 NN) SO Ober-Ingelheim. In den oberen Lagen bei dem Steinbruch stellen sich neben den massigen Kalkbänken, die 1 m Stärke erreichen können und in denen eingeschwemmte Landschnecken eine häufige Erscheinung sind, auch plattige Kalkbänke ein, die meist völlig von Hydrobien gebildet sind, unter denen *Hydrobia elongata* vorwiegt. Unter den Kalkplatten finden sich auch solche mit Trockenrissausfüllungen, die dann gewöhnlich einen Lettenbelag aufweisen.

Die massigen, an eingeschwemmten Landschnecken reichen Hydrobienbänke sind in allen Steinbrüchen, die um 190–205 m NN zwischen Schwabenheim und

Blatt Ober-Ingelheim

Ober-Ingelheim liegen, anzutreffen. Die häufigsten hier vorkommenden Landschnecken sind:

Poiretia (Palaeoglandina cf. gracilis) Ziet.

Zonites (Helix) verticilloides Thom.

Klikia (Helix) osculum Thom.

Cepaea (Helix) alloiodes Thom.

Cepaea (Helix) rugulosa Thom.

Geht man von den Steinbrüchen südlich Lange Horn (O. Ober-Ingelheim) die alte Ober-Ingelheimer Landstrasse nach der Wolfsgrube, so herrschen in diesem ganzen Gebiet, teils massige, teils plattige Hydrobienbänke, in denen *Hydrobia elongata* vorwiegt, *Hydrobia obtusa* und *inflata* aber hin und wieder auch noch auftritt. Es fehlt solchen aus tausenden und abertausenden von Hydrobienschälchen aufgebauten Bänken oft jedes andere Fossil. Ein gutes Profil dieser Hydrobienzone der oberen „Corbiculakalke“ bietet der untere Steinbruch in 190 m NN westlich Döllacker SO Ober-Ingelheim:

0,30—2,00 m Löss

unregelmässige Kalkoberfläche aus zerrüttetem etwas eisenschüssigem plattigem Kalk.

0,60 m dünnplattiger, oben zerrütteter und versinterter Kalk reich an *Hydrobia elongata*.

0,60 m massiger, Hydrobien reicher Kalk (*Hydrobia elongata* und *inflata*) mit wenigen eingeschwemmten Landschnecken.

Die oberste etwa 4—6 cm starke Lage dieser Bank wird durch einen gelbweissen, ziemlich dichten geröllreichen Kalk gebildet. Die meisten Gerölle sind unter 1 cm gross, wenig abgerollt und bestehen aus einem mürben, dem Gestein selbst ähnlichen Kalk, einige derselben sind hohl. Doch treten auch völlig glatte, gut gerundete Gerölle eines dunkelgrauen Quarzits auf, die offenbar mit den Landschnecken durch Bäche von dem Lande her in den Kalkschlamm der Litoralregion eingeschwemmt wurden.

0,50—0,60 m massiger, rauher, lichtgrauer hydrobienreicher und Landschnecken führender Kalk in geschlossener Bank.

0,20 m braune kalkfreie Tonlage.

0,50—0,60 m dieselben massigen Kalke, wie die Bank über dem Ton, aber sie spalten seitwärts in mehrere Bänke auf.

1,50 m licht bräunlichgelbe Plattenkalke, die fast nur aus Hydrobien aufgebaut sind, die einzelnen Bänke werden etwa 5 cm stark und zeigen an der Unter- wie Oberseite Korrosionserscheinungen, sodass die Hydrobienschalen herauspräpariert erscheinen.

Über das Corbiculakalkprofil, welches der tiefe Wasserriss östlich Gross-Winternheim enthüllt, gab schon Grooss im Profil XI der Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte Sektion Mainz 1867 S. 43 eine eingehende Beschreibung. Hier schieben sich in die tiefen Teile der Kalkserie auch noch bedeutendere Mergellagen ein, die aber im höheren Teil des Profils mehr und mehr zurücktreten und zwischen 195 m NN und 215 m NN einem ständigen Wechsel von Corbicula führenden Bänken und *Hydrobia inflata* führenden Bänken Platz machen.

Wie stark die Kalke die Mergel am östlichen Hang des Selztales in den Corbicularschichten überwiegen, zeigte der 1926 eingegangene Steinbruch südlich am Hesselweg in 185 m NN SO Ober-Ingelheim. Von oben nach unten:

6,00 m meist massiger Hydrobien führender Kalk mit Landschnecken, auf den Klüften und Ablösungsflächen der einzelnen Bänke kalkfreie Letten, anscheinend Lösungsrückstände aus den Zirkulationswässern.

2,50 m 4—5 Hydrobien und Landschnecken führende Kalkbänke.

0,30 m Plattiger bräunlicher Kalk, an Hydrobien reich mit rauen Ablösungsflächen.

etwa 0,40 m graugrüner Mergel, der ein Wasserstauer für die den klüftigen Kalk durchziehenden Wässer ist.

Nicht unerwähnt dürfen endlich die Aufschlüsse zwischen Ober-Ingelheim und Wackenheim bleiben. Zunächst der neue kleine Steinbruch an der „Neuen Trift“, wo unter 200 m NN neben Oolithkalken dichte bis feinkörnige gelbliche Kalke in 0,3 bis 0,4 m Bankstärke auftreten, die nur selten eine Hydrobie aufweisen. Die höheren Lagen nehmen die plattigen Hydrobien reichen Bänke mit korrodierten Ablösungsflächen ein. Die Spalten im Gestein zeigen teils eine Kalkspatauskleidung, teils sind sie von braunem Eisenocker und opalisierenden braunen Eisengelbildungen ausgefüllt.

Dann folgt der grösste Steinbruch der Gegend, der Bruch der ehemaligen Cementfabrik, den eine Ostnordost streichende Störung durchzieht, wodurch eine teilweise Schrägstellung der Schichten und Wiederholung derselben entstanden ist.

Die Steinbrüche enthüllen Corbicularschichten zwischen 185 und 215 m NN. In dem obersten Teil wurde folgendes Profil aufgenommen. Von oben nach unten:

0,50 m Lösslehm und aufgearbeiteter Kalkschutt.

0,40 m zu einem Kalkgrus zerfallene Hydrobien führende Kalke braungelb gestreift.

0,55 m graugrüne etwas geschieferte Mergel mit nestförmig eingeschalteten weissen Hydrobienkalksand, an der Basis Kalkkonkretionen.

0,04 m Hydrobien, reiche bräunliche Kalkplatte.

0,06 m gelbbrauner und weisslicher Kalkgrus mit Hydrobien, *Hydrobia elongata*, und Landschnecken.

0,27 m Hydrobien reicher Mergel.

0,15 m Mergel mit Kalkknollen.

0,50 m braunefleckter heller Kreidekalk mit *Hydrobia inflata*. Der Kalk zeigt starke senkrechte Zerklüftung, die eine Auflösung der Bank in Stäbchen hervorruft.

0,06 m Mergel mit *Hydrobia inflata*.

0,06 m senkrecht zerklüfteter heller Kalk mit Schalenentrümmern.

0,30 m mergeliger Kalkgrus, reich an *Hydrobia inflata* und mit faustgrossen nierenförmigen kroidigen Kalkknollen, im Innern von gelben Röhren durchädert.

1,05 m klotzige Kreidekalkbänke mit senkrechter Zerklüftung, *Hydrobia inflata*.

Die Schichten fallen mit 25° nach Norden.

Darunter folgen im selben Wechsel von Kalken, Kalksandem und Mergeln 6—7 m, die immer nur Hydrobien und eingeschwemmte Landschnecken enthalten. Erst unter etwa 9—10 m Hydrobien führenden Schichten kommt hier die oberste *Corbicula* führende Lage und darunter mächtigere Kalkbänke, in denen *Hydrobia inflata* und *Congeria brardi* zusammen vorkommen, einzelne Bänke sind reich an überrindeten Hydrobien (*Hydrobia obtusa* und *Hydrobia elongata*). Diese Folge von Kalkbänken, in der auch Lagen auftreten die reich an *Corbicula faujasi* sind, wird 2,50 bis 3 m mächtig und wird von einer etwas stärkeren Mergellage unterbrochen. Noch tiefer liegen Sinterkalke, solche, die vereinzelte Cerithien enthalten, und endlich Hydrobien führende Kalke, die schon GROSS wegen der nierenartigen, oft tiefschwarz gefärbten Knollen aufgefallen sind, die sich geröllartig in ihnen eingestreut finden. Es macht das Gestein den Eindruck, als ob Stücke von Algensinterkalken kurz nach ihrer Bildung in dem bewegten Uferwasser zur Neusedimentation Verwendung gefunden hätten. Der sich anschliessende tiefere Teil des Steinbruchs, der unterhalb der oben genannten Nordoststörung liegt, zeigt teilweise einen ähnlichen Aufbau der Schichten, wie der eben beschriebene höhere Teil, sodass ein Absinken des nördlichen Gebietes gegenüber dem südlichen stattgefunden hat. Aus diesem Steinbruch stammen mehrere von A. STEUER gesammelte Zähne vom *Tapirus*, von denen einer von KOENIGSWALD als D3 von *Tapirus intermedius Fühol* bestimmt wurde. Leider fehlt die Angabe, in welcher Lage in dem grossen Profil diese Zähne gefunden wurden.

Aus allen besseren Profilen konnte immer wieder eine Reihe von Tatsachen ermittelt werden, die bis zu einem gewissen Grad auch stratigraphisch verwendet werden können und im folgenden zusammengefasst werden sollen:

1. Die mergelig kalkige Fazies der sogn. „Corbiculaschichten“ in unserem Gebiet östlich der Selz haben eine ungefähre Mächtigkeit von 50 m.
2. Alle Bildungen sind solche des Seichtwassers und gehören der Litoralzone eines brackischen Meerbusens an.
3. Geringe Bodenschwankungen fanden während der Bildung statt, die sich im allgemeinen in einem langsam sich senkenden Gebiet vollzog.
4. Eine Folge von 2 und 3 ist:
 - a) Das Fehlen charakteristischer fossilführender Bänke, die eine grössere horizontale Verbreitung haben und ein fortwährender Wechsel der Gesteinsbeschaffenheit im Fortstreichen.
 - b) Die Wiederholung bestimmter Gesteinsbänke mit dem gleichen Fossilinhalt, unterbrochen durch solche mit einem anderen Fossilinhalt. Lebens- und Todesgemeinschaften wechseln mit der jeweiligen Entfernung vom Ufer und der jeweiligen Wassertiefe (?Temperatur), die zu einer bestimmten Zeit auf verhältnismässig kleinem Raum mannigfaltig gewesen sein können.

5. Die Cerithien nehmen von unten nach oben ab, sodass sie im oberen Teil nur als Seltenheit auftreten. Sie erlöschen in der kalkigen Fazies, wie dies schon STEUER bemerkt hat, früher als in der mergeligen Fazies.
6. *Corbicula faujasi* kommt von der untersten Bank bis in die mittleren Lagen häufig vor und sie fehlt, soweit mir bekannt, in den obersten 10 m völlig. In der kalkigmergeligen Fazies links der Selz kommt sie noch 7 m unter der Obergrenze vor.
7. *Congerina brardi* ist durchwegs vorhanden.
8. Hydrobien (*Hydrobia obtusa*, *Hydrobia inflata*, *Hydrobia elongata*) kommen durch die ganze Schichtenserie hindurch vor. *Hydrobia inflata* tritt seltener in Massen auf. *Hydrobia obtusa* wiegt im unteren, *Hydrobia elongata* im oberen Teil vor. Im oberen Teil werden die Hydrobien in grösserem Umfang gesteinsbildend.
9. Sandige oolithische Kalke sind auf die unteren Lagen beschränkt.
10. Die Oolith- und Stromatolithkalke verlieren sich nach unten und oben mehr und mehr.
11. Die plattigen Hydrobien reichen Kalke sind für die oberen Lagen charakteristisch und treten nur vereinzelt in den tieferen Partien auf.
12. In allen Lagen können Landschnecken eingeschwemmt auftreten, sie häufen sich aber in den tieferen Lagen der oberen Zone an.
13. Vom Land her eingeschwemmte Gerölle sind sehr selten. Flache Küste und flaches Küstenland kann angenommen werden.
14. Die starke Kalksedimentation wie auch Fauna und Flora sprechen für ein warmes Klima.
15. In den oberen Lagen der vorwiegend mergelig entwickelten „Corbiculaschichten“ finden sich Süßwassereinschaltungen. Sie leiten in dieser Hinsicht zu den darüber folgenden Hydrobienschichten über.

c) Hydrobienschichten miu₃.

Wie wir bei Betrachtung der sog. Corbiculaschichten bzw. Schichten mit *Hydrobia inflata* sahen, bilden die obersten Lagen dieser Stufe in der vorwiegend kalkigen Entwicklung in der Hauptsache Kalkbänke, die sich fast ausschliesslich aus Hydrobien aufbauen. In der vorwiegend mergeligen Entwicklung sehen wir ebenfalls ein Überwiegen der Hydrobien in den obersten Teilen, nur dass hier, wie die bisherigen Beobachtungen im Blattgebiet zeigten, noch bis etwa 7 m unter der Obergrenze Cerithien vorkommen und sich in den allerobersten 4 m auch noch Süßwasserbildungen einschieben können. So kommt unmittelbar unter den tiefsten Lagen (Plattenkalke) der Hydrobienschichten eine schmutzig dunkel graugrüne Mergellage vor, die besonders reich an Gastropoden, Ostracoden, Fischresten, Wirbeltierknochensplitter und Charafrüchtchen ist, und wobei die Fauna eine Mischung von Süßwasser- und Brackwasserformen darstellt.

Dass solche Mischfaunen in mergeligen Bildungen auch innerhalb der unteren Hydrobienschichten auftreten, zeigte die Untersuchung von Mergeln, die in 225 m NN beim Neubau der Reithalle nördlich vom Westerhäuser Hof

bei Ober-Ingelheim zutage traten. Sie sind hier mit dünnbankigen braunen Kalken vergesellschaftet, deren Schichtflächen mit zahlreichen Exemplaren von *Hydrobia elongata* bedeckt sind. Dieser Wechsel ist auch schon A. GROOSS (A. GROOSS 1867 S. 59) bei Hechtsheim aufgefallen, von wo er angibt, dass „feste Litorinellen Kalkschichten (Hydrobienkalk) zugleich auch Süßwasserschnecken haben, oder sie führen auf der einen z. B. oberen Seite Hydrobien, während auf der anderen auch die Sumpfschnecken sich einstellen. Die Schichten sind meist sehr dünn, die erdigen an einer Stelle in dem Grade, dass in der Dicke eines Fusses (25 cm) viermal Schichten mit Hydrobien mit solchen, die Sumpfschnecken führen, wechseln.“

Hydrobienschichten, als den Corbiculaschichten unmittelbar folgendes Glied des rheinhessischen Miocäns, treten auf Blatt Ober-Ingelheim nur auf dem Rücken zwischen Mühlbach oder Welzbachtal und Selztal, d. h. dem sog. Gau-Algesheimer Kopf und zwar nur in der kalkigen Entwicklung auf. Es bildet dieser Rücken zwischen Appenheim und Gau-Algesheim im Westen, Westerhäuser Hof und Ober-Ingelheim im Osten, eine teils vor, teils nach dem Unterpliocän gesunkene Scholle, in der die unteren Hydrobienschichten in grösserer Mächtigkeit und Ausdehnung, von der vorunterpliocänen völligen Abtragung verschont geblieben sind. Da die Hydrobienschichten noch am Nordwestrand des Rhein Hessischen Plateaus am Jakobsberg zwischen Drommersheim und Ockersheim vorkommen, kann man mit Bestimmtheit annehmen, dass das ganze Plateau nördlich des Alzey-Niersteiner Horstes Sedimentationsraum der Hydrobienschichten war.

Allgemein gilt heute als positives Kriterium für die unteren Hydrobienschichten das Eindringen von Süßwasserformen insbesondere das Vorkommen von *Melanopsis fritzei* Thom. Als negatives Kriterium, dass in ihnen keine Cerithien mehr vorkommen, Corbicula faujasi fehlt, und dass von den Hydrobien *Hydrobia inflata* als erloschen bezeichnet werden kann.

Bei der Seltenheit, mit der *Hydrobia inflata* mitunter in den obersten an Hydrobien reichen Kalken der sog. „Corbiculakalke“ auftritt, ist es praktisch oft nicht möglich eine scharfe Grenze zu ziehen. Es ist anzunehmen, dass zur gleichen Zeit an einer Stelle noch *Hydrobia inflata* in wenigen Exemplaren ihr Dasein fristet, während sie andern Orts bereits ausgestorben ist.

Es hat sich auf den Blättern Bingen und Ober-Ingelheim gezeigt, dass hier in der fraglichen Grenzregion meist ein charakteristischer Plattenkalk liegt, in dem und über dem *Hydrobia inflata* nicht mehr gefunden wurde.

Wo dieser Plattenkalk auftritt, wird er als untere Grenzbank der Hydrobienschichten angesprochen. Sein auffallendes Aussehen, wie seine Fossilführung eignen ihn besonders für eine kartographische Darstellung.

Diese Kalke bilden dichte, milde, leicht gelbgraue oder grauweiße Bänke, die sich, wenn sie einige Zeit an der Luft gelegen haben, in mehr oder weniger ebenflächige Platten zerspalten lassen. Schmale Risse durchziehen mitunter senkrecht die Platten und ihr braunes Ausfüllungsmaterial besteht aus etwa 0,2 bis 0,3 mm grossen, aus Kalkspat gebildeten Ooiden, die in einem kalkigen Braun-

eisenmulm eingebettet sind. Auch bis 1 cm breite Spalten kommen vor, die dann eine Ausfüllung durch Hydrobienschalen erfahren haben.

Andere Platten zeigen auf der Schichtfläche unregelmässig verteilt, eigentümliche, kreisförmige Gebilde, die aus feinen, dicht gedrängten, konzentrischen Ringen bestehen, deren grösster Durchmesser etwa 1,5 cm beträgt und deren Mittelpunkt ein brauner mulmiger Punkt mit einer oft nadelspitz feinen Öffnung bildet. Es erwecken diese Gebilde den Anschein, als ob das Sediment von einer stillen Wasserfläche gerade noch bedeckt war; dass Gasblasen von unten aufsteigen, bei deren Zerplatzen an der Wasseroberfläche eine kleine, konzentrisch wellenförmige Wasserbewegung erfolgte, die genügte, um in dem feinen Kalkschlamm die ringförmige Anordnung des Materials hervorzurufen. Die Vorbedingung zur Erhaltung eines derart feinen Gebildes kann nur ein völlig unbewegtes Wasser in einer seichten stillen Bucht sein.

Spricht für diese Annahme schon das feine Gesteinsmaterial, so wird sie noch durch das Vorkommen gut erhaltener Pflanzenreste bestärkt. Andernorts ist der Beweis für den zeitgleichen Absatz derselben Bildung in ganz ruhigem Wasser ebenfalls zu erbringen.

Die neue Fundstelle, die Herr Prof. DR. O. SCHMIDTGEN im Dykerhoffschen Steinbruch bei Kastell aufgedeckt hat, zeigt in nicht von unseren Plattenkalken zu unterscheidenden Schichten, nicht nur zahlreiche Pflanzenreste, sondern auch mannigfaltige Insekten in wundervoller Erhaltung.

Die Plattenkalke des Gau-Algesheimer Kopfes sind reich an *Fischresten*, deren Beschreibung ebenso wie die der Pflanzenreste noch aussteht. Erwähnt sei nur der Fund von *Libocedrus salivornoides* Endl. in guter Erhaltung durch Herrn Rektor SCHMIDT in Gau-Algesheim.

Nur selten findet sich in diesen Plattenkalken *Hydrobia elongata*. diese ist vielmehr auf zwischengeschaltete Lagen beschränkt, die aber dann fast ausschliesslich aus Hydrobien aufgebaut sind. Soweit die mangelhaften Aufschlüsse eine Aussage erlauben, stellen die Plattenkalke sich in einer mindestens 10 m mächtigen Schichtenfolge ein, in der wenig mächtige aber zahlreiche Hydrobienkalkbänke mit dünnen Mergellagen vorwiegen. Zugleich treten braungefärbte und krystalline Kalkbänke von 2—5 cm Stärke auf, die *Congeria brardi* in grossen Exemplaren neben *Hydrobia obtusa* und *Hydrobia elongata* führen.

In dem unteren Teil der Region der Plattenkalke finden sich ferner am Westhang des Gau-Algesheimer Kopfes in der Gegend südöstlich der Michelskaut grössere Massen von *Phryganeenkalken*. Sie bestehen aus zusammengeschwemmten Gehäusen von Köcherfliegenlarven, wobei der Raum zwischen den Gehäusen von braunen Sinterkalkbildungen eingenommen wird. Die Gehäuse (Köcher) werden 2—3 cm lang. haben einen Durchmesser von 0,5 cm und eine Wandstärke von 1—2 mm. Sie sind durch die Tiere aus lauter Schalen von Hydrobien hergestellt worden. Doch ist die Anordnung der Hydrobien in unserem Falle nicht die gleiche wie bei denen, die Prof. O. SCHMIDTGEN (O. SCHMIDTGEN 1928 S. 172) beschrieben hat. Bei diesen sind die Schalen in wunderbar regelmässiger Weise so orientiert, dass die Spitze stets nach dem Innern des Köchers gerichtet ist. In unserem Fall sind die Längsseiten der Hydrobien dem Innen- und Aussenrand zugewendet. Wo eine Ausfüllung der Köcher vorhanden ist, besteht sie

aus zertrümmertem Hydrobrienmaterial. Das häufige Auftreten von feinen versinterten Algenfäden lässt vermuten, dass sich die Phryganeen in Algenstöcken angesiedelt haben.

Über dem Horizont mit typischen Plattenkalken liegt noch wenig südlich der Bergstrasse, östlich Gau-Algesheim, in 220—225 m NN eine Bank, die *Mytilus faujasi* zusammen mit *Hydrobia elongata* und *Hydr. obtusa* enthält und uns zeigt, dass die Aussüssung des Wassers, die sich sonst in der Tierwelt der unteren Hydrobienschichten ausprägt, nicht eine kontinuierliche war, sondern nochmal eine kleine Schwankung unter Zunahme des Salzgehaltes erfuhr. Im weiteren Verlauf der Hydrobienschichten stellen sich auf dem Gau-Algesheimer Kopf teils rauhe, braune, dünnbankige Kalke, teils dichte, graugelbe plattige Kalke ein, die von kalkarmen Mergellagen unterbrochen werden. In diesen Mergeln und Kalken findet sich die für die unteren Hydrobienschichten typische Fauna, die W. WENZ (W. WENZ 1911 S. 150f) beschrieben hat.

Es fand sich nach ihm folgende Fauna:

Gastropoden

- Arion cf. kinkelini* (Wenz) selten
Vallonia lepida (Rss.) selten
Hygromia (Trichiopsis) crebripunctata (Sdbg.) sehr selten
Tachea (Cepaea) subsoluta (Sdbg.) häufig
Pupilla cf. selecta (Thom.) sehr selten
Leucochilus quadriplicatum (Sdbg.) häufig
Vertigo (Ptychalaea) flexideus (Rss.) häufig
Vertigo callosa alloecdus (Sdbg.) sehr häufig
Carychium (Sdbg.) antiquum (Sdbg.) häufig
Lymnaea (Limnophysa) minor (Thom.) nicht selten
Lymnaea (Limnophysa) turrita (v. Klein)
Lymnaea sp.
Planorbis cornu (Brong.) var. *solida* (Thom.) sehr selten
Gyraulis dealbatus (Sdbg.) sehr häufig
Vivipara pachystoma (Sdbg.) var. *gerhardti* (Bttg.) sehr selten
Hydrobia ventrosa = elongata (Fauj.) sehr häufig
Hydrobia obtusa (Sdbg.)
Pseudamnicola moguntina (Bttg.) nicht selten
Melania (Melanopsis) fritzei (Thom.) sehr häufig
Neritina (Theodoxis) gregaria (Thom.) nicht selten.

Lamellibranchiaten

Congeria brardi Fauj. häufig.

Ostracoden

Cypris sp. nicht selten.

Fische

Perca moguntina (H. v. Mey) häufig, in Mergeln auch Otolithe.

Reptilien

Diplocynodon sp. Zähne, nicht selten in den Mergeln.

Die oberen Hydrobienschichten fehlen.

Über die Biologie der unteren Hydrobienschichten bringt W. WENZ (W. WENZ 1911 S. 173f) bemerkenswerte Bemerkungen. Er erklärt das rasche Erlöschen der Brackwasserformen in den Hydrobienschichten mit dem Eintreten einer raschen Aussüßung des Beckens unter starker Zufuhr von Flusswasser und gutem Abfluss zum Meer. Dies gilt aber mehr für die Gegend von Frankfurt a. M. als für das Gebiet des Gau-Algesheimer Kopfes. Denn die typischen Flussformen *Melanopsis* und *Neritina* treten nicht sogleich mit den typischen an Fischen und Pflanzenresten reichen Plattenkalken auf, sondern erst über diesen und der *Mytilus*bank. Es vollzieht sich der schärfere Wechsel vom Brackwasser zum Süßwasser am Gau-Algesheimer Kopf erst innerhalb der unteren Hydrobienschichten.

Eine Beobachtung, die A. GROSS 1867 auf dem Westhang des Gau-Algesheimer Kopfes gemacht hat, soll hier noch Erwähnung finden: „Ungefähr 20 Fuss (5 m) unter der oberen Grenze des Litorinellenkalkes (Hydrobienkalk) ist eine etwa 1 Fuss dicke Schicht, die unten aus ganzen und zertrümmerten Litorinellen (Hydrobien) mit erdiger Beimischung, oben auf 2 Linien Dicke aus einer schwarzen Kohle und Ton gemischten Substanz besteht. In ihr findet man viele meist zerbrochene Land- und Sumpfschnecken, Pflanzensamen, Knochen und Knochensplitter kleiner Wirbeltiere. Auch den Zahn eines Sauriers fand ich darin“.

Die Mächtigkeit der unteren Hydrobienschichten würde bei der Annahme, dass keinerlei Verwerfungen eine Wiederholung von Schichtgliedern herbeigeführt haben, etwa 30 m betragen.

Ob die oberen Hydrobienschichten auf dem Blattgebiet auch noch zur Ablagerung kamen und der späteren obermiocänen Abtragung anheim gefallen sind, lässt sich nicht sagen. Dafür spricht, dass auf dem nordöstlich anstossenden Blatt Wiesbaden-Kastell, die abgesunkene Scholle von Budenheim, die nur 10 km vom Gau-Algesheimer Kopf liegt, in grosser Mächtigkeit noch obere Hydrobienschichten enthält.

4. Die Bohnerzbildungen (p B) zwischen Untermiocän und unterpliocäнем Dinotheriensand.

Nach Ablagerung der Hydrobienschichten, also etwa am Schluss des Untermiocäns setzte eine stärkere Abtragung in dem nunmehr völlig verlandeten Gebiet ein.

Diese Denudation vollzog sich im Gebiet des heutigen Rheinhessischen Plateaus auf Schichten, die nahezu überall diesselbe Gesteinsausbildung, Mergel und Kalke, aufweisen, ob es Hydrobien oder *Corbicula*schichten waren.

So entstand eine Einebenung der Landoberfläche, in der für die Aufnahme von Verwitterungsbildungen geeignete Senken nicht fehlten. Diese sind in der Hauptsache eine Folge der Lösungserscheinungen der atmosphärischen Wässer auf der Oberfläche der Kalke.

Es fragt sich nun, sind Reste der alten Landoberfläche noch vorhanden, haben sich fossile Böden aus der Zeit zwischen dem Untermiocän

und dem Unterpliocän, in dem alsdann fluviatile Sedimente sich einstellen, noch erhalten? Jedenfalls bietet die kaum gegliederte Hochebene mit ihren muldenförmigen Vertiefungen Gelegenheit für die Erhaltung der alten Verwitterungsdecken, die einer Abspülung hier kaum unterworfen sind.

Mehrfach finden sich Aufschlüsse, in denen über untermiocänen Kalken unterpliocäne Kiessande liegen. Man sieht dann gewöhnlich eine Zerrüttungszone in den Kalkbänken, die 2 bis 3 m stark werden kann, z. B. am Langen Horn bei Ober-Ingelheim. Diese zeigen Korrosionserscheinungen. Es liegen ganz unregelmässig geformte, oft schlackig aussehende Kalkknuern vor. Diese tragen einen Überzug von braunem tonigem mulmigen Brauneisen. Auch die zahlreichen Klüfte sind von diesem gelbbraunen oder rötlichbraunen Material erfüllt. Schlägt man den Kalkstein an, so unterscheidet er sich im Innern nur insofern von den in der Tiefe anstehenden Kalkbänken, als die feinen Haarrisse eine mehr oder weniger starke braune Eiseninfiltration aufweisen. Die meisten Corbicula- und Hydrobienskalke zeigen im frischen Zustand nur eine geringe durch Eisen hervorgebrachte Braunfärbung, diese ist zumeist auf die Klufflächen der Kalke beschränkt.

Es liegt also streng genommen keine fossile Bodenbildung vor, die aus dem Gestein selbst an Ort und Stelle durch die Verwitterung entstanden ist, sondern nur eine fossile Verwitterungshülle auf einem aus seinem Verband gelösten Gestein. Man sieht keinen Übergang von den Kalken zu dem sie überrindenden Material oder demjenigen, das seine Klüfte erfüllt, sondern dieses baut sich aus Verwitterungszufuhrprodukten auf, die an diesen Stellen einen Absatz erfahren haben.

Schon immer hat bei der Bildung der Roterden und der Bohnerzbildungen die Frage eine grosse Rolle gespielt, woher der grosse Eisengehalt dieser Bildungen stamme, da doch die Kalke selbst meist nur einen geringen Eisengehalt führen*). Dies gilt nicht nur für die tertiären Kalke des Mainzer Beckens, sondern auch für die Muschelkalke Schwabens, die Weissjurakalke der Hochalpen und die Karstkalke. Immer sind die Roterde- und die damit zusammenhängenden Bohnerzbildungen an Kalke in ihrem Auftreten gebunden. Dass die Roterde und die Bohnerzlager nicht auf allen Kalken zu finden sind, beweist, dass ein besonderes Klima bei ihrer Entstehung herrschen muss.

Die chemische Zusammensetzung der Roterden stimmt nach eingehenden Untersuchungen von E. BLANCK und F. GIESECKE (E. BLANCK und F. GIESECKE 1928, S. 44 und E. BLANCK 1930, S. 43) gar nicht mit dem unlöslichen Rückstand der frischen reinen Kalk-Dolomitgesteine überein.

Neuerdings glaubt E. EHMANN (E. EHMANN 1930, S. 135—190) aus dem relativ hohen Jodgehalt im Weiss-Jura und dem darüber liegenden Bohnerz, wie aus dem geringen Jodgehalt im Muschelkalk und dem mit ihm auftretenden Bohnerz auf eine Zusammengehörigkeit der Entstehung nach zwischen dem jeweiligen Kalk und dem darüber liegenden Bohnerz schliessen zu dürfen.

Findet eine Verwitterung der vorhin erwähnten bereits korrodierten Kalke statt, die also mulmige brauneisenhaltige Rinden und Infiltrationen von Braun-

*) Mit dieser Frage haben sich schon sehr viele Forscher beschäftigt, die ich hier nicht alle nennen kann.

eisen auf Sprüngen und Rissen aufweisen, so kann aus diesen Gesteinen sehr wohl eine an Eisen reiche Bodenbildung bei geeignetem Klima, unter Fortführung des karbonatischen Gesteinsanteils entstehen. Ungeklärt bleibt zunächst die Entstehung der ersten Eisenanreicherung auf und in den obersten der Verwitterung ausgesetzten Kalklagen.

Betrachten wir jetzt die eigentlichen Bohnerzbildungen. Auf dem Plateau des Westerberges zwischen Nieder-Hilbersheim (Gewann Tiefe Born und Markbaum) und Appenheim im Westen und dem Selztal zwischen Bubenheim und Gross-Winternheim im Osten, liegt eine etwa 2 qkm grosse Bohnerzlagerstätte die zum Teil von Löss und Lösslehm bedeckt ist. Dazu kommt noch eine kleinere Lagerstätte auf der Höhe des Bleichkopfes östlich von Engelstadt. Beide Vorkommen standen vermutlich sogar in Verbindung, denn geringe Bohnerzreste finden sich noch beim Engelstädter Kreuz, westlich Engelstadt wie auch in der Gewann 19 Morgen südwestlich von Bubenheim, und zwischen dieser Stelle und derjenigen der Tiefengewann erwiesen Bohrungen die Erze. Die Auflagerung der Bohnerzbildungen auf dem Kalk liegt am ganzen, stark 2 km langen Westrand in 232—235 m NN. Am Ostrand schwankt sie zwischen 220 und 225 m NN, liegt also etwa 10 m tiefer. In dem ersten Gehölz östlich Schnarr wurde durch eine Bohrung in 231 m NN die Unterlage des Erzes noch nicht erreicht. Es scheint also die alte Oberfläche, auf der die Erze sich absetzten, nach Osten geneigt gewesen zu sein.

Auf dem vorderen östlichen Bleichkopf setzen die Bohnerze in 225 m, auf dem westlichen in 240 m NN auf.

Der Aufbau gestaltet sich, auf Grund alter Schurfgruben und von 3 grösseren und vielen kleinen durch die Hess. Geolog. Landesanstalt vorgenommenen Bohrungen wie folgt:

I. Bohrung 125 m nördlich Schnarr Westerberg in 237,5 m NN.

- a) 0,0 —1,10 m dunkelbrauner kalkfreier Ton mit sehr viel meist schlackigen schwarzen und braunen Bohnerzknöllchen, die meist unter 5 mm gross sind.

Der Schlämmrückstand enthält eckigen und runden meist durchsichtigen Quarz, über 1 mm grosse Körner wurden nicht festgestellt, ferner schlackiges mit Quarzkörnchen durchspicktes ockerbraunes Brauneisenerz, wenig Magneteisen und ein schwarzes schlackiges ? Manganerz.

- b) 1,10—1,90 m ockergelbbrauner kalkfreier Ton, rot gefleckt mit braunen und schwarzen Bohnerzen, meist unter 5 mm gross, vereinzelte bis 2 cm gross.

Der Schlämmrückstand enthält reichlich runden Quarz, zumeist in Form von durchsichtigem farblosem, rötlichem und gelblichem Quarz, auch kantengerundete Quarzdihexander finden sich. Selten sind dichte Quarze. Die Quarzkörner werden bis 5 mm gross. Die braunen Bohnerze sind mit Quarzsplinter und gerundeten Quarzkörnern durchspickt. Endlich treten tiefschwarze schlackige ? Manganerzbröckchen auf.

- c) 1,90—2,85 m braungelber kalkfreier zäher Ton, arm an Bohnerz, das nur in kleinen Körnchen auftritt.
Im Schlämmrückstand viel Quarzsand, dessen Korngrösse meist unter 1 mm bleibt.
- d) 2,85—3,05 m weisser und gelblicher toniger milder Kalkmergel bis Mergelkalk. Im Salzsäurerückstand weisser und gelblicher Ton, wenige eckige und runde sehr kleine Quarze und ebenso sehr kleine aus Quarz und Brauneisen gebildete Körnchen.
- e) von 3,05 m an Stückchen von Hydrobienkalk.

II. Bohrung, Weggabel (Gewann See)

Westerberg-Nieder-Hilbersheim-Bubenheim. 236 m NN.

- 0,0—0,40 m dunkelbrauner kalkfreier Ton mit Bohnerzen wie b in Bohrung I.
0,40—1,10 m ockergelber kalkfreier zäher Ton wie c in Bohrung I.
1,10—1,25 m + weisser bis gelblicher kalkreicher Mergel bis Mergelkalk wie d in I.

III. Bohrung Westerberg bei Punkt 242,77 NN.

- 0,0—0,70 m dunkelbrauner Lösslehm, kalkfrei.
0,70—2,10 m gelber kalkhaltiger Löss.
2,10—2,50 m umgeschwemmter Lösslehm, kalkhaltig.
2,50—2,60 m schokoladebrauner kalkfreier Lösslehm mit eingeschwemmtem Bohnerz.
2,60—2,90 m rötlichbrauner kalkhaltiger Lösslehm.
2,90—4,20 m feinsandiger kalkhaltiger braungelber Löss.
4,20—5,15 m ockerbrauner kalkarmer toniger Lehm mit einzelnen Bohnerzen.
5,15—5,60 m feiner gelbweisser toniger Kalkmergel.
5,60—6,10 m braungelber kalkfreier Ton mit weissen Kalkmergelstückchen und Bohnerzen.
6,10—7,90 m gelbbrauner kalkfreier Ton mit schwarzen und braunen kleinen Bohnerzen.
7,90—8,20 m rostbrauner zäher kalkfreier Ton mit schwarzen mürben Erzbröckchen wie c in Bohrung I und II.
8,20—8,25 m + weisser mergeliger Kalk ohne Fossilien wie d in Bohrung I und II.

A. GROSS (A. GROSS 1867, S. 67) gibt folgendes Profil von der Bohnerzlagerstätte auf dem Westerberg.

- 1) Ackerkrume mit verschwemmten Bohnerzkörnern.
- 2) Rotbrauner Ton mit einzelnen Eisenkörnern, 3—5 Fuss (0,75—1,25 m).
- 3) Bohnerzlager. Die Bohnerze haben meist die Grösse einer Zuckererbse, solche von Faustgrösse sind sehr selten. Sie sind in Ton eingebettet, an vielen Stellen auch in mergeligen Kalk eingewachsen 2—8 Fuss (0,50—2,00 m).
- 4) Schicht gelbbraunen Tons ohne Bohnerze, 2—3 Fuss (0,50—0,75 m).
- 5) Kalkmergelknaurn, 1 Fuss (0,25).
- 6) Plattiger Litorinellen- (Hydrobien) Kalk.

Eine Wechsellagerung von Hydrobienkalken mit Bohnerztonen, die GROSS am Hang erkennen zu können glaubte, ist auf mit Bohnerz ausgefüllte Dolinen im Kalk und auf Rutschungen zurückzuführen. **Die Bohnerztonen und Kalke liegen stets über den Hydrobienkalken.**

Ferner fand sich bisher nie zwischen ursprünglichen Bohnerzbildungen und Hydrobienkalken unterpliocäne Kieseloolithschotter, wohl aber finden sich in diesen gelegentlich Bohnerze eingeschwemmt. Die Behauptung von R. LEPSIUS (R. LEPSIUS 1883, S. 148), dass die primären Bohnerzlager erst über den Dinotheriensanden (Kieseloolithschottern) erscheinen, erwies sich als nicht richtig. Wo Bohnerzbildungen unmittelbar im Anschluss an Kieseloolithschottern auftreten, wie z. B. an der Südostseite des Wissberges und südlich von Ober-Hilbersheim an der Strasse nach Sprendlingen (Steinberg) auf Blatt Wörrstadt, handelt es sich um umgelagerte Bohnerze, die am Steinberg ein sekundäres Bohnerzlager von 0,60 m Stärke bilden.

Auch ein grosser Teil des Bohnerzlagers östlich Schnarr auf dem südlichen Westerberg und zwar in den Gewannen: Klettgewann, Münchacker, Järgergewann und Nassgewann ist ein durch Umschwemmung entstandenes diluviales Lager. Es wird hier 40—70 cm stark und ist in Lösslehm eingeschwemmt. Ein Schurf mit anschliessender Bohrung, die von der Hessischen Geologischen Landesanstalt ausgeführt wurden, ergaben folgendes Profil:

0,0 — 0,45 m kalkfreier dunkelbrauner Lösslehm mit eingeschwemmten Bohnerzknöllchen.

0,45—3,15 m kalkreicher strohgelber Löss, nach unten besonders reich an grösseren Kalkkonkretionen (Lösskindel).

3,15—3,50 m kalkhaltiger Löss vermisch mit rötlichbraunem Bohnerzton.

3,50—3,75 m Bohnerzton mit wenig Bohnerz.

3,75—4,05 m mürber Bohnerzkalk, reich an Erz.

4,05—4,50 m + sandiger an Bohnerz reicher Kalk.

Das ursprüngliche Lager ist also hier auch vorhanden, durch Löss aber von einem umgeschwemmten diluvialen Lager getrennt.

Die Beobachtungen in den Bohrungen werden durch solche in alten Schurfgruben wesentlich ergänzt. In dem Gehölz am Schnarr östlich von Appenheim konnte folgendes Profil festgestellt werden:

Zu unterst ein bräunlichgelber, plattiger Hydrobienkalk mit einer 1—4 mm dicken weissen Rinde, die dem Kalk selbst zugehört, eine Bleichrinde.

Darüber: weisse und gelbweisse Mergelkalkknauern ohne Fossilien.

Der Salzsäurerückstand enthält Ton, wenig feinste Brauneisenkörnchen und wenig feinen Quarzsand.

Löst man dagegen den Hydrobienkalk in Salzsäure, so fehlt im Rückstand der Quarz und auch Brauneisen, es bleibt ein brauner eisenschüssiger Ton zurück. Über den neugebildeten mergeligen weissen Kalken liegen die eigentlichen Bohnerzkalke. Es sind gelbbraune und hellgelbe, seltener gelbweisse mergelige Kalke, die durchspickt sind von Quarzkörnchen. Ab und zu treten in ihnen grosse Gerölle auf, meist von Gangquarz und Quarzit, vermutlich Taunusquarzit. Der wesentlichste Bestandteil des Gesteins ist aber das Bohnerz.

Durch die massenhaft eingebetteten Bohnerze sieht das Gestein wie ein Kuchen aus, dem kleine und grosse Rosinen reichlich beigemischt sind. Die Erze sind teils rund, teils eckig und von allen Grössen bis zu der eines Hühnerreis. Hin und wieder findet sich auch eine konzentrisch schalige Absonderung der Erze in unregelmässigen Bändern und Schnüren angeordnet. Die Farbe des Erzes schwankt meist zwischen ockerbraun und braunschwarz, rostrote Färbung ist seltener.

Diese Bohnerzkalke und die sie unterlagernden meist bohnerzfreien weissen Kalkmergel und Mergelkalke gehören nicht zum Hydrobienkalk, sie sind eine jüngere Kalkausbildung, in der bisher keinerlei Fossilien gefunden worden sind. Sie unterscheiden sich ferner von den Hydrobienkalken durch einen nicht unbeträchtlichen Gehalt an Quarz in eckigen und runden Körnchen.

Bei der Verwitterung dieser Kalke bleiben die Bohnerze und der dem Gestein eigene Ton- und Quarzsandgehalt zurück, und es bilden sich die Bohnerztone mit einer bald mehr bald weniger starken Anreicherung an Bohnerzen. Häufig sind auch Bohnerzkalke, bei denen die atmosphärischen Gewässer die Erze angegriffen haben, wodurch der die Erzbohne umgebende Kalk eine braune oder rotbraune Färbung bekommen hat, ja es entstehen auf diese Weise Bohnerzkalke von rotbrauner Farbe, bei denen die aus den Erzbrocken stammenden Eisenlösungen das ganze Gestein durchtränkt haben.

Wir sehen also, dass die kalkfreien tonigen Bohnerzlager ein sekundäres Produkt sind, das durch Verwitterung unter Wegführung der Carbonate, aus den Bohnerzkalken entstanden ist. Insofern stellen die Bohnerztone eine alte Bodenbildung der Bohnerzkalke, nicht aber der Hydrobien und Corbiculakalke dar.

Die Gesamtmächtigkeit der Bohnerzkalke und der darüber liegenden tonigen Bohnerzlagen dürfte auf dem westlichen Westerberg, wo die Aufschlüsse einigen Anhalt geben, 4 m nirgends überschreiten. Die Erzbrocken bestehen teils aus unreinem Brauneisen, teils aus braunschwarz gefärbtem Material, in dem das Mangan das Eisen an Menge überwiegen kann. Infolge der starken Durchspickung des Erzes mit Quarzsand, ist der Kieselsäuregehalt gross. Ferner ergab eine chemische Untersuchung einen nicht unbeträchtlichen Phosphorsäuregehalt.

Erzanalysen der Felder Hubertus I und II, wie diese Lagerstätten benannt worden sind, liegen nicht vor, auch stehen noch Untersuchungen über den Erzanteil in den Bohnerzkalken und über die Anreicherung in den Tonen aus. TECKLENBURG (TECKLENBURG 1881, S. 216) spricht von 10 bis 60% Bohnerz in dem verwitterten Kalk.

Ein wichtiges Ergebnis der Untersuchungen der Bohnerzlagerstätte des Westerberges wie des Bleichkopfes ist, dass die Bohnerztone nicht das Verwitterungsprodukt der Hydrobien und Corbiculakalke sind. Die in der Literatur (TECKLENBURG 1881, S. 210, W. WENZ 1924, S. 215) vertretene Ansicht, dass die Bohnerztone mit den Erzen die Reste der Verwitterungsrückstände der Hydrobienschichten darstellen, beruht auf der falschen Annahme

dass die fossilreichen Bohnerzkalke erzhaltige Hydrobienkalke seien, während sie in Wirklichkeit zwei zeitlich völlig getrennte Gebilde darstellen, die auch in ihrer Gesteinszusammensetzung nicht unwesentliche Unterschiede aufweisen.

Wir sehen also, die tonigen Bohnerzablagerungen sind in unserem Gebiet — ob auch an den anderen rheinhessischen Vorkommen lasse ich dahingestellt — aus den Bohnerzkalken hervorgegangen und wir stehen jetzt vor der Frage, wie sind die Bohnerzkalke entstanden? Es lässt sich bisher kein Beweis dafür erbringen, dass die Eisen-Manganerze im Kalk aus dem Eisen-gehalt der hier anstehenden Hydrobien bzw. Corbiculakalke stammen. Gegen eine spätere Einwanderung des Eisens aus mit Eisen angereichertem Kalkverwitterungsschutt in die vorhandenen, mehr oder weniger Quarzsand haltigen, weissen Mergelkalke, spricht die rosinenkuchenartige Gesteinsausbildung der Bohnerzkalke ganz entschieden; ferner die Tatsache, dass in mehreren Aufschlüssen der Umgebung von der „Schnarr“ sich zwischen die Bohnerzkalke und die Hydrobienkalke ein nahezu reiner weisser Mergelkalk schiebt. Einzelne lose Hydrobienkalkblöcke sind völlig von einer Kalkneubildung umrindet.

Der schon Seite 48 erwähnte mulmige Brauneisenüberzug auf korrodierten Hydrobienkalken und die Vererzung derselben, die nur auf Sprünge, Haarrisse und die Wandungen der Steinkerne von Hydrobien beschränkt ist und sich nicht auf das frische Gestein ausdehnt, ist auf eine Abscheidung von Eisenlösungen zurückzuführen, die von einem anderen Ort zuwandern. Diese finden in den korrodierten und zerklüfteten Kalkgesteinen die günstigste Gelegenheit zur Ausscheidung und Anreicherung des Eisens.

Die Frage, woher sind diese Eisenlösungen zugewandert? ist vorläufig ungeklärt. Vermutlich stammen sie aus den kalkfreien oder -armen zersetzten Gesteinsböden der umgebenden höher gelegenen Landschaft. Die hellen wie auch die graugrünen Quarzitgerölle und die Milchquarze sprechen für eine Herkunft aus dem Hunsrück. Porphyngerölle und Kieselhölzer entstammen wohl dem Rotliegenden des Pfälzer Berglandes.

Ich glaube die Ansicht aussprechen zu dürfen, dass diese ortsfremden Eisenlösungen mit ihrem feinen Quarzgehalt und den Flussgeröllen in eine flache Vertiefung der stark korrodierten Miocänoberfläche einströmten und sich hier mit kalkreichen Wässern mischten. In diesen Wässern, die nur eine geringe Zirkulation aufwiesen, konnte eine rasche Ausscheidung des Erzes erfolgen. Es bildeten sich in dem Kalkschlamm die Erzkörper von schlackigem bzw. konzentrisch schaligem Bau, Bohnerzkalke entstanden, aus denen durch spätere Zersetzung die tonigen Bohnerzablagerungen hervorgingen.

Die bis jetzt festgestellte völlige Fossilfreiheit der Bohnerzkalke lässt vermuten, dass die stehenden oder träge dahin wandernden Gewässer, in denen sich die Erzabscheidung vollzogen hat, vermutlich infolge des hohen Eisen-, Mangan- und Phosphorsäuregehaltes, für Tiere recht ungeeignete Lebensbedingungen boten. Man wird nur mit gelegentlich eingeschwemmten Tier- und Pflanzenresten rechnen können.

Östlich der Wolfskehler Mühle, in der südlichen Gewann „See“ haben wir eine von der bisher besprochenen abweichende Ausbildung der Erze.

Hier liegen zu oberst, und zwar etwa 0,80 m stark, sandige braune Knauern, die den typischen Bohnerzknollen ähnlich sehen. Sie bestehen aber aus einem Quarzsand, der durch Kieselsäure- und Eisenlösungen verkittet ist. Sie ähneln geborstenen Septarien, bei denen die Risse von Brauneisen erfüllt oder bekleidet sind. Die Eisenanreicherung ist vorwiegend zonar schalig angeordnet. Es fehlen auch nicht dichte, gleichmässig rostgelbgefärbte eisenschüssige Sandsteinknauern.

Bei der Verwitterung entsteht eine Schale, die aus Brauneisen besteht und aus der sich weisse und rötliche, eckige und runde bis erbsengrosse Quarze herausheben. Diese Knauern werden bis Kopfgross. Die zahlreichen in dem Verwitterungsschutt verbreiteten grossen Gerölle aus Quarzit und besonders aus weissen Gangquarzen — bis zu der Grösse eines Kinderkopfes — beweisen, dass auch grosse Gerölle in den stark eisenschüssigen Konglomeraten und Sandsteinen auftreten. Endlich ist von besonderem Interesse, dass in diesen Konglomeraten grössere eckige — nicht abgerollte — Stücke von verkieseltem Holz vorkommen, das offenbar in der Bildungszeit dieser Konglomerate selbst als Holz eingeschwemmt worden ist. Eine Bohrung, wenig westlich Punkt 235,05, ergab folgendes Profil:

0,0 — 0,85 m mit Ton vermischter Schutt aus eisenreichen Sandsteinen und Konglomeraten.

0,85—1,25 m toniger Bohnerzkalk mit wenigen Bohnerzen.

1,25—2,20 m kalkfreier grünlichgrauer, gelbweisser und dunkelgelber pliocäner Ton.

2,20—2,35 m > der gleiche Ton mit einigen Kalkbrocken.

Eine weitere 200 m westlich am Plateaurand ausgeführte Bohrung erwies unter diesen Tonen den Corbiculakalk.

Diese über 1,10 m starken Tone wurden mehrfach zwischen Corbicularkalk und Bohnerzkalk erbohrt. Sie enthalten oftmals im oberen Teil noch wenige Bohnerze. Diese starke kalkfreie Tonlage zeigt ebenfalls, dass die Bohnerze, überhaupt alle eisenreiche Gesteine des Westerberges nicht aus den zersetzten Corbicula oder Hydrobienkalken hervorgegangen sein können. Ferner beweisen die zahlreichen Gerölle und die eisenreichen Quarzkonglomerate, dass eine fluviale Bildung vorliegt, die sich an die Bohnerzkalkbildung anschliesst.

5. Unter-Pliocän.

Dinothieriensande = Kieseloolithschotter (p).

Erst nach Ablagerung der Bohnerz führenden Tone in, zur Aufnahme derselben, günstigen Gebieten der untermiocänen Kalkschichten, kam es im Unter-Pliocän wieder zum Absatz von Bildungen, deren Reste uns in recht beträchtlichen Kies-, Sand- und Tonablagerungen von Flüssen erhalten blieben.

Diese Bildungen liegen, entgegen dem Verhalten auf dem Nachbarblatt Bingen, in ungleichmässiger Höhenlage auf der denudierten Corbicula-Hydrobienkalkoberfläche. Dieser Zustand wurde durch verschiedene Ursachen herbeigeführt. Einesteils haben nachpliocäne Störungen stattgefunden, andernteils zeigt die

alte Oberfläche, auf der die unterpliocänen Bildungen zum Absatz kamen, Unebenheiten bis zu 10 m Höhe (z. B. auf dem Gau-Algesheimer Kopf) und endlich sind eine Reihe kleinere am Plateaurand gelegene Vorkommen Reste, die ehemals höher lagen, aber bei einer späteren Dolinenbildung im Kalk durch Einschwenkung in eine tiefere Lage geraten sind. Auf dem ganzen Blatt schwanken die Zahlen für die Auflagerungsfläche des Unterpliozäns, bezogen auf Normalnull zwischen 195 m und 245 m.

Westlich der Selz setzen die Bildungen zwischen 225 und 245 m NN ein. Sieht man von den Vorkommen in den Dolinen und auf den vereinzelt stehengebliebenen Kalkbuckeln der alten Landoberfläche ab, die mitunter die pliozänen Bildungen durchspiesen, so dürfte die heutige Höhe 235 m NN die durchschnittliche Lage etwa angeben, in der westlich der Selz die unterpliozänen Flussbildungen ihren Absatz fanden. Östlich der Selz liegt diese Fläche etwa 10 m tiefer (225 m NN) und an dem Westrand des Plateaus (Blatt Bingen) etwa 20—25 m höher (255—260 m NN). Diese Unterschiede in der Höhenlage sind durch tektonische Gründe bedingt.

Nicht überall stellen sich auf dem Plateau über den Corbicula- und Hydrobiontschichten die unterpliocänen Flussbildungen ein. Vielfach fand vor Ablagerung des Lösses eine völlige Abtragung derselben statt. Sie nehmen den grössten Teil der alten Hochfläche zwischen Ober-Ingelheim-Wackernheim-Finthen-Essenheim ein, allerdings treten sie in diesem Gebiet heutzutage nur in dem nördlichen Teil in grosser zusammenhängender, z. T. von Wald eingenommener Fläche auf, der südliche Teil ist durch Lössmassen zumeist verdeckt.

An einer Stelle liegt vermutlich eine Auflagerung auch auf Bohnererztonen vor. Die Örtlichkeit befindet sich in einem kleinen Hohlweg in 240 m NN zwischen den Fluren Heide und Wüste südlich des Flugplatzes Wackernheim. Hier sind etwa 10—15 cm Bohnererkalke der Rosinenkuchenstruktur aufgeschlossen, über denen sandige bohnererzföhrnde Tone liegen, die von gering mächtigen unterpliocänen Kiessanden überdeckt werden. Den Abschluss nach oben bildet 0,30 m verlehmt kalkarmer Löss.

Die Kiese, Sande und Tone treten nie als solche örtlich getrennt auf. Es findet sich gewöhnlich ein Gemisch von grobem Sand bis zu wallnussgrossen Flussgeröllen, in dem etwas feinere Sandstreifen eingeschaltet sind. Dazu stellen sich dünnere Lagen von gelblichen und bräunlichen Tönen ein. Nur im östlichen Teil, dem Gebiet des Ober-Olmer Waldes scheinen die Tone reichlicher aufzutreten. Selten werden geschlossene reine Sandlagen über 1,20 m stark, wie dies z. B. in den Sandgruben „Im Wäldchen“ südwestlich Appenheim der Fall ist. Grössere einwandfreie Pliocängerölle sind sehr selten. Das grösste mir bekannte Kieseloolithgerölle ist 14 zu 6,5 zu 7 cm gross.

Das Material besteht aus Milchquarz, schwarzem und schwarzweiss gebändertem Onyx, dunkelbraun durchscheinendem Chalcedon und schwarzweissen oder dunkelbraunen Kieseloolithen. Auch schwarze verkieselte Hölzer fehlen nicht. Die schwarzweissen, oft sehr schön gezeichneten Onyx und Kieseloolithe können als Leitgesteine bezeichnet werden, sie sind im Kartenbereich häufig. Diesen Gesteinen und dem Milchquarz gegenüber treten Sandsteine, Quarzporphyr, rötliche und gelbgraue Quarzite und Bergkrystalle, die z. T. noch

Krystallformen aufweisen, zurück. Die Kiesel, zumal die Chalcedone, Onyx und Kieseloolithe sind nicht nur völlig gerundet, sondern geradezu poliert. Erzeugt wurde die Politur offenbar durch ein Schleifmittel aus feinstem mit Ton vermischem Quarzsand. Im Widerspruch hierzu scheint zu stehen, dass sich Bergkrystalle mit erhaltener Krystallform finden. Diese rühren aber aus Krystalldrusen her, die sich ebenfalls als solche unter den Geröllen finden und die erst bei dem späteren Transport zertrümmert wurden und so die einzelnen Krystalle frei gaben, die dann keine weiten Transport mehr erleiden mussten. Mit einem solchen müssen wir bei unseren Geröllen rechnen. Oft finden sich Onxys, Festungsachat und Kieseloolithe, die im Innern tiefschwarz sind und die eine oft mehrere Millimeter dicke weisse Bleichrinde aufweisen. Über ihre Herkunft lässt sich noch immer kein bestimmter Schluss ziehen.

Der schwarze Onyx und die schönen schwarz-weissgebänderten Festungsachate sind westlich der Selz häufiger als östlich derselben, wo sie stellenweise sogar als selten bezeichnet werden können. Am häufigsten sind sie am Westrand des Plateaus auf Blatt Bingen. Dies spricht für eine mehr westliche und südwestliche Herkunft derselben. Man könnte deshalb geneigt sein, ihren Ursprungsort in den Melaphyren des Nahetals oder denen der Gegend von Wendelsheim-Nack im südwestlichen Rheinhessen zu suchen. Aber in diesen Gebieten kommen weder die schwarzen Onyxen, noch die schwarzweissen Festungsachate, noch die kaffeebraunen Chalcedone vor. Die Achate und Chalcedone der Melaphyrgebiete zeigen ganz andere Färbungen. Solche finden sich nur in dem pliocänen Schotter südöstlich von Kreuznach.

Ganz vereinzelt treten zwischen den Geröllen kleine Bohnerze von dem bekannten konzentrisch-schaligen Bau auf, sodass also die Bohnerze, wie sie anderen Ortes in grösserer Menge und Ausdehnung auf dem Rheinhessischen Plateau angetroffen werden, älter als die unterpliocänen Schotter sind.

Der lockere Aufbau der Kiessande bringt es mit sich, dass sie an den ziemlich steilen Gehängen leicht abgewaschen werden, sodass sie einen grossen Teil der darunter liegenden Corbiculakalke mehr oder weniger stark überschottern. Die Mächtigkeit der Kiessande übersteigt an keiner Stelle 12 m. 8—10 m wird als mittlere Durchschnittsstärke am Plateaurand anzunehmen sein. Die völlig kalkfreien Kiessande sind für Wasser stark durchlässig. Die verhältnismässig dünne Lössdecke, die sich in unmittelbarer Umgebung der Kiese über diesen ausbreitet, ist durch die Sickerwässer ihres Kalkgehaltes stellenweise völlig beraubt worden, die denselben nach der Tiefe auch noch durch die pliocänen Kiessande hindurch abführten: nur da, wo die Lössbedeckung eine wesentlich stärkere wird, finden wir deshalb nicht entkalkte Löss.

Pliocän-Gerölle haben sich in den zahlreichen Dolinen erhalten, die sich am Rande des Plateaus, besonders längs des Seltals zwischen Elshelm und Ober-Ingelheim einstellen. Sie zeigen sehr oft ausser den durch Nachsacken von oben her eingefüllten Schottern, eingespülte Kiese und Sande, die eine Vermischung mit altdiluvialen Rheingeröllen aufweisen. Insbesondere fallen grosse noch nicht entfärbte rote Buntsandsteingerölle auf, die einen Durchmesser von 20 cm erreichen können, seltener sind grössere Quarzgerölle und Gangquarz-

gerölle. Niemals fanden sich derartige grosse Gerölle in den ungestörten pliocänen Kiesschottern.

Die pliocänen Schotter sind Restschotter, die also aus schon vorhandenen Schotterbildungen hervorgingen, wobei eine Auslese unter den Geröllen stattfand, derart, dass nur die widerstandsfähigsten in den Restschottern sich noch finden. Vermutlich entstammen unsere Kieseloolithschotter zum grossen Teil den mehr oder weniger aufgelösten konglomeratischen Schichten des Buntsandsteins, da sich bei Dromersheim und in viel grösserer Zahl auf der Hochfläche des Blattgebietes Ober-Ingelheim Sandsteingerölle finden, die völlig solchen des Buntsandsteins, der eine starke Bleichung erfahren hat, gleichen. Auch dürften die verkieselten Bänke des Muschelkalks bei der Schotterbildung beteiligt gewesen sein und Kieseloolithe geliefert haben. Ich vermute nach dem jetzigen Stand der Kenntnis des die rheinhessischen pliocänen Schotter zusammensetzenden Materials, dass es von Flüssen herbeigeschafft wurde, welche ein triadisches Gebirge entwässerten. Vielfach wird dieses unterpliocäne Flusssystem als „Urrhein“ bezeichnet. Eine solche Benennung darf aber keinesfalls bedeuten, dass dieser Fluss wie der diluviale Rhein in den Alpen seinen Ursprung hatte, sondern sein Quellgebiet dürfte vielleicht im Unterelsass und Unterbaden gelegen haben.

Der Name „Dinotheriensande“ rührt daher, dass *Dinotherium giganteum* Kaup. das bedeutendste Fossil dieser Ablagerung ist, zugleich mit ihm treten *Mastodon longirostris* und *Hipparion gracile* Kaup. auf, nach letzterem werden die Sande auch gelegentlich *Hipparionsande* benannt.

Doch ausser diesen obengenannten typischen Vertretern des Unterpliocäns kommen noch Tiere vor, die dem obersten Miocän (Sarmat) und solche, die dem Oberpliocän angehören. KÖNIGSWALD (V. KÖNIGSWALD 1929 und 1931, S. 47—48) hält die Fauna deshalb für eine unterpliocäne Übergangsmischfauna, während KLÄHN (H. KLÄHN 1929, S. 601—605) sagt: „Die Faunenelemente sind verschieden alt und gehören verschiedenen alten Schottern an, welche entweder auf Terrassen unterschiedlicher Höhe oder in verschiedenen Lagen eines Schotterkomplexes liegen.“ In den von mir auf den Blättern Wöllstein-Kreuznach, Bingen, Mainz und Ober-Ingelheim untersuchten Schottern lässt sich keinerlei zeitliche Trennung der Schotter vornehmen. Fossilien aus den Kiesen und Sanden sind, trotz der zahlreichen Aufschlüsse, in ihnen ebenso wenig wie auf Blatt Bingen, bis jetzt auf Blatt Ober-Ingelheim gefunden worden, sieht man von vereinzelt verkieselten Baumstammstücken ab. Tierreste sind nach den bisherigen Erfahrungen bei den Fundstellen am Wissberg (Blatt Wörrstadt) auf eine gewisse Kieslage beschränkt. Diese stellt sich im unteren Teil von Schottern und Sanden ein, die in kolkartige Vertiefungen in der Corbiculaoberfläche auftreten. Hier aber finden sich Knochen und insbesondere Zähne in geradezu massenhafter Anhäufung.

B. Diluvium.

Über Dreiviertel des ganzen Blattes Ober-Ingelheim wird von diluvialen Bildungen eingenommen. Ihrer Entstehung nach sind es ganz verschiedene Gebilde. Wir haben Ablagerungen der Flüsse — Kiese, Sande, Schlicke

und Wasserlösse — in verschiedenen Terrassen, ferner Bildungen des Windes: Lösse und Flugsande, alte Zersetzungsböden — Lehme — der verschiedenen Gesteine, die dementsprechend auch einen verschiedenen petrographischen Charakter aufweisen — Lösslehm, Mergellehm — und endlich Schuttbildungen, welche die Abhänge überdecken und Teile von Niederungen anfüllen.

Andererseits sind die diluvialen Bildungen zum grossen Teil auch ihrer Entstehungszeit nach trennbar. Die verschieden hochgelegenen Flussterrassen gehören verschiedenen Eiszeiten bzw. Eisphasen innerhalb von Eiszeitgruppen an. Die durch Verlehungszonen getrennten Lösse verdanken verschieden alten glazialen Steppenzeiten ihre Entstehung.

1. Bildungen der Flüsse (Terrassen).

Die starke mechanische Verwitterung z. Zt. eines glazialen Klimas veranlasste eine starke Schuttbildung, und die geringe Stosskraft des Wassers eines niederschlagsarmen Klimas bewirkte im allgemeinen eine Aufschüttung des durch den Fluss transportierten Materials. Die Zwischeneiszeiten dagegen, in denen ein feuchtes, bedeutend wärmeres Klima, das etwa dem unsrigen heute entsprochen haben mag, herrschte, sind die Zeiten des Einschneidens und Vertiefens der Täler durch die Stosskraft reicher Wassermassen, welche die in den Eiszeiten im Talgebiet abgelagerten Geröllmassen ausräumten. Ein mehrfacher Wechsel des Klimas von verschieden langer Dauer und von verschieden starkem Wirkungsgrad, veranlasste auf diese Weise die Bildung verschiedener Terrassen. Dieser wechselnde Vorgang wurde stellenweise durch Hebungen und Senkungen der Erdkruste beeinflusst, welche Bewegungen streckenweise bei dem Fluss Erlahmung bzw. Belebung der Erosionstätigkeit hervorriefen. In Zeiten der allgemeinen Erosion konnte auf diese Weise streckenweise im Flussgebiet — wie wir dies auch heute sehen — eine Aufschotterung entstehen.

Zweifelloos gibt es auch grosse Gebiete, die im Diluvium hebende bzw. senkende Bewegungen erlitten haben und auf diese Weise mit zur Terrassenbildung beigetragen haben (H. QUERING 1926 S. 486 ff.). Sie erklären aber nicht restlos die mehrfach sich wiederholende Bildung von durchlaufenden Terrassen von regionaler Ausdehnung, wie z. B. die Konkordanz der einzelnen Diluvialterrassen im Rhein-, Mosel-, Nahe- und Lahn-Tal (S. 92). Diluviale tektonische Bewegungen sind weniger für die Bildung, desto mehr aber für das Auftreten gleichaltriger Talaufschüttungen in wesentlich verschiedener Höhenlage und das Überschneiden von verschieden altrigen Terrassen bestimmend. Diluviale tektonische Bewegungen beeinflussen die Flusstätigkeit und komplizieren die Ablagerungserscheinungen, machen aber die Annahme gleichzeitiger Klimaänderungen zur Erklärung von Erosion und Akkumulation in keiner Weise entbehrlich.

Das Blatt Ober-Ingelheim gehört zu einem Gebiet, das im Diluvium nicht frei von Störungen war, aber ihr Ausmass ist als gering zu bezeichnen gegenüber demjenigen, das die Störungen der diluvialen Bildungen weiter östlich, am Rande des Rheintalgrabens erreicht haben.

Unser Flussgebiet lag während der ganzen Diluvialzeit in dem nicht versteinerten Gebiet, eine unmittelbare Einwirkung des Eises konnte sich also auf ihre Schotterbildungen nicht bemerkbar machen. Wohl aber ist es möglich, dass die zeitweise Absperrung des Rheins durch das nordische Inlandeis in den Eisphasen des Diluviums eine Aufschotterung in dem ganzen oberhalb gelegenen Flusssystem begünstigte, ebenso wie der Rückzug des Inlandeises nach Norden sicherlich nicht ohne Einfluss auf die verstärkte Erosionstätigkeit des Rheins und seiner Nebenflüsse war. Die Staffeln der einzelnen diluvialen Terrassen des Rheins sind natürlich meist nicht mehr in der klaren Gestaltung vorhanden, in der sie entstanden sind, sondern die Staffelung wird durch Schuttmassen (Gehängerutschungen und Gekrieche) verwischt. Dies gilt besonders für die einzelnen Terrassen innerhalb einer zeitlich bis zu einem gewissen Grade einheitlichen Terrassengruppe, und für die älteren Talstufen in stärkerem Masse als für die jüngeren. Auch sind die älteren durch die diluvialen Störungen in Mitleidenschaft gezogen worden. Im allgemeinen werden zur Ausscheidung und Zusammenfassung von Terrassenresten, wenn Tierreste fehlen, die absolute Höhe und die relative Höhenlage zum heutigen Flusspiegel als ausschlaggebende Merkmale angesehen.

Betrachten wir die Terrassen dem Alter nach und beginnen wir mit den ältesten Rheinterrassen in der Richtung des Stromlaufes.

Die wiederholte Terrassenbildung, die ihrerseits in enge Beziehung zu glazialen Erscheinungen der Alpen gebracht werden kann, lässt sich durch den nachgewiesenen häufigen klimatischen Rhythmus in der Diluvialzeit leichter erklären, als durch einen angenommenen tektonischen Rhythmus, für dessen Vorhandensein gerade die Terrassenbildungen den Beweis liefern sollen. Wir können allerdings sagen, dass nach Ablagerung der Hauptterrasse das Rheinische Schiefergebirge mit Ausschluss der Rochusbergscholle bei Bingen eine stärkere Aufwärtsbewegung erlitten hat, als das Mainzer Becken und die Rochusbergscholle. Denn wir sehen die beiden Stufen der Hauptterrasse des Rheins auf dem Rheinhessischen Tertiärplateau bei Ingelheim wie auf dem zum Rheinischen Schiefergebirge gehörenden Rochusberg bei Bingen in annähernd gleicher Lage zum heutigen Rheinspiegel, der in ~ 79 m NN liegt.

	Hauptterrasse	
	jüngere Stufe	ältere Stufe
Rheinhessisches Plateau bei Wackernheim—Ober-Ingel- heim (Mainzer Becken)	190—215 m NN	220—240 m NN
bei Ockenheim		260—265 m NN
Rochusberg (Rheinisches Schiefergebirge)	190—210 m NN	225—235 m NN
Trechttingshausen (Rheinisches Schiefergebirge)	265—285 m NN	300 m NN.

Wir können bisher keinen Beweis für einen mehrfachen Stillstand während dieser diluvialen Aufwärtsbewegung innerhalb des Mainzer Beckens und der Grenzgebiete der anstossenden Gebirge — Rheinisches Schiefergebirge und

Pfälzer Bergland — erbringen. Das gleiche gilt für die diluviale Abwärtsbewegung innerhalb der Rheinebene südöstlich der Nierstein-Nackenheim-Schwelle und ihrer nordöstlichen unterirdischen Fortsetzung in die Rheinebene hinein.

Die Möglichkeit rythmischer Bewegungen auch in den eben besprochenen Gebieten besteht nur auf Grund von Analogieschlüssen aus dem Niederrheingebiet.

Die langsam sich vollziehende Aufwärtsbewegung des Rheinhessischen Plateaus, also des westlichen Mainzer Beckens, wird natürlich von zahlreichen lokaltektonischen Bewegungen in diesem Gebiet und besonders an seinen Rändern beeinflusst. Die Aufwärtsbewegung selbst, die sich seit der Tertiärzeit bis heute vollzieht, äussert sich in einer verschieden starken Bruchbildung.

a) Die ältere Terrassengruppe.

α) Ältere Terrassen des Rheins (Hauptterrassengruppe) dg₁ ρ

Schon K. OESTREICH stellte 1909 (K. OESTREICH 1909) auf dem Rochusberg die Hauptterrasse des Rheins fest. Man erkennt hier deutlich 2 Geländestufen, eine zwischen 185 und 210 m, also etwa 115 m über dem Rheinstrom und eine weitere etwa in 225—235 m NN. OESTREICH sah in diesen beiden Ebenheiten zwei Stufen der Hauptterrasse. Da ich bis 1930 keine einwandfreien Rheingerölle, wohl aber oberoligocäne Brandungsgerölle auf der oberen Verebnung habe feststellen können, so galt diese zunächst als unsicher. In diesem Jahre gelang es mir aber, in etwa 235 m nahe am Kaiser-Friedrich Turm einige Rheingerölle zu sammeln, sodass die obere Geländestufe, die also mit ihrer Basis etwa 145 m über dem Wasserspiegel des Rheins liegt, als die älteste Stufe der Hauptterrasse, die älteste Diluvialterrasse des Rheins anzusprechen wäre.

Schon OESTREICH stellte die Frage, wo lag der Oberlauf des diluvialen Rheins vom Rochusberg? Er glaubte, dass weiter oberhalb im Rheingau die Hauptterrasse fehle, dass sie zwar daselbst ehemals auch in der Höhe der heutigen Hauptterrasse lag, aber in den weichen Tertiärgebieten der Abtragung anheimgefallen ist.

Bei der geologischen Aufnahme von Blatt Ober-Ingelheim habe ich aber zwischen Ober-Ingelheim, Wackernheim und Finthen, also im nördlichen Teil der Hochfläche zwischen 200 und 223 m vielfach Gerölle der Hauptterrassengruppe des Rheins mit einem starken Einschlag des Mains gefunden. Nur in dem 11 km breiten Raum zwischen der Höhe „Neue Trift“ östlich Ober-Ingelheim und dem Rochusberg schienen Reste der Rheinablagerungen der Hauptterrassenzeit völlig zu fehlen.

Inzwischen haben aber eingehende Untersuchungen der Dolinen der kalkigen Hochfläche das überraschende Ergebnis gebracht, dass die ältesten Rhein-Mainschotter eine bisher ungeahnte Verbreitung auf dem Rheinhessischen Plateau gehabt haben müssen. Bisher gelang es, ihre ehemalige Anwesenheit noch in der Gegend von Wolfsheim und Vendersheim, also etwa 14 km vom Rhein bei Gau-Algesheim entfernt, nachzuweisen. Die Rheinschotter haben bei Wolfsheim Anteil an einer Dolinenausfüllung in 250 m NN, d. h. 170 m über dem Rhein.

Der älteste diluviale Rhein-Main muss also über Teile der unterpliocänen Kieseloolithschotterterrasse hinweggeflossen

sein. Es sind dies offenbar die Gebiete des Rheinhessischen Plateaus, die in nachunterpliocäner aber vordiluvialer Zeit eine Absenkung erfahren haben.

Welches Ausmass diese gehabt hat, kann wegen des Auftretens von diluvialen senkenden Störungen, die das Gebiet betroffen haben, nicht ermittelt werden, zumal diese senkenden diluvialen lokaltektonischen Bewegungen mit Bruchbildungen durch die säkulare allgemeine Aufwärtsbewegung des Rheinhessischen Plateaus während der Diluvialzeit eine gewisse Kompensation erlitten haben.

Es ist sogar nicht ausgeschlossen, dass der älteste Rhein-Main über das ganze pliocäne Schottergebiet östlich von Ober-Ingelheim hinweggeflossen ist und die deutliche Geländestufe, die sich von Westen nach Osten in ~ 240 m NN über das Plateau erstreckt, der alte Uferand des Flusses ist. Sollte sich diese Möglichkeit als richtig erweisen, so wären die Löss- und Lösslehme der Hochfläche des Mainzer Berges zwischen Ober-Ingelheim und Essenheim als ganz altdiluviale Bildungen aufzufassen, die sogar noch vor Entstehung der Hauptterrasse zum Absatz kamen.

Die durch chemische Auflösung des Kalkes und durch Erosion auf Klüften bedingte Zerrüttung des Gesteinskörpers ist ein Vorgang, der nicht nur unserer Zeit eigen ist, sondern der im Altdiluvium eine noch grössere Rolle gespielt und mit zur Bildung von Dolinen auf den sanft geböschten Abhängen des Plateaus geführt hat.

Es sind trichter- und kesselförmige Vertiefungen im Kalk, deren Seitenwände keine Auswaschungsformen des Wassers zeigen. Auch streichen die Kalkbänke nicht in den Hohlraum aus, sondern sie weisen ein meist steiles Einbiegen der zerklüfteten oder zerrütteten Kalkbänke zum Trichterinnern auf. Wo der Aufschluss einen Einblick in den Boden eines Kessels oder Trichters erlaubt, kann man Klüfte, die sich nach unten in den Kalk fortsetzen, erkennen. Diese sind zumeist von dem jüngeren sandigen Deckschichtenmaterial erfüllt, das für Wasser durchlässig und gewöhnlich etwas eisenschüssig ist, selten sind feinere Spalten von wasserundurchlässigem kalkfreiem Letten, den Auslaugungsrückständen des Kalkes, verklebt. Die Doline bildet also keine Gelegenheit zur Ansammlung von Wasser; dieses findet Abzug in die Tiefe.

Offenbar sind diese Dolinen wie folgt entstanden: Die mit Kohlensäure beladenen atmosphärischen Wässer wirkten korrodierend und erodierend in den klüftigen Kalken und schufen, unterstützt durch fliessende Gewässer, welche das Plateau in unserer Gegend im Altdiluvium überquerten, in denselben grössere Hohlräume. Mehr oder weniger langsam senkte sich die Decke desselben in den Hohlraum ein und legte sich flexurähnlich unter mehr oder weniger starker Zerklüftung der Gesteinsbänke, dem Hohlraum sich bis zu einem gewissen Grade anschmiegend, in diesen hinein. Wir haben es hier also mit einer Einsturzdoline zu tun, nicht mit einer Erscheinung, die von der Oberfläche ausgeht und sich nach der Tiefe hin fortsetzt. Solche Art Dolinen, eingesenkt in das Rheinhessische Kalkplateau, konnten bisher mit Sicherheit noch nicht nachgewiesen werden. Vielleicht gehören hierzu die kesselartigen Vertiefungen, die im Unterpliocän den darüber fliessenden Wässern Gelegenheit boten, tiefere Auskolkungen zu schaffen. In diese fand die Einspülung unterpliocäner

Kiessande statt, die z. B. am Wissberg bei Gau-Weinheim die reichen Tierfunde aus jener Zeit liefern.

Die Einsturzdolinen sind eine weitverbreitete Erscheinung in der Übergangszone des Plateaus zum Hang desselben, sowohl im Selztal zwischen Elsheim und Ober-Ingelheim als auch am Abhang des Rheintals zwischen Ober-Ingelheim und Wackernheim. Sie erreichen einen Durchmesser von 40 m (alter Steinbruch südlich Steinbruch am Hesselweg SO Ober-Ingelheim). Sie sind völlig von pliocänum und diluvialen Material angefüllt, so dass sich keinerlei Vertiefungen im heutigen Gelände finden, die nennenswert wären. Es liegen also in unserem Gebiet Dolinenerscheinungen, aber keine Dolinenlandschaft vor.

Bemerkenswert ist die Art der Ausfüllung dieser Dolinen, da sie bis zu einem gewissen Grade Aufschluss über das Alter der Bildung gibt. Wären die Einsenkungsdolinen vor der Ablagerung der unterpliocänen Kiessande entstanden, so wären diese Vertiefungen durch die unterpliocänen, Kiessand verfrachtenden Gewässer ausgefüllt worden. Statt dessen zeigt eine genaue Durchsichtung des Ausfüllungsmaterials, dass den pliocänen Kiessanden mehr oder weniger häufig grössere Rhein- und Maingerölle beigemischt sind, andere enthalten auch noch schlickhaltige feine Rheinsande, verschwemmten Löss und Lösslehm. Es ist also nicht so, dass die tiefsten Teile der Doline nur von pliocänen Kiessanden erfüllt sind, dass sich darüber gesondert Rhein-Main-Sande und -Kiese einstellen und endlich Löss oder Lösslehm den Abschluss in der Ausfüllung bilden. Wäre dies der Fall, so könnte man sagen, dass, nach Ablagerung aller dieser pliocänen und diluvialen Gebilde, die Einsenkung über der Auslaugungs- und Zerrüttungsstelle erfolgt sei. Statt dessen sehen wir die pliocänen Kiessande zwar im tiefsten Teil der Doline angereichert, darüber aber mit dem Material der ältesten diluvialen Hauptterrasse gemischt, und die Doline meist bis zum oberen Rande ausfüllen. Der Löss und Lösslehm, der in manchen Dolinen den oberen Teil der Ausfüllung ausmacht, ist aber weder ein typisch äolischer oder subaquater Löss, sondern stets ein Schlemmlöss mit schichtweise eingeschalteten Kalkschuttstreifen von geringer Geröllgrösse. Die Dolinen haben sich also in der Hauptsache vor Ablagerung des Lösses und meist in der Zeit gebildet, in der noch Reste der ältesten diluvialen Hauptterrasse das Kalkplateau bedecken. Während in der Umgebung der Dolinen die Hauptterrassenbildungen heute fehlen, sind sie in diesen Vertiefungen erhalten geblieben und dies gilt vielfach auch für die unterpliocänen Schotter. Fand ein späteres Nachsacken der Dolinen statt, was ja an solchen Zerrüttungsstellen häufig zu erwarten war, so können leicht Lössse verschiedenen Alters hineingeschwemmt worden sein. Die Bildung von Hohlräumen in dem Kalkplateau wurde also angeregt durch eine Zerrüttung des Gesteins, die ihrerseits auf die korrodierende und erodierende Einwirkung von Kohlensäure reicher atmosphärischer Wässer im klüftigen Kalk zurückzuführen ist. So fanden die pliocänen und später die altdiluvialen Rhein-Maingewässer, die das Gebiet überquerten, geeignete Stellen, um Hohlräume zu schaffen, die gross genug waren, um ein späteres Einstürzen oder Nachsacken der altdiluvialen Deckschichten herbeizuführen.

Auf Blatt Bingen konnten neuerdings mehrere Stellen mit Dolinenresten festgestellt werden, die Rheinmaterial enthalten. Auf der „Platte“ (Ockenheimer Berg) in 245 m NN, am Ockenheimer Hörnchen 4 grössere Buntsandsteingerölle in 268 m NN, in den Kiesgruben (Pliocän) des Neuberges östlich von Dromersheim in 265 m NN Buntsandstein und kopfgrosser Taunusquarzit.

Auf Blatt Ober-Ingelheim seien die folgenden Stellen erwähnt, an denen Rhein-Mainmaterial in hochgelegenen Dolinen erhalten geblieben ist. Im Birken-schlag des Ober-Olmer-Waldes (230 m NN), im Münchwald 230 m NN, Steinbrüche Heiliges Häuschen bei Wackernheim (220 m NN) Neuland, Wolfsgrube und Goldgewann östlich Ober-Ingelheim 227—230 m NN, Lange Horn östlich Ober-Ingelheim 200 m NN, Steinbruch Hesselberg OSO Ober-Ingelheim 210 m NN, Steinbrüche bei der Ingelheimer Döll 200—210 m NN, Neuberg und Generals-wingert nördlich Elsheim 210 m NN, An den Fichten (Gau-Algesheimer Kopf) 240 m NN. Berücksichtigt man ferner die schon erwähnten flächenhaften Vor-kommen zwischen Ober-Ingelheim-Wackernheim und Finthen in 200—223 m NN, so sieht man sich gezwungen auf Blatt Ober-Ingelheim wie am Rochusberg mindestens 2 Stufen der Hauptterrassengruppe anzunehmen. Eine Stufe, die unter etwa 218 m NN (Jüngere Hauptterrasse, $dg_1 \rho \rho$) und eine ältere, höhere, die über 218 m zu liegen kommt (Ältere Hauptterrasse oder älteste Dilu-vialterrasse des Rheins, $dg_1 \rho z$). Doch ist grosse Vorsicht bei der Zuteilung der Vorkommen zu der älteren oder jüngeren Terrassenstufe am Platz, da diluviale Störungen mit Verwurf nachweisbar sind. So beginnt östlich von Wackernheim zunächst ein geringes Absinken der Hauptterrassen nach Osten und wohl auch nach Norden hin. Im östlichen Teil von Finthen liegt die Unterkante der unteren jüngeren Stufe der Hauptterrasse bereits auf 192 m, 200 m östlich am Rondell auf 185 m und wiederum 1500 m weiter östlich auf 150 m NN.

Es fällt auf, dass im Bereich der jüngeren Stufe der Hauptterrasse, bis zur Sandgrube am Fuchsweg nördlich km 8 Wackernheim-Finthen, feine Rheinsande mit diskordanter Parallelstruktur herrschen, die mitunter wie z. B. in Finthen und am dortigen Rondell zur Bildung von Kalksandsteinen neigen, während nördlich und westlich des Fuchsweges gröbere Schotter vorwiegen. Diese sind stets gering mächtig und meist verraten uns einzeln umher-liegende Gerölle die ehemalige weite Verbreitung. Möglicherweise lag eine Bucht mit der sandigen Ablagerung des Flusses vor, die mit den ältesten Mosbacher Sanden in Verbindung gebracht werden könnte.

Die wenigen Schotterreste der älteren Stufe, der ältesten Diluvial-terrasse des Rheins, die ausser an der „Neuen Trift“ bei Nieder-Ingelheim fast ausschliesslich ihre Erhaltung der Einschliessung in Dolinen verdanken, bestehen meist aus grobem Material mit guter Abrollung.

Buntsandsteingerölle herrschen vor, besonders was die Gerölle über Hühner-eigrösse anbelangt. Daneben finden sich weisse Quarzkiesel, weniger häufig Quarzite und ganz selten schwarze Kieselschiefer (2 Gerölle). Einzelne Bunt-sandstein- und Quazitgerölle erreichen Kopfgrösse. Vielfach sind die Buntsand-steine gebleicht, doch nie ganz entfärbt. Grössere Gerölle zeigen im Innern sogar noch eine kräftige Rotfärbung. In einer grossen Doline am „Lange Horn“ östlich Ober-Ingelheim sind die wenigen grösseren Buntsandstein-, Quarzit- und

Milchquarzgerölle, denen aus der Umgebung stammende Kalkgerölle beigemischt sind, in feinen glimmerhaltigen und durch Löss verunreinigten Rheinsand eingebettet. Das starke Vorwiegen grosser Buntsandsteingerölle spricht für eine Hauptbeteiligung des Mains, weshalb meist von Rhein-Mainmaterial gesprochen wird.

β) Ältere Terrassen der Selz (Hauptterrassengruppe) dg₁ c.

Auch bei der Selz lassen sich 2 Stufen der Hauptterrasse unterscheiden. Die älteste Stufe dg₁ ασ liegt in ~ 188 m NN, d. h. stark 80 m über der heutigen stark aufgeschotterten Talsohle des Baches. Sie fand sich auf Blatt Ober-Ingelheim nur in einem kleinen Vorkommen auf dem Schild südlich von Stackeden. Aber wichtiger als dieser Fund und diesen klärend ist das Vorkommen 600 m südlich des erstgenannten. Hier liegt am Kleinen Berg bereits auf Blatt Wörrstadt ebenfalls in 190 m NN über unterpliocänen Schottern eine etwa 40 cm dicke Lage von Selzschottern. In dieser Ablagerung fand sich ein wohlhaltener Backenzahn, den O. SCHMIDTGEN als zu *Elephas meridionalis* gehörig bestimmte. Dieser Fund bestätigt das hohe Alter des Terrassenrestes, ein deutlicher Beweis dafür, dass die 70–80 m über der Talsohle gelegenen Schotter der rheinhessischen Bäche der älteren Hauptterrasse zugerechnet werden dürfen.

Die jüngere Stufe der Hauptterrasse dg₁ βσ finden sich an 2 Stellen südlich und südwestlich von Stackeden in 170–180 m und 165–170 m über NN, also rund 63 m über der Talsohle.

Das Schottermaterial unterscheidet sich als einheimisches leicht von dem des Rheins. Entsprechend der Herkunft der Selz, deren Quellgebiet bei Orbis nordöstlich vom Donnersberg liegt und die weite Gebiete durchfließt, die von Meeressanden, Schleichsanden, Cyrenenmergel und Corbiculakalken eingenommen werden, finden sich einige Melaphyrgerölle und wenige Milchquarze, die dem Rotliegenden entstammen und besonders häufig Kalkgerölle der Corbiculaschichten, abgerollte Schalenreste des dickwandigen *Pectunculus obovatus*, weniger abgerollte Reste von Cyrenen, Cythereen und Cerithien der Schleichsande und Cyrenenmergel und endlich wenig unterpliocänes Material.

b) Die mittlere Terrassengruppe.

Die mittlere Terrassengruppe umfasst die Mittelterrassen im Sinne KAISERS (E. KAISER 1907 S. 18 f.), d. h., die an den Hängen des eigentlichen Tales zurückgebliebenen Schotterablagerungen, also die zwischen Niederterrasse und Hauptterrassen eingeschalteten Talstufen. Die wichtigsten derselben sind die sog. Mittelterrasse STEINMANNS (G. STEINMANN 1906 S. 22) am Niederrhein, die sich hier etwa 5 m über die Niederterrasse erhebt und mit unserer unteren Mittelterrasse auf gleichen Fuss zu stellen ist, neuerdings von MORDZIOL (C. MORDZIOL 1926 S. 29) als Talwegterrasse benannt, und die sog. Hochterrasse STEINMANNS (= ältere Mittelterrasse von E. ZIMMERMANN II bei Köln), die mit unserer oberen Mittelterrasse zu identifizieren ist. Die untere Mittelterrasse (Talwegterrasse) entspricht der älteren Stufe der Niederterrasse der elsässischen Geologen. Auch A. LEPPLA bezeichnet (A. LEPPLA

1924 S. 72) die unserer unteren Mittelterrasse entsprechende Talstufe, die bis 20 m über das Moselbett ansteigt, als obere Staffel der „Unteren Terrassen“ (Niederterrasse).

α) Die ältere Mittelterrasse des Rheins $dg_2^{\circ\alpha}$ (Hochterrasse) fehlt auf Blatt Ober-Ingelheim. Es ist aber sehr wahrscheinlich, dass sich am Gehänge unter der Bedeckung von Flugsanden in 125–135 m NN Reste finden, die der Ausräumung nicht anheim gefallen sind.

Als Reste der β) Hochterrasse der Selz $dg_2^{\circ\beta}$

sehe ich 3 Vorkommen auf dem linken Selzufer, südöstlich und südlich von Stackeden an, die zwischen 130 und 140 m NN liegen, d. h. 20–30 m über der Talsohle. (Gleier, Altdorf und Im Lettenfeld.) Die Schotter bestehen hauptsächlich aus Corbiculakalkgeröllen und wenig abgerollten Schalenresten von Muscheln und Schnecken des Meeressandes, Schleichsandes und der Cyrenenmergel. Seltener sind Gerölle des Pliocäns, Bohnerze und Melaphyre aus dem Rotliegenden.

γ) Die jüngere Mittelterrasse (Talwegterrasse) des Rheins $dg_2^{\circ\gamma}$.

Wenn auch nicht ununterbrochen, so doch an sehr vielen Stellen sichtbar, tritt die Talwegterrasse des Rheins zwischen dem Weilerberg bei Heidesheim und der Selztalbahn bei Ober-Ingelheim auf. Sie fehlt dann zwischen diesem Punkt und dem Welzbachtal bei Gau-Algesheim. Von hier an lässt sie sich in nahezu zusammenhängendem Zug bis zur Bahnlinie Sarmsheim-Kempton auf Blatt Bingen verfolgen. Meist sind die Unterbrechungen im Terrassenzug eine Folge der Einhüllung durch Flugsande. Doch ist das Fehlen östlich von Gau-Algesheim, also am Nordfuss des Gau-Algesheimer-Kopfes, vermutlich auf eine Zerstörung durch spätere Seitenerosion zurückzuführen, der eine starke Flugsandbildung mit Einschaltung von Schuttströmen von dem Rheinhessischen Plateau her folgte. Dafür sprechen die tieferen Aufschlüsse in der grossen Flugsandgrube in dem Bahneinschnitt am Davidstein, wo Schürfe in 89 m NN noch keinen Rheinkies erschlossen. Nach Angaben von Herrn Bürgermeister Mundermann hat eine tiefere Brunnengrabung in der Grube nur wenige Kiesgerölle unmittelbar über der tertiären Unterlage gebracht, die dann als die geringen Reste der erodierten Talwegterrasse angesprochen werden könnten. Die besten Aufschlüsse über den Aufbau wie die Lagerung der Talwegterrasse gibt das Gebiet innerhalb des Bogens der Selztalbahn westlich der Selz, südlich der Fabrik Böhringer, südwestlich vom Bahnhof Ingelheim.

Hier liegen zahlreiche Kiesgruben und der 8 m tiefe Bahneinschnitt der Selztalbahn. Der letztere ergab die Oberkante der Talwegterrasse in knapp 100 m NN. Die Tongrube bei dem Bahnübergang an der Strasse Ingelheim-Bingen die Unterkante in rund 88 m NN.

Diese Lage war aber offenbar nicht die tiefste, die durch die Ausräumung des Rheintals vor Ablagerung der Talwegterrassenschotter geschaffen wurde. Eine Bohrung bei dem Bahnwärterhaus am Lange Berg bei Nieder-Ingelheim

erschloss die Talwegterrasse zwischen 91 und 79 m NN, eine andere weiter östlich gelegene Bohrung an der Strasse Ingelheim-Heidesheim zwischen 98,5 und 86 m NN, wobei das Liegende noch nicht erreicht war. Wir können annehmen, dass die Austiefung der Flussrinne auf dem heutigen linken Rheinufer in der Riss-Würm-Zwischeneiszeit mindestens bis zur gleichen Tiefe vor sich ging, in der heute die Sohle des Stromes in Höhe der Mariannen-Aue (Blatt Eltville-Heidenfahrt) auf tertiärem Untergrund liegt.

STEUER (STEUER 1907, S. 80—86) glaubt, dass die von mir als Talwegterrassenschotter bezeichneten Ablagerungen im Selztalbahneinschnitt abgesunkene Hauptterrassenreste seien. Diese liegen, wie wir sahen, normalerweise 120—140 m höher in der Umgebung von Ober-Ingelheim. Die Absenkung müsste demnach hier mindestens diesen Betrag erreicht haben und dementsprechend müssten auch die tertiären Schichten einen solchen Verwurf mit erlitten haben. Dies ist aber keineswegs der Fall. Die von STEUER als Cyrenenmergel bezeichneten Schichten an der Sohle des Bahneinschnittes (untere Teile der Süßwasserzone) gliedern sich störungslos in den Bau des südlich anschließenden Plateaus vom Gau-Algesheimer-Kopf ein, auf dem hoch gelegene Reste der Hauptterrasse liegen. Die von STEUER beschriebenen Aufwölbungen des Cyrenenmergels (Süßwassermergel) und der anschließenden Schotter, sowie die Diskordanzen sind deshalb als lokale Rutschungen und Stauchungen der Schotter aufzufassen, die sich zur Zeit der Bildung der Talwegterrasse vollzogen. Ferner spricht dafür, dass es sich in dem Bahneinschnitt um Schotter der Talwegterrasse handelt, dass die Schotter sich ohne Schwierigkeiten in den übrigen Verlauf der linksrheinischen Talwegterrasse eingliedern lassen. Die kleinen Verwerfungen, die in dem Bahneinschnitt tatsächlich auftreten, sind ebenfalls leicht als Folge der Rutschungen zu erklären.

Westlich von Gau-Algesheim liegt die Talwegterrasse etwa 10 m höher. Die Ursache kann darin erblickt werden, dass bei der allgemeinen Aufwärtsbewegung, die das nordwestliche Mainzer Becken während des ganzen Diluviums erfahren hat, diese sich westlich Gau-Algesheim stärker vollzog als östlich des Ortes, eine Folge des Spiels der Kräfte zwischen der Aufwärtsbewegung des Mainzer Beckens im Anschluss an das Aufsteigen des Rheinischen Schiefergebirges und der Abwärtsbewegung der Teile des Mainzer Beckens, die von der Absenkung des Rheintalgrabens in Mitleidenschaft gezogen werden. Endlich ergaben kleinere Bohrungen bis zu 2 m Tiefe, die zwischen dem Jüdischen Totenhof und dem Friedhof von Nieder-Ingelheim ausgeführt wurden, in rund 110 m NN Bildungen, die noch der Talwegterrasse des Rheins angehören dürften. Unter 0,5—1 m Flugsand bzw. verschwemmtem Löss treten kalkhaltige lehmige oder schlickhaltige Sande auf, die stellenweise auch feinkiesig werden, dazu findet sich ab und zu humoser Schlick.

Das Material der Talwegterrasse besteht im wesentlichen aus einem Gemisch von Main- und Rheinmaterial. Charakteristische Maingerölle sind: die Buntsandsteine des Spessart, Muschelkalk von Franken, Lydite des Fichtelgebirges, Quarzite des Hahnenkamms (Spessart) und als Seltenheit Hornsteine des Jura, Trapp der Steinheimer Gegend, und GROSS berichtet von dem Fund einer abgerollten Gryphaea cymbium aus dem Jura. Typische

Rheingerölle sind: kleine kaffeebraune Radiolarienhornsteine, granitische und dioritische Gesteine des Odenwaldes. Dazu kommen zahlreiche Gerölle der Taunusgesteine (Quarzite, Sericitschiefer Phyllite) und zu diesem Schottergemenge gesellen sich die Gesteine und Versteinerungen des Rhein Hessischen Plateaus, die aber mit Ausnahme der umgelagerten Pliocänkiesel eine geringe Abrollung aufweisen.

Was die Geröllgrösse anbelangt, so schwankt diese in weiten Grenzen. In der Regel finden sich an der Basis der Ablagerung gröbere Schotter, insbesondere die grossen Eisdriftblöcke von Buntsandstein und Muschelkalk (Kiesgruben Esch bei Nieder-Ingelheim), die bis 40 cm dick werden können. Andererseits zeigt die Sandgrube am Steinert von Gau-Algesheim, dass bis 10,20 m mächtige Sande mit Diskordanzstruktur und nur wenige feinkörnige Kiese die Talwegterrasse in der Hauptsache zusammensetzen können, ja auch Schlickbildungen konnten hier, wie z. B. auch in dem Selztalbahneinschnitt beobachtet werden. Scharf hebt sich die Niederterrasse der Selz, durch andersartiges Material ausgezeichnet, von der Talwegterrasse des Rheins in den Gruben von Nieder-Ingelheim ab, wo diese von Niederterrassenschottern der Selz überlagert werden.

Die Mächtigkeit der Talwegterrasse beträgt, wie Bohrungen gezeigt haben, mehr als 12,50 m, doch dürften 15 m nur selten überstiegen werden.

Wegen der Überdeckung durch Flugsande findet sich nicht immer eine deutlich ausgeprägte Geländestufe zwischen der Talwegterrasse und der Niederterrasse. Eine solche tritt scharf hervor am Hohen Rech bei Heidesheim, ferner unmittelbar östlich Nieder-Ingelheim zwischen Bahn und Strasse nach Heidesheim und am Nordabhang des Steinert unmittelbar westlich von Gau-Algesheim.

Die Talwegterrasse der Selz konnte aus Mangel an guten Aufschlüssen nicht von ihrer Niederterrasse getrennt werden.

c) Die Niederterrassen.

Als Niederterrasse wurde die erste Talstufe ausgeschieden, die sich über dem heutigen Flussbett, morphologisch erkennbar, aufbaut und die sich dabei gegen das heutige Überschwemmungsgebiet abhebt, im allgemeinen also als hochwasserfrei zu bezeichnen ist. Allerdings besteht hin und wieder keine scharfe Grenze zwischen den heutigen alluvialen Bildungen und der Niederterrasse, so in der Gegend zwischen dem Wasserwerk der Selz-Wiesbachgruppe und Heidesheim.

α) Die Niederterrasse des Rheins. (Sg ρ)

Über die Niederterrasse rechts des Stromes berichtet A. LEPPLA (WAHNSCHAFFE und LEPPLA 1901) wie folgt: „Die die tiefste Terrasse bildenden Rheinschotter, welche sich von Rüdeshheim über Geisenheim nach Winkel ziehen und längs der Strasse mehrfach aufgeschlossen sind, haben ein von den örtlichen Schottern ziemlich verschiedenes Aussehen. Sie sind grau, reich an Quarzsand, transversal geschichtet, meist sehr locker und führen neben Quarz, Quarziten und Sericitgesteinen des Taunus noch rote Sandsteine, Kieselschiefer,

tertiäre Kalke, auch wohl Urgebirgsgesteine (Granite etc.). Manche Sandlagen sind kalkreich und gehen in dünne Mergelschichten über.“

Links des Stromes bildet die Bahnstrecke Mainz-Bingen für unser Blattgebiet ziemlich genau die südliche Begrenzung der Niederterrasse. Besonders breite Flächen nimmt sie zwischen Nieder-Ingelheim und Gau-Algesheim ein, wo sie, sieht man von den alluvialen Gebilden, die sie unterlagert, ab, bis 2 km breit wird. Doch tritt sie als Niederterrasse grösstenteils nicht zutage, sondern liegt unter einer ziemlich beträchtlichen Flugsandhülle verdeckt.

Zahlreiche Bohrungen auf Wasser, die von dem Gruppenwasserwerk der Selz-Wiesbachgruppe ausgeführt wurden und weitere Brunnen, die die Chemische Fabrik Böhringer hat niederbringen lassen, geben uns Aufschluss über den Aufbau, das Material und die Mächtigkeit der Niederterrasse. Der Untergrund besteht aus Mergeln der Schleichsandstufe. Diese bilden eine etwas wellige Oberfläche, die sich nach dem Strom zu mehr und mehr heraushebt, sodass sich südlich und zugleich längs des Stromes eine tiefere Rinne herausgebildet hat, in der es zum Absatz der Niederterrassenschotter kam. Die Ausräumung des Tales innerhalb dieser Rinne vor dem Absatz der Niederterrassenschotter war eine so beträchtliche, dass die Flusssohle damals tiefer als heute in dem betreffenden Stromabschnitt liegt.

So befindet sich die heutige Flusssohle bei der Mariannen-Aue, also etwa in Höhe des Gruppenwasserwerkes in rund 75,5 m, während sie in dessen Umgebung in der Niederterrassenzeit auf 68,2—73 m NN herabsinkt. Annähernd ebensolche Tiefen ergaben Brunnen „In der Muhl“ an der Strasse von Nieder-Ingelheim nach Frei-Weinheim (71,20—74,35 m NN).

Die Bohrungen zeigen durchweg einen Kiessockel von 2—7 m Stärke, über dem Sande mit dünnen Kiesstreifen liegen, die oft ohne scharfe Grenze in Flugsande übergehen. Eine durchgehende Schlicklage als Abschluss der Terrassenbildung findet sich dagegen nicht, wohl aber gelegentlich Einlagen von solchen innerhalb der sandigen Abteilung. Überschlickung der Niederterrasse scheint erst nach der Flugsandbildung in der Flussnähe eingetreten zu sein.

QUIRING (QUIRING 1930 S. 10) glaubt, dass jedes vollständig erhaltene Terrassenprofil eine Dreigliederung aufweist, einen Kiessockel, auf den der Talsand folgt, dem eine Hochflutlehmschicht aufgesetzt ist. Er erklärt den Kiessockel als das Ergebnis einer tektonischen Stillstandszeit, die Talsande als solches der beginnenden Austiefung und den Hochflutlehm als Absatz in der Austiefungsperiode des Flusses. Dieser Erklärung schliesse ich mich bis zu einem gewissen Grade an, glaube aber, dass der Kiessockel nicht völlig als das Absatzergebnis bei epirogenetischer Ruhe angesehen werden darf, sondern dass die stärkere Wassermenge, die ihrerseits von dem Klima abhängig ist, eine noch beträchtlichere Rolle spielt.

Das Material der Schotter ist das gleiche wie das der Talwegterrasse des Rheins, auch grössere Eisdriftblöcke fehlen nicht.

Über die Mächtigkeit der Niederterrasse geben die Bohrungen auf Wasser, insbesondere der Firma Böhringer Aufschluss. Im allgemeinen scheinen 6—7 m die durchschnittliche Stärke zu sein, doch zeigen einzelne Bohrungen auch ein Anschwellen der Mächtigkeit bis zu 11 m.

β) Die Niederterrasse der Selz. (2g 7)

Eine deutliche Geländestufe trennt das Selztal von den älteren geologischen Bildungen. Aber nicht überall birgt diese Böschung die Niederterrasse der Selz in sich. Diese lässt sich in geschlossenem Schotterzug nur von dem Südostende des Blattes bis nach Bubenheim, stets das linke Ufer begleitend, nachweisen. Sie fehlt dann, ob tatsächlich oder nur wegen Überdeckung durch abgeschwemmten Löss, sei dahingestellt, bis zur Griesmühle südwestlich von Nieder-Ingelheim. Von hier aus begleitet sie, teils durch Flugsand verhüllt, wiederum die Selz auf ihrer linken Uferseite. Dass sie in dem Stück zwischen Bubenheim und Nieder-Ingelheim wirklich stellenweise fehlen kann, enthüllten gelegentliche Aufschlüsse an der Eulenmühle bei Gross-Winternheim. Hier zeigte aber eine Bohrung im alluvialen Talboden, dass unter 6,35 m Anschwemmungen, d. h. 4,50 m unter der Selzbachsohle noch 0,50 m Selzkiese liegen, die das Hangende des anstehenden Schleichsandmergels bilden. Das bedeutet, dass hier die Selz früher etwa 5 m tiefer floss als heute. Auch in der Nähe des Mühlborns bei Ober-Ingelheim fehlen Niederterrassenschotter, nur starke Alluvionen, mindestens 3 m, liegen unter der Selzsohle. Die Frage nach dem Alter dieser an der Eulenmühle 5 m unter Bachsohle liegenden Kiese bleibt vorläufig offen.

Das Material der Niederterrassenschotter der Selz ist leicht zu erkennen. Es sind fast ausschliesslich tertiäre Gesteine, nur wenige Gesteine (Melaphyre) aus dem Rotliegenden treten auf. Sehr zahlreich und leitend für die Selzbachschotter sind die Versteinerungen aus dem Cyrenenmergel, dem Schleichsand und untergeordnet dem Meeressand. Es fehlen auch nicht Bohnerze und umgeschwemmte pliocäne Gerölle.

Gute Aufschlüsse finden sich in Kiesgruben zwischen dem Bahnhof Elsheim und Stackeden, ferner an der Griesmühle bei Nieder-Ingelheim. Hier sind die Niederterrassenschotter der Selz der Talwegterrasse des Rheins aufgelagert. Die Grenz beider verläuft unregelmässig und in der Esch'schen Grube finden sich in der Talwegterrasse Strudellöcher, die von Selzschottern erfüllt sind. An der Basis der Selzschotter lässt sich oft eine Aufarbeitung von Talwegschottern erkennen. Es fanden sich in der Niederterrasse der Selz bei der Griesmühle Reste von *Elephas primigenius* und *Rhinoceros antiquitatis*. GROSS erwähnt von hier als nicht selten *Unio pictorum*. Die Mächtigkeit der Niederterrasse der Selz konnte im Höchstfall mit 2,50 m ermittelt werden.

2. Löss und Lösslehm. (dlö)

Wie die Karte zeigt, überzieht der Löss und der Lösslehm die Hochfläche des ganzen Rheinhessischen Plateaus. Nur auf dem Gau-Algesheimer Kopf und auf dem Plateau östlich von Ober-Ingelheim (Lange Haide, Münchwald und Ober-Olmer Wald) wird diese einheitliche Lössdecke durch die Bohnerzablagerungen und unterpliocäne Bildungen von grösserer Ausdehnung wesentlich unterbrochen.

Als eine Bildung des Windes steigt der strohgelbe bis braungelbe, staub-

feine Sand, der durch kohlen-sauren Kalk zu einem leicht zerreiblichen Gestein verkittet wird, von den Niederungen bis zu 265 m NN den höchsten Höhen unseres Gebietes an, und hüllt die tertiären Gesteine in einen mehr oder weniger dicken Mantel ein. Nur da, wo das Gehänge steilere Formen annimmt und sich der Übergang zur Hochfläche einstellt, wird der tertiäre Gesteinskörper von seinem Lösskleid in grösserem Umfang entblösst.

Doch nicht alle petrographisch als Löss bezeichneten Gesteine sind als Windbildungen anzusprechen.

Die deutliche Schichtung und der schichtweise angeordnete stärkere Sandgehalt in Lössen, die sich auf flachen Terrassenböden ausbreiten, können nur als ursprüngliche Wasserabsätze gedeutet werden. In Zeiten stärkster Vereisung ist es durch Fluss-Stauungen am nordischen Eisrand auf Terrassenböden zur Bildung von Schlickern und Sandschlickern gekommen, die von Lössen und Sandlössen nicht zu unterscheiden sind. Bei dieser Lössbildung mit Schichtung spielte offenbar der Wind auch eine bedeutende Rolle, indem er Lössmaterial herbeiführte, das sich in den zu Seen angestauten Flüssen absetzte.

Eine grosse Ausbreitung haben auf Blatt Ober-Ingelheim die sogen. Gehängelösse. Sie gehen aus ursprünglichem echtem Löss durch eine Umlagerung hervor, die sich unter der Einwirkung des atmosphärischen Wassers auf flach geböschten Hängen vollzogen hat und stellenweise auch noch heute vorsich geht.

Zu diesen Gehängelössen gehören z. B. die ganzen Lössmassen westlich von Appenheim. Diese zeichnen sich durch Schichtung und Einlagerung von nicht unbeträchtlich starken Kiessandstreifen auf. Aber hier handelt es sich nicht um Lössabsätze in einem Wasserbecken, wodurch, wie wir sahen, ebenfalls ein geschichteter Löss entstehen kann, sondern um solche, deren Schichtung ein dem Gehänge etwa entsprechendes Einfallen aufweist. In dem Hohlweg „Holzweg“ westlich von Appenheim kann man zwischen 250 m und 200 m NN ständig die Schichtung und das Einfallen des Lösses beobachten. Das Einfallen beträgt 10—12° nach Osten. Die Kiesstreifen bestehen aus abgeschwemmtem unterpliocänem Schotter und Lösskalkkonkretionen. Der Gehängelöss wird hier bis 4 m mächtig. Auf 1 m Löss kommen bis zu 30 Bänder von feinstem Löss, sandigem Löss, grobsandigem Löss, wobei die einzelnen Lagen nicht nur im Material wechseln, sondern sich auch ein Farbwechsel bei gleichbleibendem Material einstellt. Die eingeschalteten Kiessandlagen können lokal eine so grosse Stärke erreichen, dass sie zur Anlage einer Sandgrube Veranlassung werden können. So z. B. am „Sandrech“ 1 km westlich von Appenheim, wo eine 2 m mächtige Kieslage aus Milchquarz (Unterpliocängerölle), Bohnerz, Corbiculakalk und rotbraunem eisenschüssigem Sand des Unterpliocän gebildet, abgebaut wird. Nicht selten ist auch eine schichtweise Anhäufung von zum grossen Teil zertrümmerten Lössschnecken in solchen Gehängelössen.

Wie stark auch heute noch die Umlagerungen der Lössmassen vor sich geht, zeigt sich nach starken Gewitterregen. Nicht selten werden die Wege am Fuss der Lössgehänge von einer bis 10 cm starken Lössschicht weithin überschlammt.

Der Kalkgehalt des Lösses ist stark schwankend, je nachdem bereits die zur Verlehmung führende Entkalkung durch die Sickerwässer eingewirkt hat. Ja es kommen auf dem rheinhessischen Plateau so gut wie kalkfreie Lösslehme vor; andererseits können kalkreiche Lössse bis zu 25% Kalk enthalten. Eine Trennung von Lössen und den mehr gelbbraunen Lösslehmern liess sich nicht durchführen. Es gibt ferner alle möglichen Übergänge von durch Löss verunreinigten Mergellehmen mit Lösslehmern.

Durch Wanderung des in Wasser gelösten Kalkes kommt es in kalkreichen Lössen meist unter einer Verlehmungszone zur Bildung von grauen Kalkkonkretionen, die im Innern rissig sind und als Lössspuppen bezeichnet werden. Sie sind in Rheinhessen meist klein, da die Wasserzirkulation in diesen besonders trockenen Gebieten eine spärliche ist. L. VAN WERVEKE vermutet für den Bördelöss, der ebenfalls nur spärliche Lössspuppen führt, eine gleiche klimatische Ursache (L. VAN WERVEKE 1924 S. 32). Auch die weissen Kalkmilchröhrchen, die den Löss vielfach senkrecht durchziehen, rühren von Kalkausscheidungen her, die sich um Pflanzenwurzeln vollziehen.

Der Tongehalt des Lösses ist meist gering.

Der Löss hat eine sehr feinporige Struktur, die ihn zur schnellen Aufnahme von Wasser eignet. Den raschen Zerfall im Überschuss von Wasser unter Aufgabe der geringen Festigkeit zu einem Brei, rührt nach LEPLA davon her, dass der kristalline Kalkspatüberzug der Sandkörner in seine einzelnen Spaltstückchen zerfällt, wenn das Wasser in die feinen Spalttrisse eindringt, die gegenseitige Reibung der Spaltstückchen aufhebt oder vermindert und diese ihres Gewichts wegen im Wasser zu Boden sinken lässt.

Die „Windlössse“ gingen sehr wahrscheinlich zum Teil aus dem feinsten Zerstörungsmaterial diluvialer Kiessandterrassen und den stellenweise auf diesen zum Absatz gekommenen Schlickern hervor. Aus diesen Bildungen wurden durch kräftige, ständige Winde in den trockenen, kalten Phasen des Diluviums (Eiszeiten) die feinsten Teilchen ausgeblasen. Ein anderer Teil des Windlösses hat vermutlich eine fernere Heimat und stammt aus den, dem nördlichen wie südlichen Eisrand vorgelagerten fluvioglazialen Schotterfeldern. Über die Herkunft des Lössmaterials könnte nur eine Untersuchung der Schwergemengteile des Lösses eine sichere Auskunft erteilen.

Die gewaltigen Staubstürme brachten den Löss in den verschiedensten Höhenlagen zum Absatz, der so Gesteine ganz verschiedenen Alters in einen oft recht dicken Mantel einhüllte. Die mächtigen Lössmassen konnten sich nur in einer baumfreien Landschaft, einer Steppe absetzen.

Da sich Löss in jeder kalten Phase der Diluvialzeit bilden konnte, so steht zu erwarten, dass auch verschieden altrige Lössse auftreten, die durch Verlehmungszonen, die sich als Ausdruck einer Klimaänderung in den Zwischeneiszeiten bildeten, getrennt sein müssen. Andererseits kann auch die Lagerung der Lössse zu den Terrassen Aufschluss über das Alter der Lössse geben.

Im allgemeinen kann gesagt werden, dass die Lössse des Blattes Ober-Ingelheim jünger sind als die Talwegterrasse. Leider fehlen gute Aufschlüsse, wie

sie auf dem benachbarten Blatt Bingen vorkommen und die es erlauben, die Beziehungen des Löss zu den Terrassen klarzustellen. Alle über der Talwegterrasse zur Ablagerung gekommenen Lössen werden von W. WAGNER (W. WAGNER und O. SCHMIDTGEN 1928 S. 66) als jüngere Lössen bezeichnet.

Allgemein nimmt man heute an, dass die untere Mittelterrasse, die Talwegterrasse im Ober- und Mittel-Rheingebiet an den Beginn der letzten vierten Eiszeitgruppe (Würm) zu stellen ist, also ihre Bildung noch durch den ersten Eisvorstoss dieser Eiszeitgruppe beeinflusst wurde. Über dieser Terrasse folgen 2 getrennte Lössbildungen, der jüngere Löss I im unmittelbaren Anschluss an die Talwegterrasse und durch eine Verlehmungszone wie durch die Bildung der Niederterrasse getrennt der jüngere Löss II.

Der jüngere Löss I zeigt den Höhepunkt der Vereisung des ersten Eisvorstosses der Würmeiszeitgruppe an. Ihm entspricht nach WOLDSTEDT (P. WOLDSTEDT 1927 S. 51—52) der jüngere Löss I der Warthe-Eiszeit, die erste Eisphase der letzten Vereisung Norddeutschlands. Die grosse Rückzugsschwankung drückt sich in einer Verlehmung und Entkalkung dieses Lösses aus. Der zweite Vorstoss der letzten Eiszeitgruppe liess die Niederterrasse und den darüber abgesetzten jüngeren Löss II entstehen. In Norddeutschland entspricht ihm nach WOLDSTEDT der jüngere Löss II oder „Flottlehme“ der Weichsel-Eiszeit (zweite Eisphase der letzten Vereisung Norddeutschlands). Beide Lössen bilden auf Blatt Ober-Ingelheim die grosse Masse der Lössablagerungen. Die Erscheinung, dass der jüngere Löss II nur noch selten auf der Rheinniederterrasse zu finden ist, beruht auf der Einwirkung der Hochfluten, die im Altalluvium die wenig widerstandsfähigen Lössmassen leicht hinwegschwemmen konnten. Diese, vermischt mit dem vom Flusswasser mitgeführten Feinsand und tonigmergeligen Bestandteilen, wurden dann an geeigneter Stelle als mehr oder weniger sandige Schlicke (Decklehme) wieder auf der Niederterrasse zum Absatz gebracht.

Hier will ich nicht unterlassen, darauf hinzuweisen, dass es wohl auch noch ältere Lössen gibt, die den älteren Eiszeiten entsprechende Bildungen sind. Die eigentümliche Geländestufe, die sich in rund 240 m NN in etwa ostwestlicher Richtung über das Plateau östlich von Ober-Ingelheim erstreckt, könnte als ein alter Uferrand des ältesten diluvialen Rheins gedeutet werden. Sollte dies zutreffen, so wären die Lössen auf dem Plateau südlich dieser Geländestufe als ganz altdiluviale Lössen anzusprechen. Da diese Vermutung nicht nur durch diese Lagerungsverhältnisse östlich von Ober-Ingelheim entstanden ist, sondern eine Stütze durch Beobachtungen auf Blatt Bingen an der Elisenhöhe (siehe Erl. Blatt Bingen S. 82—83) findet, wäre eine Klarstellung durch Schürfe und Bohrungen sehr wünschenswert.

3. Lehm. (dl)

Die stoffliche Zusammensetzung der als „Lehm“ bezeichneten Böden ist je nach ihrem Ursprungsmaterial recht verschieden. Besonders kalkreich sind die Lehme, die aus Mergelböden hervorgehen und solche, wo sich nur eine dünne Lösslehmage über Mergel und Kalkböden ausdehnt, wie z. B. an dem

unteren Talgehänge des Selztales in der Gegend von Essenheim, Stackeden und Elsheim.

Die Lösslehme sind da, wo nicht eine tiefgreifende Einwirkung von Wasser, Luft und Kohlensäure den Kalkgehalt beseitigt oder nach der Tiefe hinabgeführt hat, kalkhaltig. Auf der Höhe des Rheinhessischen Plateaus treten über dem wasserdurchlässigen Kiessand des Pliocäns Lösslehme auf, die stellenweise, wo der Kiessand nahe an die Oberfläche heranreicht, wie z. B. im See und auf Gries westlich von Ober-Hilbersheim, völlig entkalkt sind. Aber auch die offenbar alten Lösslehme auf dem Plateau zwischen Ober-Ingelheim und Essenheim zeigen trotz ihrer Mächtigkeit eine Entkalkung, die bis über 0,5 m stark werden kann. Auf der Karte wurden die kalkfreien bis kalkarmen Lösslehme von den kalkhaltigen getrennt, ausgeschieden. Die als kalkfrei oder sehr kalkarm bezeichneten Lösslehm Böden wurden mit Hilfe einer $\frac{1}{10}$ Normal-Salzsäure ausgeschieden. Selbstverständlich soll damit nicht gesagt sein, dass die Lehme, die bei Behandlung mit Salzsäure im Felde nicht mehr reagieren, jedes Kalkgehaltes entbehren.

4. Schuttbildungen.

Auf der Talwegterrasse des Rheins am Steinert von Gau-Algesheim liegen bis 1.50 m mächtige Schuttmassen. Sie bestehen insbesondere aus wenig gerundeten Kalkblöcken von allen Grössen bis über Kopfgrösse, die den Hydrobienschichten, den Corbiculakalken und Süsswasserkalken der Süsswasserzone entstammen. Sie liegen wirt durcheinander in einer Füllmasse, die aus umgeschwemmten Löss, Kiessand des Unterpliocäns und Bohnerzen besteht.

In schmalen Armen steigen die Schuttmassen hier und auf dem anstossenden Blatt Bingen vom Rheinhessischen Plateau herab und vereinigen sich, da wo das Gehänge sich verflacht oder auf den Terrassenböden, zu einem breiteren Strom. Diese Schuttmassen, die stellenweise von Löss oder Flugsand überdeckt werden, sind ausgesprochene Bildungen einer Kältephase, in der sich eine starke mechanische Verwitterung unter der starken Temperaturerniedrigung auch im nichtvereisten Gebiet vollzog. Gegen Ende der Bildung der Talwegterrasse und während der jüngere Löss I zum Absatz kam, also in der Kältephase der letzten Eiszeit, fand auf dem gefrorenen Boden, durch Auftauen der Oberschicht, ein lebhaftes Bodenfliessen des damals reichlich sich bildenden Gehängeschuttes statt, wobei die geringe Böschung schon genügte, um grössere Blöcke weit von ihrem Ursprungsort in verhältnismässig kurzer Zeit zu verfrachten. Dass solches Bodeufliessen (Solifluktion) auch später noch entstand, zeigen stärkere Schuttmassen in den Flugsanden, die im Bereich der Talwegterrasse und der Niederterrasse sich ausdehnen. Die in den Flugsanden eingeschalteten Schuttmassen zeigen bis Gau-Algesheim besonders schöne Windschlifferscheinungen. Gelegentliche Aufschlüsse in dem Flugsandgebiet im unteren Selzthal bei Ober-Ingelheim und in der näheren Umgebung der Bahnlinie zwischen Nieder-Ingelheim und Heidesheim zeigen, dass auch hier solche diluviale Schuttströme sich in grösserem Umfang finden müssen, dass sie aber durch den Flugsandmantel der Beobachtung, meist entzogen werden.

5. Flugsande. (ds)

Flugsande, die dem Stromgebiet des Rheins angehören, zeigen eine grosse Verbreitung auf Blatt Ober-Ingelheim. Teils liegen sie noch innerhalb des Tales und verhüllen grosse Gebiete der Niederterrasse und der Talwegterrasse zwischen Gau-Algesheim und Heidesheim. Teils ziehen sie, auf der Niederterrasse in 85 m NN beginnend, im Zusammenhang das Gehänge des Rheinhessischen Plateaus bis 200 m NN hinauf, in welcher Höhe auf dem Hölleberg östlich von Heidesheim noch Dünen liegen. Sie dringen aber auch noch, getrieben durch lang anhaltende Nordostwinde, nach Süden in das Welzbachtal bei Gau-Algesheim, das Selztal bei Ober-Ingelheim, das Heidesheimer Tal, sogar bis Wackernheim und das Sandbachtälchen südöstlich Heidesheim ein.

Es sind sehr feine Sande, bei denen die Körnchen einen dünnen Kalküberzug aufweisen und gelbgraue Farbe haben. Eine Schlämmanalyse zur Bestimmung der Korngrösse ergab für einen Flugsand, am Sandhof östlich Heidesheim (altes Munitionslager), der wegen seiner Überdeckung durch eine stärkere Verlehmungszone als älterer Flugsand angesprochen wird, folgende Werte aus 7 verschiedenen Tiefen unter der Oberfläche.

Aus der Tabelle A ersieht man, dass die charakteristische Korngrösse der Flugsande zwischen 0,1 und 0,5 mm liegt. Um diese Tatsache zu erhärten, seien noch weitere Korngrössenbestimmungen von Flugsanden des Blattes Ober-Ingelheim mitgeteilt.

Sieht man von den verlehnten Flugsanden ab, die einen grösseren Feingehalt, der unter 0,1 mm liegt, enthalten, so kann man sagen, dass 90% der Flugsande aus Körnchen bestehen, die zwischen 0,1 und 0,5 mm gross sind. Durch dieses Charakteristikum sind sie leicht von feinsandigen Lössen zu unterscheiden, bei denen die Korngrösse 0,1—0,5 mm 10% kaum übersteigt und bei denen die massgebende Korngrösse zwischen 0,01 und 0,1 mm liegt. Das Flugsandprofil am Sandhof östlich von Heidesheim zeigt aber ferner auch, dass diese zeitlich einheitliche Flugsandbildung doch noch erhebliche Unterschiede aufweist, was besonders bei dem Vergleich in den Feinteilchen zwischen 0,1 und < 0,01 mm auffällt. Diese schwanken zwischen 1,7 und 21,8%.

Die Flugsande sind für Wasser leicht durchlässig. Eine Entkalkung der oberen Lagen ist deshalb eine häufige Erscheinung. Das Wasser führt den Kalk nach der Tiefe ab. So sehen wir am Sandhof den Kalkgehalt zwischen 1,80 m und 5,90 m von 9,35% auf 12,35% ansteigen. Besonders aber reichert er sich in den feineren Sanden bei 8 m Tiefe an, nämlich auf 23,10%. Er bleibt dann in den tiefsten Lagen konstant 19—20,5%.

Bei den älteren Flugsanden sehen wir die entkalkte Oberfläche oft noch erhalten. Ein brauner kalkfreier Sand, der eine grössere Stärke erreichen kann, ist entstanden, in dem, wie die Tabelle B S. 77 zeigt, der Kalkgehalt völlig oder nahezu völlig fehlt und der Anteil an Feingemengteilen unter 0,1 mm Korngrösse ansteigt.

Flugsandprofil am Sandhof östlich Heidesheim
(altes Munitionslager)

Tabelle A.

Tiefe	Korngrösse in Millimeter							Kalkgehalt
	<0,01	0,01-0,05	0,05-0,1	0,1-0,2	0,2-0,5	0,5-1	1-2	
1,80 m	1,16	—	1,36	97,27 44,50 52,77		0,23	0,08	9,35%
3,00 m	1,04	—	0,68	98,28 60,60 37,68		1 Quarz- korn	—	10,60%
5,90 m	1,84	—	3,04	94,81 43,73 51,08		0,15	0,16	12,35%
8,00 m	3,30	1,28	12,07	82,67 71,69 10,98		0,43	0,55	23,10%
9,00 m	2,00	0,96	8,48	88,32 67,08 21,24		0,08	0,16	20,50%
10,0—10,5 m	8,66	3,69	8,56	79,09 58,34 20,75		1 Quarz- korn	—	19,00%
10,5—11,0 m	7,05	5,70	9,10	78,01 45,20 32,81		0,05	0,08	2 Kalk- körn- chen 20,50%

Tabelle B.

Fundort	Korngrösse in mm							Kalkgehalt
	< 0,02	0,01-0,05	0,05-0,1	0,1-0,2	0,2-0,5	0,5-1,0	1-2	
Jüngerer Flugsand der Düne 170,5 m NN Honigberg bei Heidesheim Probe 1	2,54	4,90	2,38	89,89 63,54 26,35		0,14	0,15	10,28%
Desgleichen Probe 2	2,12	2,72	3,16	91,83 58,04 33,79		0,13	0,04	9,83%
Desgleichen humos	8,41	1,28	1,75	88,51 63,24 25,27		0,05	—	9,55%
Älterer Flugsand 1,20 m über der Niederterrasse. Kiesgrube zwischen Ingelheim und Frei-Weinheim	1,02	1,10	5,50	92,18 61,26 30,92		0,13	0,07	16,42%
Desgleichen verlehmt	2,01	6,40	2,51	88,90 45,26 43,64		0,15	0,03	fehlt
Älterer Flugsand Düne 170,5 m NN Honigberg bei Heidesheim	1,49	1,45	1,78	95,19 69,42 25,77		0,05	0,04	14,76%
Desgleichen verlehmt	7,96	3,88	4,12	83,62 63,14 20,48		0,18	0,24	0,58%

Die Farbe des entkalkten und verlehnten älteren Flugsandes ist meist nicht einheitlich rötlichbraun, sondern diese Zone zeigt im unteren Teil sehr häufig eine eigenartige Marmorierung. Hellere und dunklere Flecken wechseln unregelmässig miteinander ab. Diese Marmorierung, die in gleicher Weise wie im Mainz-Gau-

Algesheimer Flugsandgebiet auch im Flugsandgebiet der Bergstrasse beobachtet werden kann, glaubt W. SCHOTTLER auf innere Podsolierung zurückführen zu können. Eine solche könnte in der unmittelbaren Umgebung von Pflanzenwurzeln stattgefunden haben, wodurch hier die helleren Flecken in dem entkalkten verlehnten Flugsand entstanden sind. Mit der Entkalkung Hand in Hand geht die Anreicherung von Kalk unterhalb der Verlehmungszone, was sich besonders an den tiefgehenden Pflanzenwurzeln bemerkbar macht, die eine weisse oft recht dicke Kalkkruste aufweisen. Diese weissen oft mannigfaltig verzweigten, röhrenförmigen Gebilde sind eine häufige Erscheinung im älteren Flugsand und werden gemeinhin als Beinbrech bezeichnet.

Es lassen sich zwei, durch eine Verlehmungs- und Entkalkungszone getrennte Flugsande im Gebiet zwischen Mainz und Gau-Algesheim unterscheiden.

Das Alter des Flugsandes ergibt sich durch seine Überlagerung der Niederterrasse als jungdiluvial. Ein Aufschluss, der diese Lagerungsverhältnisse enthüllt, liegt in der Sandgrube östlich der Strasse Nieder-Ingelheim-Frei-Weinheim, etwa 200 m südlich der Bahn nach Frei-Weinheim:

1,80 m kalkfreier verlehnter brauner Flugsand. 1,30 m kalkreicher hellgrauer älterer Flugsand. 0,20 m Kies aus Rhein-Mainmaterial. 2,00 m kalkhaltiger Rheinsand mit vereinzelt Geröllen und Schlickstreifen.

Die Oberkante der Kiese und Sande liegt rund 6 m über dem heutigen Fusspiegel und ist zweifellos als Niederterrasse zu bezeichnen. Etwa 15 m östlich dieses Aufschlusses ergab eine Schlagbohrung, dass die in diesem Aufschluss die Oberfläche bildende Verlehmungszone von einem hier 0,55 m starken kalkreichen jüngeren Flugsand überlagert wird. Es treten demnach 2 Flugsandbildungen noch über der Niederterrasse auf, während nur eine Lössbildung, der jüngere Löss II der Niederterrasse aufsitzt.

Es erhebt sich nun die Frage nach der Altersbeziehung von Flugsand und Löss. Zur Lösung dieser Frage wurden bei Ober- und Nieder-Ingelheim, zwischen Nieder-Ingelheim und Heidesheim und in der Umgebung dieses Ortes, da wo Löss und Flugsand sich berühren und scheinbar ineinander übergehen, Schlagbohrungen und Grabungen vorgenommen. Von den zahlreichen Ergebnissen dieser Untersuchungen seien einige hier wiedergegeben.

„Am Bellenweg“ nahe der Strasse von Ober-Ingelheim nach dem Westerhaus, unmittelbar über dem W. von Bellenweg, liegt 1,50 m kalkreicher heller Flugsand und darunter, scharf von diesem getrennt, über 1 m kalkreicher heller Löss.

Auf der Schanze westlich Ober-Ingelheim bei Curve 117,5 m NN ergab die Bohrung 1,50 m kalkhaltiger heller Flugsand und darunter 0,50 m Löss. Dieser Löss zeigte folgende Korngrössen bei der Schlammanalyse:

< 0,01 mm	12,99%	0,01—0,05 mm	26,56%	0,05—0,1 mm	41,70%
		0,1—0,2 mm	17,79%	über 0,2 mm	nur 0,96%

Es handelt sich also um einen typischen Löss, ebenso wie bei dem Weg westsüdwestlich 91,94 westlich Ober-Ingelheim, wo unter 0,70 m typischem Flugsand mit 91% Körnern zwischen 0,1 und 0,5 mm, 1,30 m Löss erbohrt wurde, der dagegen folgende Korngrössen aufweist:

< 0,01 mm	19,39%	0,01—0,05 mm	25,90%	0,05—0,1 mm	36,65%
		0,1—0,2 mm	16,91%	über 0,2 mm	1,15%

Es zeigte sich bei allen Bohrungen und Grabungen, in denen Flugsand und Löss angetroffen wurde, dass der Flugsand der jüngere ist und den Löss überlagert. Stellen, an denen ein Übergang von Flugsand zu Löss stattgefunden hat, sind im Ingelheimer Gebiet so zu erklären, dass die Winde, welche den Flugsand herbeiführten, den vorhandenen Löss aufwirbelten und sich so Gemengteile von diesem dem Flugsand beimischten. So kann noch heute, da wo die Grenze von Flugsand und Löss liegt, das leicht bewegliche Sandmaterial des Flugsandes durch den Wind als dünner Schleier diesem aufgeweht werden und eine Vermengung entstehen, die einen ursprünglichen Übergang von Flugsand in Löss vortäuscht. Die Herkunft des Lösses ist zum grössten Teil eine ferne, die des Flugsandes dagegen eine rein örtliche. Somit kommen wir zur Frage der Herkunft und Entstehung des Flugsandes.

Da die Flugsande jünger sind als die Niederterrasse und da man ferner deutlich im Blattgebiet sehen kann, dass nordnordöstliche Winde die Sande an das Gehänge und in die sich nach Norden öffnenden Tälchen des Rhein Hessischen Plateaus verfrachtet haben, so muss die Niederterrasse als der Spender des Materials angesehen werden. Die Talwegterrasse kommt nur unwesentlich in Betracht, da sie zumeist durch aufgewehten Löss einer Windabtragung entzogen war. In Aufschlüssen bei den Brunnenbauten zwischen Nieder-Ingelheim und Frei-Weinheim sehen wir oft einen unmerklichen Übergang der feinen Sande der Niederterrasse in die Flugsande. Treten keine Gerölle in diesen Partien der Niederterrasse auf, so ist eine Grenze nicht feststellbar. Eine Korngrössenbestimmung der Rheinsande in der oben erwähnten Sandgrube an der Strasse Nieder-Ingelheim-Frei-Weinheim, etwa 0,5 m unter der Basis des Flugsandes entnommen, ergaben:

Körner < 0,01 mm 3,42%. Körner zwischen 0,01 und 0,05 mm 6,10%.

Körner zwischen 0,05 und 0,1 mm 4,38%. Körner zwischen 0,1 und 0,2 mm 44,64%. Körner zwischen 0,2 und 0,5 mm 40,71%. Körner zwischen 0,5 und 1 mm 0,32%. Körner von 1 bis 2 mm 0,61%.

Diese Korngrössen könnten ebensogut dem Flugsand entstammen. Auch der Kalkgehalt von 11,38% entspricht dem wie er in Flugsanden üblich ist.

Der aus der Niederterrasse ausgeblasene Flugsand wurde, wie schon gesagt gegen den nach Nordnordwesten gerichteten Hang des Rhein Hessischen Plateaus geweht. Je nach der Geländegestaltung, die er antraf, kam es entweder zu einer dem Gehänge entsprechenden Überkleidung der älteren Bildungen oder zur Bildung von Dünen. Insbesondere entstanden diese in den flachen Gebieten der Talwegterrasse und der dem Flussgebiet ferner liegenden Niederterrasse. Heute sehen wir, dass in dem Gebiet westlich der Strasse Nieder-Ingelheim-Frei-Weinheim der Flugsand flach ausgebreitet ist, Dünen fehlen oder sind nur noch gering angedeutet. Erst südlich der Bahn Ingelheim-Gau-Algesheim treten sie etwas stärker in die Erscheinung. In dem Gebiet des flach ausgebreiteten Flugsandes und der niedrigen Dünen lässt sich folgende Erscheinung beobachten:

In den braun verlehnten Flugsandflächen treten weisse Flecken auf, die teils kreisrund, teils elliptisch sind und aus kalkhaltigem frischem Flugsand bestehen. Besonders deutlich ist die Erscheinung auf den ausgedehnten im Frühjahr vegetationslosen Spargelfeldern. Schlagbohrungen ergaben unter dem

braunen verlehmtten Flugsand stets weissen kalkreichen Flugsand. Die Grenzfläche ist eine überaus unregelmässige. An der Strassengabel Nieder-Ingelheim-Bingen und Nieder-Ingelheim-Gau-Algesheim wurde durch die Hess. Geolog. Landesanstalt eine genauere Abbohrung der Obstanlage von Herrn KNEIP (Gau-Algesheim) vorgenommen.

Es ergab sich folgendes Bild:



Fig. 2

Ich glaube annehmen zu dürfen, dass ursprünglich dieses Gebiet des jetzt flach ausgebreiteten Flugsandes ebenfalls eine Dünenlandschaft des älteren Flugsandes darbot. Dann kam die Zeit der Verlehmung, die auf den Dünenköpfen geringer als in den Senken war. In diesen fand ausserdem eine Verstärkung der Verlehmungsmassen dadurch statt, dass solche von den Höhen und Hängen her eingeschwemmt wurden.

Dann folgte die neue Klimaänderung. Vorwiegend Westwinde griffen die alten Dünen an und verfrachteten die Sande nach Osten, wo sie als jüngere Flugsande die älteren Sande und ihre Verlehmungsdecke überkleiden. So entstand die aus älteren und jüngeren Flugsanden aufgebaute unregelmässige Dünenlandschaft zwischen Nieder-Ingelheim und Heidesheim bezw. Mainz. Zugleich entstand im Deflationsgebiet der wenig mächtige flach ausgebreitete Flugsand, in dem die weissen kalkreichen älteren Flugsande die geköpften Dünen der alten Dünenlandschaft darstellen. Alle diese Erscheinungen können in der gleichen Weise auch im Bergstrassengebiet südlich von Darmstadt beobachtet werden.

Die Ansicht, die O. WILKENS (O. WILKENS 1926, S. 596) aussprach, dass nur Westwinde die Flugsandbildung hervorriefen, habe ich schon 1929 als irrig zurückgewiesen (W. WAGNER und O. SCHMIDTGEN 1929). Die älteren Flugsande verdanken, zum grössten Teil nachweislich, nordöstlichen Winden ihre Entstehung im Ingelheim-Mainzer Gebiet. Nur die jüngeren Flugsande können als das Ergebnis einer Sandverfrachtung von Westen her bezeichnet werden.

C. Alluvium.

Alle in historischer Zeit vollzogenen und noch heute vor sich gehenden Veränderungen des Bodens werden als alluviale bezeichnet. Sie bestehen in unserem Gebiet in einer Umgestaltung der Fluss- und Bachtäler, in Schuttbildungen (Gehängeschutt), Abschwemmungen, in Rutschungen an steilen Hängen und Umlagerungen von Flugsanden.

1. Überschwemmungsgebiet.

Die Grenze der Fluss- und Bachalluvionen fällt im wesentlichen mit der Hochwassergrenze zusammen. Meist ist die Grenze zur Niederterrasse durch einen kleinen Steilrand gekennzeichnet, so z. B. auf der ganzen Strecke von Sporkenheim bis Heidesheim. Bei Frei-Weinheim scheidet ein hoher Steilanstieg von 3—4 m eine alte Rheinschlinge von dem Flugsandgebiet.

Die Absätze des Rheins sind durchweg feinkörnig; sandige, z. T. humose Schlicke und schlammhaltige Sande herrschen. Feine Kiessande sind selten. Die mit „as“ in der Karte bezeichnete überschlickte Niederterrasse ist als eine altalluviale Bildung anzusehen, die mit der zeitlichen Entstehung der Niederterrasse nichts zu tun hat. Sie besteht aus sandigen und sandfreien Schlickten. Eine Bohrung in der Krümmungswand nördlich von Gau-Algesheim ergab:

- 0,40 m kalkhaltiger humoser Schlick (Absatz des Welzbaches),
- 0,50 m schwach kalkhaltiger brauner Flugsand,
- 1,10 m + kalkhaltiger heller Flugsand.

Es wurden offenbar im Alluvium durch die Flussgewässer die Flugsande stellenweise und teilweise zerstört und an ihrer Stelle Schlicke zur Ablagerung gebracht. Die mit „asç“ benannten sandigen Schlicke sind als altalluviale Hochflutbildungen des Rheins anzusprechen.

Das eigentliche Überschwemmungsgebiet des Rheins setzt sich aus feinen Rheinsanden, sandigen und humosen Schlickten zusammen. Eine Bohrung in den Pflanzwiesen bei Sporkenheim ergab folgenden Aufbau:

- 0—0,90 m grauer kalkhaltiger sandiger Rheinschlick,
- 0,90—1,40 m kalkhaltiger grauschwarzer humoser Schlick,
- 1,40—1,85 m kalkhaltiger grauer Schlick,
- 1,85—2,00 m + grauer kalkhaltiger Rheinsand (wasserführend).

Im Selztal scheinen die alluvialen Anschwemmungen besonders mächtig zu sein. Eine Bohrung am Selzufer bei der Eulen-Mühle nordwestlich von Gross-Winternheim enthüllte folgende Schichtenfolge:

- 0—1,80 m Mergellehm mit einzelnen Kalkbrocken, z. T. humos.
- 1,80—4,60 m Mergellehm.
- 4,60—6,35 m umgeschwemmte sandige Mergel,
- 6,35—6,80 m mit Mergel vermischte Selzsotter,

darunter liegen erst die anstehenden Schleichsandmergel.

Einen weiteren Einblick in das Alluvium des Selztales südlich vom Mühlborn bei Ober-Ingelheim gab ein Schurf:

- 0—0,3 m abgeschwemmter Flugsand vermisch mit Mergellehm und Corbiculakalkbrocken,
- 0,3—1,30 m braunschwarzer stark humoser lehmiger Sand bis Torf mit zahlreichen Sumpfschnecken,
- 1,30—4,00 m abgeschwemmter Flugsand, hin und wieder mit Mergellehm vermisch,
- anstehende Mergel.

2. Gehängeschutt.

Vom Rhein Hessischen Plateau rollen neben den Pliocänschottern die wetterbeständigen Kalke der *Corbiculastufe* infolge des Eigengewichtes und des Regenwassers das Gehänge weit hinab und reichern sich in der Ackerschicht der Süßwasserzone über den Cyrenenmergeln oft derart an, dass der Untergrund des Abhanges in seiner Oberschicht kaum noch erkannt werden kann. Wandern die an Milchquarz reichen Pliocänschotter die Böschung hinab, so können sie leicht zu Verwechslungen mit den an der oberen Grenze der Süßwasserzone gelegenen Milchquarzsottern führen.

3. Rutschungen.

In den oligocänen Schichten Rhein Hessens sind Rutschungen am Gehänge und in steileren Bahn- und Wegeeinschnitten eine recht häufige Erscheinung, die oft schwere wirtschaftliche Folgen mit sich bringen. A. STEUER (STEUER 1910, S. 105 f.) ist in einer Arbeit den Ursachen solcher Rutschungen nachgegangen und er kommt zum Schluss, dass es insbesondere der *Cyrenenmergel* und die *Schleichsande* sind, welche die Neigung zum Abrutschen an Berglehnen haben. Nicht umsonst hat die Bevölkerung die Schichten zwischen *Rupelton* und *Cyrenenmergel* mit dem charakteristischen Wort *Schleichsand* bezeichnet, der selbst in der Wissenschaft zur Benennung dieser Schicht Eingang gefunden hat. Nach STEUER besteht die Ursache in erster Linie in dem stark wechselnden Aufbau der Schichten der *Schleichsande*, *Cyrenenmergel* und z. T. auch der *Süßwasserschichten*. Sehr feinsandige Mergel und Feinsande schalten sich in rascher Folge zwischen Mergel und tonige Mergel ein. Die sandigen Lagen führen stets etwas Wasser und dieses durchtränkt allmählich die benachbarten Mergel. Bei längerer Durchfeuchtung, bei Frost und Wiederauftauen und schon, wenn trockene Windzeiten von plötzlichen starken Regnen unterbrochen werden, stellt sich ein Erweichen und Aufquellen der Mergel ein, was zum Abrutschen grosser Gesteinsmassen am Gehänge und zum Breitfliessen derselben führt.

Am gefährdeten sind die Gegenden, in denen das Wasser nicht schnell auf den durchweichbaren Schichten abfließen kann. Wenn z. B. die *Süßwassermergel* von den *Corbiculaschichten* überdeckt werden, so finden in diesen klüftigen Kalken eine Ansammlung des Wassers an der Grenze zu den tonigen *Süßwassermergeln* statt, ein Erweichen derselben tritt ein. Gewöhnlich bilden dabei die *Corbiculaschichten* wegen ihrer grösseren Festigkeit ein Steilgehänge. Die erweichte Unterlage sucht unter dem Druck der hangenden Schichten auszuweichen, quillt seitwärts heraus und bewegt sich, gekrönt von Resten der *Corbiculaschichten*, über die tonigen *Süßwassermergel* — diese als Gleitschicht benutzend — zur Tiefe. Noch stärker kann die Erscheinung werden, wenn, wie dies am Rhein Hessischen Plateau der Fall ist, die Hochfläche im wesentlichen von den durchlässigen und Wasser stark aufsaugenden *Pliocänkiesen* eingenommen wird. Die grossen Wassermengen fließen nicht auf ihnen ab, sondern versinken in die Tiefe und verschwinden zumeist in den klüftigen *Corbiculakalken*, durch-

wandern auch diese und gelangen auf die Süsswasserschichten, die sie erweichen. Schon an den unruhigen, welligen Geländeformen sind die Rutschbezirke zu erkennen.

Eine von Rutschungen besonders in Mitleidenschaft gezogene Gegend ist der Berghang des Bleichkopfes nach dem Selztal bei Elsheim. Auf der Karte sind von Rutschungen heimgesuchte Gebiete durch eine besondere Bezeichnung gekennzeichnet. Es empfiehlt sich, in dem durch die Geländeform schon kenntlich gemachten Rutschgebieten möglichst keine wertvollen landwirtschaftlichen Kulturanlagen vorzunehmen oder Gebäude zu errichten.

V. Tektonische Übersicht.

Unser Gebiet gehört völlig in den Bereich des westlichen Mainzer Beckens. Dieses ist im wesentlichen ein tertiäres Senkungsfeld innerhalb der alten Saar-Saale-Senke. Es hängt ursächlich mit der tertiären Rheintalgrabenbildung zusammen. Dieser Teil der Saar-Saale-Senke sank im Mitteloligocän, südlich der sie vom Rheinischen Schiefergebirge trennenden Randstörung so tief ein, dass das Meer zu dieser Zeit völlig Besitz von diesem Gebiet ergreifen konnte. Aber auch in das westlich anschliessende Gebiet, d. h. in das Gebiet, in dem das Rotliegende in grossem Umfang zutage tritt, drang das Meer ein.

Die senkende Tendenz, welche die West-Südwest-Ost-Nordost ziehende Nahemulde im Rotliegenden auszeichnete und die durch Längsbrüche noch betont und durch Querbrüche noch kompliziert wurde, tritt im Oligocän wieder in Wirkung und darnach richtete sich die unregelmässige Meeresverbreitung innerhalb des Pfälzer Berglandes. Westlich des Unterlaufes der Nahe lässt sich deutlich erkennen, dass die Muldentiefe und der Nordwestflügel der Nahemulde zur Mitteloligocänzeit eine Senke mit seitlichen Einbuchtungen in den Pfälzer Sattelkörper hinein darstellen. Weit nach Südwesten transgredierte das Meer und bildete während des ganzen Mittel- und Ober-Oligocän eine Bucht innerhalb des Pfälzer Berglandes (siehe W. WAGNER 1930 a, S. 99—100). Bei Langenlonsheim stösst die Achse der Nahemulde auf das Nahetal und diese wird hier durch die Nordnordwest ziehende Nahetalstörung in grössere Tiefe versenkt. Tertiäre und diluviale Bildungen entziehen sie einer weiteren Beobachtung östlich der Nahe. Aber trotzdem lässt sich ihr Einfluss noch in diesem Gebiet und somit auch auf Blatt Ober-Ingelheim erkennen.

Die Fortsetzung der Nahemulde können wir in unserem Gebiet etwa zwischen dem Rhein und der Linie Appenheim-Gross-Winternheim-Finthen annehmen. In dieser Gegend zeigt sich, dass überall, wo Gesteine des Schleichsandes auftreten, nur tonig mergelige Gebilde angetroffen wurden, während weiter südlich die Facies ändert und mergelige Feinsande, die typischen Elsheimer Schleichsande, sich einstellen. In der alten rotliegenden Senke kamen die feineren mehr tonigen Bildungen zum Absatz, während in dem weiter südlich gelegenen Gebiet, das in die Fortsetzung des Pfälzer Sattels nach Osten fällt, die Feinsande als Absätze eines seichteren und der Küste näheren Meeres

die herrschenden werden mussten. Auf Küstennähe deuten auch die zahlreichen Pflanzenreste in der typischen Schleichsandentwicklung hin. Stark strömende Bäche oder gar grössere Flüsse haben diese nicht herbeigebracht, denn nirgends finden wir Flussgerölle, sondern träge dahinfließende Gewässer, von einer flachen Küste kommend, haben vermutlich den Feinsand mit den Pflanzenresten aus Teilen des Pfälzer Sattels gebracht, die damals als Landbildungen innerhalb des Mainzer Beckens aus dem Meere herausragten.

Wie der Pfälzer Sattel im Pfälzer Bergland nicht ein einfaches Sattelgebilde ist, dem im Nordwesten die Nahemulde und im Südosten die Pfälzer Mulde angelagert sind, sondern aus mehreren nordoststreichenden, durch kleinere Mulden unterbrochenen Sätteln besteht, die von Quermulden in nordwestlicher Richtung durchsetzt werden, so aufgebaut haben wir ihn uns auch im Gebiet des westlichen Mainzer Beckens, in grössere Tiefe versenkt, vorzustellen.

Und wie wir sehen, dass innerhalb des Pfälzer Berglandes ein Wiederaufleben des rotliegenden Bauplanes für die Verbreitung oligocäner Bildungen von Bedeutung wurde, so können wir analog auch annehmen, dass in dem rotliegenden Untergrund des westlichen Mainzer Beckens die tektonische Tätigkeit mit gleich gerichtetem Ausdruck im Oligocän und Miocän nicht ruhte. Sie veranlasste wahrscheinlich im westlichen Mainzer Becken den Facieswechsel, den wir auf Blatt Ober-Ingelheim zur Schleichsandzeit und Corbiculakalkzeit erkennen können. In der Schleichsandzeit in der Verschiedenheit der petrographischen Facies im Gebiet der Nahemulde und des Pfälzer Sattels; in der Zeit der Bildung der Corbiculaschichten in dem Aufleben einer Quermulde, die westlich der Selz lag und in der die vorwiegend mergelige Facies zur Abscheidung kam, während östlich der Selz, die kalkige Facies sich bildete.

Diese tektonischen Betrachtungen beziehen sich auf Erscheinungen, die sich zu Beginn und während der Bildungszeit der oligocänen und miocänen Schichten vollzogen haben. Es sind an bestimmte Gebiete gebundene Bewegungen senkender und hebender Art, die sich wohl nicht frei von Bruchbildungen ereignet haben.

Nach der Ablagerung des Miocäns trat eine stärkere Bruchbildung ein, eine Zerstückelung in Schollen fand statt, bei der die Störungsrichtungen, die unverkennbaren Beziehungen zu dem alten Gebirgsbau wieder erkennen lassen. Die Störungsrichtung ist entweder eine südost-nordwestliche (Nord 59° bis 65° Ost) oder eine südost-nordwestliche (Nord 25° — 35° West). Abweichungen von diesen zwei Richtungen sind nur gering.

Die Störungsrichtung N 55 — 65° O verläuft also spitzwinkelig zum variskischen Schichtenstreichen (N 45 — 55° O), wie es im anschliessenden Rheinischen Schiefergebiete herrscht. Auch dessen südlicher Abbruch (Saar-Saale-Störung) nimmt diese mehr Ostnordost ziehende Richtung ein (siehe Erl. zu Blatt Bingen S. 96). Sicher ist diese letztere nicht erst in nachmiocäner Zeit entstanden. An die rotliegende Saalische Faltung und insbesondere an die praetriadische Pfälzer Faltung schlossen sich Bruchbildungen an. Die geologische Aufnahme zeigt, dass am Wörth bei Rummelsheim (Blatt Bingen) Meeressand ungestört über die Saar-Saale-Störung hinweggreift. Nicht erst die nachmiocänen Störungen

weisen die Erscheinung auf, dass sie eine ostnordöstliche Richtung bevorzugen, diese ist schon ein rotliegendes Erbe und nicht ein Charakteristikum von Störungen, die im Nachmiocän beginnen und im Nachpliocän sich häufen, wie dies H. PHILIPP (H. PHILIPP 1931) glaubt annehmen zu können.

Es lässt sich eine vorpliocäne und eine nachpliocäne Störungsphase unterscheiden, die erstere liegt zwischen der Bildungszeit des Untermiocäns und des Unterpliocäns. Von den nachpliocänen Störungen lässt sich oft nicht sagen, ob sie vor Ablagerung der diluvialen Hauptterrassen oder nach derselben sich vollzogen haben.

Ganz allgemein kann behauptet werden, dass ein staffelförmiges Ansteigen der Tertiärschichten vom Rheintal zwischen Mainz und Bingen stattgefunden hat und zwar zum Taunusrand hin in schneller Folge nach Nordwesten und zu dem rotliegenden Alzey-Niersteiner Horst hin, langsamer über weite Strecken hin nach Südosten. Der tiefste Teil, der so entstandenen Mainz-Binger-Grabensenke liegt im Gebiet der Niederterrasse auf dem linken Rheinufer. Ferner findet ein staffelförmiges Ansteigen der Tertiärschichten, und besonders in der Nähe des Rheins, auch des Altdiluviums, vom Rheintal zwischen Nierstein und Mainz nach Südwesten zum Pfälzer Bergland statt. Das staffelförmige Ansteigen wird stellenweise durch weniger gehobene Schollen unterbrochen. In dem Bereich dieser sich kreuzenden Staffelbrüche liegt das Blatt Ober-Ingelheim.

Die tertiären Schichten, welche das Rhein Hessische Plateau aufbauen, liegen horizontal. Eine Schrägstellung derselben findet sich nur, an Störungen gebunden, örtlich begrenzt. So z. B. am Goldberg (Bleichkopf) östlich von Engelstadt 50° nach Süd 10° Ost, in den Steinbrüchen bei Nieder-Ingelheim 20° — 30° teils nach Nordwesten, teils nach Südosten, und an anderer Stelle 10° nach Westnordwesten. Auch zwischen Gross-Winternheim und Ingelheim sieht man bisweilen ein flaches Einfallen nach dem Tal hin.

Die durch ihre stetige und reiche Fossilführung gekennzeichnete Schicht des brackischen Cyrenenmergels lässt sich, wenn Rutschungen den Untergrund nicht verdecken, im Gelände leicht verfolgen. Das gleiche gilt von den Milchquarzschoffern an der oberen Grenze der Süßwasserschichten. Verändern diese Leitgesteine an den entsprechenden Stellen die ihnen zukommende Höhenlage, so ist an diesen Örtlichkeiten mit Störungen zu rechnen.

So sieht man den Cyrenenmergel bei Essenheim in 185 m NN, bei Elshem in 160 m und 170 m, bei Schwabenheim in 140 m und bei Nieder-Ingelheim westlich der Selz in 90 m NN, also eine Gesamtabsenkung von rund 100 m auf 9 km Entfernung in mehrfachen Stufen. Die gleichzeitige Absenkung nach Nordosten zeigt sich in der Lage des Cyrenenmergels westlich von Heidesheim in ~ 55 m NN.

Auf dieses staffelförmige Abbrechen ist insbesondere die scheinbare grosse Mächtigkeit der Cerithienschichten bei Heidesheim am Plateauabhang zurückzuführen, wo zwischen dem Rabenkopf und der Bahn, d. h. zwischen 200 und 100 m NN ununterbrochen Cerithienschichten unter der Flugsandhülle hervor kommen. Auf dieses Vorkommen und seine Deutung habe ich schon auf S. 32 bei Besprechung der Cerithienschichten hingewiesen, die bei einer Mächtigkeit

von rund 15 m hier durch Staffelbruch zum Rheintal hin, eine wohl siebenfache Wiederholung finden. Eine nordöstliche, dem Plateaurand etwa parallel verlaufende Störung, ist in dem Steinbruch der ehemaligen Zementfabrik bei Nieder-Ingelheim aufgeschlossen. Man sieht eine etwa 3 m breite Zerrüttungszone steil die Corbicularschichten durchsetzen. Südlich dieser Störung, d. h. im oberen höher gelegenen Teil des Steinbruchs fallen die Schichten nach Nordwesten und zwar dicht bei der Störung mit 20—30° nach dieser. Das Einfallen verflacht sich dann mit wachsender Entfernung von der Störung und beträgt im obersten Teil 2—3°. Auf der anderen nördlichen Seite der Zerrüttungszone fallen die Schichten gerade entgegengesetzt wie im südlichen oberen Bruch also nach Südosten zur Störung hin.

Auch die mächtige Entwicklung der kalkigen Corbicularschichten auf der rechten Seite des Selztales ist auf ein staffelförmiges Abbrechen der Schichten nach dem Selztal hin zurückzuführen, d. h. auf nordwestlich verlaufende Verwerfungen. Auf Störungen im Selztal weisen auch Schwerspatskugeln hin, die sowohl bei Gross-Winternheim als auch zwischen Ober- und Nieder-Ingelheim von Grooss gesammelt wurden.

Das Welzbachtal zwischen Appenheim und Gau-Algesheim verläuft in einer Nordwest ziehenden Verwerfung, die das Gebiet nach Nordosten um rund 30 m absenkt. Am Laurenziberg liegt die Basis der Corbicularschichten auf 170 m NN, südöstlich von Gau-Algesheim dagegen in 140 m. Diese Absenkung bringt es mit sich, dass auf dem Gau-Algesheimer Kopf die unteren Hydrobienschichten erhalten blieben, die auf dem Laurenziberg in gleicher Höhe fehlen. Überschreitet man das Selztal nach Osten, so liegt am Münchborn (Flosswiese) südlich von Ober-Ingelheim die Basis der Corbicularschichten etwa auf 115 m NN, also wieder um etwa 25 m tiefer wie westlich der Selz. Man müsste also östlich des Selztales auf den Höhen des Plateaus erwarten, dass die Hydrobienschichten hier in grosser Mächtigkeit auftreten. Dem ist aber nicht so. Im Anstieg vom Selztal nach Osten zum Plateau findet ein staffelförmiges Ansteigen der Corbicularschichten statt und die Hydrobienschichten waren bereits abgetragen, als das Unterpliocän zur Ablagerung kam. Nirgends treten hier Hydrobienschichten in der Höhenlage auf, die sie auf dem Gau-Algesheimer Kopf einnehmen und die Corbicularschichten erhalten eine scheinbare Mächtigkeit von über 115 m. Der Plateauteil östlich von Ober-Ingelheim stellt gegenüber dem Laurenziberg am Westrand der Karte eine nur wenig abgesunkene Scholle dar. Erst hart östlich der Blattgrenze auf Blatt Mainz findet wieder ein stärkeres Absinken statt. Dieses nimmt dann allerdings östlich von Finthen ein beträchtliches Ausmass an, sodass bei Mainz die Hydrobienschichten in das Rheinbett zu liegen kommen. Dazwischen liegt am Hüllenberg östlich von Heidesheim eine Scholle, in der sogar die Grenze der Süsswasserzone zu den Cerithienschichten in 195 m NN, d. h. höher auftritt wie am Laurenziberg (170 m NN) und nicht viel tiefer als am Jakobsberg (Blatt Bingen), wo diese Grenze sich am höchsten zwischen 210 und 220 m NN einstellt. Diese Beispiele mögen genügen, um zu zeigen, wie die Bruchtektonik die annähernd horizontal gelagerten tertiären Bildungen auf Blatt Ober-Ingelheim durch nordöstlich und nordwestlich gerichtete Störungen in Schollen auflöste.

Die unterpliocänen Kiesoolithschotter (Dinotheriensande) bedecken in grösserem Ausmass diskordant die untermiocäne Kalkoberfläche. Sie bildete eine Hochfläche mit geringem Relief, auf dem die Höhenunterschiede 20 m wohl nur selten überschritten haben. Aber die Höhenlage, in der die unterpliocänen Schotter auflagern, wechselt mitunter so schnell und stark, dass die darin erkannten Höhenunterschiede nur auf nachpliocäne Störungen zurückgeführt werden können. Am Westhang des Rhein Hessischen Plateaus (Blatt Bingen) liegt die Unterkante der Schotter in 260—265 m. Am Laurenziberg in 245 m, auf dem Gau-Algesheimer Kopf in 230—240 m, die beiden letzten Vorkommen wohl kaum durch Störung geschieden, sodass die stärkeren Unterschiede in der Lagerung der älteren tertiären Schichten nur durch vorpliocäne Störungen erklärt werden können. Dagegen muss eine nachpliocäne Störung zwischen dem Gau-Algesheimer Kopf 250—240 m NN und dem Plateaurand unmittelbar östlich Ober-Ingelheim angenommen werden, wo die Auflagerung des Pliocäns in 200 m NN liegt. Dagegen scheint die grosse pliocäne Schotterfläche südlich von Wackernheim und im Münch- und Ober-Olmer Wald nicht von nennenswerten Störungen betroffen worden zu sein, da trotz der grossen Ostwest-Ausdehnung von 5 km die Auflagerungsgrenze sich zwischen 220 und 240 m bewegt, also etwa die gleiche ist wie auf dem Gau-Algesheimer Kopf.

Betrachten wir zum Schluss noch die Höhenlagen, in denen die Hauptterrassenschotter liegen, um eventuell über die diluvialen Störungen etwas aussagen zu können. Es kommen zwei Stufen der Hauptterrasse östlich von Ingelheim vor. Die jüngere liegt zwischen 200 und 220 m, die ältere zwischen 220 und 230 m NN. Am Hüllenberg bei Heidesheim aber nehmen die Schotter die Höhenlage 190—200 m ein, sodass das stromabwärts gelegene Gebiet östlich von Ingelheim eine geringe Hebung gegenüber dem stromaufwärts gelegenen Gebiet vom Hüllenberg im Diluvium erfahren haben muss. Auf dem Gau-Algesheimer Kopf finden sich ebenso wie am Laurenziberg (bereits am Ostrand des Blattes Bingen) Reste der Hauptterrasse in 245—250 m NN, woraus man schliessen kann, dass auch dieser Teil im Diluvium eine Hebung erfahren hat. Ja bei dem Ockenheimer Horn (Blatt Bingen) finden sich vereinzelt Rheingerölle noch in 266 m NN, eine Höhe, die nicht viel unter der der älteren Rheinschotter im Rheinischen Schiefergebirge bei Trechtingshausen 300 m NN bleibt. Wir können also auf eine von Osten nach Westen ansteigende diluviale Hebung des Rhein Hessischen Plateaus schliessen, die nur wenig geringer ist als die des Rheinischen Schiefergebirges.

Wir sehen also, dass das tertiäre Senkungsfeld des westlichen Mainzer Beckens, im Altalluvium und schon im Pliocän in ein Hebungsfeld umgewandelt wurde.

Es lassen sich endlich auch noch Beziehungen zwischen der Tektonik und der Morphologie erkennen (W. WAGNER 1930 c.). Das Zerschneiden des Gebietes durch die Täler und Tälchen lehnt sich oftmals an die tektonisch vorgezeichneten Linien an, wie die Karte zeigt. Dies gibt sich auch in der Parallelität des Welzbachs und der Selz und ihrer Nebentälchen zu erkennen, in denen bald die Störungsrichtung N 60° O, bald diejenige N 30° West wiederkehrt. Auch Trockentälchen wie z. B. „Am Adelspfad“ südlich Bubenheim verlaufen in diesen Richtungen.

VI. Die nutzbaren Gesteine und Bodenarten.

A. Erze.

Der Riedel zwischen Selztal und Welzbachtal, der südliche Westerberg, trägt auf seiner fast ebenen Oberfläche östlich von Appenheim ein beträchtliches Bohnerzlager. Es hat eine Ausdehnung von etwa 2 Quadratkilometer. Nicht überall liegt es frei zutage, sondern es ist in seinem nördlichen Teil dem eigentlichen Westerberg durch eine Löss- und Lösslehmdecke mehr oder weniger stark verhüllt.

Über die Lagerung und die Ausbildung geben die S. 48—52 gemachten Ausführungen Aufschluss. Im allgemeinen liegen teils über dem Hydrobienkalk, teils über den Corbicularschichten und zeitlich von diesen untermiocänen Ablagerungen getrennt, weisse Kalkmergel und Bohnerzkalke. Kalke, in denen massenhaft Bohnerze so eingebettet liegen wie die Rosinen in einem Kuchen. Die Erzbröckchen sind teils rund teils eckig und von allen Grössen bis zu der eines Hühneis. Bei der Verwitterung dieser Kalke bilden sich die Bohnerztone mit einer bald mehr bald minder starken Anreicherung von Bohnerzen. Die Gesamtmächtigkeit der Bohnerzkalke, der darüber liegenden tonigen Bohnerzlagen und der diluvial umgelagerten Bohnerze dürfte auf dem westlichen Westerberg 4 m nirgends übersteigen. Die Erzbrocken bestehen teils aus unreinem Brauneisen, teils aus braunschwarz gefärbtem, mehr erdigem Material, in dem das Mangan das Eisen an Menge überwiegen kann. Infolge einer starken Durchspickung des Erzes mit Quarzsand, ist der Kieselsäuregehalt beträchtlich. Ferner ergab eine chemische Prüfung auf Phosphorsäure einen nicht unbeträchtlichen Gehalt an dieser.

Es liegen weder Erzanalysen noch Untersuchungen über den Erzanteil in den Bohnerzkalcken vor. Wie sehr die Anreicherung des Erzes in den Tonen schwankt, geht aus einer Angabe TECKLENBURGS (TECKLENBURG 1881, S. 216) hervor, der von 10—60% Bohnerz in den verwitterten Kalcken spricht.

Über die Entstehung dieser Bohnerzkalke habe ich meine Meinung in dem Abschnitt über die Bohnerzbildungen S. 48—52 geäußert. Darnach glaube ich die Ansicht aussprechen zu dürfen, dass ortsfremde Eisenlösungen, die einen feinen Quarzgehalt mitführten, in flache Vertiefungen der kalkigen Miocänoberfläche einströmten, in denen gleichzeitig ein heller Kalkschlamm zum Absatz kam. In diesem erfolgte eine rasche Ausscheidung des Erzes. Es bildeten sich die in dem Kalk gewissermassen frei schwimmenden Erzkörper von schlackiger bezw. konzentrisch schaliger Form aus, aus denen durch spätere Zersetzung die tonigen Bohnerzablagerungen hervorgingen. Die Erzsponder sind möglicherweise die benachbarten rotliegenden oder devonischen Gesteine gewesen.

Die mit Hubertus I. u. II. bezeichneten Erzfelder des Westerberges wurden Ende des vorigen Jahrhunderts abgebaut. Das Auftreten der Erze an oder nahe der Oberfläche erlaubte eine einfache und billige Gewinnungsart. Trotzdem erfolgte ein Erlöschen des Bergbaus aus ganz verschiedenen Gründen: Die Stellen mit abbauwürdiger Mächtigkeit liegen in dem

Gesamtvorkommen zu unregelmässig verteilt, sodass sie bei dem damals gebräuchlichen Verhüttungsprozess mit hochwertigeren und leichter verhüttbaren auswärtigen Erzen nicht mehr in Wettbewerb treten konnten. Dazu kamen die ungünstigen Abfuhrverhältnisse, der Mangel an guten Strassen und die bei solchen Zuständen zu grosse Entfernung von der Bahn und dem Freiweheimer Rheinhafen.

Heute liegen, nachdem die Strasse zum Westerhaus gebaut ist, die Transportverhältnisse günstiger, auch die Aufbereitung und der Verhüttungsprozess sind andere, die eine bessere Ausbeute der Erze erlauben. Eine genaue Untersuchung des Vorkommens betreffend die Ausdehnung, die Erzverteilung und die Mächtigkeit wäre deshalb am Platze, mit der eine chemische Untersuchung der Erze nicht nur auf den Eisengehalt, sondern besonders auf den Mangan, Phosphorsäure und Vanadinsäuregehalt Hand in Hand gehen müsste.

B. Sonstige nutzbare Gesteine.

1. Tertiäre Gesteine.

Die Kalke der Cerithien und Corbículaschichten liefern den Hauptbaustein des Gebietes. Zahlreiche kleine Brüche sind im Laufe vieler Jahre auf der Ostseite des Selztales und am Abhang des Plateaus zum Rheintal zwischen Ingelheim und Wackernheim angelegt worden, die je nach Bedarf in Benutzung genommen werden. Im Selztal liegen diese Brüche alle über der 200 m-Curve. Zwischen Elsheim und Schwabenheim sind 2 Brüche am Generalswingert zu erwähnen. Der obere „Fürst“ baut eine Cerithien-Congerienbank von ungefähr 0,70 m Stärke ab, der untere Corbiculabänke. Ferner 2 Brüche am Neuberg, die in den tiefsten Lagen der Corbículaschichten bis 0,80 m starke Kalkbänke gewinnen. Zu erwähnen ist ferner noch ein kleiner Bruch in den Corbiculabänken in der Gewann 4 Morgen. Gegenüber von diesem Bruch baut auf der Nordseite des Pfauengrundes ebenfalls ein Bruch in einer Bank, die fast nur aus Corbículaschalen und Steinkernen sich zusammensetzt.

Bei Ober-Ingelheim liegen eine Reihe von Brüchen, so z. B. am Hesselweg, wo in dem unteren plattige hydrobienführende Kalke und dichte Oolithkalke gebrochen werden. Geschlossene oolithische Bänke von grösserer Stärke – bis zu 0,80 m – liefert neuerdings der Steinbruch südlich Lange Horn und in einem neuen Bruch nördlich Stbr. Neue Trift, bei Nieder-Ingelheim steht ein schöner dichter, heller versteinungsarmer Kalkstein zur Verfügung. Auch die Brüche der ehemaligen Zementfabrik östlich von Nieder-Ingelheim dienen heute nur noch zur Gewinnung von Bausteinen. Am Rabenkopf liegen Brüche in den Cerithien-schichten. Sie liefern nur selten einen zum Häuserbau brauchbaren etwas sandigen Kalkstein. Vielmehr dienen die mürben, leicht zerreiblichen Schichten zur Gewinnung eines kalkreichen Sandes. Für den Bedarf an Bausteinen im Dorfe Wackernheim finden kleinere Brüche am „Heiliges Häuschen“ an der Strasse nach Mainz gelegentlich eine Ausnutzung.

Obwohl das Material der Corbículaschichten in den Steinbrüchen der ehemaligen Zementfabrik östlich Nieder-Ingelheim für die Zementherstellung gut

gebraucht werden kann, kam das Unternehmen zum Erliegen, da die Werke am Rhein (Budenheim, Weisenau, Oppenheim, Biebrich) mit günstigeren Abfuhrverhältnissen arbeiten können.

Besonders reine Quarzschotter von meist Erbsen- bis Haselnussgrösse, sowie reine Quarzsande liefern die **pliocänen Kieseloolithschotter**. Teils liegen die Kiese und Sande im Wechsel und werden durch Aussieben nach Korngrössen geschieden, teils baut die eine Grube vorwiegend Sande, die andere mehr Kiese ab. Solche Gruben liegen am oberen Ende des Appenheimer Tälchen „Im Wäldchen“, ferner bei Ober-Hilbersheim, „In den Fichten“ auf dem Gau-Algesheimer Kopf und endlich „Im Birkenschlag“ im Ober-Olmer Wald. Die gröberen, meist völlig tonfreien Sande sind ein Zuschlagmittel für Mörtel und Beton und die Kiessande eignen sich gut als Decklage für den Strassenbau. Auf eine weitere Verwendbarkeit möchte ich noch hinweisen. Um die schweren tonigen Mergelböden der Süsswasserzone und einzelner Lagen in den Corbicularschichten lockerer zu gestalten, werden diese Böden vielfach mit Schlacken und Asche überschüttet. Es geschieht dies, um eine gut durchlüftete Oberschicht in diesen schweren Böden zu schaffen, in denen die Rebe sehr stark unter Gelbsucht zu leiden hat. Das an und für sich sehr brauchbare Verfahren der Schlackierung leidet daran, dass es infolge des oft weiten und beschwerlichen Antransportes bisweilen recht teuer ist. Da sich auf Blatt Ober-Ingelheim vielfach pliocäne Kiessande finden, in denen mehrere Gruben angelegt sind, so wäre es ein leichtes, mit diesen Kiessanden die unweit gelegenen schweren Rebböden zu überschottern und so eine Lockerung der Oberschicht hervorzurufen, die eine Vorbedingung zur Vermeidung der Gelbsucht der Rebe bildet.

2. Diluviale Gesteine.

Eine Reihe von Kiessandgruben liegen in der Talwegterrasse des Rheins. Zumeist handelt es sich um gröbere Schotter. Eine grosse Grube besteht schon seit langer Zeit an der Bahnstrecke bei dem Bahnwärterhaus Lange Berg nördlich von Ingelheim. Unter einem geringen Abraum von 0,30–0,60 cm Flugsand stehen 6,50 m reiner wenig sandiger Kies. Eine Reihe von Kiesgruben liegen bei der Griesmühle westlich von Ober-Ingelheim. Diese bauen aber nicht nur die Kiese und Sande der Talwegterrasse des Rheins ab, sondern z. T. auch die Kalkkiese der Niederterrasse der Selz, welche die Rheinschotter hier überlagern. Endlich bedarf noch die Sandgrube „Im Steinert“ bei Gau-Algesheim eine besondere Erwähnung. Sie liefert aus der Talwegterrasse einen scharfen Quarzsand, der sich gut zum Verputz eignet. Seine Mächtigkeit beträgt teils aufgeschlossen, teils durch Bohrung ermittelt mindestens 10,30 m. Die Schotter wie die Sande dienen zum Strassenbau und zur Herstellung von Beton.

Auch der Flugsand kann als nutzbares Gestein Verwendung finden. So gelang es Herrn Bürgermeister Muntermann von Nieder-Ingelheim, den Flugsand, der über 12-m mächtig an der Bahn zwischen Ingelheim und Gau-Algesheim ansteht, zur Herstellung eines Kalkzementsteins zu benutzen. Die grauweissen Backsteine ersetzen in der Gegend von Ingelheim zum grossen Teil den Ziegelbackstein. Herr Bürgermeister Muntermann von Nieder-Ingelheim, welcher

die Steine herstellen lässt, liess mir eine Mitteilung über die Fabrikation zukommen, für die ihm hiermit der Dank ausgesprochen sei. Kalk und Flugsand werden in einer Mischtrommel gemischt und zwar kommen auf 2,35 cbm Sand 200 kg feingemahlener Kalk. Diese Mischung reicht für 1000 Steine in Backsteingrösse. Von der Mischtrommel fällt die Masse in einen Silo, in dem sie 10 bis 12 Stunden unter Einwirkung von heissem Dampf verbleiben, wobei bereits der Härtungsprozess unter chemischer Umsetzung beginnt. Von dem Silo aus gelangt die Masse in einen Kollergang und dann zur Formpresse. Die Formlinge sind aber, wenn sie von dem Pressetisch weggenommen werden, nur so fest, dass sie mit Vorsicht fortgesetzt werden können. Zu je 1000 Stück gelangen die Steine dann in den Härtekessel. Hier werden sie einem Druck von 10 Atmosphären ausgesetzt. Nach 10—12 Stunden sind die Steine fertig. Die frisch ganz weiss aussehenden Steine haben eine Druckfestigkeit von 300 kg auf 1 qcm.

VII. Wasserverhältnisse.

Das Gebiet gehört zu den wasserärmsten Gebieten nicht nur Hessens, sondern Deutschlands. Die jährliche Niederschlagsmenge, berechnet aus den Angaben der hessischen Landesanstalt für Wetter- und Gewässerkunde für die Zeit von 1921 bis 1929 beträgt unter Berücksichtigung der Stationen Ober-Ingelheim und Frei-Weinheim 548 mm.

Überall da, wo ein Wechsel in der Durchlässigkeit der Gesteine eintritt, kann sich ein Wasserhorizont bilden. Hier sammelt sich das atmosphärische Wasser, welches nicht gleich oberflächlich abgeflossen ist oder von der Pflanze aufgebraucht wurde. Liegen die Wasserhorizonte über den Talsohlen, so tritt das im Boden zirkulierende Wasser als Quelle an geeigneten Punkten zutage. Ist dies nicht der Fall, so wandert das Wasser in die Tiefe und bewegt sich als unterirdisches Grundwasser weiter. Dieses tritt mitunter in den Grundwasserstrom ein, der sich im Talgebiet in den Kiessandablagerungen des Flusses bewegt und vermehrt dessen Wassermengen. In der Führung der Wassermenge sind die Wasserhorizonte sehr grossen Schwankungen unterworfen, je nach dem Grad der Undurchlässigkeit des Trägers und der Durchlässigkeit und Aufnahmefähigkeit des Sammlers für Wasser. Endlich sind sie auch jahreszeitlichen Schwankungen ausgesetzt.

Als sehr durchlässige Gesteine sind zu bezeichnen: die Flugsande, die Kiese und Sande der diluvialen Rhein- und Selztterrassen und diejenigen des Pliocäns, ferner die Milchquarzsotter am Ende der Süsswasserzone und die klüftigen Sandkalke der Cerithienschichten und endlich klüftige Kalke der Corbicularschichten.

Völlig undurchlässig für Wasser sind der Rupelton, die tonig mergelig entwickelten Schleichsandmergel und besonders die Süsswassermergel über dem brackischen Cyrenenmergel, der als etwas weniger undurchlässig als jene zu bezeichnen ist. Endlich sind tonige Mergelbänke innerhalb der Corbicula- und Hydrobienschichten gute Wasserträger, und die Gewannamen See und Nass-

gewann im Gebiet der Bohnerztone verraten, dass es auf diesen undurchlässigen Böden zu Ansammlungen der atmosphärischen Niederschläge kommt.

Eine Mittelstellung bezüglich der Wasserfassung nehmen die mergeligen Schleichsande, der Löss und sandige Flussschlicke ein.

Der Rupelton kommt auf Blatt Ober-Ingelheim als Wasserträger nicht in Betracht, weil er zu tief unter der Talsohle liegt.

Eine grosse Rolle spielen aber die Schleichsandmergel im Bereich der Niederterrasse und anschliessenden Alluvialfläche des Rheins. Sie sind der Wasserträger des grossen Grundwasserstromes, der sich in den Schottern der Niederterrasse über dem Mergel hinweg bewegt.

Nach Ansicht von Herrn Oberbergrat Dr. A. STEUER tritt das Grundwasser etwa in der Gegend von Budenheim (Blatt Wiesbaden-Kastell) in die Schotter ein. Es fliesst in einer alten Rinne, die sich in die oligocänen Mergel eingegraben hat und die mit Niederterrassenschottern erfüllt ist, in einem nach Süden konkaven Bogen, nach Westen, nördlich von Heidesheim und Ingelheim vorbei, um zwischen Gaulsheim und Kempten (Blatt Bingen) zum Rhein zurückzukehren.

Aus diesem Grundwasserstrom wird eine grosse Menge Wasser bis 16000 cbm pro Tag entnommen.

Das Gruppenwasserwerk des Selz-Wiesbach-Gebiets versorgt von hier aus 20 Gemeinden mit Wasser. Es werden durch 7 Brunnen rund 3000 cbm Wasser im Tag geliefert. Nieder-Ingelheim hat in der Niederterrasse 2 Brunnen „Auf dem Gries“ angelegt und gibt in trockenen Jahren an Ober-Ingelheim Wasser ab. Die chemische Fabrik Böhringer in Nieder-Ingelheim hat für ihren Bedarf 12 Brunnen östlich der Strasse nach Frei-Weinheim ausgebaut, die bis zu 40 cbm Wasser stündlich, also täglich bis zu 11000 cbm fördern können. Endlich stehen auf dem Nachbarblatt Bingen 1 km östlich von Gaulsheim in demselben Grundwasserstrom die Brunnen des städtischen Wasserwerks Bingen.

Die Brunnen und Bohrungen des Gruppenwasserwerks liegen am Badweg nördlich von Nieder-Ingelheim. Die Brunnen sind quer zum Tal angeordnet, ferner liegt eine Bohrung 750 m östlich und eine zweite 500 m westlich des Pumpwerkes. Der Grundwasserspiegel in den Brunnen ergab sich von Norden nach Süden zwischen 80,7 und 81,8 m NN (1906) und bei den Bohrlochern, die westlich und östlich des Werkes liegen in etwa 80,8 m NN. Der Grundwasserstrom fällt mit etwa 0,25 % dem Rhein zu und mit 0,01 % parallel zum Rhein, so findet also eine Bewegung des Grundwassers spitzwinkelig zum Rhein hin statt.

Die Grundwasserstände der Brunnen liegen höher als der Mittelwasserstand des Frei-Weinheimer Pegels (79,48 m NN). Eine Beeinflussung des Grundwassers durch die Wasserstände des Rheins äussert sich erst nach einer halbjährigen Zwischenzeit in einem merklichen Ausschlag. In dem Niederterrassengebiet steht eine von dem Grundwasser durchtränkte Kiessandschicht von rund 10 m Mächtigkeit in den Brunnen des Gruppenwasserwerks zur Verfügung. Der obere Teil dieser mit Wasser erfüllten Schichten besteht in der Hauptsache aus feinen Rheinsanden, denen Kiesstreifen von geringer Geröllgrösse einge-

schaltet sind. Nach unten gehen diese Schichten in Kiese und gröbere scharfe Sande über, wobei die Geröllgrösse unter Eigrösse bleibt. Da die feineren Rheinsande in den unteren 2 m der Schotter nahezu fehlen, ist die Pumpenanlage einer Versandung wenig ausgesetzt.

Wie gross der Wasservorrat dieses Grundwasserstromes ist, zeigt am besten der 21tägige Dauerpumpversuch, der im Juni 1904 in einem Brunnen des Gruppenwasserwerkes ausgeführt wurde. Es wurden im Durchschnitt 11,5 Sekundenliter, d. i. pro Tag 990 cbm, gepumpt. Die gesamte Fördermenge betrug 20806 cbm. Als grösste Absenkung ergab sich hierbei 1,69 m. In einem Umkreis von 40 bzw. 100 m waren 6 Beobachtungsröhren, die einige Meter in die wasserführende Schicht hineinreichten, geschlagen, um die Schwankungen des Grundwasserspiegels zu beobachten. Die Absenkung desselben betrug bei den Beobachtungsröhren des inneren Kreises 0,75 m und bei denen des äusseren Kreises 0,55 m im Mittel und zeigte keine erheblichen Schwankungen bei Änderungen des Pumpversuches. Nach dem Aufhören mit Pumpen schnellte der Wasserspiegel auf den ursprünglichen Stand zurück. Nach einer freundlichen Mitteilung des Vorstandes des Wasserwerkes Herrn Förster beträgt z. Z. bei einer Beanspruchung von 5 Sekundenliter für einen Brunnen die Absenkung des Grundwasserspiegels 52 cm.

Ebenso beweiskräftig für das Vorhandensein eines besonders grossen Wasservorrats sind Pumpversuche bei dem Brunnen der chemischen Fabrik Böhringer, Brunnen 9 an der Frei-Weinheimer Strasse nördlich von km 18 gelegen, zeigte eine Spiegelabsenkung von 0,80 m bei einer Förderung von 16,7 Sekundenliter im September 1928. Obwohl hier die Wasserspiegel im Ruhezustand etwas tiefer liegen, als der Mittelwasserstand am Frei-Weinheimer Pegel (79,48 m NN), so lässt sich keine Schwankung des Rheinwasserstandes in einer Schwankung des Grundwasserstandes in einem Monat erkennen. Diese Tatsache spricht ebenfalls dafür, dass der Grundwasserstrom in einer Rinne sich bewegt und Bohrungen bei Sporkenheim zeigten auch, dass die Schleichsandmergel hier, zwar nicht, wie früher behauptet, zu Tage treten, aber doch nur wenige Meter unter Gelände anstehen.

Das Wasser bei dem Pumpwerk hat 182° Deutsche Härtegrade, welche ziemlich beträchtliche Härte darauf zurückzuführen ist, dass in das Rheingrundwasser Grundwasser Zutritt, dass in dem kalkreichen Rhein Hessischen Plateau seinen Ursprung nimmt.

Die Talsohle der Selz und des Welzbaches eignen sich zur Bildung von Grundwasser nicht, da in ihnen kiessandige Ablagerungen nur von geringer Mächtigkeit sind. Ein Versuch an der Eulenhöhle im Selztal bei Gross-Winternheim hat sowohl eine Geringmächtigkeit der wassersammelnden Kiesschicht als auch eine nur unbedeutende in ihr wandernde Wassermenge über Schleichsandmergeln als Wasserträger erwiesen.

Die Oberfläche der tonigen Mergel der Süsswasserschichten bildet am Abhang der Täler des Welzbaches und der Selz und deren Nebenbäche einen wichtigen Quellhorizont, in dem das in den Milchquarzsottern und den klüftigen Cerithienkalken und Corbiculakalken gesammelte Wasser zutage tritt. Wenn man von Westen nach Osten das Kartengebiet durchwandert, so trifft

man auf folgende Quellen dieses Horizonts: Im steinernen Kreuz südlich Appenheim, Dorfbrunnen von Appenheim.

Am Nordostabhang des Gau-Algesheimer Kopfes liegen vom Selztal bis hinauf zur 140 m Kurve die Süßwassermergel, überdeckt von Löss und Flugsand. In diesen sammelt sich Wasser und fließt auf dem alten aus tonigen Mergeln bestehenden Hang dem Selztal zu. Wo Hohlwege die diluvialen Bildungen (Löss und Flugsand) durchschneiden treten Quellen in ihnen auf, so in der Bösgewann und in der Kehl. Am ausdauernden auch in trockenen Jahren ist die sogen. „Mathildenuelle“, (M. WEITZEL) NW Bahnhof Ober-Ingelheim, die eine Schüttung von 30—35 Liter in der Minute in den Sommern 1928, 1929 und 1930 aufwies. Auf demselben Wasserhorizont sammelt sich kurz vor dem Talgrund der Selz (Haus Schrökert bei Punkt 91,96) in dem Flugsand, 3 m unter Gelände und diesen 2 m mächtig durchtränkend, besonders reichlich Wasser an. Die Quellen an der Steinkaute NW Bubenheim, die unter geringer Lössbedeckung auf den tonigen Mergeln austreten, ergaben Ende Juni 1927 je 3 Minutenliter. Auch die Quellen am Talberg von Bubenheim entspringen auf den gleichen Schichten, ebenso wie die Quelle der Pfingstweide (Bleichkopf) nordöstlich von Engelstadt, die Mitte Juni 1927 15 Sekundenliter spendete, im Sommer 1929 aber auf die Hälfte zurückgegangen war. An der Grenze der Cerithienschichten zu den Süßwassermergeln liegen zwei Quellen am Meruffberg südlich Essenheim, die östliche lieferte Sommer 1927 12 Minutenliter, die westliche 3 Minutenliter. 1930 war die erstere auf 4 Minutenliter zurückgegangen, die letztere versiegt. Auch im Dorfe Essenheim liegen Wasseraustritte auf derselben Grenzfläche.

Ebenfalls auf der Grenze der Cerithienschichten zu den Süßwassermergeln entspringen: 2 kleine Quellen am Bockstein nördlich von Elsheim und eine Quelle südlich der Strasse Elsheim-Essenheim am Hieber. Die letztere schüttete im Sommer 1927 15 Minutenliter, ging aber Sommer 1930 auf etwa 8 Minutenliter zurück.

Auch das Wasserwerk Ober-Ingelheim entnimmt in der Hauptsache diesem Wasserhorizont (Corbiculaschichten zu Süßwassermergel) sein Wasser.

Das Pumpwerk liegt im Südostteil der Stadt in ~ 136 m NN. Hier wurde seinerzeit in den Corbiculaschichten ein Schacht von 3,5 m Breite 18 m tief ausgeführt. Er durchhörte einen Wechsel von Kalk- und Mergelbänken und traf in dieser Tiefe ~ 118 m NN reichlich Wasser, angeblich auf einer Lettenlage. Ob diese bereits die Oberfläche der Süßwassermergel darstellte, bleibt dahingestellt. Es ist nicht ausgeschlossen, da 1 km südlich vom Pumpwerk in der Flosswiese die Süßwassermergel wasserführend in 115—117 m NN anstehen.

Von dem eben genannten Schacht läuft ein 60 m langer Stollen langsam ansteigend nach Süden, sodass am Ende die Stollensohle auf 16 m unter Gelände zu liegen kommt. In dieser Höhe dürfte die wassertragende Schicht noch nicht zu erwarten sein. Es entstammt also sehr wahrscheinlich nicht alles am Pumpwerk durch den Stollen gewonnene Wasser diesem Wasserhorizont, sondern z.T. auch von der Oberfläche kleinerer Mergellagen, die innerhalb der Corbiculaschichten wassersammelnd wirken. Eine Vertiefung der ganzen Anlage um

etwa 5 m hätte sicher ein günstiges Ergebnis gezeitigt. Die Anlage bringt bis zu 200 cbm im Tag.

Sicher entstammt das in kleinen Quellen austretende Wasser der sogen. Flosswiese, südlich vom Münchborn südlich Ober-Ingelheim dem Süßwassermergel-Wasserhorizont. Messungen haben insgesamt 50—60 Minutenliter Schüttung festgestellt.

Auch die Quelle in der Villa Elise bei der Stiegelpforte von Ober-Ingelheim entspringt auf diesem Wasserhorizont und endlich gehören hierher die Wasseraustritte in 100 m NN an der Strasse vom Ort zum Bahnhof Ingelheim. An dem mit Flugsand bedeckten Nordabhang des Plateaus zum Rheintal hin lässt sich über die wenigen Quellen (Selz und Trappenwies) östlich Nieder-Ingelheim wenig bestimmtes sagen. Vermutlich liegen auch diese auf den Süßwassermergeln und treten da zutage, wo der durchlässige Flugsand nahezu abgetragen ist.

Auch die Wasserversorgung von Heidesheim stützt sich auf den Wasserhorizont an der Grenze der dort besonders sandigen Cerithienschichten zu den Süßwasserschichten. 1929 wurde an die alten Brunnenschächte zwischen Pfungst- und Kreuzborn südlich des Ortes eine Anlage angeschlossen, die durch einen 5,50 m tiefen Schacht in \sim 140 m die unregelmässig gelagerte Oberfläche der Süßwasserschichten mit reicher Wasserführung erschloss. Der Rohrgraben im nördlich gerichteten Hohlweg gelegen, zeigte eindeutig, dass die Cerithien-sandkalke diskordant auf Süßwassermergeln aufsitzen, wobei auf die Entfernung von 70 m, die Oberfläche der wassertragenden Mergel Höhenschwankungen von über 1,20 m aufwies. Das Wasser bewegt sich in den z. T. beträchtlichen Einfurchungen auf der unregelmässigen Oberfläche. Bereits 1930 zeigte sich ein starkes Nachlassen in der Wassermenge.

Eine gefasste Quelle, die möglicherweise noch durch Störung beeinflusst ist, liegt am Südwestrand von Gross-Winternheim. Auch sie, die Sommer 1929 etwa 1 Sekundenliter schüttete, entspringt vermutlich auf dem Süßwassermergel-Quellhorizont.

Die Corbículaschichten bestehen aus einem Wechsel von klüftigen Kalken und Mergeln, was eine unregelmässige Durchlässigkeit für Wasser bedingt und stellenweise zu einer Quellbildung führt. Hierher gehören die Quellen im oberen Appenheimer Tälchen (Im Wäldchen 8 Minutenliter, im Klauer 2 Quellen zusammen 25 Minutenliter, Oberweid 2 Quellen), „Im tiefe Born“ bei Nieder-Hilbersheim (30 Minutenliter Ende Mai 1927). Am Mainzer Weg östlich Appenheim (15 Minutenliter im Mai 1927, im August 1930 zurückgegangen auf 7 Minutenliter).

Treten an der Grenze der Corbículaschichten zu den Hydrobienschichten Mergellagen auf, wie dies auf der Ostseite des Gau-Algesheimer Kopfes der Fall ist, so kommt es ebenfalls zur Quellbildung. Zu diesen Quellen sind zu zählen: Eine Quelle am Westerhäuser Hof, eine Quelle zwischen Westerhäuser Hof und Wingertshaus, die Juni 1927 30 Minutenliter spendete und die möglicherweise 2 tiefer gelegene Quellen speist. Auch bei dieser Quelle war 1930 ein Rückgang auf über die Hälfte zu verzeichnen. Ferner der Salzborn mit 7,5 Minutenliter Juni 1927 und die Kühtränke, die in der gleichen Zeit 50 Minutenliter schüttete. Endlich 3 kleine Quellen am Geisberg mit nur je 2 Minutenliter

Sommer 1930 und eine kleine Quelle, durch einen Schacht erschlossen, in dem kleinen verlassenen Steinbruch südwestlich von dem Waldeck-Gasthaus, das von ihr aus mit Wasser versorgt wird. Aber ihre Schüttung genügt in trockenen Jahren nicht für den Wirtschaftsbetrieb.

Nicht zu vergessen sind endlich noch Quellen, die auf der Oberfläche der Corbicularschichten austreten, und deren Sammler vorwiegend die pliocänen Kiessande sind. Hierzu gehören die Quellen auf der Höhe westlich von Engelstadt und die Quelle am Kehrborn ebenfalls bei diesem Dorf.

Alle Quellen, die auf Schichten der oligocänen und miocänen Ablagerungen unseres Gebietes austreten, weisen sehr hohe Härtegrade auf, die stets 25° Deutsche Härte übersteigen und 60° Deutsche Härte erreichen können.

Bei den bisher besprochenen Quellen handelt es sich um Schichtquellen, die auf bestimmten Wasserhorizonten der tertiären Schichten austreten, und von denen nur die Oberfläche der Süßwasserschichten von grösserer Bedeutung für eine praktische Ausnutzung in Betracht kommt. Aber auch die hier austretenden Quellen zeigen keine grossen Schüttungen. Quellen mit 1 Sekundenliter sind eine seltene Erscheinung. Auch sind sie nach Jahren und Jahreszeiten grossen Schwankungen unterworfen, so dass Quellen in 1930 über die Hälfte weniger Wasser spendeten wie in 1927. Es bedarf daher der vieljährigen Beobachtung einer Quelle, ehe man sie unter Zugrundelegung ihrer geringsten Schüttung, zu einer grösseren Wasserversorgung verwendet. Ein Beispiel hierfür ist die Wasserversorgung von Heidesheim bei dem Kreuzborn, die 1929 den Bedarf des Dorfes reichlich deckte, im Sommer 1930 aber schon einen eingeschränkten Wasserverbrauch verlangte.

Zu diesen Quellen treten eine Reihe, die auf Störungslinien angeordnet sind, wobei natürlich der Einfluss der Gesteinsbeschaffenheit nicht ausgeschaltet ist. Zu diesen Spaltenquellen sind zu zählen: Die Quellen des Welzbachtals. Im Brühl bei Appenheim (50 Minutenliter Juli 1927), bei der Einmündung des Dünnbachs in das Welzbachtal. Die Quellen des Wasserwerks von Elsheim bei der Hornmühle, des Wasserwerks von Schwabenheim im Pfauengrund, die sog. Casinoquelle an der alten Burgmauer von Ober-Ingelheim, die schon im Mittelalter die Burg von Ober-Ingelheim versorgte und noch heute einen grossen Anteil an der Wasserversorgung von Ober-Ingelheim hat.

Am östlichen Rand des unteren Seltzals bei Ober-Ingelheim verläuft eine Störung in nordwestlicher Richtung und an sie sind offenbar die dortigen Quellaustritte gebunden. Der wasserreichste, in 100 m NN gelegen, ist der Mühlborn, der 2—2,5 Sekundenliter spendet.

Die bedeutendste Spaltenquelle der ganzen Gegend ist die Karlsquelle östlich von Heidesheim. 12 Sekundenliter Schüttung wurden Sommer 1927 und 10 Sekundenliter Sommer 1930 gemessen. Die Quelle ist nach Karl dem Grossen benannt, der die Quelle fassen liess. In einem gemauerten Stollen, von dem noch Reste im Gelände zu sehen sind, wurde das Wasser nach Ingelheim der Kaiserpfalz Karls des Grossen zugeleitet. Auf der gleichen Ostnordost gerichteten Spalte, auf der die Karlsquelle entspringt, treten noch eine Reihe kleinere Quellen aus. Ebenfalls auf einer Spalte dringt das Wasser des Uhlborns zutage,

der gerade auf der Kartengrenze von unserem Blatt zu Blatt Eltville-Heidenfahrt 2,5 km nordöstlich von Heidesheim liegt. Messungen des Mainzer Kulturbauamtes ergaben 1922 im Mai 25 Minutenliter, Juni 109 und August 88 Minutenliter.

Endlich möchte ich noch eine kleine Quelle erwähnen „In der Espring“ nordwestlich Ober-Hilbersheim, die sich durch einen stärkeren Auftrieb auszeichnet. Sie schleudert feine pliocäne Sande bis zu 10 cm hoch und hatte 1927 eine Schüttung von 45 Minutenliter, sie liegt auf einer vermuteten nordöstlich ziehenden Spalte.

VIII. Bodenbewirtschaftung.

Etwa 80% des Kartengebiets wird von Ackerbau, Gemüsebau und Obstbau eingenommen. 16% ist mit Weinreben bepflanzt und nur 3% wird von Wald bedeckt.

Sieht man von den kleinen Gehölzen ab, die auf Mergel und Kalkböden stehen und Laubwald tragen, wie z. B. am rechten Bachufer bei Nieder-Hilbersheim, am Wingertshäuschen des Westerberges, auf dem Rabenkopf bei Wackernheim oder an der Waldeck des Gau-Algesheimer-Kopfes, so ist der Wald auf 2 Bodenarten beschränkt. Es sind dies die Flugsande und die kalkfreien pliocänen Bildungen. Die Wälder der Flugsande sind Kiefernwälder, die mehr und mehr verschwinden, um dem Spargelbau Platz zu machen. Sie liegen in der Talniederung zu beiden Seiten des Unterlaufes der Selz zwischen der Strasse und Bahnstrecke Ingelheim-Frei-Weinheim, und am stromwärts gerichteten Abhang des Rhein Hessischen Plateaus in der Umgebung des Weilerberges westlich von Heidesheim und des Hüllenberges östlich von Heidesheim. Die Flugsande sind teilweise oberflächlich entkalkt, doch wurzeln die Bäume durchwegs in den kalkhaltigen Sanden. Vorwiegend Laubwald tragen die pliocänen Böden. Ein kleiner Wald, das „Westernheimer Wäldchen“ (Westerberg), steht auf Bohnerztonen, die andern auf unterpliocänen mehr oder weniger tonigen Kiessandböden. Von grösserer Ausdehnung sind der Wald des westlichen Gau-Algesheimer-Kopfes (Gickelsberg, Hinterwald) und der Münch- und Ober-Olmer-Wald, die unmittelbar aneinanderschliessen.

Wie aus der wertvollen Doktorarbeit von Fräulein GERDA BERNHARD (Das nördliche Rheinhessen. Wechselbezeichnungen zwischen Mensch und Landschaft in historischen Querschnitten. Giessen 1930) hervorgeht, waren die Waldbestände an den Berghängen in historischer Zeit wesentlich grösser als heute. Alte Flurnamen lassen dies auch erkennen wie z. B. „In der Eich“ bei Bubenheim, „Im Hollerbusch“ bei Engelstadt, „Zu Stecken“ bei Appenheim. Auf dem mit Löss bedeckten Rhein Hessischen Plateau dagegen fehlte der Wald von jeher, wie dies auch aus Forschungen hervorgeht, die sich auf die Waldbestände um das Jahr 500 n. Chr. beziehen. (H. STREMMER 1928. S. 43). Dagegen waren die nährstoffarmen pliocänen Böden, auf denen der Ober-Olmer-Wald steht, ein grosses nur von Ödland unterbrochenes Waldgebiet, wie die Flurnamen Am Waldweg, Lange Heide, Wüste, Heiserwald und Oberholz deutlich bezeugen. Wir dürfen deshalb annehmen, dass zur Zeit der Besiedelung, die aus pliocänen und Löss-Bildungen

aufgebaute Oberfläche des Rheinhessischen Plateaus von Blatt Ober-Ingelheim und Blatt Bingen den Charakter einer parkartigen Landschaft hatte.

Das Rheintal zwischen Mainz und Bingen gehört zu den ältesten deutschen Weinbaugebieten. Nachweislich wurde die Rebe hier schon am Ende des 2. Jahrhunderts, also zur Römerzeit angebaut. Es ist nicht richtig, dass erst Karl der Grosse den Weinbau am Rhein begründet hat. Als er in der Ingelheimer Pfalz die Reichsgeschäfte führte, bestand bereits ein grösserer Weinbau, dem Karl der Grosse eine besondere Pflege angedeihen liess. „Die Spätburgunderrebe, die die weltbekannten Ober-Ingelheimer Rotweine erzeugt, stammt aus Burgund und dürfte ihre erste Anpflanzung in das Jahr 1040 fallen, als die Machthaber Burgunds bei dem glänzenden Osterfest dem Kaiser Heinrich III. in der Kaiserpfalz in Ingelheim huldigten.“

Der Anbau der Rebe ist zum grossen Teil auf die günstigen klimatischen Verhältnisse zurückzuführen. Gehört doch das Gebiet zu den trockensten und wärmsten Deutschlands und gedeiht infolgedessen hier im freien Gelände sogar die italienische Mandel, die als Weinbergsbaum neben dem Pfirsich bei Kreuznach und Bosenheim häufig angetroffen wird.

Andererseits sind es aber auch für den Weinbau günstige Böden, die eine so ausgedehnte Anpflanzung der Rebe seit alten Zeiten veranlasste. Es zeigt sich, dass die Rebe in einem Boden gut gedeiht, dessen Oberschicht luft- und wasser-durchlässig ist und die durch Farbe wie durch Grösse der einzelnen Gemengteile geeignet ist, die von der Sonne gespendete Wärme in sich anzusammeln. Da die Rebe tief wurzelt, so braucht die Oberschicht nicht unbedingt nährstoffreich zu sein, die Hauptnahrung bezieht der Stock aus der Tiefe. Bei der Entfernung alter Weinberge zeigt sich, dass Rebwurzeln gar nicht selten bis zu 5 m und noch tiefer in den Boden eingedrungen sind.

Entsprechend dem verschiedenartigen Gesteinscharakter des Kartengebietes sind auch recht ungleichwertige Böden in diesem vorhanden, die im folgenden dem Alter des Gesteins nach, aus dem sie hervorgegangen sind, kurz besprochen werden sollen.

Zuvor muss noch darauf hingewiesen werden, dass die Weinbergsböden vielfach künstlich stark verändert sind. Es werden zur Verbesserung derselben anderer Boden oder auch Schutt und Schlacken in solcher Menge auf den ursprünglichen Boden aufgetragen, dass oft die obersten 1 bis 5 cm ein buntes Gemisch verschiedener Bodenarten darstellen.

Für den Weinbau geeignet sind die sogen. Schleichsande und die brackischen Cyrenenmergel infolge der mehr oder weniger grossen Feinsandbeimengung, ihres bedeutenden Kalkgehaltes und ihrer Lage am Gehänge. Sie werden auf Blatt Ober-Ingelheim, wie überhaupt in Rheinhessen zum grössten Teil vom Weinbau eingenommen. Sie liefern die reichen Erträge der grossen Menge der leichteren Tischweine und zwar ausschliesslich Weissweine.

Ungünstiger für das Anpflanzen der Reben und ganz ungeeignet für andere Kulturpflanzen sind die über dem Cyrenenmergel liegenden, besonders schweren und kalkhaltigen Süsswassermergel und die Corbicularschichten, wo diese in ihrer vorwiegend tonig mergeligen Entwicklung auftreten, wie dies im westlichen Rheinhessen bis zum Selztal hin der Fall ist.

Diese Böden mit hoher Wasserkapazität sind infolgedessen für Wasser nahezu undurchlässig. Bei feuchtem Wetter verkrusten und verschmieren sie leicht und die Durchlüftung des Bodens unterbleibt, sodass nicht genügend Wärme und kein Sauerstoff zur Wurzel kommt, und anderseits die von der Wurzel und gewissen Bodenorganismen abgeschiedene Kohlensäure nicht genügend aus dem Boden entweichen kann. Das letztere hat zur Folge, dass die dem Boden nahen Blätter diese Kohlensäure, wie dies sonst der Fall ist, nicht assimilieren können. Der fehlende Luftzutritt wirkt aber noch viel verhängnisvoller, er bringt allmählich den ganzen Atmungsprozess der Pflanzenwurzel zum Stillstand, was ein langsames Absterben zur Folge hat. In solchen nicht durchlüfteten Böden wird ferner das für die Entwicklung der Pflanze so wichtige Leben derjenigen Bodenmikroorganismen vernichtet, die an eine Sauerstoffzufuhr gebunden sind. Sie produzieren nämlich grössere Mengen von Kohlendioxyd, das seinerseits vom Bodenwasser absorbiert, wiederum für die Entstehung von aufnahmefähigen Nährstofflösungen der Pflanze von grosser Bedeutung ist.

Tritt bei der Bearbeitung des Bodens im Frühjahr keine Verkrustung ein, die also möglichst bei trockener Witterung in solchen Böden erfolgen muss, so liefern diese in normalen und trockenen Jahren treffliche Weine und sind somit, da sie bereits im steileren Gehänge zu liegen kommen, besonders günstige Rebböden, während sie für andere Kulturpflanzen nicht in Frage kommen. Findet dagegen durch unsachgemässe Bodenbearbeitung oder infolge andauernder kühler nasser Witterung ein Verschliessen des Bodens statt, so wird die Nährstoffaufnahme unterbunden und die Gelbsucht ergreift die Rebe.

Wäre die starke Bindigkeit des Bodens und der damit verbundene starke Sauerstoffmangel der einzige Grund für das Entstehen der Gelbsucht der Reben, so müsste dies auf rein tonigen Böden ebenso auftreten, wie in den tonigen Mergelböden. Dies ist aber nicht der Fall, offenbar spielt der hohe Kalkgehalt bei dem Entstehen der Gelbsucht eine sehr grosse Rolle, sie ist sogar nur an kalkreiche Böden gebunden. Anderseits zeigen klüftige Kalkböden keine oder nur an einigen wenigen Stellen Gelbsucht.

Diese Krankheit ist also an schwere, bindige kalkreiche Böden, d. h. an kalkreiche Ton-Mergelböden geknüpft, bei denen demnach der Kalk in feiner Verteilung, aber sehr grosser Menge im Boden enthalten ist.

Aber die Gelbsucht tritt in solch kalkreichen schweren Böden nur auf, wenn es einem solchen Boden an der richtigen Durchlüftung fehlt.

Da eine Verminderung des Kalkgehaltes der in Frage kommenden Böden nicht möglich ist, so kann eine Abhilfe nur so vorgenommen werden, dass der zweite Faktor, die mangelnde Durchlüftung des Bodens beseitigt wird.

Bei den Massnahmen sind zu unterscheiden solche, die in einem trockenen und solche, die in einem feuchten Jahr vorzunehmen sind.

In einem trockenen Jahr, bei dem auch die Bodenbearbeitung im Frühjahr bei Trockenheit durchgeführt werden konnte, wird es überhaupt nicht zu einem nennenswerten Auftreten der Gelbsucht kommen, höchstens in Lagen, die schon in vorhergehenden Jahren durch Gelbsucht gelitten haben und in denen also die Rebe schon mehr geschwächt ist; auch neigt die eine Rebsorte mehr zur Krankheit als die andere. Wenn wir aber doch in solchen Jahren

Gelbsucht an einigen Stellen, meist nur von geringem Ausmass, sehen, so beruht dies vielfach auf einer Verschlüssung des Bodens durch auftretende Quellwässer. Über den wasserundurchlässigen tonigen Süsswassermergeln liegen Kalke (Cerithienkalke, Corbiculakalke), die meist klüftig sind. In ihnen zirkulieren an kohlenurem Kalk reiche Wässer, die auf der tonigen Unterlage oft in breiten Bändern austreten und die Risse und kleinen Klüfte im trockenen Mergel bald zuzuschlämmen. Dies ist ein Fall, in dem eine örtliche Gelbsucht auch in Jahren entstehen wird, in denen im allgemeinen diese Krankheit nicht aufkommen kann. In dem Gebiet dieses Quellhorizontes dürfen die Wässer nicht beliebig austreten und ihren Weg nehmen, sondern sie müssen in Quellfassungen vereinigt werden. Diese Massnahme wird für den Winzer einen doppelten Wert haben: einerseits vermeidet er in trockenen Jahren die Gelbsucht in seinem Weinberg und andererseits gewinnt er örtlich grössere Wassermengen, die er bei den Spritzarbeiten zur Bekämpfung von Rebkrankheiten benötigt und oft von weit her anfahren muss.

Nicht nur dieser Grenzstrich zwischen der Süsswasserzone und dem Corbiculakalk bzw. Cerithienkalk ist ein für die Gelbsucht besonders gefährdeter, auch innerhalb der Corbiculaschichten liegt im westlichen Rheinhessen ein Quellhorizont, in dem diese Krankheit regelmässig erscheint; auch hier muss für eine gute Ableitung des Wassers gesorgt werden.

In den Corbiculaschichten haben wir aber insbesondere die Erscheinung des plackenartigen, ganz unregelmässigen Auftretens der Gelbsucht. Diese beruht auf dem häufigen Wechsel klüftiger Kalke mit schweren tonigen Mergeln, ja reinen Tonen, die landläufig als „Hundsletten“ bezeichnet werden. Oberflächlich sind sie meist von Kalksteinschutt überdeckt. Hier treten vielfach Kalkmehl- oder Kreideschichten auf, auf deren Gefährdung durch Gelbsucht W. SCHOTTLER und G. SCHEU 1925 besonders hingewiesen haben. Ich glaube diesen Kreidekalk als sekundär aus kalkreichen Wässern entstandenen und angespülten Kalk ansehen zu dürfen, der sich in örtlichen kleinen Vertiefungen über tonigen Lagen abscheidet, hier eine völlige Verschlüssung des Bodens für den Gasaustausch herbeiführt und zugleich einen überhohen Kalkgehalt des Bodens hervorbringt. Entsprechend der lokalen Entstehung solcher Böden, bilden sie sich fleckenweise, was das plackige Auftreten der Gelbsucht in manchen Weinbergen zur Folge hat. Meist ist diese bodenschliessende Kalkschicht nur von geringerer Stärke und kann bei oberflächlicher Lage (bis zur Rodtiefe) herausgegraben werden.

In dieser wird sie im allgemeinen auch nur der Rebe schädlich, da ja das Ersterben der oberflächennahen Tauwurzeln die Gelbsucht zur Folge hat.

In feuchten, insbesondere nasskalten Jahren wird das Auftreten der Gelbsucht ein viel umfassenderes sein und andere Massnahmen zur Bekämpfung fordern. Diese sind: 1. Anpflanzung von Rebsorten, die gegen Gelbsucht möglichst widerstandsfähig sind. 2. Vorsichtige Bodenbearbeitung nur bei trockenem Wetter, wenn der Boden abgetrocknet ist. 3. Gute und schnelle Ableitung des Regenwassers. 4. Verbesserung des Bodens. Hier sind verschiedene Massnahmen im Gebrauch, um die notwendige Lockerung und Durchlüftung des Bodens zu erzielen. Es hat sich die Benutzung von Torfmüll und die Schlacken-drainage recht gut bewährt, doch stösst, wie G. SCHEU schon betont hat, die Durchführung dieser Methoden „in der grossen Praxis dadurch auf Schwierigkeiten, dass

sie sehr bedeutende Mengen Schlacken erfordert und die Beschaffung so grosser Schlackenmengen, insbesondere durch die damit verbundenen hohen Fracht- und Fuhrkosten, recht teuer wird. Die Anlage ist also recht kostspielig.“

Ein anderes billigeres Lockerungsmittel glaube ich empfehlen zu können. Auf dem Rhein Hessischen Plateau liegen, zum grossen Teil unter Löss verborgen, ausgedehnte Gebiete, die von pliocänen Bildungen eingenommen werden. Am Rande des Plateaus treten sie meist zutage. Sie bestehen aus einem Wechsel von groben bis feinen Quarzsanden und Quarzkiesen, deren Gerölle meist Erbsen- bis Haselnussgrösse besitzen.

Diese Kiessande sind ein geeignetes Bodenlockerungsmaterial und es könnte in ähnlicher Weise wie die Schlacke oder der Torfmull zur Verwendung kommen.

So liegen nicht weit von Gelbsuchtsböden bei Gau-Algesheim die Kiesgruben „In den Fichten“ des Gau-Algesheimer Kopfes.

In den eben besprochenen, wasserundurchlässigen, kalkreichen Böden war es bisher nicht gelungen, eine sogen. reblausfeste Rebe, solche sind aber nicht reblausfrei, zu ziehen. Auf dieser kann die Qualitätsrebe aufgepfropft werden, welche allein die wertvolle Traube hervorbringt. Doch sind z. Zt. unter Leitung von Herrn Weinbauinspektor SCHÖNHALS in Bingen Versuche im Gange, die einen Erfolg erhoffen lassen. In solchen Böden ist eine Bekämpfung der Reblaus mit Schwefelkohlenstoff nicht möglich, da eine Durchgasung des Bodens nicht vorgenommen werden kann.

Sehen wir von den zur Gelbsucht neigenden schweren Lagen in den Corbicularschichten, wie sie westlich der Selz auftreten, ab, so sind die klüftigen Kalksteinböden der Corbicularschichten, ebenso wie die der Hydrobienschichten und die sandigen Kalke der Cerithienschichten, zumal bei ihrer Lage im steileren Gehänge ganz besonders günstige Weinbergs-lagen. Auf ihnen gedeihen Qualitätsweine, so der Ober-Ingelheimer Rotwein vom „Burgweg“, „Horn“ „Paares“, die Ober-Ingelheimer Weissweine vom „Geisberg“, „Salzborn“, „Hesselweg“, von Gross-Winternheim der „Bockstein“, von Schwabenheim der „Vogelgesang“, von Gau-Algesheim „Bergstrasse“, von Nieder-Ingelheim „Kreuzkirch“ und „Schlauderäcker“.

Eine grössere Rolle für den Weinbau spielen auch die Flugsande. Auf ihm wurde der Frühburgunder von Ober- und Nieder-Ingelheim gebaut, der jetzt stark zurückgegangen ist, teils wird er durch Klebrot teils durch Spargelanlagen ersetzt. Die Sandböden sind insofern als Rebböden geeignet, weil sie von der Reblaus nicht so leicht befallen werden.

Ein Nachteil für die Rebe besteht aber darin, dass sie im Sand leicht erfriert. Der Sand ist ein sehr guter Wärmeleiter. An sonnigen Tagen erhitzt sich der kalte Sand über die Lufttemperatur, bei Sonnenuntergang beginnt aber eine schnelle Abkühlung und wenn die Morgenfröste einsetzen, gibt der Boden keine schützende Wärme mehr ab.

Besonderer Erwähnung bedarf noch der Steinert von Gau-Algesheim. Auf dem lockeren Kalkschuttboden sind alle physikalischen wie chemischen Bedingungen für ein gutes Gedeihen der Rebe gegeben.

Ursprünglich war der Flugsandgürtel in der Niederung und dem Anstieg zur Hochfläche das Gebiet des Nadelwaldes und der Heideflächen mit ihrem inter-

essanten Pflanzenwuchs, das Refugium für eine pontische Pflanzengenossenschaft. Bald erkannte man, dass die Flugsande keinen unfruchtbaren Gürtel bilden und es begann seine Ausnutzung zunächst als Weinbaugebiet. Doch entartete auf ihm in den letzten Jahrzehnten die angepflanzte Frühburgunderrebe. Dann setzten, in sich immer verstärkendem Masse, der Spargelbau und die Obstkulturen ein, die zu günstigen Ergebnissen geführt haben. Und heute sind Ober- und Nieder-Ingelheim durch ihren Obst- und Spargelbau fast ebenso bekannt wie durch ihre Weine. Diese Orte wie auch Gau-Algesheim und Heidesheim halten vom Frühjahr bis zum Herbst Obst- und Spargelmärkte ab, auf denen bedeutende Summen umgesetzt werden.

Der Spargelbau ist durchweg an die Böden des Flugsandes gebunden, nur im Selztal eignen sich auch noch die Schleichsandböden bis zu einem gewissen Grad dazu. Die keine Verlehmungsdecke tragenden ursprünglichen Flugsande sind für Wasser sehr durchlässig. Sie sind infolgedessen bei dem allgemein herrschenden trockenen Klima, in trockenen Sommern für Flachwurzler, Getreide, Kartoffeln und sonstiges Gemüse wenig geeignet. Nur der Spargel gedeiht gut, da dieses Frühjahrsgemüse in dieser Jahreszeit noch die nötige Bodenfeuchtigkeit vorfindet.

Vielfach haben die Flugsande aber eine starke Entkalkung und Verlehmung erfahren, die die weissgrauen Böden in braune umgewandelt haben. So entstehen Böden, welche die Feuchtigkeit viel länger halten als die ursprünglichen Flugsandböden, dafür tritt aber als ungünstige Begleiterscheinung ein, dass diesen verlehmtten Flugsandböden oft bis in Tiefen von 1—1,5 m der Kalkgehalt fast ganz entzogen ist. Aber ebenso schnell wie verlehmtte Flugsandböden mit unverlehmtten in dem Gebiet zwischen Frei-Weinheim, Nieder-Ingelheim und Gau-Algesheim wechseln, ebenso schnell wechselt auch die Stärke der Verlehmungszone. Eine grössere Obstanlage von Herrn Kneip in Gau-Algesheim, die nördlich der Strasse Nieder-Ingelheim-Bingen nahe der Strassengabel nach Gau-Algesheim liegt, wurde durch die Hessische Geologische Landesanstalt mit einem 2 m-Bohrer abgebohrt. In diesem Gebiet liegen etwa 3 m mächtige Flugsande vor, die nach unten in Sande der Niederterrasse des Rheins übergehen. Dieser Flugsand ist bis zu ganz verschiedener Tiefe verlehmt. Die Mächtigkeit der Verlehmungsschicht schwankt wellenförmig auf einer ost-west-gerichteten Strecke von 250 m zwischen 10 cm und 140 cm. (Siehe Fig. 2 S. 80). Will man in diesem Gebiet flachwurzelnutzpflanzen ziehen, so bedarf der Boden einer Kalkdüngung. Gut eignen wird sich das Gebiet zur Anpflanzung von Obstbäumen, sie finden in der Tiefe Nährstoffe und die Verlehmungsschicht schützt den Boden vor zu schnellem Austrocknen. Überall dagegen, wo die unverlehmtten kalkreichen hellen Flugsande zutage treten, besteht in trocknen Sommern die Gefahr, dass die Pflanzen verdorren und dieser Gefahr können die Besitzer nur durch Berieselungsanlagen begegnen. Dann werden sich im Sommer wüstenartige Gebiete bald in solche mit üppigem Pflanzenwuchs verwandeln. Die Anlage von ergiebigen Brunnen lässt sich leicht durchführen, da bereits in einer Tiefe von 5—8 m ein mächtiger Grundwasserstrom in den Kiessanden der Niederterrasse seinen Lauf nimmt (siehe S. 92—93).

Auf eine Erscheinung bei dem Obstbau möchte ich ferner noch hinweisen,

die an die Bodenbeschaffenheit geknüpft ist. An den mit Flugsand bedeckten Abhängen zwischen Nieder-Ingelheim und Heidesheim, wo der Obstbau eine besonders starke Ausdehnung angenommen hat, kommt es häufig vor, dass junge Anpflanzungen von Sauerkirschen nach kurzer Zeit eingehen oder nur ein kümmerliches Dasein fristen. Es rührt dies daher, dass sich in der kalkig mergeligen Unterlage des Flugsandes, unregelmässig verteilt, wannenförmige Vertiefungen finden, in denen die kalkreichen Sickerwässer einen kreidigen Kalkbelag absetzen, der die Klüfte und Risse im Kalkboden völlig verschliesst. Die Wurzeln der jungen Obstbäume haben nicht die Kraft, solche dichte Böden zu durchdringen, über denen gewöhnlich Wasser sich ansammelt, dass einen sehr hohen Kalkgehalt aufweist, der sich auf den Wurzeln niederschlägt und sie zum Absterben bringt. Hier kann man durch Auflockerung des tiefen Untergrundes helfen. Man bringt in die Pflanzgrube einen nach der Tiefe wirkenden Sprengstoff, der die feste Kalkschicht zertrümmert, sodass in den Klüften die junge Pflanzenwurzel eindringen kann.

Soweit die Überflutungen des Rheins einen Anbau erlauben, werden die sandigen Schlickböden des alluvialen Stromgebiets mit Gemüse bepflanzt. In der Hauptsache dienen sie als Weideland.

Die für den Ackerbau wichtigsten Böden sind die Löss- und Lehmböden, die sich bei dem herrschenden trockenen Klima insbesondere für den Anbau einer ausgezeichneten Gerste eignen. Der aus dem lichtstrohgelben kalkhaltigen Staubsand durch geringe oberflächliche Entkalkung hervorgegangene lichtbräunliche Lössboden ist durch physikalische wie chemische Eigenschaften ausgezeichnet.

Er ist tiefgründig, feinkörnig, oft von feinsten Röhren durchzogen, leicht zerreiblich und verkrustet nicht.

Der Gehalt an Feinboden (< 2 mm) beträgt nach LUEDECKE (C. LUEDECKE 1899, S. 273) im Mittel in Prozenten: Ackerkrume 97,6, Untergrund 99,1, tieferer Untergrund 100.

Infolge seiner Feinporigkeit nimmt der Löss leicht Luft und Wasser auf und leitet dieses in den tieferen Untergrund. Dieser bildet gewissermassen einen ausgleichenden Wasserbehälter, der bei längerer Trockenheit infolge der Kapillarität ein Aufsteigen des kalkigen Wassers gestattet. Nach C. LUEDECKE (C. LUEDECKE 1899, S. 226) kann der Löss bis 48% seines Volumens Wasser aufnehmen.

Die chemischen Eigenschaften des Lössbodens entsprechen der chemischen Zusammensetzung des Lösses aus Sand (etwa $\frac{2}{3}$ Kieselsäure). Kalk (schwankend im Mittel nach v. HOHENSTEIN [v. HOHENSTEIN 1920 S. 81] 12,8%) und Ton; nur dass je nach dem Stand der oberflächlichen Entkalkung der Kalkgehalt der Lössböden sehr starken Schwankungen unterworfen ist. Der Kalk ist der wichtigste Pflanzennährstoff in dem Lössboden, dessen Nährstoffvorrat nach v. HOHENSTEIN als nicht besonders hoch zu bezeichnen ist. Neuerdings hat Dr. L. SCHMITT (L. SCHMITT 1930 S. 459—460) gezeigt, dass die Löss- und Lösslehm Böden Rheinhessens mitunter einen recht geringen Kaligehalt haben. Unter 57 Proben hatten nur 8 einen Kaligehalt, der 40 mg in 100 g Boden betrug. Der Lössboden der

Hochfläche des Rhein Hessischen Plateaus unterscheidet sich in der Farbe und dem Kalkgehalt wesentlich von den übrigen Lössböden. Die Farbe ist mehr rötlichbraun und der Kalkgehalt oft völlig, ja sogar bis zu Tiefen von 1,5 m verschwunden, wie z. B. an dem ehemaligen Bahneinschnitt „Ober den Sandmühlen“ NO Wackernheim. Flachbohrungen östlich des gleichen Ortes zwischen Hainbusch und grosser Strasse zeigten eine zwischen 0,45 und 0,65 m schwankende Verlehmungszone. Auf der Karte sind die verlehmtten gelbbraunen kalkfreien oder kalkarmen Lössböden von den kalkhaltigen meist mehr strohgelben Böden unterschieden worden. Wenn schon das Kartenbild einen starken Wechsel zwischen kalkfreien und kalkhaltigen Lössen zeigt, so ist dieser in Wirklichkeit ein noch bedeutend grösserer. Und ebenso stark ist der Wechsel in der Dicke der Verlehmungszone. Der unverlehmte kalkhaltige Löss bildet eine stark wellenförmige Oberfläche, deren Vertiefungen mehr oder weniger völlig durch verlehmtten Löss ausgefüllt sind. 10 Flachbohrungen in je 10 m Abständen am Schwarzen Baum (Mainzer Berg) östlich Gross-Winternheim nördlich vom Weg ausgeführt, ergaben folgendes Bild: Am Weg 0,80 m verlehmtter Löss, 10 m nördlich 1,20 m; 20 m nördlich 0,75 m; 25 m nördlich 0,55 m; 30 m nördlich 0,25 m; 40 m nördlich 0,05 m; 50 m nördlich keine Verlehmung; 60 m nördlich und 70 m nördlich ebenfalls keine Verlehmung; 80 m nördlich 0,10 m Verlehmung; 90 m nördlich 0,25 m; 100 m nördlich 0,40 m Verlehmung. Südlich vom Mainzer Berg zwischen Schlittweg und Mainzer Weg wurden mehr oder weniger entkalkte Lösslehme bis zu 1,20 m Stärke ermittelt. Auffallend ist in dieser Gegend des Mainzer Berges, dass in der Übergangszone von Lösslehm zu Löss Kalkkonkretionen nur selten und dann nur klein angetroffen wurden.

Das Fehlen oder Zurücktreten des Kalkgehaltes, die stärkere Verlehmung hat 2 Ursachen. Entweder liegen unter einer verhältnismässig dünnen Lössdecke kalkfreie Kiessande des Pliocäns, in denen das kalkhaltige Lösswasser in die Tiefe geleitet wird, so z. B. westlich von Ober-Hilbersheim, oder aber es liegen sehr alte Lössen vor, wie auf dem Plateau zwischen Ober-Ingelheim und Essenheim, wo uns vermutlich in den Lösslehmern grössere Reste interglazialer Verlehmungsdecken, also ältere Lösslehme vorliegen. Unser heutiges Klima ist nicht in der Lage, derartige Böden von nennenswerter Stärke zu schaffen. Das derzeitige rheinhessische Klima ist, wie schon gesagt, ein Trockenklima. Wo Löss - nicht interglazial gebildeter Lösslehm —, die Oberfläche bildet, ist deshalb keine Entkalkung eingetreten, sondern nur eine etwas stärkere Braunfärbung zeichnet die Ackerkrume aus.

Treten die in der Karte als kalkfrei oder kalkarm bezeichneten Böden in grösseren Zusammenhang auf, so dürfte eine Kalkdüngung, etwa in Verbindung mit einer Phosphatdüngung, angebracht sein. Dabei ist zu bemerken, dass selbst die als kalkfrei bezeichneten Lösslehme immer noch einen, meist für die Pflanze eben noch ausreichenden Kalkgehalt führen.

Während der Löss und Lösslehm auf dem Rhein Hessischen Plateau hauptsächlich dem Anbau der Feldfrüchte (Gerste, Roggen, Hafer, Kartoffel, Weizen, Erbse und Luzerne) dient, werden die Lössflächen, welche die Abhänge des Selzufers zwischen Bubenheim, Schwabenheim und Ingelheim z. T. in mehr oder minder grosser Stärke bedecken, bis zur Hälfte von Weinbergen eingenommen.

IX. Geologische Naturdenkmäler.

Allenthalben sieht man heute einen Kampf sich entspinnen zwischen der praktischen Auswertung gegebener Naturschätze ohne Rücksichtnahme auf das Landschaftsbild und dessen gelegentlich wissenschaftlichen geologischen Wert einerseits und andererseits dem Bestreben, dieses Landschaftsbild möglichst in seiner ursprünglichen Gestaltung zu erhalten.

In unserer heutigen auf den Nutzen gerichteten Zeit, ist man nur zuleicht geneigt, dem praktischen Wert gegenüber dem vorwiegend wissenschaftlichen den Vorzug zu geben.

Das Dünengebiet, das sich wie ein Gürtel an das Nordgehänge des Rheinhessischen Plateaus anschmiegt, unterliegt z. Zt. einer künstlichen Einebnung. Hand in Hand mit dieser geht die Vernichtung des Kiefernwaldes und der Pflanzengenossenschaft, die sich auf den zwischengeschalteten unbewaldeten Sanden angesiedelt hatte. Diese Pflanzengenossenschaften sind untrennbar an die Dünensande geknüpft, wobei sie sich, je nach ihrem Standort im Kiefernwald oder ausserhalb desselben und je nach dem Kalkgehalt des Sandes wesentlich unterscheiden.

Bei Einebnung der Dünen wird das Gelände vom ursprünglichen Pflanzenwuchs befreit und dem Spargel- und Obstbau übergeben, wobei oft ein Landschaftsbild geschaffen wird, das mit der Bezeichnung Kulturwüste einen treffenden Namen erhält.

Das Gebiet bietet das Bild einer typischen Binnendünen-Landschaft. Zugleich ist es auch zum Studium der Beziehungen einer wärme- und trockenheitliebenden Pflanzenwelt zum Boden geeignet, einer Pflanzenwelt, wie sie uns erst wieder in Südosteuropa entgegentritt.

Wenn schon nicht die Erhaltung des ganzen Dünengürtels verlangt werden kann, so wäre es doch zweckmässig, rechtzeitig ein bis jetzt noch wenig von der landwirtschaftlichen Kultur beeinträchtigtes Gebiet vor der Zerstörung zu bewahren und als geologisch-botanisches Naturdenkmal zu erklären. Für diesen Zweck wären die jetzigen Waldbestände des Hüllenberges östlich von Heidesheim besonders geeignet.

Im Anschluss hieran sei noch erwähnt, dass auch die seltene Kalkflora des Rabenkopfes bei Heidesheim und insbesondere die des Gau-Algesheimer Kopfes unter Schutz gestellt werden muss. Beide Gebiete sind als botanisch-geologische Naturdenkmäler zu bezeichnen.



X. Bohrverzeichnis.

Nr. 1. Bohrung bei der Eulenmühle im Selztal westlich Gross-Winternheim, 100 m NN 1929.

- 0— 1,80 m Aulehm.
- 1,80— 4,60 m umgeschwemmter Mergellehm.
- 4,60— 6,35 m umgeschwemmter sandiger gelber Mergel.
- 6,35— 6,80 m mit Mergel verunreinigter Selzschotter schwach wasserführend.
- 6,80—18,50 m dunkelblaugrauer, in trockenem Zustand grauer, glimmerhaltiger feinsandiger Mergel.
Schlammrückstand bei 8 m: Runder und eckiger Quarzsand, Glimmerblättchen, Pyritkörnchen und Schalenreste von *Cytherea*, *Potamides sp.* und *Hydrobia dubuissoni* (Bouillard), Ostracoden und? Gehörknöchelchen eines Fisches.
Schlammrückstand bei 18,50 m: vorwiegend feiner weißer eckiger Quarzsand, ferner Glimmer, Pyrit und vererzte unbestimmbare Pflanzenreste
- 18,50—28,00 m toniger milder Mergel mit glimmersandigen Einschaltungen.
Schlammrückstand bei 28 m: eckiger und runder Quarzsand, Glimmer, Pyrit, wenig Gyps, Ostracoden und kleine Foraminiferen (*Pulvinulina Kiliani Andr.*, *Globigerina bulloides d'Orb* und *Polymorphina cf. lanceolata Reuss*).
- 28,00—34,00 m tonige milde graue Mergel.
Schlammrückstand bei 32 m und bei 34 m: sehr wenig feiner Quarz-glimmersand und Pyrit.
- 34,00—45,00 m desgleichen mit Einschaltungen von Lagen, die einen stärkeren Gehalt an Quarz-glimmersand aufweisen.
- 45,00—50,00 m licht bläulich grauer milder toniger Mergel.
Schlammrückstand bei 46 m nur sehr gering; etwas Quarzsand, Schalenstücken von ? *Nucula*.
Schlammrückstand bei 49 m: Wenige eckige, noch seltener runde Quarzkörnchen, Spatangidenstachel, Schalenstückchen von *Nucula sp.*, *Pulvinulina cf. Kiliani Andr.*, *Quinqueloculina impressa* und Fischrestchen (Oberer Rupelton).

Zusammenfassung:

- 0— 6,35 m Alluvium bis Diluvium.
- 6,35— 6,80 m diluvialer Selzschotter.
- 6,80—45,00 m Schleichsandmergel.
- 45,00—50,00 m † oberster Rupelton.

Nr. 2. Bohrung und Schachtung für den Brunnen 6 der Firma Böhlinger, an der Strasse Nieder-Ingelheim-Frei-Weinheim, 125 m südöstlich km 18. 85,17 m NN.

- 0— 0,60 m brauner verlehmtter entkalkter Flugsand.
 0,60— 1,20 m heller kalkhaltiger Flugsand mit verkalkten Wurzeln, sogen. Beinbrech.
 1,20— 1,40 m humoser braungrauer stark sandiger Schlick — vermutlich eine Rhein-
 hochwasserschlicklage.
 1,40— 1,90 m graubrauner kalkhaltiger Flugsand.
 1,90— 3,20 m feiner grauer kalkhaltiger Flugsand mit eingeschalteter kleiner Geröll-
 schicht, die Cerithien des Cyrenenmergels enthält.
 3,20— 6,20 m feiner Rheinsand mit vereinzelt kleinen Rheingeröllen, ohne scharfe
 Grenze nach oben in Flugsand übergehend.
 6,20— 6,40 m graugelber sandiger Rheinschlick.
 6,40— 7,50 m Rheinsand im Wechsel mit feinem Rheinkies, bei 7 m Wasser.
 7,50— 8,00 m feiner Rheinkies mit grobem Rheinsand.
 8,00— 8,60 m grober Sand mit haselnuss- bis hühnereigrossen Geröllen.
 8,60—11,00 m feiner aber tonfreier Rheinsand mit vereinzelt bis erbsengrossen
 Geröllen.
 11,00—13,60 m scharfer grober Rheinsand mit einzelnen Geröllen.
 13,60—14,30 m grober Rhein-Mainschotter.
 14,30 m Schleichsandmergel.

Zusammenfassung:

- 0— 3,20 m älterer Flugsand, oben stark verlehmt.
 3,20—14,30 m Niederterrasse des Rheins. (11,10 m)
 14,30 m Schleichsandmergel. (Mitteloligocän).

Nr. 3 bis Nr. 13. Bohr- und Schachtbrunnen der Firma Böhlinger unmittelbar östlich der Strasse Nieder-Ingelheim-Frei-Weinheim.

Nr. 3 in 86,43 m NN.	Nr. 7 in 85,07 m NN.
Nr. 4 in 86,87 m NN.	Nr. 8 in 85,34 m NN.
Nr. 5 in 86,17 m NN.	Nr. 9 in 85,66 m NN.
Nr. 6 in 85,25 m NN.	Nr. 10 in 85,21 m NN.

Die Brunnenprofile erschlossen 3,00—6,45 m ältere Flugsande, z. T. oben entkalkt und verlehmt.

6,00—11,20 m Sande und Kiese der Niederterrasse des Rheins.

Als Unterlage Schleichsandmergel.

in Nr. 3 in 73,81 m NN	in Nr. 7 in 73,70 m NN
in Nr. 4 in 74,35 m NN	in Nr. 8 in 72,25 m NN
in Nr. 5 in 74,45 m NN	in Nr. 9 in 73,34 m NN
in Nr. 6 in 74,00 m NN	in Nr. 10 in 71,21 m NN

**Nr. 14—20. Bohrungen des Gruppenwasserwerkes des Selz-Wiesbachgebietes
am Badweg nördlich von Nieder-Ingelheim.**

Genaue Bohrprofile liegen nicht vor.

Nr. 14 in 86,2 m NN.

- 0— etwa 3,50 m verlehmtter Flugsand und älterer Flugsand.
3,50—14,20 m (72 m NN) Rheinsand nach unten in Schotter übergehend.
14,20 m Schleichsandmergel.

Nr. 15 in 85,4 m NN

erschloss in 13,7 m die Mergel. (71,7 m NN).

Nr. 16 in 84,2 m

- 0— 0,80 m Flugsand.
0,80—12,60 m Flugsand, langsam in Rheinsand übergehend, zu unterst Sande und Kiese
(71,4 m NN).
12,60 m Mergel.

Nr. 17 in 83,4 m

etwa die gleiche Schichtenfolge wie in Nr. 16.

In 72,6 m NN, also in 10,8 m Mergel.

Nr. 18 in 82,1 m NN.

- 0— 0,80 m sandiger Schlick (Alluvium).
0,80— 1,80 m humoser dunkler sandiger Schlick (Alluvium).
1,80— 9,70 m Rheinsand, nach unten in Rheinschotter übergehend (Niederterrasse).
9,7 m Mergel (71,4 m NN).

Nr. 19 in 81,8 m NN

- 0— 0,80 m sandiger Schlick
0,80— 1,70 m humoser sandiger Schlick } Alluvium
1,70— 6,00 m Sande, nach unten in Kiese übergehend (Niederterrasse).
6,00 m (75,8 m NN) Mergel.

Nr. 20 in 81,6 m NN.

- 0— 1,20 m sandiger Schlick (Alluvium).
1,20— 3,40 m lehmiger Sand
3,40— 5,60 m Rheinsande und Kiese } Niederterrasse.
5,60 m (76 m NN) Mergel.

Nr. 21. Wolfsgarten 800 m östlich Wasserwerk in 82,2 m NN.

- 0— 1,60 m sandiger Schlick bis schlickhaltiger Sand (Alluvium).
 1,60— ~ 10,00 m vorwiegend Rheinsande.
 10,00— ~ 14,00 m Rheinschotter (Niederterrasse).
 14,00 m (68,2 m NN) Mergel.

Nr. 22. Am Feldweg 850 m NW. Wasserwerk in 81,2 m NN.

- 0— 1,20 m sandiger Schlick
 1,20— 3,80 m humoser sandiger Schlick } Alluvium bis Diluvium
 3,80— 7,70 m Rheinsande, nach unten in Rheinschotter übergehend (Niederterrasse).
 7,70 m (73,5 m NN) Mergel.

Nr. 23. An der Griesmühle bei Nieder-Ingelheim, alte Bohrung vor 1862 (etwa 90 m NN) nach A. GROSS (A. GROSS 1862. S. 108).

240 Fuss = 60 m (Endtiefe etwa bei 30 m NN).

„Man durchbohrte meist graue zähe Mergel, selten dünne Lagen feinen Sandes, der dann in Sandmergel, in hiesiger Gegend Schleichsand genannt, überging. Schwache Kohlenflötze, die an einigen Stellen einen Fuss und etwas darüber mächtig wurden, kamen nur in den oberen Teufen vor.“ Nach den festgestellten Lagerungsverhältnissen kann angenommen werden, dass die Bohrung den brackischen Cyrenenmergel und die Schleichsandmergel durchstossen und im obersten Rupelton geendet hat.

Nr. 24. Wester Berg bei 242,77 m NN 3,5 km südlich Ober-Ingelheim.

Siehe Seite 51.



XI. Schriftenverzeichnis.

Bernhard, Gerda

- 1930 Das nördliche Rheinhessen. Wechselbeziehungen zwischen Mensch und Landschaft in historischen Querschnitten. Dissertation, Giessen 1930.

Blanck, E. und Giesecke F.

- 1928 Über die Entstehung der Roterde im nördlichsten Verbreitungsgebiet ihres Vorkommens. Chemie der Erde. Bd. 3. Heft 1. S. 44 f. Jena 1928.

Blanck, E.

- 1930 Nochmals zur Frage der Entstehung der Terra rossa als Lösungsrest mariner Kalkgesteine. Chemie der Erde. Bd. 5. S. 43. Jena 1930.

Boettger O.

- 1873 Über die Gliederung der Cyrenenmergelgruppe im Mainzer Becken. Ber. d. Senkenb. Natf.-Gesellsch. 1873—1874. S. 50—102.

Breiddin, H.

- 1927 Löss, Flugsand und Niederterrasse im Niederrheingebiet. Geol. Rundschau 1927. Bd. 18. S. 72—78.

Ehmann, E.

- 1930 Chemische Untersuchung über die Entstehung württembergischer Bohnerze. Mitt. aus dem Min. Geol. Institut. der Techn. Hochschule. Stuttgart Nr. 18. Stuttgart 1930.

Galladé, M.

- 1926 Die Oberflächenformen des Rheintaunus und seines Abfalles zum Main und Rhein. Jahrb. d. Nass. Ver. f. Naturk. Jahrg. 78. 1926. S. 1—100.

Geyler, H., Th.

- 1874 Über die Tertiärflora von Stackeden-Elsheim in Rheinhessen. Ber. Senckenberg. Naturf.-Ges. 1874. S. 112—114.

Grooss, A.

- 1862 Geognostische Beobachtungen in der Umgebung von Nieder-Ingelheim. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. Darmstadt (3) 1. 1862. S. 107—112.
- 1863 Beobachtungen über die Verbreitung und Aufeinanderfolge der Petrefakten in den Tertiärschichten der Sektion Mainz. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. zu Darmstadt. 3. II. 1863. S. 175—178.
- 1866 Aus den Sektionen Bingen und Mainz. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. zu Darmstadt. 3. V. 1866. S. 125—128.
- 1867 Sektion Mainz. Geolog. Spezialkarte d. Mittelrhein. Geol. Ver. Darmstadt 1867.
- 1913 † Einführung in die Geologie des Mainzer Beckens. „Die Rheinlande“ herausgeb. von C. Mordziol Nr. 4. Braunschweig 1913.

Häberle, D.

- 1930 Über Flugsandbildungen in der Rheinpfalz. Mitt. u. Arbeit. aus d. Geolog. Inst. d. Universität Heidelberg N. F. Nr. 181. Heidelberg 1930. S. 85.

v. Hohenstein

- 1920 Die Löss- und Schwarzerdeböden Rhein Hessens. Jahrb. u. Mitt. d. Oberrhein. Geol. Ver. N. F. IX. 1920. S. 74—97.

Kaiser, E.

- 1907 Bericht über die Exkursion des Niederrh. Geol. Ver. 1907. Ber. der Niederrh. Geol. Ges. 1907. S. 18—22.

Klähn, H.

- 1929 Ist der „Dinotheriensand“ Rhein Hessens ein einheitlicher oder zusammengesetzter Komplex. Centrbl. f. Min. 1929. Abt. B. Nr. 12. S. 601.

v. Königswald, R.

- 1929 Bemerkungen zur Säugetierfauna des rheinhessischen Dinotheriensandes Senckenbergiana Bd. 11. H. 4. 1929. S. 267.
- 1931 Die Bedeutung der Equiden für die Altersstellung des rheinhessischen Dinotheriensandes. Centrbl. f. Min. 1931. Abt. B. Nr. 1. S. 42.

Kühne, F.

- 1923 Die paläogeographische Entwicklung der Saar-Saale-Senke. Jahrb. d. Preuss. Geol. L.-Anst. f. 1922. Bd. XLIII. S. 426—456. Berlin 1923.

Leppla, A. †

- 1924 Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. Jahrb. d. Preuss. Geol. L.-Anst. f. 1924. S. 1—88.

Lepsius, R.

- 1883 Das Mainzer Becken, geologisch beschrieben. Darmstadt 1883.

Ludwig, R.

- 1858 Braunkohlenlager im Cyrenenmergel bei Ingelheim im Rheingau. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. Darmstadt (2) 1. 1858. S. 143.

Luedecke

- 1899 Die Boden- und Wasserverhältnisse der Provinz Rhein Hessens. Abh. der Hess. Geol. L.-Anst. III. 4. 1899.

Mordziol, C.

- 1908 Über eine Verbindung des Pliozäns des Mainzer Beckens mit dem Niederrhein. Sitzber. Naturhist. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. Bonn 1908. D. 3 S. 7—12.
- 1926 Flussterrassen und Löss am Mittelrhein. Festschr. f. 75jähr. Best. d. Naturwiss. Ver. in Koblenz 1926, S. 23—56.

Neeb, E. und Schmidtgen, O.

- 1924 Eine altsteinzeitliche Freilandstelle auf dem Linsenberg bei Mainz. Mainzer Zeitschr. Mainz 1922/1924. XIV—XVII.

Oestreich, K.

- 1909 Studien über die Oberflächengestaltung des Rheinischen Schiefergebirges. Petermanns Mitt. 1909. Heft III.

Philipp, H.

- 1931 Das ONO-System in Deutschland und seine Stellung innerhalb des saxo-nischen Bewegungsbildes. Abh. d. Heidelberger Akad. d. Wissensch. Math.-naturw. Klasse. Abt. 17. Berlin-Leipzig 1931.

Quiring, H.

- 1926 Die Schrägstellung der Westdeutschen Grossholle im Kaenozoicum in ihrer tektonischen und vulkanischen Auswirkung. Jahrb. d. Preuss. Geol. Land.-Anst. f. 1926. Bd. XLVII, S. 486—558. Berlin 1926.
- 1930 Die zeitlichen Beziehungen der Flussterrassen Europas und Nordafrikas zu den Menschheitskulturen. Ferd. Enke, Stuttgart 1930.

Reis, O. M.

- 1914 Der Rheintalgraben. (Ein Beitrag zur Beurteilung der europäischen Graben-bildungen). Geogn. Jahreshfte 1914. 1. Hälfte, S. 249—278.
- 1921 Erläuterungen z. d. Blatt Donnersberg. Geogn. Karte v. Bayern 1 : 100 000. München 1921.

Schmidtgen, O.

- 1928 Kalk aus Gehäusen von Köcherfliegenlarven. Natur und Museum. H. 4. 1928. Frankfurt a. M., 1928.

Schmidtgen, O. und Wagner, W.

- 1929 Eine altpaläolithische Jagdstelle bei Wallertheim in Rheinhessen. Notizbl. d. V. f. Erdk. u. d. Geol. L.-Anst. z. Darmstadt. V. Folge. Heft II. S. 59 f. Darmstadt 1929.

Schmitt, L.

- 1930 Die Hauptbodenarten der Provinz Rheinhessen und ihr Gehalt an leicht aufnehmbarem Kali nach Neubaur. Ernährung der Pflanze. Bd. 26. S. 457. Berlin 1930.

Schottler, W. u. Scheu, G.

- 1925 Die Gellsucht der Weinberge in der Provinz Rheinhessen. Darmstadt 1925. S. 1—47. Verlag der Landeswirtschaftskammer für Hessen.

Steinmann, G.

- 1906 Über das Diluvium am Rodderberg. Sitzb. Naturhist. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. Bonn 1906. S. A. 21 f.

Steuer, A.

- 1907 Bodenwasser und Diluvialablagerungen im hessischen Ried. Notizbl. d. V. f. Erdk. u. d. Geol. Land.-Anst. (4) XXVIII. 1907. S. 49—94.
- 1909 a Die Gliederung der oberen Schichten des Mainzer Beckens und über ihre Fauna. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. L.-Anst. zu Darmstadt, 4, XXX. 1909. S. 41—67.
- 1909 b Über Tertiär und Diluvium in den auf den Exkursionen d. niederrh. Geol. Vereins vom 4.—8. August 1909 zu Bingen besuchten Aufschlüssen. Sitzb. des Naturhist. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. Bonn 1909. D. S. 23—41.
- 1910 Über Rutschungen im Cyrenenmergel bei Mölsheim und anderen Orten in Rheinhessen. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. Land.-Anst. zu Darmstadt, IV. 31. 1910. S. 106.

Stille, H.

- 1929 Die subvariszische Vortiefe. Zeitschrift der Deutsch. Geol. Ges. Bd. 81. H. 7. S. 343.

Stremme, H.

- 1928 Über die Steppenböden des Rheinlandes mit Beiträgen von K. Schlacht. Chemie der Erde 1928. Bd. 3. H. 1. S. 28.

Tecklenburg, Th.

- 1881 Über die Bohnerze in Rheinhessen. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen. XXIX. 1881. S. 210—217.

Wagner, W.

- 1924 Die Lagerungsverhältnisse am Westufer des Mainzer Beckens bei Kreuznach und die Kochsalzquellen von Bad-Kreuznach und Bad Münster a. St. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. L.-Anst. zu Darmstadt. V. Folge. H. 6. S. 76—163. 1924.
- 1925 Woher und wann trat das Tertiärmeer zum erstenmal in die Rheintalsenke ein? Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. L.-Anst. zu Darmst. 1924. V. Folge. H. 7. S. 56—89. 1925.
- 1926 Goethe und der geologische Aufbau des Rochusberges bei Bingen. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. Land.-Anst. zu Darmstadt f. 1925. V. Folge. H. 8. S. 224—231. 1926.
- 1926 a Erläuterungen zu Blatt Wöllstein-Kreuznach. 116 S. 1 : 25 000, Darmstadt 1926. Hess. Staatsverlag.
- 1927 Die Terrassen des Nahetals von Bad Münster a. St. bis zur Mündung in den Rhein und die Beziehungen der Nahe zum Rheindurchbruch bei Bingen. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. L.-Anst. z. Darmstadt f. 1926. V. Folge. H. 9. S. 49—78. Darmstadt 1927.

- 1928 Cyrenenmergel und Süßwasserschichten innerhalb des Pfälzer Berglandes. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. L.-Anst. zu Darmstadt. 1927. V. Folge. H. 10. S. 41—78. Darmstadt 1928.

Wagner, W. und Schmidtgen, O.

- 1928a Der Flugsand am Abhang des Tertiärplateaus zwischen Gau-Algesheim und Ober-Ingelheim und die dort gefundenen defekten Schnecken- und Muschelschalen. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. L.-Anst. zu Darmstadt f. 1927. V. Folge. H. 10. S. 215—218. Darmstadt 1928.

- 1930a Alte Rheinkiese und älterer Flugsand am Lenneberg bei Mainz. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. L.-Anst. zu Darmstadt f. 1929. V. Folge. H. 12. S. 119 f.

Wagner, W.

- 1930b Bemerkungen zur Tektonischen Skizze des westlichen Mainzer Beckens. Notizbl. d. V. f. Erdk. u. d. Geol. L.-Anst. zu Darmstadt f. 1929. V. Folge. H. 12. S. 185.

Wagner, W. und Michels, Fr.

- 1930 Erläuterungen zu Blatt Bingen-Rüdesheim. 1:25 000. Darmstadt 1930. Hess. Staatsverlag.

Wahnschaffe, F. und Leppla, A.

- 1901 Geologisch agronomische Darstellung der Umgebung von Geisenheim a. Rh. Abh. d. Preuss. Geol. L.-Anst. NF. Heft 35. Berlin 1901.

Wedekind, R.

- 1922 In „Salomons Grundzüge der Geologie“ II. 1922. S. 206.

Weinkauff, H. C.

- 1865 Ein Beitrag zur Kenntnis der Tertiärbildungen in der hessischen Pfalz und den angrenzenden preuss. und bayr. Bezirken. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1865. S. 171—211.

Wenz, W.

- 1911 Die unteren Hydrobienschichten des Mainzer Beckens, ihre Fauna und ihre stratigraphische Bedeutung. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. Land.-Anst. zu Darmstadt. (4) XXXII. 1911. S. 150—184.

- 1921 Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. Heidelberg. W. Ehrig. 1921.

- 1924 Tertiäre Verwitterungsrinden im Mainzer Becken. Zeitschr. d. D. Geol. Gesellsch. 76. 1924. T. 215—222.

van Werveke, L.

- 1913 Ausflug d. D. Geol. Gesellsch. nach Buchweiler im Unterelsass. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. Bd. 44. H. 2. 1913. S. 575—585.
- 1924 Über die Entstehung der lothringischen Lehme und des mittlrheinischen Lösses. Sitzb. d. Heidelb. Akad. d. Wissensch. 1924. 5. Abh. Math. Naturw. Klasse Abt. A.

Wilckens, O.

- 1926 Die oberrheinischen Flugsande. Geolog. Rundschau, Steinmann-Festschrift. 1926. S. 555.

Woldstedt, P.

- 1929 Das Eiszeitalter. Grundzüge einer Geologie des Diluviums. Stuttgart 1929.

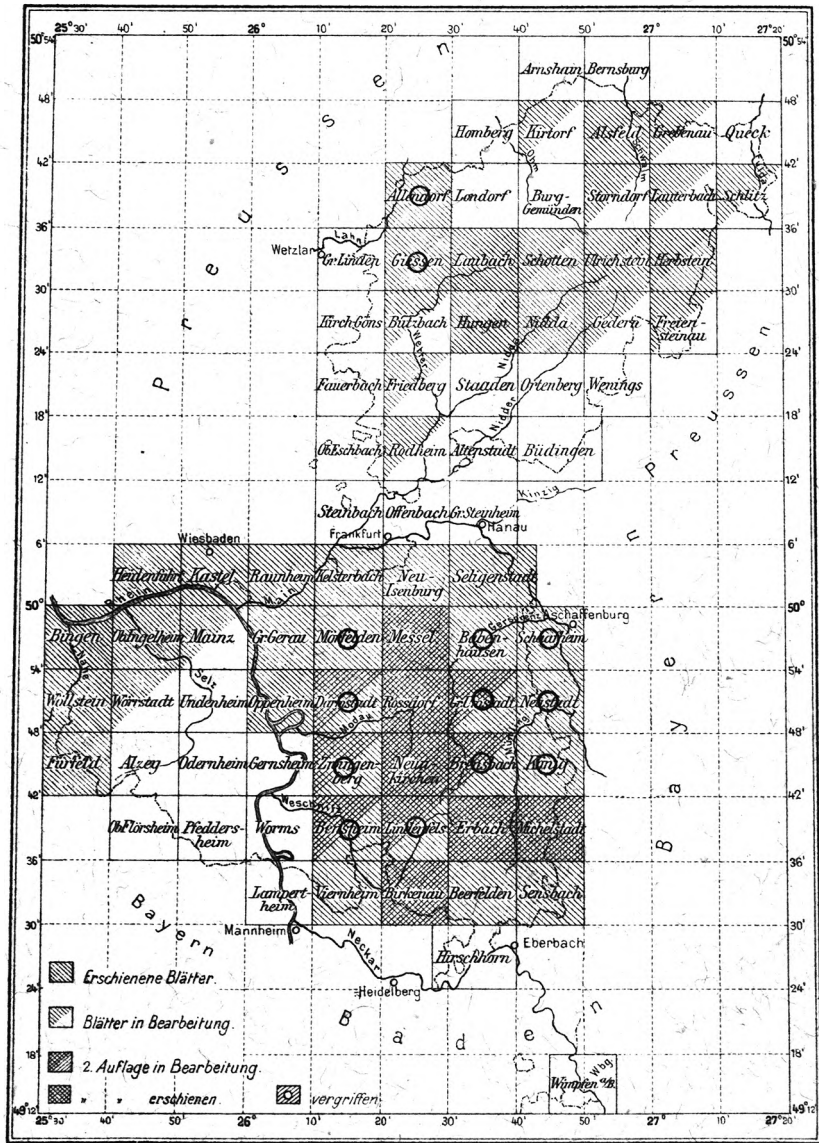


Inhalt.

	Seite
I. Einleitung	1
II. Oberflächenformen und Gewässer	2
1. Oberflächenformen	2
2. Gewässer	4
III. Geologische Übersicht	7
IV. Geologische Beschreibung der einzelnen Formationen . . .	15
A. Tertiär	15
1. Mitteligocän	15
a) Rupelton (Septarienton)	15
b) Schleichsand	16
2. Oberligocän	22
a) Brackischer Cyrenenmergel	22
b) Süßwasserschichten	26
3. Untermiocän	29
a) Cerithienschichten	29
b) Corbiculakalke (Kalke und Mergel mit <i>Hydrobia inflata</i>) . .	34
c) Hydrobienschichten	44
4. Die Bohnerzbildungen zwischen Untermiocän und unterpliocänem Dinotheriensand	48
5. Unterpliocän (Dinotheriensande-Kieseloolithschotter)	55
B. Diluvium	58
1. Bildungen der Flüsse (Terrassen)	59
a) Die ältere Terrassengruppe	61
α) Ältere Terrassen des Rheins (Hauptterrassengruppe) . .	61
β) Ältere Terrassen der Selz	65
b) Die mittlere Terrassengruppe	65
α) Die ältere Mittelterrasse des Rheins (Hochterrasse)	66
β) Die ältere Mittelterrasse der Selz (Hochterrasse)	66
γ) Die jüngere Mittelterrasse des Rheins (Talwegterrasse) . .	66
c) Die Niederterrasse	68
α) Die Niederterrasse des Rheins	68
β) Die Niederterrasse der Selz	70

2. Löss und Lösslehm	70
3. Lehm	73
4. Schuttbildungen	74
5. Flugsande	75
C. Alluvium	80
1. Überschwemmungsgebiet	81
2. Gehängeschutt	82
3. Rutschungen	82
V. Tektonische Übersicht	83
VI. Die nutzbaren Gesteine und Bodenarten	88
A. Erze	88
B. Sonstige nutzbare Gesteine	89
1. Tertiäre Gesteine	89
2. Diluviale Gesteine	90
VII. Wasserverhältnisse	91
VIII. Bodenbewirtschaftung	97
IX. Geologische Naturdenkmäler	105
X. Bohrverzeichnis	106
XI. Schriftenverzeichnis	110

Geologische Spezialkarte von Hessen. Stand der Aufnahme im Jahre 1931.



Lith. Anst. v. F. Wirtz Darmstadt.

Hessisches Gebiet auf nicht hessischen Blättern 1:25000.

Herausgegeben von der

Preussischen Geolog. Landesanstalt: Wetzlar (hess. Gross-Linden), Kleeberg (hess. Kirch-Göns), Usingen (hess. Fauerbach), Homburg (hess. Ober-Eschbach), Frankfurt a. M. (Ost) (hess. Offenbach), Frankfurt a. M. (West) (hess. Steinbach), Schrecksbach (hess. Bernsburg), Windecken (hess. Altenstadt), Hüttengesäss (hess. Büdingen), Wiesbaden (hess. Kastel*), Hochheim (hess. Raunheim*), Eltville (hess. Heidenfahrt*), Hanau (hess. Gross-Steinheim).
Herausgegeben von der Badischen Geolog. Landesanstalt: Eberbach (hess. Hirschhorn). *) Gemeinsame Aufnahme.