

Zur Talgeschichte des unteren und mittleren Nahegebietes *)

Von Josef Birkenhauer, Kirchzarten

Mit 2 Abbildungen im Text

(Eingegangen am 26. 11. 1969)

Kurzfassung

1. Drei höhere Terrassen (HT und OT-Altpleistozän — und FT-Oberpliozän —) können zwischen Bingen und Kirn ausgeschieden werden (Abb. 1). Obwohl das heutige Tal von 80 auf über 200 m NN zwischen den genannten Orten ansteigt, verbleiben die genannten Terrassen in denselben Höhen (Niveaunkonstanz). Dies steht in Widerspruch zu allen früheren Beobachtungen. Dort, wo der heutige Talboden (wie der der Nebentäler) von unten her das Niveau der Terrassen erreicht, erweitert sich der Talraum bedeutend („Talbodenschluß“ der Terrassen). Die Niveaunkonstanz der Terrassen macht es möglich, Senkungs- oder Hebungstendenzen einzelner Schollen festzustellen. Es gibt nur sehr untergeordnete Hinweise (Abschnitt 3).

2. Das Nahe-Engtal zwischen Sobernheim und Bad Kreuznach soll nach den bisherigen Vorstellungen ein epigenetisches Tal sein. Die Untersuchungsbefunde (Sedimente und Terrassen) stützen jedoch eine solche Ansicht nicht — trotz wiederholter Verschüttungsphasen (bis 280 m NN im Altpleistozän, 320 m NN im Oberpliozän, 400 m NN im Oberstoligozän). Trotz wiederholter Verschüttungen und Wiederaufdeckungen hat sich die wesentliche Konfiguration des Gewässernetzes auf der Hunsrückseite und im Nahebecken nicht verändert. Auch fehlen alle Anzeichen für eine kontinuierlich fortschreitende Einmuldung des Nahebeckens (Abschnitt 4).

3. Das 400 m-Niveau (zusammen mit dem in 360 m NN) wird als „Trog“ bezeichnet, womit impliziert wird, daß das gegenwärtige Gewässernetz vom Trog seinen Ausgang genommen hat. Eine andere Theorie (aufgestellt von H. MOSLER) bezeichnet das 400 m-Niveau als Rumpffläche, die nichts mit einer Verschüttung zu tun hat, sondern unter wechselfeucht-tropischen Bedingungen entstanden ist, und zwar im Mitteloligozän. Für das Nahegebiet treffen beide Theorien nicht zu. Zunächst einmal wurde das 400 m-Niveau im Oberstoligozän durch Vorgänge der Lateralerosion unter subtropischen Bedingungen ausgebildet, ein andermal ging seine Entwicklung von einem noch älteren Talsystem aus, von dem aus das Niveau in ein älteres Relief einschnitt. Trotz aller dieser Vorgänge vererbte sich das ältere Entwässerungssystem auf alle späteren, so daß das gesamte Entwässerungssystem auf der Hunsrückseite und im Nahebecken als sehr alt angesehen werden muß (Abschnitt 5).

Summary

(1) Three higher terraces (“HT” and “OT” from the older Pleistocene, “FT” from the Upper Pliocene) can be followed up the river Nahe from Bingen on the Rhine to Kirn (Abb. 1). Though the present valley bottom rises from 80 m to more than 200 m above sea level between the places

*) Die folgenden Ausführungen beruhen — außer auf eigenen Geländebegehungen — auf z. T. unveröffentlichten Originalaufnahmen bestimmter Blätter der Geologischen Karte 1 : 25 000. Es handelt sich um folgende Blätter: Sobernheim (6211), Meisenheim (6212) — nur im ehemals bayrisch-pfälzischen Anteil —, Stromberg (6012). Diese Blätter konnten im Geologischen Landesamt von Rheinland-Pfalz in Mainz eingesehen werden. Herrn Reg.-Dir. Dr. K. W. GEIB wird für die Erlaubnis der Einsichtnahme gedankt, wie auch dafür, daß die in den Kartenblättern enthaltenen wertvollen Informationen für die Veröffentlichung benutzt werden konnten. Das gilt insbesondere für das von Herrn GEIB 1955—1956 kartierte Blatt Waldböckelheim (6112).

mentioned above, the terraces throughout occur at identical heights or levels (constancy of level), which is in contrast to all previous findings. Wherever the present valley bottoms of the Nahe and its tributaries reach up to and cut through the higher terraces the valleys open and widen significantly. The remarkable constancy of level makes it possible to find out whether parts of the region have been lifted or lowered differently. For this, there are only indications of a very minor kind (Part 3).

(2) It has been presumed up till now that the Nahe gorge (between Sobernheim and Bad Kreuznach) has developed from a superimposed valley. However, nothing has been found that carries such a notion. The position of sediments as well as terraces rule out any influence of superimposition, in spite of quite a lot of periods, when valleys and hills were completely covered up by sediments (up to present heights of 280 m in the older Pleistocene, 320 m in the Upper Pliocene, 400 m in the Upper Oligocene). Throughout all these periods of sedimentation and successive periods of decoupling and erosion, the configuration of the drainage system on the south of the Hunsrück and in the Nahe Basin has not been altered. Neither are there any signs (i. e. geological and geomorphological data) which prove a continuously proceeding tendency to form a depression (Part 4).

(3) By one theory, the 400 m level (together with the one at 360 m) is called the "trough" (Trog) the implication being that by the existence of this "trough" the present drainage system has been pre-shaped, the "trough" thus being the "ancestor" of all subsequent systems, including the present one. Another theory (voiced by H. MOSLER) suggests that the 400 m level is nothing but a peneplain formed under tropical conditions of an Aw-climate during the Middle Oligocene. Both theories can be shown to be not valid (at least in the Nahe Basin). Definitely, the level was formed in the uppermost Oligocene by processes of lateral erosion under subtropical conditions and started growing from a pre-existing drainage system as its base of erosion, cutting into an older surface of valleys, slopes, and hills. In spite of these events the pattern of the older drainage systems was inherited by all successive ones. Indeed, the drainage pattern of the Nahe Basin and the Hunsrück seems to be of a very old age (Part 5).

1. Abgrenzung des Untersuchungsgebietes

Unter der unteren und mittleren Nahe soll der Teil des Flußlaufs verstanden werden, der sich von der Mündung des Simmernbaches bis zur Mündung der Nahe in den Rhein erstreckt. Dieser Teil des Nahelaufs besitzt drei in charakteristischer Weise unterschiedene Abschnitte, die jeweils fast gleich lang sind. Der westliche Abschnitt ist die Sobernheimer Talweitung, auch Sobernheimer Ausraum genannt, der mittlere Teil bildet das Durchbruchstal zwischen Boos und Bad Kreuznach durch die Melaphyr- und Porphyrstöcke des nördlichen Glan-Alsenz-Berglandes, der nordöstliche Teil den Trichter der untersten Nahe (vgl. auch UHLIG 1956). Da die unterste Nahe bereits ausführlicher geomorphologisch bearbeitet worden ist (vgl. WAGNER 1927, PANZER 1959, 1966), sollen hier nur die beiden westlichen Teile dargestellt werden.

Im Sobernheimer Ausraum (entstanden in den weichen Ton- und Sandsteinen des Oberrotliegenden) öffnen sich Tal und Landschaft weit; die höheren Gebirgsniveaus treten nach N und S zurück; ein niedriges Hügelland, das sich zwischen Gebirge und Tal schiebt, dacht sich sanft zu dem weiten Talraum mit breiter Talsohle ab. Unvermittelt tritt dann der Fluß bei Boos in höheres Gelände wie gegen eine Mauer ein. Dieses Gelände durchbricht er in schmalem, an tief eingesenkten Mäandern reichem Tal mit steilen Hängen von 200–260 m Höhe über der engen Sohle. Das Gesamtgefälle der Talsohle ist in beiden Abschnitten rd. 70 m (Hochstetten 176 m NN, Bad Kreuznach 106 m NN; Mündung in den Rhein zum Vergleich: 83 m NN).

Nach S wird das Untersuchungsgebiet begrenzt von dem langen Rücken, der sich von Meckenbach im W bis Lauschied im E mit Höhen von zumeist über 400 m NN erstreckt, und östlich des Glan durch eine Linie, die etwa durch den Galgenberg östlich Odernheim, den Lemberg und den Rheingrafenstein markiert wird. Im N bildet der Soonwald mit der ihm vorgelagerten „Fußfläche“ in rd. 400 m NN die Grenze.

Dadurch wird der westliche Ausläufer der Kreuznacher Bucht im geologischen Sinne bzw. der westliche Teil des Kreuznacher Lößhügellandes im naturräumlichen Sinne (vgl. UHLIG 1956) noch eingeschlossen. Dieser Ausläufer, der vom Ellerbach entwässert wird, wird „Waldböckelheimer Bucht“ genannt.

2. Problemstellungen

In ihren „Studien zur Oberflächengestalt des östlichen Hunsrück und seiner Abdachung zur Nahe“ kommt MOSLER (1966) unter anderem zu folgenden Ergebnissen:

1. Die Hauptterrassen wie auch die „Flurterrassen“ der Nahe — die „Flurterrassen“ sind die höheren, pliozänen Terrassen über den altpleistozänen Hauptterrassen — wie auch ihrer Nebenflüsse besitzen ein deutliches, z. T. kräftiges Gefälle, das, entsprechend dem Gefälle der jüngeren Mittel- und Niederterrassen, flußabwärts einfällt (MOSLER 1966, S. 8–32). Daher erscheint es ihr z. B. nicht möglich, die Flurterrasse in etwa 300 m NN mit der 300 m-Verebnung am Taunussüdrand (GALLADÉ 1926) gleichzusetzen, „da für die Flurterrasse ein zumindest schwaches Gefälle in Flußrichtung angenommen werden muß“ (MOSLER 1966, S. 9). Die Begründung dafür wird aber nicht gegeben. Die Folgerung, daß ein Zusammenhang mit der 300 m-Verebnung nicht besteht, wird also nur unterstellt.

2. Das Nahetal zwischen Bad Münster und Kreuznach ist ein „echtes epigenetisches Durchbruchstal“ (MOSLER 1966, S. 10). Der Beweis dafür wird nicht angetreten.

3. Die weit verbreitete Verebnung in 400 m NN südlich des Soonwaldes ist ihr zufolge als Fußfläche aufzufassen (MOSLER 1966, S. 36). Die Entstehung dieser Fußfläche wird erklärt als Spülfläche eines ehemaligen „wechsel-feuchten Klimas mit seinen Schichtfluten und mit seiner Seitenerosion“ (MOSLER 1966, S. 56). Der Beweis wird darin gesehen, daß die Reste einer alten tropischen Verwitterungsrinde und ihre „Umlagerungsprodukte“ ab 395 m NN nach oben zu finden sind (vgl. KUTSCHER 1954).

Nach KUTSCHER sind diese Reste als oberoligozän anzusehen. Die Fläche ist demnach etwa gleichalt (MOSLER 1966, S. 61). Nun besitzt diese Fußfläche dasselbe Niveau wie die von STICKEL (1927) beschriebene Trogfläche, mit der sie altersmäßig parallelisiert wird (MOSLER 1966, S. 62). Die durch die Trogflächen bezeichneten Tröge als auch die in ihnen bzw. auf ihnen abgelagerten Sedimente sind durch ein- und denselben Vorgang verursacht worden. Die Tröge sind die älteste erkennbare Anlage eines Talsystems (MOSLER 1966, S. 62). Die Abdachungsrichtung der Trogflächen ging auf das mitteloligozäne Meer, dem sie das Flächenspülicht (PANZER 1957) zuführten (MOSLER 1966, S. 63). Aus diesem Flächenspülicht bestehen nämlich die Sedimente des Rupeltonmeeres (Mitteloligozän). Das heißt, daß die Trogfläche ebenfalls mitteloligozän und nicht oberoligozän ist. Dadurch ergibt sich allerdings ein Widerspruch zwischen den Datierungen und zu den jeweils herrschenden verschiedenen klimatischen Bedingungen.

Die Auffassung, daß die Tröge als auch die dort abgelagerten Sedimente ein- und demselben Vorgang ihre Entstehung verdanken, ist wohl, ohne daß es bei MOSLER an dieser Stelle vermerkt wird, erstmalig von LOUIS (1953) vertreten worden. Er führt die Entstehung der Tröge auf eine große oligomiozäne Talverschüttung zurück. Diese ist aber nach MOSLER im Nahegebiet nicht nachzuweisen. Die Verschüttung scheint „das hier untersuchte Gebiet nicht betroffen zu haben. Denn der Ansicht von LOUIS, daß das Material zur Talverschüttung den Hochflächen entstammen müsse, diese

also in ihrer Bildung gleich alt mit den Verschüttungen sein müssen, steht schon allein die Tatsache entgegen, daß sich ja einwandfrei präoligozäne Verwitterungsrinden finden“ (MOSLER 1966, S. 63).

Selbst wenn man unterstellt, daß die Troglfläche sich auf Kosten der alten Verwitterungsrinde ausgedehnt hat und diese daher zerstört wird (MOSLER 1966, S. 62), so bleibt die Verwitterungsrinde jedoch dort vor Zerstörung bewahrt, wo sie verschüttet wird. Wenn die Verschüttungstheorie stimmt, dann müssen sich auch wesentlich unter 400 m NN Reste tiefgründiger Verwitterung noch in situ feststellen lassen; denn die Verschüttung ist eine wichtige Bedingung für die Konservierung solcher alter Verwitterung. Ein Beispiel im Nahegebiet ist etwa das intensiv vertonte rote Gestein am P. 377,8 östlich Dörrebach (westlich von Stromberg). Es liegt hier unter völlig verarmten Quarzschottern, die eine kleine Einsattlung im 400 m-Niveau überdecken, wobei sich das Niveau seinerseits breit von der Pfingstheide westlich Dörrebach über den Ort bis auf den Kahlenberg hinüber erstreckt. Das junge Kerbtal des Dörrebaches schneidet genau unter der Einsattlung in 340–360 m NN einen frischen devonischen Schiefer an.

Wie dem nun auch sei —, da die 400 m-Verebnung im S vor dem Soonwald nach MOSLER demnach keine Troglfläche im genetischen Sinne von LOUIS sein kann, — wird sie von ihr als Fußfläche bezeichnet und genetisch erklärt als Spülfläche unter wechselseucht-tropischen Entstehungsbedingungen (in Anlehnung an BÜDEL 1957).

Die Beobachtungen und Deduktionen, die MOSLER in den „Studien“ mitteilt, bieten hinsichtlich der drei genannten wichtigen Problemstellungen günstige Ansatzpunkte, um einige wichtige Kapitel der Talgeschichte des unteren Nahelandes einer weiteren Klärung näherzubringen und diese Kapitel zu vervollständigen.

3. Die höheren Terrassen im unteren Naheland

An der Straße nach Bad Kreuznach zum Schloß Rheingrafenstein ist am Austritt des Nahetales in die untere Naheebene des Kreuznacher Ausrums die Treppe der oberen Terrassen besonders gut ausgebildet. Sie soll daher von dieser Stelle genauer beschrieben werden (vgl. auch WAGNER 1927).

Mit der Straßenkehre beim Wirtshaus am Kuhberg erreicht man nach kurzem, kräftigem Anstieg von etwa 40 m die erste der oberen Terrassen in rd. 200 m NN — und zwar sowohl im morphologischen Sinn als ausgeprägte Ebenheit, die sich vor allem auch auf dem langen Riedel des Galgenberges in 190–200 m NN erstreckt, wie auch im geologischen Sinne in der Form der braunen groben Schotter vom typischen Habitus der Hauptterrasse. Die Terrasse als morphologische Form (der Ausdruck wird in diesem Aufsatz nur in diesem Sinne gebraucht) zieht sich flach aufwärts an den Kasernen vorbei. Dort erfolgt ab etwa 235 m NN ein erneuter kleiner Anstieg auf das nächsthöhere Niveau in 240–260 m NN. Auch dieses Niveau ist als Terrasse am Hang bis zum Dämmerberg zu verfolgen und besitzt ebenfalls zwischen 240 und 260 m NN an verschiedenen Stellen typische Pleistozänschotter.

Es sind also zwei Stufen der Hauptterrasse ausgebildet: eine untere in 190 bis 235 m NN (HT) und eine obere in 235–260 m NN (OT). Wiederum mit geringem Anstieg gelangt man auf eine schmalere Ebenheit in 275–285 m NN (Mittel 280), über der sich als letztes Niveau in etwa 290–310 m NN (Mittel 300) die höchste Plattform einstellt, die den Rheingrafenstein wie auch den Grabenkopf überzieht. Nur die Kuppe der Gans in 321,6 m NN geht noch darüber hinaus. Das 280 m-Niveau umzieht als schmale Leiste auf allen Seiten das in 300 m. Auf beiden Niveaus

trifft man sehr verarmte Kiese aus Milchquarzen (auch einige Lyditartige), die teils als recht gut gerollte, kleine Gerölle ausgebildet sind, teils als eckig-kantige, gröbere Quarze, teils als feine stengelige Splitterquarze. Die zugehörigen Sande sind gelblich-rötlich. Der ganze Habitus der Kiese ist nicht mehr pleistozän und läßt auf eine pliozäne Ablagerungszeit schließen. Damit sind die beiden Terrassen als pliozän datiert. Sie können als untere und obere Flurterassen (uFT, oFT) bezeichnet werden.

Die Kuppe der Gans gehört zu einer obersten FT in 315—330 m NN (Mittel 320 m). Dies sei nur der Vollständigkeit halber angeführt; denn da das Niveau im allgemeinen nur sehr untergeordnete Bedeutung besitzt, wird es nicht besonders berücksichtigt.

Während im Schrifttum bisher immer die Ansicht vertreten worden ist, daß die Kiese vom Rheingrafenstein mit den Dinotheriensanden zu parallelisieren und d. h. ins Unterpliozän zu stellen seien (u. a. WAGNER 1927, 1930, BARTZ 1935, 1951, FALKE 1960), ist der Vf. der Auffassung, daß sie, wie alle ähnlichen Kiese im gesamten Mittelrhein- und Lahnggebiet, als „Kieseloolith-Schotter“ bezeichnet, als oberpliozän angesehen werden müssen. Die ausgeführten Sandanalysen lassen zwischen Lahn, Mittelrhein und Mainzer Becken kein „unten“ und „oben“ erkennen (vgl. auch BARTZ 1935, 1950, JUX 1958, BIRKENHAUER 1965 für den Mittelrhein, entgegen MORDZIOL 1919, 1951). Entsprechend hat BARTZ (1961) seine frühere Datierung für die Rheingrafensteinschotter revidiert und parallelisiert sie jetzt etwa mit den von ihm sog. Arvernensis-Schottern (BARTZ 1950) aus dem Mainzer Becken, die er immer schon ins Oberpliozän gestellt hat.

Von der beschriebenen Stelle bei Bad Kreuznach aus kann man alle genannten Terrassen kontinuierlich flußauf verfolgen, weniger gut anhand der spärlichen Schotter, besser anhand der durchlaufenden Reliefformen.

Wenn übrigens vom „Durchlaufen“ der Terrassen die Rede ist, so wird dieses anhand der im Terrassen- bzw. im Talquerprofil auftretenden „Stirnen“ bestimmt, die die Terrassen zum Fluß hin begrenzen, und zwar genauer so, daß das Durchlaufen von der oberen Kante der „Stirn“ aus gerechnet wird. Diese Oberkante der Stirn wird als „Stirnkante“ bezeichnet (vgl. WIESE 1969).

Die Stirnkante muß an zwei benachbarten Stellen bzw. an sich gegenüberliegenden Talseiten durchaus nicht die gleiche Höhenlage besitzen. Darauf soll aber hier nicht näher eingegangen werden (vgl. BIRKENHAUER 1970a).

Die einzelnen Terrassenstellen nun naheaufwärts aneinanderzureihen und sie dabei so ausführlich zu beschreiben, wie es am Beispiel des Rheingrafensteins geschildert worden ist, erübrigt sich. Man kann sich das Grundsätzliche mit Hilfe der Abb. 1 verdeutlichen. Man erkennt,

1. daß es nur zwei höhere pleistozäne Terrassenstufen gibt,
2. daß die Terrassen fast lückenlos übereinander im selben Höhenabstand von- und zueinander durchlaufen,
3. daß der Charakter des engen und steilen oder des geräumigeren Tales davon bestimmt wird, welche Terrasse an den Flußlauf herantritt (z. T. gesteinsbedingt),
4. daß die Terrassen Höhenkonstanz besitzen, d. h. daß die ihnen zugehörige Unterkante immer im ähnlichen Niveau verläuft, was für jede Terrasse am Rheingrafenstein in mustergültiger Form zu erkennen gewesen ist.

Trotz des Ansteigens des heutigen Talbodens (vgl. Abschn. 1) steigen die Unterkanten der HT, OT und FT flußaufwärts nicht an. Das bedeutet, daß es, entgegen der Ansicht von H. MOSLER, kein erkennbares, flußab gerichtetes Gefälle des Ter-

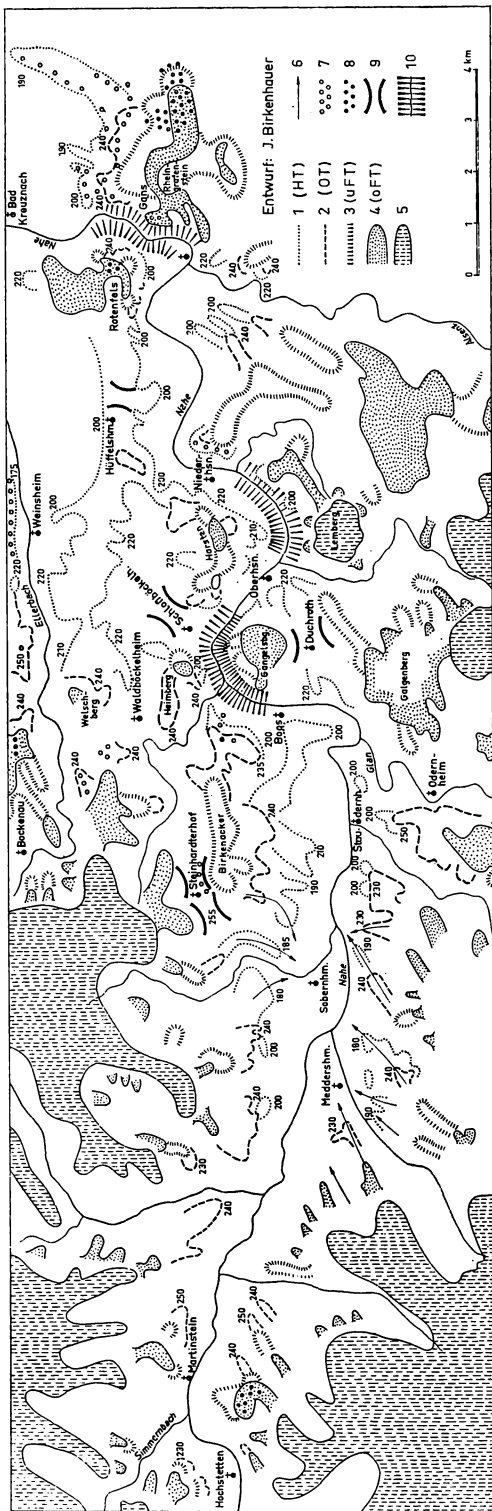


Abbildung 1. Die geomorphologische Situation in den Bereichen des Sobernerheimer Austraumes und der Waldböckelheimer Bucht.

- | | | |
|-----------------------|--|--|
| 1 Hauptterrasse | 5 Gelände über 360 m NN | 9 "Pass" |
| 2 Oberterrasse | 6 Hangschleppen | 10 Durchbruch der Nahe |
| 3 untere Flurterrasse | 7 Schotter der beiden Hauptterrassen; Ältestpleistozän | 204 Unterkante der jeweiligen Terrasse in m. NN. |
| 4 obere Flurterrasse | 8 Kiese und Sande der Flurterrassen (Pliozän) | |

rassenlängsprofilen aller höheren Terrassen gibt, ganz zu schweigen von einem Gefälle, das mit der heutigen Talsohle in etwa gleichsinnig verlief. (Ein solches Gefälle ist erst bei der Gruppe der Mittel- und Niederterrassen festzustellen). Was nun hier für den Hauptfluß als geltend erkannt worden ist, kann an jedem seiner Seitentäler — auch an den von MOSLER anders beschriebenen Tälern aus dem Hunsrück — ebenfalls genau so abgelesen werden. Auf ein näheres Eingehen wird hier verzichtet. Es wäre auch sehr merkwürdig, wenn diese Niveaunkonstanz an der Nahe und ihren Seitentälern nicht vorhanden wäre; denn in einigen jüngeren, sorgfältigen Bearbeitungen der Terrassen von Tälern in der weiteren Nachbarschaft wird dasselbe berichtet (Mosel: KREMER 1954; Sayn: HAUBRICH 1965).

Die Niveaunkonstanz der oberen Terrassen hat folgende Konsequenzen:

1. Die Talsohle tritt flußauf in den Talboden der jeweils höheren Terrasse ein. Dort weitet sich das Tal in charakteristischer Weise (vgl. BIRKENHAUER 1965 für die Seitentäler des nördlichen Mittelrheins). So taucht die HT der Nahe als Reliefform erstmals erst nördlich und westlich Meddersheim auf und verschwindet nach flußaufwärts.

2. Die Tatsache der normalerweise vorhandenen Niveaunkonstanz ist hervorragend geeignet, auf besondere Einflüsse aufmerksam zu machen, wenn der Normalfall einmal nicht gegeben ist und Unstetigkeiten auftreten. D. h. vor allem, daß tektonische Verbiegungen zu erkennen sind, sobald sie ein Ausmaß von etwa 40 m Vertikaldistanz überschreiten.

Wie steht es nun im unteren Nahetal damit? Über ein Maß von 40 m hinaus sind die oberen Terrassen weder nach unten noch nach oben verstellt worden, von einer verdächtigen Stelle abgesehen, über die noch zu sprechen sein wird. Allgemein bedeutet das Ergebnis, daß seit dem Pliozän und erst recht im Pleistozän nachweislich keine wesentlichen Sonderbewegungen im unteren und mittleren Naheland stattgefunden haben können.

Die verdächtige Stelle ist das Gelände um Sobernheim, wo sich der an sich schon breite Talraum nach N um die Stadt und nach S um Meddersheim buchtförmig noch stärker weitet.

Mit langen, relativ sanften Schleppen dachen sich hier die oberen Terrassen auf den Riedeln zwischen den Nebentälern mit angedeuteter Stufung auf Sobernheim hin ab. Dabei scheinen diese nur leicht angedeuteten Stufen der Unterkanten der OT und HT um etwa 5 bis 10 m unter der angegebenen Toleranzgrenze zu liegen. Wenn die Abweichung auch so gering ist, daß nur von einem Verdacht der Absenkung gesprochen werden kann, legt die Konfiguration im ganzen es indessen doch nahe, die Sobernheimer „Bucht“ — also diesen östlichen Teil des Sobernheimer Ausraums — als kleines, eng begrenztes Becken von junger pleistozäner tektonischer Entstehung aufzufassen.

Weniger lückenlos als HT und OT lassen sich uFT und oFT verfolgen. Erst von der Sobernheimer „Bucht“ nach W reihen sich die Flächenreste kontinuierlicher aneinander. Im Durchbruchsabschnitt dagegen, und dort vor allem auf der N-Seite, ergeben sich breite Lücken; vor allem nördlich Boos und nördlich Norheim ist die Terrasse 3 bzw. 4 km weit unterbrochen, während sie aber auf der S-Seite, den Lücken gegenüber, gut ausgebildet ist. Trotz der Lücken im N kann also auch auf einen die heutige Nahetalung bereits durchlaufend begleitenden uFT- bzw. oFT-Zug geschlossen werden. Auf der N-Seite ist der Terrassenzug nur auf den Porphyrstöcken des Heimbergs und des Harsten erhalten geblieben, die als einzige Berge auf der N-Seite

in das Niveau hineinreichen. In den Lücken dazwischen muß es aber ursprünglich auch vorhanden gewesen sein, sei es nun, daß die Terrassenformen mit den weicherer oligozänen Schleichsandschichten zugleich ausgeräumt wurden, oder sei es, daß die pliozänen Schotter, die die Lücken gefüllt haben müssen, ebenfalls wieder fortgeräumt wurden. Daß die pliozänen Flußsedimente ehemals weiter verbreitet gewesen waren, zeigen die Vorkommen nördlich Steinhardterhof an, auch wenn auf den Terrassen am Durchbruch selbst wie beiderseits der Sobernheimer Weitung nur an zwei Stellen die pliozänen Schotter aufgefunden worden sind. Die eine Stelle ist die bereits bekannte vom Rheingrafenstein am E-Ende des Untersuchungsgebietes, die andere in der Flur Meisenheck südöstlich am westlichen Ende (vgl. Abb. 1).

Es erhebt sich mit der eben angedeuteten Alternative über die Entstehung der Lücken die Frage, ob sie erst im Pleistozän ausgeräumt worden sind oder ob sie bereits vor dem Oberpliozän bestanden haben — als Lücken, die von anderen Entwässerungsbahnen als den heutigen geschaffen worden sind. Damit stellt sich zugleich die Frage nach der Epigenese des Durchbruchsabschnitts.

4. Die Frage der epigenetischen Talanlage

Von Epigenese im strengen Sinne kann dann gesprochen werden, wenn ein jüngeres Tal quer über ältere Talformen hinweg verläuft, so daß die alten Betten wegen der neuen Entwässerungsbahn keine Funktion mehr besitzen bzw. nicht mehr durchgehend benutzt werden. Im Relief drückt sich diese Situation gern darin aus, daß das jüngere Tal aus niedrigerem Gelände unvermittelt und wie unmotiviert in höheres Gelände hinein gerichtet ist, obwohl seitlich ein bequemer Durchlaß in geringerer Höhenlage zur Verfügung gestanden hätte. Genau diese Reliefsituation ist im unteren Naheland nicht nur einmal, sondern mehrfach gegeben, und zwar an folgenden Stellen:

1. Zwischen Boos und Schloßböckelheim durchbricht die Nahe den Riegel, den die Porphy- und Melaphyrstöcke des Heim- und Gangelberges in 300—340 m NN bilden. Dagegen besteht von Sobernheim aus ein bequemer Paß nach Waldböckelheim in die Bucht hinüber, der bei Steinhardterhof nur 255 m NN Höhe aufweist. Ein zweiter Paß ist östlich des Birkenackers (südöstl. h. Steinhardterhof, zwischen Oberstreit und Waldböckelheim) noch 10 m niedriger. Und trotzdem fließt die Nahe in diesem „Booser Durchbruch“ von Sobernheim oder Staudernheim aus gesehen wie gegen eine Mauer. Dasselbe gilt für den dicht oberhalb des Durchbruches einmündenden Glan.

2. Nach dem „Booser Durchbruch“ ergibt sich bei Schloßböckelheim eine erneute Möglichkeit, bequem in die Waldböckelheimer Bucht, und zwar sogar in Höhe der HT, hinüberzukommen. Doch wiederum bricht der Fluß stattdessen zwischen dem höheren Porphyr des Felsenberg-Harstenzuges im N (bis 303 m NN) und dem Porphyr-Klotz des Lemberges (422 m NN) im S bei Oberhausen durch („Oberhauser Durchbruch“).

3. Auf den „Oberhauser Durchbruch“ hin hätte die Nahe unter Umgehung des Booser Durchbruches einen leichteren Weg gehabt, über den Paß von Duchroth nämlich, dessen niedrigste Stelle südlich des Gangelberges im Ort und weniger widerständigen Rotliegenden in nur 235 m NN — also im bzw. unter dem Niveau der OT — ausgebildet ist („Duchrother Paß“).

4. Unterhalb des „Oberhauser Durchbruches“ öffnet sich nach Hüffelsheim hinüber ein letzter bequemer Durchlaß in die Waldböckelheimer Bucht, und doch tritt

das Tal in seinen großartigsten Durchbruch zwischen Rotenfels und Rheingrafenstein ein. Unmittelbar oberhalb des Durchbruchs nimmt es noch die Alsenz auf („M ü n - s t e r e r D u r c h b r u c h“).

Alle diese Stellen sind derart typische Züge, daß sie eine epigenetische Deutung geradezu herauszufordern scheinen. Die Voraussetzung für eine Epigenese wäre jedoch eine Reliefverfüllung, durch die die alten Täler plombiert wurden, auf daß sich über sie hinweg ein jüngerer Talnetz bilden konnte. An Spuren solcher Verschüttung müßten alte Täler noch zu rekonstruieren sein. Dergleichen ist z. B. für die Alttäler, die von den Sedimenten des mitteloligozänen Rupeltonmeeres erfüllt worden sind, schon länger bekannt, so daß diese verfüllten Altungen kartiert werden können (vgl. GEIB 1950, 1961). Eine dieser alten Talungen hat sich der Skizze bei GEIB zufolge von Bad Kreuznach im N um das heutige Porphyrmassiv herum in die Waldböckelheimer Bucht hinein aufwärts erstreckt, wo es sich südlich bis in die Gegend des Welschberges verfolgen läßt. Damit wären allerdings die Vorgänge, die zur Epigenese führten, sehr weit zurückverlegt. Wenn auch darauf zurückzukommen sein wird, so ist es zunächst zweckmäßig, die Talgeschichte des Talabschnitts zwischen Sobernheim und Kreuznach einmal Schritt für Schritt geologisch rückwärts zu verfolgen.

Die durchlaufende HT zeigt, daß das Tal im älteren Pleistozän im heutigen Verlauf vollständig bereits bestanden hat und daß weder zur Zeit der kaltzeitlichen Aufschotterung der HT noch auch der OT der Fluß durch die auffälligen breiten Lücken ausgebrochen ist, obwohl die höher hinaufreichende pleistozäne Aufschotterung die Lücken in die „Waldböckelheimer Bucht“ hinein überschottern konnte und damit eine sehr bequeme Möglichkeit zum Verlassen des Tales geboten hätte.

Da dem aber nicht so ist, kann nur der Schluß gezogen werden, daß einerseits das Tal völlig festgelegt war, andererseits daß die „Waldböckelheimer Bucht“ selbst in der heutigen Form im Altpleistozän nicht bestanden haben kann, sei es, daß sie selbst vollständig hoch überschottert war, oder sei es, daß die oligomiozänen Sedimente nicht, wie im heutigen Maße, ausgeräumt waren, oder sei es, daß die „Bucht“ erst seit der Zeit der OT-Bildung abgesunken ist, oder sei es schließlich, daß alle drei Bedingungen zusammen vorgelegen haben. Im einzelnen ist darauf noch zurückzukommen.

Der Verlauf der beiden F-Terrassen lehrt für die Zeit des Oberpliozäns dasselbe, und zwar ist die Nahe mindestens seit der Ausbildung der uFT schon genau im heutigen Talverlauf geflossen und hat bereits damals den Bogen um den Gangelsberg herum nach N genommen, statt über den heute an 40 m darunterliegenden „Duchrother Paß“ zu fließen, den übrigens auch die OT-Nahe nicht benutzt zu haben scheint (vgl. Abb. 1).

Wie die gute Ausbildung der uFT über dem Melaphyr des Rother Berges südöstlich von Duchroth lehrt, hat die Nahe zur uFT-Zeit um den Gangelsberg herum einen großen nach S schwingenden Mäander besessen. Während der oFT-Zeit dagegen hat der Gangelsberg einen Umlaufberg gebildet, denn eine Plattform in der Höhe der oFT findet sich sowohl auf seiner N-als auf seiner S-Seite, wie auch südlich Duchroth an Rasberg und Riedelkaut, so daß der „Duchrother Paß“ auf der N- und auf der S-Seite von diesem Niveau eingefaßt wird. Die Höhenverhältnisse lassen es zu sagen, daß auch noch der Lemberg auf seiner S-Seite umflossen worden ist (Abb. 1). Insofern als dies der Fall sein könnte, hat sich also zwischen der Aus-

bildung der oFT und der uFT der Lauf verlagert, so daß hier, auf den pliozänen Kiesen, von einer geringen epigenetischen Veränderung die Rede sein könnte. Von einer epigenetischen Anlage des Gesamttales im Durchbruch kann aber nach allem weder im Pliozän noch im Pleistozän die Rede sein.

Die Frage ist nun doch, ob die angedeuteten Entwässerungsbahnen nicht vor dem Pliozän eine Rolle spielen. Die Verhältnisse in der „Waldböckelheimer Bucht“ und an den aus sie heraus- bzw. in sie hineinführenden Pässe sind daher als nächstes genauer zu untersuchen.

Unmittelbar südlich Steinhardterhof ist beiderseits des Weges, der zur Kuppe in 285 m NN am Birkenacker führt, in 260–275 m NN „buntes“ Schottermaterial aufgeschlossen (Abb. 1). D. h. neben sehr vielen Milchquarzgeröllen führt es auch Gerölle anderer Gesteine, die wegen ihrer leichteren Zerstorbarkeit den tertiären Kiesen, einschließlich der pliozänen, fremd sind. Es handelt sich um pleistozänes Material. Die bunten Gerölle sind indessen stark angewittert und z. T. recht mürbe. Sie liegen höhenmäßig noch über der OT. Da die Schotter der OT und HT innerhalb der „Waldböckelheimer Bucht“ auf dem Riedel nördlich Weinsheim (zwischen 180 und 255 m NN) und auf dem Riedel nördlich Mandel (zwischen 225 und 250 m NN) einen sehr viel frischeren Eindruck machen und auch noch mehr buntes Material enthalten und somit ganz dem normalen Habitus der HT- bzw. OT-Schotter entsprechen, dürften die Schotter von Steinhardterhof älter sein, d. h. ältestpleistozän. (Ein Vorkommen mit ganz ähnlichen Schotterverhältnissen ist dem Vf. im Rheindurchbruch bei Trechtingshausen bekannt geworden — westlich des Hagelkreuzes, in ähnlicher Höhe, d. h. bei 275 m NN.) Die Sand- und Tonanalyse ergab Hinweise, die teils noch für tertiären, teils bereits für pleistozänen Charakter sprechen. Interessant ist, daß bei beiden Schotterresten sowohl die absolute Höhenlage wie auch die relative über der OT gleich ist. Das bedeutet, daß sie einerseits in ursprünglicher, nicht tektonisch veränderter Reliefsituation anstehen, daß sie andererseits in dieser Höhenlage eindeutig älter sind als die OT.

Sind nun diese beiden Folgerungen richtig, so bedeutet dies, daß der „P a s s v o n S t e i n h a r d t e r h o f“ — zumal sich diese ältestpleistozänen Schotter dem Hangrelief völlig einpassen — in der heutigen Reliefsituation bereits im Ältestpleistozän bestanden hat bis in die Höhe von 255 m NN hinunter, aber im Ältestpleistozän mindestens bis in die heutige Höhe von 275 m NN zugeschottert worden ist, — und mit ihm die „Waldböckelheimer Bucht“, sofern sie unterhalb des Niveaus von 255 m NN (d. h. unter dem Paßtiefsten) bereits bestanden haben sollte.

Aus der „Bucht“ selbst verzeichnet die Kartierung durch K. W. GEIB nur noch einen Schotterrest, der nach absoluter und relativer Höhenlage dem von Steinhardterhof entspricht, und zwar in einer der Konservierung ähnlich günstigen Paßsituation am P. 266,0 nordwestlich Waldböckelheim in der Einsattlung zwischen dem Stalwen und dem Welschberg. Der Schotterrest bildet in dem Paß eine kleine Kuppe in etwas über 260 bis in 266 m NN (Abb. 1).

Die Höhe des Auflagerniveaus ist bei beiden Schotterkörpern identisch. Daraus ist zu schließen, daß die „Bucht“ im ältesten Pleistozän nicht wesentlich unter dieses Niveau herabgegangen sein kann. Das bedeutet aber, daß in der „Bucht“ sich erst seither die heutigen Reliefzüge herausgestellt haben, indem die Schichten im Laufe des Pleistozän ausgeräumt worden sind.

In der Tat sind die OT- und HT-Niveaus flächenhaft weit verbreitet, wobei sie gleichmäßig verebnend über den verschieden widerständigen Reliefuntergrund (Por-

phyr, Rotliegendes, marines Oligozän) hinweggreifen. Die Terrassen sind nicht nur als Reliefformen dokumentiert, sondern auch durch die bereits genannten Schotter von Weinsheim und Mandel. Zugleich hängt der Verlauf und damit die Ausformung der Terrassen eindeutig von den heutigen Tälern in der „Bucht“, vor allem vom Ellerbach, ab, da sich der Verlauf eng an das heutige Gewässernetz anlehnt. Nirgendwo ergeben sich dabei Anhaltspunkte für eine eventuelle ältestpleistozäne oder pliozäne Rinne, die, heute mit Schotter verfüllt, vom „Paß“ bei Steinhardterhof über Waldböckelheim nach E bzw. NE verlaufen sein könnte. Es müßten sich sonst Spuren quer zu dem langen Rücken der HT zwischen Welschberg und Hüffelsheim feststellen lassen (vgl. zu allem Abb. 1).

Nun weisen die Abdachungen der Terrassenriedel von Mandel und Weinsheim sowie die Höhenlagen der Unterkanten übrigens Erscheinungen auf, die denen ähneln, welche aus der „Sobernheimer Bucht“ (Abschn. 3) beschrieben worden sind. D. h. sie können als Merkmale für eine buchtförmige Absenkung auf Rüdesheim zu gewertet werden. Diese Absenkung kann sich erst seit der Ausbildung der HT oder gleichzeitig mit ihr ereignet haben. Westlich einer Linie, die etwa von Hüffelsheim über die Weinsheimer Höhe zum Schafberg nordwestlich Mandel führt, ergeben sich dagegen keinerlei Spuren mehr für eine frühere oder spätere Absenkung, da alle Terrassen-niveaus im gewohnten horizontalen Gleichmaß und im üblichen vertikalen Abstand voneinander verlaufen.

Die Beobachtungen und Überlegungen zeigen, daß die „Bucht“, so wie sie uns heute entgegentritt, eine junge Reliefform ist, die sich erst gebildet hat (durch Ausräumung und Absenkung), nachdem die Nahe bereits in ihrem „280 m-Tal“ fest eingebettet war.

Was nun das Pliozän angeht, so treten innerhalb der Bucht pliozäne Ablagerungen nicht auf, was nicht wundernehmen kann, wenn die „Bucht“ im Pleistozän durch Ausräumung entstanden ist. Dagegen gibt es pliozäne Spuren am Nordrand der „Bucht“ bei Bockenau (Abb. 1), und zwar in genau demselben Niveau der uFT bzw. oFT, wie auf den die Nahe begleitenden Bergen.

Es handelt sich vor allem um terrassenartige Verebnungen, die sich von Bockenau im SW nach NE am Gauchsberg entlang ziehen, zum geringeren um Schotter in 300–320 m NN auf der oFT östlich Bockenau. Das „Pliozän“ dagegen, das GEIB, nördlich, nordwestlich (am Wingertsberg) und südlich (in der Flur Heisterhag) von Bockenau bis auf fast 370 m NN hinauf kartiert hat, macht eher den Eindruck der „Vallendar-Schotter“ MORDZIOLS, wie er sie seit 1908 immer wieder vom Mittelrhein beschrieben hat. Für diese Einstufung — d. h. Mittel- bis Oberoligozän — spricht auch die Höhenlage. Denn nichts im Verlauf der Niveaus weist auf eine besondere Aufbiegung hin. Die pliozänen Schotter wie auch die FT-Verebnungen entlang des Gauchsberg Rückens bezeugen nun, daß zwischen ihnen und denselben Reliefzügen in der selben Höhenlage an der Nahe sich im oberen Pliozän eine gleichmäßige Verebnungs- und Aufschotterungsfläche über die „Waldböckelheimer Bucht“ gespannt hat, eine Verebnungsfläche, die sich trichterförmig auf die „Kreuznacher Bucht“ zu ab etwa Staudernheim öffnete. Die Ausbildung dieser Verebnung ist auch vom nördlichen Mittelrheingebiet beschrieben worden und dort mit einer (ober-)pliozänen Talverschüttung in Zusammenhang gebracht worden (BIRKENHAUER 1965).

Es ist nun verwunderlich, daß trotz der pleistozänen Aufschotterungen und der pliozänen Talverschüttung, bei der sich die oFT bildete, die Nahe stets ihren

L a u f i m S beibehalten hat, obwohl auf der Schotter- bzw. Verebnungsfläche sowohl der OT als auch der oFT der Übertritt des Flusses in die „Bucht“ ein Leichtes gewesen wäre. Eigentlich hätte zu diesen Zeiten immer wieder — und dazu an einer Reihe von Stellen — die Möglichkeit bestanden, sich durch die „Bucht“ einen neuen, „leichten“ Weg zu suchen; aber dann wäre eben der „Buchtweg“ epigenetischer Natur und dann müßten sich im S großartige Talruinen vorfinden. Das Verwunderliche aber ist, daß es genau anders ist: das Tal im S hat trotz der Verschüttungsphasen weiter bestanden und es ist nicht epigenetisch. Auch in der „Bucht“ ist keine größere epigenetische Alttalung (außer der prämitteloligozänen) nachzuweisen.

Nur der Ellerbach macht eventuell einen kleinen epigenetischen Durchbruch auf dem oFT-Niveau westlich des Stromberges durch den Porphyrit, obwohl wenige hundert Meter östlich davon in unter 280 m NN ein Durchlaß im weicheren Gestein der oberoligozänen Süßwasserschichten (die hier ein noch älteres Tal in die kleine, von ihnen erfüllte Bucht von Bockenau hinein andeuten: vgl. Abb. 2) möglich gewesen wäre. Die gute Konservierung der Konfiguration im oFT-Niveau ist ein weiteres Indiz sowohl für die Talverschüttung in der „300 m-Zeit“ als auch für die tektonische Stabilität des Raumes.

Falls somit überhaupt für das Nahetal eine Epigenese infragekommt, muß diese nach allem vor dem Pliozän stattgefunden haben. Den Ablagerungen zufolge kommt man dabei bis ins O l i g o z ä n zurück.

Wiederum scheint für die Deutung der Verhältnisse die Gegend um den „Paß“ von Steinhardterhof eine wichtige Rolle zu spielen; denn auf der N-Seite des „Pases“ haben die mitteloligozänen Ablagerungen der Rupeltransgression bzw. die noch darüber hinaufgehenden Schichten des oberen Mitteloligozäns einen offenbar noch älteren Hang, über den sie sich sanft nach aufwärts hinziehen, bis in über 320 m NN überschüttet; dieselben Schichten finden sich südlich davon sowohl auf dem langen Rücken des Birkenackers (im uFT-Niveau: 280 m NN), als auch an dessen S-Hang in rd. 260 m NN und am E-Ende zwischen 215 und 245 m NN. Sie ziehen aber auch bis ins Seibersbachtal in 185 m NN hinunter. Oberhalb des Durchbruches des Schloßböckelheimer Baches stehen prämitteloligozäne Kiese gar in 165 m NN an (was innerhalb der „Waldböckelheimer Bucht“ die tiefste Lage darstellt, abgesehen vom Vorkommen zwischen Weinsheim und dem Nadenberg: 165 m bis 194 m NN).

Man gewinnt den Eindruck, daß die mitteloligozänen Schichten ein recht h ü g e l i g e s A l t r e l i e f auskleiden, das durchaus eine alte Tiefenrinne besitzen haben kann, die, nach den tiefsten Auflagerungsstellen zu urteilen, vom „Paß“ bei Steinhardterhof oder vom „Sauerbergpaß“ aus nach Waldböckelheim, von dort über die „Kolonie“ bei Schloßböckelheim nach Hüffelsheim und weiter ins heutige Trockental des Lohrerhofes unmittelbar westlich Bad Kreuznach gerichtet gewesen sein kann; denn auch von westlich Hüffelsheim bis zum Lohrerhofental ist zwischen 170–180 m und 230 m NN der ganze Rücken, der die „Bucht“ von der Nahetalung trennt, aus mitteloligozänen Schichten aufgebaut. Diese rekonstruierte Alttalung ist diejenige, auf die schon mehrfach angespielt worden ist. Der Verlauf der Alttalung in dieser Weise bestätigt übrigens indirekt die im Zusammenhang mit der plio-pleistozänen Entwicklung vertretene Ansicht, daß der Rücken im HT-Niveau, der sich vom Welschberg auf Hüffelsheim zu erstreckt, genuin ist, d. h. ein alter Riegel ist, der von keinem nacholigozänen Alttal gequert worden ist (vgl. auch Abb. 1 in GEIB 1950).

Damit wäre dann endlich eine Alttalung im Zuge des Naheverlaufs nördlich des heutigen Tales erfaßt, die, so hat es den Anschein, auch den „Paß“ von Steinhardterhof bzw. östlich des Birkenackers benutzt hat. Damit wäre dann der heutige Nahe- lauf als epigenetisch zu bezeichnen. Die Sache ist damit jedoch immer noch nicht ge- löst; denn im h e u t i g e n N a h e t a l selbst sind die mitteloligozänen Sedimente ebenfalls durch GEIB kartiert worden — und dazu in einer noch tieferen Lage als in der „Bucht“: am Kinnsfelstunnel der Eisenbahn (am Gangelsberg südlich Schloß- böckelheim) in 140—220 m NN. Von dort ziehen sie sich in der Höhenlage zwischen 200 und 280 m NN am Nordhang des heutigen Nahetales entlang, wobei sie sich an einen vorher bestehenden Althang am Harstenporphyritzug anlehnen. Die Unter- grenze fällt auffällig mit dem Erosionsrand des in das HT-Tal eingeschnittenen heu- tigen Tales zusammen; sie kann ursprünglich also durchaus, wie am Kinnsfelstunnel, tiefer hinabgereicht haben. Östlich des Riedberges, am Riedelhang zwischen Dörre- bach und Alsenzmündung, sind sie ebenfalls bis in 130—160 m NN hinunter kartiert worden. Am Boßbert, nördlich Boos, und am Birkerhof, südlich Norheim, treten sie ebenfalls oberhalb der Unterkante auf.

Selbst wenn man nun zur Erklärung tektonische Verstaltungen annimmt — diese können wegen des ungestörten Verlaufs der oberen Terrassen nur vorpliozän sein, Störungen, die eventuell syndementär sind, so bleibt doch die Tatsache bestehen, daß sich die Ablagerungen im Zuge des heutigen Nahetales an Althänge des Por- phyrs anlehnen, und das heißt, daß hier vor dem Mitteloligozän ebenfalls ein Alttal bestanden haben muß.

Die m a r i n e n V e r s c h ü t t u n g s m a s s e n lassen sich übrigens bis südlich bzw. südöstlich Sobernheim verfolgen. Dort bedecken sie in den Fluren „Pfarrwald“ und „Auel“ den Hang zwischen 200 m NN am Erholungsheim bis über die Höhe 251,9 hinaus. Dieser Hang, der unter ihnen zur Nahe einfällt, ist ebenfalls ein Althang, über den die Sedimente transgredieren. Dieser Althang gibt also be- reits vor dem Mitteloligozän einen Hinweis auf das Bestehen der Talweitung von Sobernheim.

Zwar haben sich trotz intensiver Suche keinerlei Schotter- bzw. Sedimentations- reste oberhalb dieser Stelle an den Hängen der Weitung auffinden lassen. Doch wie immer dies auch sein mag, die Lagerungsverhältnisse südlich Sobernheim weisen auf den alten Bestand des Sobernheimer Ausräumtes hin.

Z u s a m m e n f a s s e n d läßt sich sagen, daß die talgenetischen Beziehungen zwischen „Waldböckelheimer Bucht“ und Nahe im Sinne einer epigenetischen Anlage der letzteren ungelöst bzw. unbeweisbar bleiben, auch wenn man bis auf die ältesten Spuren zurückgeht. Man kann nur nachweisen, daß

1. Buchtgebiet und Tal immer neu gleichermaßen verschüttet worden sind,
2. der „Paß“ von Steinhardterhof nach jeder Verschüttung wieder gleich tief frei- gelegt worden ist,
3. die Nahe jedesmal neu in etwa die heutige Entwässerungsbahn benutzt hat,
4. eher in der „Waldböckelheimer Bucht“ von epigenetischer Neuanlage des Tal- netzes gesprochen werden kann.

Bei den scheinbar so bequemen Wegen in die Bucht hinein sind die beiden letzten Punkte im Vergleich miteinander die größten Rätsel. Die Ursache dafür — und die Lösung des Rätsels — läßt sich nur vermuten. Es ist die Vermutung, daß die Nahe, die „Urnahe“ (zur Pliozänzeit) und die „Vornahe“ (Oligozän) durch die stärkere Schuttanlieferung der gefällssteileren Hunsrückflüsse immer wieder auf ihren süd-

lichen Weg durch die Porphyrstöcke gedrängt worden sind. Für eine seit dem Oligozän kontinuierlich fortschreitende Einmündung tektonischer Art im Bereich der Nahe-talung fehlen alle Hinweise geologischer und geomorphologischer Art.

5. Die Einordnung der 400 m-Verebnung in die Talgeschichte des unteren Nahelandes

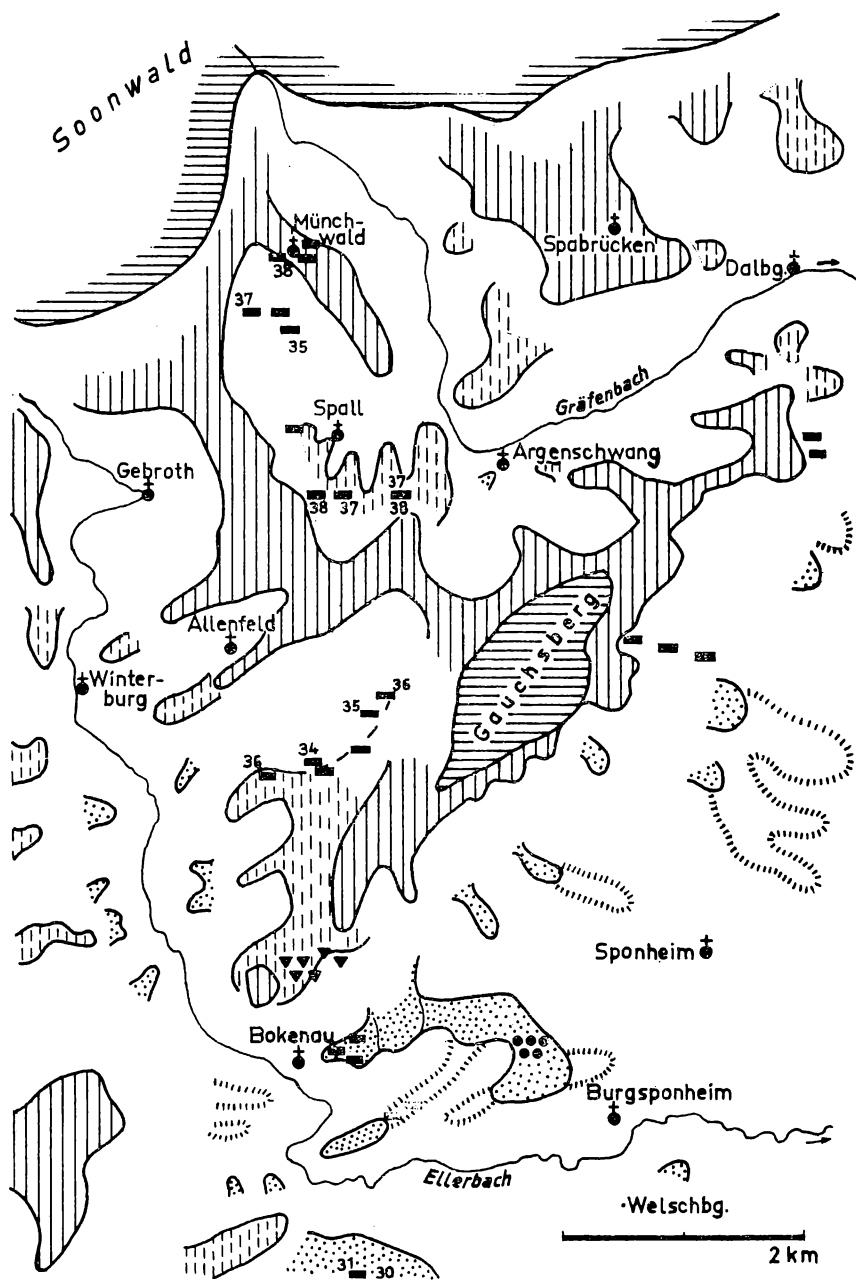
Daß eine Reihe von Verschüttungsphasen — einschließlich der pleistozänen Aufschotterungen — im unteren Naheland stattgefunden hat, ist im Abschnitt 4 offensichtlich geworden. Eine dieser Phasen ist bisher noch nicht zur Sprache gekommen bzw. nur in anderem Zusammenhang („Bockenauer Becken“) angedeutet worden. Es ist die Phase, die durch die oberstoligozänen Süßwasserschichten bezeichnet wird.





Diese Schichten — nach einer Regressionsphase im Oberoligozän — kennzeichnen eine erneute Transgression, die ihrerseits die weiteste Ausdehnung des „Mainzer Beckens“ im geologischen Sinne als Transgressionsraum überhaupt darstellt (vgl. die Kärtchen bei FALKE 1960). Das drückt sich auch darin aus, daß die Süßwasserschichten auf Blatt Waldböckelheim von GEIB in erstaunlich hohen Lagen (über die von Bockenau erwähnten hinaus) kartiert worden sind, und zwar befinden sie sich im Oberlaufgebiet des Ellerbaches südlich Allenfeld (und östlich von Winterburg) und im Oberlaufgebiet des Gräfenbaches westlich und nordwestlich von Argenschwang. Südlich Allenfeld begleiten sie den N-Hang des Gauchsbergzuges in 340 bis 360 m NN, westlich Argenschwang ziehen sie sich von 370—385 m NN auf den Westrich hinauf (400 m NN), und am nördlichen Ortsausgang von Münchwald sind sie in 380—385 m NN anzutreffen (vgl. Abb. 2).

Betrachtet man die Einzelanordnung der Schichten im Gelände genauer, so fällt auf, daß sie sich sehr gut den Geländeformen anpassen. Bei Allenfeld liegen sie in einem Becken zwischen einem nördlichen und einem südlichen Rücken des 400 m-Niveaus, wobei sie die ältere Verflachung in 360 m NN noch überdecken (500 m nordwestlich des P. 387,7 auf der Hälfte der Strecke zwischen Bockenau und Allenfeld). Bei Bockenau ziehen sie sich von der Einsattlung östlich des Stromberges quer zur Talmulde des Ellerbaches östlich des Ortes von 277 m bis auf 305 m NN an der Spitzkehre der Straße von Bockenau nach Sponheim. Am südöstlichen Hang des Gauchsbergzuges treten sie nordwestlich Braunweiler und Sommerloch ebenfalls in über 320 m Höhe auf. Im Gebiet von Argenschwang, Spall und Münchwald liegen sie jeweils auf den älteren 360 m-Verebnungen und am Hang über ihnen, wobei sie sich dem buchtförmigen Verlauf des 400 m-Niveaus anschmiegen und sich bis auf das Niveau selbst hinaufziehen.

Die Anpassung an die Geländeformen ist offensichtlich. Das bedeutet, daß die Geländeformen z. T. älter (Buchten), z. T. mindestens gleichalt (400 m-Niveau) sind. Diese Anpassung läßt erkennen, daß die Sedimentation der Süßwasserschichten (und damit die vordringende Transgression) um den Quarzitrücken des Gauchsbergzuges herum entlang den beiderseitigen Talzonen des Ellerbaches und des Gräfenbaches — die auch heute wieder oder noch die Talzonen darstellen — in die kleinen Hochbecken hinein vorgedrungen ist. Insofern nun die heutigen Talräume und -rinnen den alten Talzonen im großen folgen, bestätigt sich die schon an der Nahe gewonnene Ansicht, daß die Konfiguration der Entwässerung der Hunsrückseite und der Nahemulde in ihren Grundzügen bis heute beibehalten worden ist.

Das weite Eindringen der transgredierenden Seeschichten den heutigen — bzw. den wieder aufgedeckten — Talzonen entlang scheint in enger genetischer Beziehung zu



-  280m - Niveau (uFT)
-  300m - Niveau (oFT)
-  360m - Niveau
-  400m - Niveau (Trogfläche)
- 31 Höhe über NN in Dekameter





- Entwurf: J. Birkenhauer
-  Gelände über 420m NN
 -  Pliozänschotter
 -  Vallendarschotter (Oligozän)
 -  Süßwasserschichten
- (nach K.W. GEIB 1950; 1955/56)

Abbildung 2. Die geomorphologische Situation im Gauchsberggebiet.

der gerade hier recht breiten Ausdehnung des 400 m-Niveaus auf den Riedeln zwischen den alten Talfurchen zu stehen; denn die oberstoligozänen Sedimente reichen bis an die Verebnung selbst bzw. bis auf ihre seitlich verebneten obersten Flanken hinauf.

Da im Paß von Steinhardtterhof die Süßwasserschichten unmittelbar nördlich des P. 241,4 in 250–260 m NN, von Bockenau aus nach N aber wesentlich höher auftreten, legen die Verhältnisse folgende Vorstellung nahe: Im Oberstoligozän ist das Gebirge an einer Art Scharnier um etwa 140 m tief abgetaucht. Das Scharnier, an dem sich die Absenkung vollzogen hat, ist ziemlich schmal gewesen, da die Luftlinienentfernung von Bockenau ins Allenfelder Becken nur etwa 3 km beträgt. Ist aber das Gebirge abgesunken und das Niveau des Vorfluters entsprechend damit verändert worden, so muß sich die Abtragung auf den Vorfluter, d. h. auf die neue Strandlinie, einstellen — und eben das hat zu der weiten Verebnung im 400 m-Niveau auf der S-Seite des Soonwaldes geführt.

Diese Vorstellung des Hergangs hat folgende Konsequenzen. Die 400 m-Fläche ist erst im Oberstoligozän entstanden und daher eben nicht als Abdachung auf das mitteloligozäne Meer bezogen gewesen. Sie ist keine Spülfläche wechselfeucht-tropischen Klimas gewesen, da im Oberstoligozän diese Klimabedingungen nicht mehr geherrscht haben und die notwendige tiefgründige Zersetzung bereits vor dem Mitteloligozän zum Stillstand gekommen war (vgl. die mitgeteilte Beobachtung von Dörrebach; ferner: SINDOWSKI 1939, GRIPP 1958, TEICHMÜLLER 1958, BENDA 1960, KILPER 1960, FALKE 1960, BAKKER und LEVELT 1964; Zusammenfassung in BIRKENHAUER 1970b).

Die 400 m-Verebnung ist schließlich nicht das erste erkennbare Anzeichen der Anlage eines Talsystems, etwa des heutigen, sie ist nicht — sozusagen — der „Urtrog“ dafür, sondern sie ist Ausdruck der Verfüllung und Verebnung eines älteren Talsystems — was also ganz im Sinne der Auffassung von LOUIS (1953) ist (wenn auch nicht rein terrestrisch bedingt).

Es spielen eben doch im Nahegebiet Talverschüttungen entgegen MOSLER (1966) eine Rolle, und zwar mehrfach. Von diesen ist diejenige, die mit der Ausbildung der 400 m-Verebnung in Zusammenhang steht, die höchste gewesen. Sie hat nur insofern eine Beziehung zur Talgeschichte, als ihre Kenntnis (und die Kenntnis der Bedingungen, die zu ihrer Entstehung führten) dazu verhilft, Einzugsbereiche alter Tal-landschaften zu rekonstruieren. Als „Trogfläche“ ist sie somit nur Ausdruck für einen Trog in einem Altrelief. Allein auf diesem nur so — und nur so — zu sehenden Hintergrund bietet diese „Trogfläche“ eine Möglichkeit, die heutigen Talanlagen besser zu verstehen; denn insofern das 400 m-Niveau beiderseits der Nahe gut ausgebildet ist und das heutige Talgebiet von ihr in gleicher Richtung begleitet wird, ist sie ein Ausdruck dafür, daß hier schon immer eine Hauptentwässerungsbahn aus dem Hunsrück und aus der Saar-Nahe-Mulde zum Mainzer Becken hin bestanden hat. Darin bestätigen sich, auch von diesem Gesichtspunkt aus, einmal mehr die Überlegungen und Beobachtungen des vorigen Abschnittes.

6. Zusammenfassung

Das untere und mittlere Naheland zeigt in der Entwicklung der Reliefformen recht einheitliche Grundzüge, die trotz geologisch im ganzen wechsellvoller und komplizierter Geschichte immer wieder erhalten geblieben sind. Die Talgeschichte läßt sich bis ins Oligozän zurückverfolgen. Mindestens seit dieser Zeit hat ein

Talzug bestanden, der als Hauptentwässerungsader im Verlauf der heutigen Nahetalung angelegt war und sich immer wieder durchgesetzt hat. Ein direkter Zusammenhang mit oligozänen Troglflächen besteht nicht. Diese sind eher Ausdruck bereits bestehender Talzüge, von denen aus Verfüllung und Aufschotterungen vor sich gingen.

Die Formen- und Talentwicklung läßt sich im einzelnen genau erst seit dem Oberpliozän in bestimmten Stadien verfolgen. Es stellt sich hierbei heraus, daß die „Waldböckelheimer Bucht“ als Ausraum und Absenkungsgebiet eine recht junge Erscheinung ist, die erst seit dem Pleistozän entstanden ist. Zu jeder Zeit der verfolgbaren Spuren einer Talgeschichte ist eine Epigenese der Nahetalung ausgeschlossen (sie ist eher für die Täle der „Waldböckelheimer Bucht“ anzunehmen). Es ist verwunderlich, daß sich nie ein Nahetal durch die „Bucht“ selbst entwickelt hat, sondern daß im Oligozän wie auch heute wieder getrennte, zueinander parallele Entwässerungsbahnen in „Bucht“ und Nahetalzug bestanden haben. Größere, entscheidende Verbiegungen sind seit dem Pliozän im Lauf der unteren Nahe nicht nachzuweisen. Statt dessen besteht eine auffällige Höhenkonstanz aller oberen Terrassen, die kein gleichsinniges Gefälle zum heutigen Nahetalboden besitzen.

LITERATUR

- Bakker, J. B. & Levelt, W. M. (1964): An inquiry into the probability of a polyclimatic development of peneplains and pediments (etchplains) in Europe during the Senonian and Tertiary period. — Publ. Service géol. Luxembourg (Luxembourg) 14, 27—75.
- Bartz, J. (1935): Das Unterpliozän in Rheinhessen. — Jber. u. Mitt. Oberrhein. geol. Ver. (Stuttgart) 24, 121—228.
- (1950): Das Jungpliozän im nördlichen Rheinhessen. — Notizbl. Hess. Landesamt Bodenforsch. (Wiesbaden) VI/1, 201—243.
- (1961): Die Entwicklung des Flußnetzes in Südwestdeutschland. — Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, (Freiburg) 4, 127—135.
- Benda, L. (1960): Beiträge zur Stratigraphie und Fazies des rheinischen Hauptbraunkohlenflözes auf Grund einer kutikularanalytischen Untersuchung der Tagebaue Vereinigte Ville, Berrenrath, Liblar, Lucretia, Sibylla, Fischbach und Fortuna. — Neues Jb. Geol. Paläontol. (Stuttgart) 109, 225—260.
- Birkenhauer, J. (1965): Zur älteren Talentwicklung beiderseits des Rheins zwischen Andernach und Bonn. — Erdkunde (Bonn) 19, 58—66.
- (1970a): Vergleichende Betrachtung der Hauptterrassen in der rheinischen Hochscholle. — Festschrift für K. Kayser.
- (1970b): Der Klimagang im Rheinischen Schiefergebirge und in seinem näheren und weiteren Umland zwischen Mitteltertiär und Altpleistozän. — Erdkunde (Bonn) 24, 268—274.
- Büdel, J. (1958): Die Flächenbildung in den feuchten Tropen und die Rolle fossiler solcher Flächen in anderen Klimazonen. — Deutscher Geographentag Würzburg 1957, Tagungsber. u. wissenschaft. Abh. (Wiesbaden) 31, 89—121.
- Falke, H. (1960): Rheinhessen und die Umgebung von Mainz. — Sammlung geologischer Führer (Berlin) 38, 1—168.
- Galladé, M. (1926): Die Oberflächenformen des Rheintaus und seines Abfalles zum Main und Rhein. — Jber. Nassauischen Ver. Naturkunde, Wiesbaden 78, 1—100.
- Geib, K. W. (1950): Neue Erkenntnisse zur Paläogeographie des Mainzer Beckens. — Notizbl. Hess. Landesamt Bodenforsch. (Wiesbaden) VI, 1, 101—111.
- (1961): Prämitteloligozäne (unteroligozäne?) fluviatile Ablagerungen im Bereich des westlichen Mainzer Beckens. — Z. rhein. naturforsch. Ges. Mainz (Mainz) 1, 20—25.
- Gripp, K. (1958): Erdgeschichtliche Aussagen der Korallen des niederrheinischen Oberoligozäns und Mittelmiozäns. — Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen. (Krefeld) 1 und 2, 239.

- Haubrich, H. (1965): Beiträge zur tertiären und quartären Entwicklungsgeschichte des Niederwesterwaldes. — Naturw. Diss. Masch.-schr. (Mainz).
- Jux, U. (1958): Ein Ammonitenfund aus den niederrheinischen Pliozänschottern und die Frage nach der Herkunft der verkieselten Juraversteinerungen und der Kieseloolithe. — *Decheniana* 111, 89—97.
- Kilpper, K. (1959): Eine Pliozän-Flora aus den Kieseloolith-Schichten von Frimmersdorf. — *Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen (Krefeld)* 4, 55—58.
- Kremer, E. (1954): Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel als Beitrag zur Quartärgeschichte. — *Arb. Rhein. Landeskunde (Bonn)* 6, 100 S.
- Kutschner, F. (1954): Die Verwitterungsrinde der voroligozänen Landoberfläche und tertiäre Ablagerungen im östlichen Hunsrück. — *Notizbl. Hess. Landesamt Bodenforsch. (Wiesbaden)* 82, 202—212.
- Mordziol, C. (1908): Unsere Kenntnis der pliozänen Flußschotter (Kieseloolithschotter) im Rheintal zwischen Bingen und Koblenz. — *Z. dtsh. Geol. Ges. (Berlin)* 60, 337—342.
- (1910): Ein Beweis für die Antezedenz des Rheindurchbruchtals nebst Beiträgen zur Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. — *Z. Ges. Erdkunde Berlin, (Berlin)* 46, 77—92; 159—173.
- (1951): Der geologische Werdegang des Mittelrheintales. — *Geologie des Mittelrheintales und der Eifel. Wittlich.*
- Mosler, H. (1966): Studien zur Oberflächengestalt des östlichen Hunsrück und seiner Abdachung zur Nahe. — *Forsch. dtsh. Landeskunde (Bad Godesberg)* 158, 84 S.
- Panzer, W. (1958): Diskussionsbemerkung zu J. BÜDEL 1957. — *Deutscher Geographentag Würzburg: Tagungsber. u. wiss. Abh. (Wiesbaden)* 192—193.
- (1959): Der Nahedurchbruch bei Bingen. — *Mitt.-bl. rhein Hess. Landeskunde (Mainz)* 8, 198—204.
- Sindowski, K. H. (1939): Studien zur Stratigraphie und Paläogeographie des Tertiärs der südlichen Niederrheinischen Bucht. — *Neues Jb. Mineral. (Stuttgart) B* 82, 415—484.
- Stickel, R. (1927): Zur Morphologie der Hochflächen des Linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. — *Beitr. Landeskunde Rheinlande (Leipzig)* 5, 104 S.
- Teichmüller, R. (1958): Die Niederrheinische Braunkohlenformation: Der derzeitige Stand der Untersuchungen und offene Fragen. — *Fortschr. Geol. Rheinlande Westfalen (Krefeld)*, 1 und 2, 721—740.
- Uhlig, H. (1956): Unteres Nahetal. — In: E. MEYNEN & J. SCHMIDTHÜSEN, *Handb. naturräuml. Gliederung Deutschlands. Remagen*, 334—336.
- Wagner, W. (1927): Die Terrassen des Nahetales von Bad Münster am Stein bis zur Mündung in den Rhein. — *Notizbl. Ver. Erdkunde u. hess. geol. Landesamt Darmstadt (Darmstadt)* V, 9, 49—78.
- (1930): Bemerkungen zur tektonischen Skizze des westlichen Mainzer Beckens. — *Notizbl. Ver. Erdkunde u. hess. geol. Landesamt Darmstadt f. d. Jahr 1929 (Darmstadt)* V, 12, 185—188.
- Wiese, B. (1969): Die Terrassen des Ourtals. — *Publ. Service géol. Luxembourg (Luxemburg)* 28, 29 S.

Anschrift des Verfassers: Professor Dr. Josef Birkenhauer, D-7815 Kirchzarten, Scheffelstraße 6.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Decheniana](#)

Jahr/Year: 1971

Band/Volume: [123](#)

Autor(en)/Author(s): Birkenhauer Josef

Artikel/Article: [Zur Talgeschichte des unteren und mittleren Nahegebietes 1-18](#)