

DAS RHEINTAL UND SEINE ENTSTEHUNG. BESTANDSAUFNAHME UND VERSUCH EINER SYNTHESE

Hans Wilhelm QUITZOW (*)

RÉSUMÉ

Le fleuve Rhin s'est formé au passage du Miocène inférieur au Miocène moyen, lorsque pour la première fois il se produisit un écoulement des eaux du Rhin du graben vers la mer du Nord. Ce Rhin primitif prenait sa source à la ligne de partage des eaux du Kaiserstuhl. Il étendit son bassin hydrographique au Miocène supérieur, au Pliocène et au Pléistocène, surtout aux dépens du Danube et du Rhône. Rien que par l'annexion de l'Aar au Pléistocène inférieur, il a doublé son débit. Le Rhin a enregistré d'autres gains plus restreints par la Moselle supérieure, la Ruhr et la Lippe.

Dans les *Alpes*, le Rhin s'est encaissé jusque sur plus de 800 m au cours du Pléistocène. Les restes épars des terrasses datant des diverses périodes glaciaires montrent en conséquence des différences d'altitude de plusieurs centaines de mètres. Le déblaiement glaciaire s'est poursuivi jusque dans l'avant-pays des Alpes, et là, notamment, la cuvette glaciaire terminale du lac de Constance fut approfondie à chaque glaciation. L'érosion remontante à partir du Rhin du graben a détourné vers l'ouest le drainage du bassin du lac de Constance qui, au début, se faisait encore vers le Danube.

La vallée du *Rhin suisse* est caractérisée par une importante érosion verticale qui atteint déjà son maximum au Pléistocène moyen ou inférieur. De là proviennent des graviers anciens qui se trouvent dans des crevasses jusqu'à 60 m de profondeur sous la plaine alluviale actuelle. Les restes des plaines alluviales plus élevées s'ordonnent en quatre groupes principaux : basses terrasses, hautes terrasses, graviers de couverture (*Deckenschotter*) récents et anciens.

Dans la région affaissée du *gaben du Rhin*, le fleuve a continuellement déposé des alluvions graveleuses, sableuses et même argileuses. La puissance des dépôts quaternaires varie fortement en raison des tendances variées à l'enfoncement au sein du graben. Sur les gradins du côté est, on rencontre par places du Pléistocène plus ancien à diverses altitudes au-dessus du fond actuel du graben. Vers l'ouest, le Pléistocène plus ancien s'élève généralement et il dépasse, sous la forme de terrasses plus élevées et inclinées, les basses terrasses. Ces terrasses sont de leur côté surmontées par des glacis pliocènes au pied des hauteurs bordant le graben.

Le *Bassin de Mayence* est une unité tectonique indépendante faiblement soulevée qui s'interpose entre le Rhin du graben et le Massif schisteux rhénan. Le Rhin y coule dans une vallée peu profonde, qui est déjà pourvue à nouveau de toute une série de terrasses pléistocènes.

Le *Rhin moyen* s'est encaissé au Pléistocène de 200 m environ dans le Massif schisteux rhénan. Le fond de la vallée est le plus encaissé dans les régions de soulèvement continu du massif. Par contre, dans la zone d'affaissement locale du Bassin de Neuwied, c'est essentielle-

(*) Dr. H. W. Quitzow, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, 415 Krefeld, de-Greif-Str., 195.

ment l'accumulation des graviers fluviatiles qui a été prépondérante pendant le Pléistocène inférieur. Les anciennes plaines alluviales de la Vallée du Rhin moyen s'ordonnent en deux basses terrasses, quatre terrasses moyennes, trois terrasses principales et trois hautes terrasses pliocènes.

Dans le *Bas-Rhin*, à l'aval de Bonn, c'est la sédimentation qui règne continuellement au Pliocène et au Pléistocène inférieur. Les accumulations énormes formées ici ont une grande puissance du côté ouest du Bassin du Bas-Rhin, pendant qu'à l'est elles se sont étendues avec une épaisseur beaucoup plus faible, où abondent des lacunes stratigraphiques. Vers la bordure des massifs anciens, des croisements de terrasses se sont produits, et là, les dépôts des diverses périodes sont séparés dans l'espace sous forme d'un escalier de terrasses. Au Pléistocène moyen, le Rhin s'est enfoncé dans le cône d'alluvions du Pléistocène inférieur, et la limite de la zone affaissée s'est déplacée vers le nord dans la région de Nimègue, point à partir duquel commence le delta du Rhin. Lors de la glaciation de Saale, le Rhin inférieur fut déplacé par la calotte glaciaire vers l'ouest. Les couches de la terrasse moyenne inférieure sont depuis, avec leur substrat, repoussées sous forme de hauts remparts.

Les *affluents du Rhin* montrent, à proximité de leur embouchure, les mêmes caractéristiques que la vallée du Rhin elle-même. Vers l'amont, la succession des niveaux de terrasses devient plus simple. Les terrasses les plus anciennes de la Moselle et de la Lahn ont subi, à l'entrée de ces vallées dans le Massif schisteux rhénan, des déformations nettes. Dans les vallées du Main et du Neckar, les terrasses à partir de la faille bordière du graben du Rhin supérieur plongent vers la profondeur. Le Main et le Neckar ont par endroits, déjà au Pléistocène ancien, creusé leur vallée jusqu'au niveau de la plaine alluviale actuelle, mais ces anciennes entailles ont ensuite été comblées à peu près jusqu'à la hauteur de la sortie du graben.

De la description des diverses sections de la vallée du Rhin, on déduit ensuite l'histoire d'ensemble de la formation de la vallée. Pour déterminer l'*âge géologique des terrasses*, on utilise des critères paléontologiques, paléomagnétiques et géomorphologiques, on tient compte des couches de couverture et on s'efforce d'établir les corrélations avec les éruptions volcaniques et les glaciations connues au point de vue âge. L'âge Würm des basses terrasses et l'âge Riss de la terrasse moyenne inférieure sont certains. Les autres terrasses moyennes pourraient s'étendre au point de vue âge jusqu'au Pléistocène ancien, et pour les terrasses principales, ainsi que pour les graviers de couverture, on a récemment admis un âge correspondant au Pléistocène le plus ancien.

Un *profil longitudinal* de la Vallée du Rhin permet de reconnaître plusieurs sections séparées les unes des autres par des changements de pente. Le tracé des terrasses montre de manière plus nette encore la relation entre le mode de formation de la vallée et l'évolution tectonique des régions traversées par le Rhin. Ainsi, les régions de soulèvement récent sont caractérisées par un grand écartement des niveaux de terrasses et des déformations locales de ces niveaux, tandis que les régions en voie d'affaissement correspondent à une sédimentation graveleuse plus ou moins continue. En ces dernières régions, les dépôts les plus anciens sont les plus profonds, et les plus jeunes les plus superficiels. Parmi les facteurs qui ont conduit à l'édification du cours du Rhin et à la formation de sa vallée, la *tectonique* joue donc un rôle prépondérant. L'approfondissement du graben du Rhin est la cause de la déviation de ce dernier, sortant de l'avant-pays des Alpes, vers le nord. Des mouvements du sol plus récents, variables dans le temps et dans l'espace, ont ensuite contribué à la formation de la vallée du Rhin. En particulier, l'enfoncement des vallées tributaires du Rhin supérieur au Pléistocène ancien est probablement dû à une augmentation épisodique de l'approfondissement du graben, tandis que les puissantes accumulations qui lui font suite semblent devoir être attribuées à l'obstacle du bord sud du Massif schisteux rhénan en voie de soulèvement. Par contre, la traversée de ce même massif par le Rhin semble s'expliquer par la fissuration de ce massif sous la forme d'un graben.

Un deuxième facteur important pour la formation de la vallée est le *climat*. Le Rhin a coulé dans le Massif schisteux rhénan, jusqu'à la fin du Miocène, dans une large dépression rassemblant les eaux. Au Pliocène se creusèrent des vallées à fonds larges et plats, avec des dépôts de graviers de climat sec et, au Pléistocène, il se produisit un enfoncement important dans des conditions périglaciaires. Les vallées des tributaires se sont aussi approfondies au Pléistocène, et cela, sur toute leur longueur. Les accumulations de cailloux qui ont conduit ensuite à la formation de terrasses se sont produites pendant les maxima de froid.

Les *soulevements et affaissements eustatiques du niveau de la mer* pendant le Pléistocène, qui se sont superposés à un affaissement continu du niveau de la mer décelable depuis le Miocène, ne pourraient avoir exercé qu'une influence réduite sur la formation de la Vallée du Rhin. Seul le delta du Rhin a été plus influencé par ces mouvements.

Dans le Massif schisteux rhénois les terrasses principales de la Vallée du Rhin et plus encore celles des vallées affluentes ne montrent qu'une pente longitudinale extrêmement faible. Sur de larges étendues, il peut même se manifester une complète absence de pente. On essaie d'expliquer ce phénomène en le considérant comme dû à des *mouvements isostatiques d'équilibre* résultant du départ, suite à l'érosion, des matériaux qui remplissaient la vallée.

EINLEITUNG

Die Geschichte des Rheintals im Jungtertiär und Quartär ist seit langem Gegenstand der Untersuchung. Insbesondere für den Mittel- und Niederrhein gibt es zahlreiche Arbeiten über die Terrassen und ihre Altersstellung, darunter auch einige großräumige Übersichten. Eine Zusammenschau des gesamten Rheintals ist indessen äußerst schwierig, weil es sich über mehrere Länder und geologisch sehr verschiedenartige Regionen erstreckt. Vor allem der Oberrheingraben mit seinen zumeist in der Tiefe verborgenen Quartärablagerungen ist kaum zu überbrücken, so daß die Verknüpfung der Terrassen des alpinen und voralpinen Talbereichs mit denen des Mittel- und Niederrheintals noch immer nicht befriedigend möglich ist. Wenn ein solcher Versuch im folgenden gewagt wird, so geschieht es im vollen Bewußtsein der vorhandenen Unsicherheiten und nur zu dem Zweck, eine Bestandsaufnahme und Diskussionsgrundlage zu liefern.

Zur Gliederung der Arbeit wird folgende Einteilung des Rheintals verwendet:

Alpenrhein: Von der Quelle bis zum Bodensee;

Seerhein: Das Bodensee-Becken;

Hochrhein: Vom Bodensee bis Basel;

Rhein im Oberrheingraben: Von Basel bis Oppenheim;

Rhein im Mainzer Becken: Von Oppenheim bis Bingen;

Mittlerhein: Von Bingen bis Bonn;

Niederrhein: Von Bonn bis zur deutschen Landesgrenze.

Der niederländische Abschnitt, das Rhein-Delta, wird von J. I. S. Zonneveld behandelt (dieses Symposium, S. 133).

Die obenstehende Einteilung weicht von der heute üblichen Rheintal-Gliederung insofern ab, als man für gewöhnlich die Strecke im Oberrheingraben und Mainzer Becken als Oberrheingebiet zusammenfaßt. Das ist vom Landschaftscharakter her sicher berechtigt, aus geologischer Sicht jedoch falsch. Wie noch erörtert wird und wie das Längsprofil Figur 4f auf den ersten Blick zeigt, liegt die entscheidende geologische Grenze zwischen Oberrhein und Mittelrhein bereits bei Oppenheim, wo der Rhein den Oberrheingraben verläßt. Das Mainzer Becken verhält sich nicht mehr wie ein Teil des Grabensenkungsfeldes, sondern weit eher wie das Hebungsbereich des Rheinischen Schiefergebirges.

Zusammen mit den einzelnen Rheintal-Abschnitten werden auch einige Nebentäler behandelt, die zur Gesamtbetrachtung wichtige Gesichtspunkte beisteuern.

DIE ENTWICKLUNG DES RHEIN-SYSTEMS

Der Rhein mit seinem weitverzweigten Einzugsgebiet ist seiner Entstehung nach ein höchst komplexes Gebilde. Einige der Entwässerungsbahnen sind sehr alt, wie z.B. das Moseltal, welches seit dem oberen Oligozän existiert. Andere Talstrecken

haben erst im Miozän, Pliozän und Pleistozän die Flüsse in ihrem heutigen Verlauf aufgenommen. Dementsprechend hat sich der Rhein ebenfalls erst im Laufe der Zeit zu der großen Sammelader entwickelt, die er heute darstellt. Noch im Untermiozän lag im Nordteil des Rheinischen Schiefergebirges die europäische Hauptwasserscheide, und nur kleine Flüsse ergossen sich aus diesem Raum in die nahe Nordsee. Mosel und Lahn flossen zum Oberrheingraben, der zum Molassebecken im Süden geöffnet war. Einen Rheinstrom im heutigen Sinne gab es zu dieser Zeit also noch nicht. Erst als an der Wende vom Untermiozän zum Mittelmiozän die Wasserscheide im Rheinischen Schiefergebirge überwunden war, kehrte sich die Entwässerung um. Der Oberrheingraben fand seinen Abfluß nach Norden, Mosel und Lahn wurden ebenfalls dorthin umgelenkt, und erstmalig ergoß sich nun ein mächtiger Strom aus dem süddeutschen Raum in die Nordsee. In der südlichen Niederrheinischen Bucht überschüttete er das Torfmoor des rheinischen Hauptbraunkohlenflözes plötzlich in seiner gesamten Ausdehnung mit mächtigen klastischen Sedimenten.

Der Ur-Rhein

Die Quellflüsse des Ur-Rheins lagen in den Vogesen und im Schwarzwald (Fig. 1). Der Oberrheingraben war im Mittelmiozän nach Süden hin durch eine flache Wasserscheide im Gebiet des Kaiserstuhls abgeriegelt. Die seitlichen Zuflüsse zum Oberrhein waren anfangs nur kurz, da große Teile der Flußgebiete von Neckar und Main noch nach Süden zur Voralpensenke hin entwässert wurden. Fast in heutiger Länge bestanden demgegenüber schon Mosel und Lahn. Im Norden fehlte der größte Teil des Niederrheins, da sein Gebiet im Mittelmiozän vom Meere bedeckt war. Die Ruhr mündete unmittelbar in dieses.

In der Folgezeit hat der Rhein sein Einzugsgebiet ständig vergrößert, ein Vorgang, der auch in der Gegenwart noch weitergeht. Dieses ist erstmalig von F. Levy (1921) ausführlich dargestellt worden. Die nachfolgenden Ausführungen stützen sich auf seine Arbeit und bringen gleichzeitig die seither erzielten neuen Erkenntnisse zum Ausdruck.

Zugewinne des Rheins aus den Alpen

Die größte Erweiterung seines Einzugsgebietes erzielte der Rhein im alpinen und voralpinen Bereich. Hier haben seit dem Ende des Miozäns sehr umfangreiche Flußverlegungen in verschiedenen Richtungen stattgefunden. Im Unterpliozän sammelte ein nach Südwesten gerichteter Voralpenstrom die Zuflüsse aus den Alpen wie auch aus dem Südschwarzwald und den Südvogesen (Liniger, 1966). Im Mittelpliozän war in der Westschweiz eine Wasserscheide entstanden, der Voralpenstrom hatte eine entgegengesetzte Richtung angenommen, die Ur-Donau mit Erosionsbasis im Wiener Becken war entstanden. Im Oberpliozän wurde von Westen her die Aare angezapft. Sie floß um den inzwischen aufgestiegenen Schweizer Jura herum, dem Doubs und damit der Rhône zu. Das später dem Hochrhein zugehörige Talstück zwischen Südschwarzwald und Schweizer Jura ist damals angelegt worden, ein Abfluß in den Oberrheingraben war aber noch durch die Kaiserstuhl-

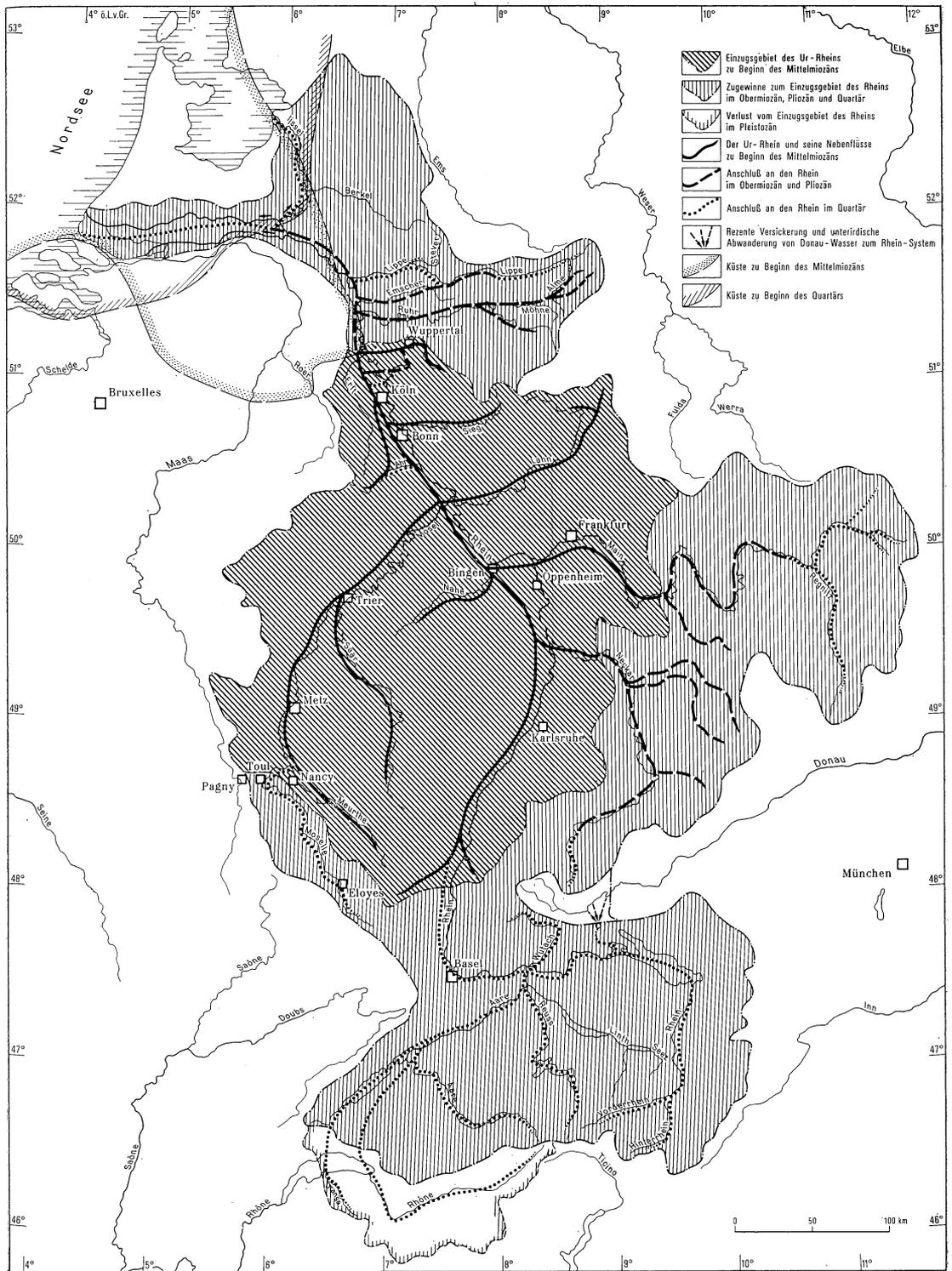


FIG. 1. — Das gegenwärtige Einzugsgebiet des Rheins und die Entwicklung des Rhein-Strom-systems seit Beginn des Mittelmiocäns.

Wasserscheide versperrt. Zwischen Basel und dem heutigen Doubstal entstand eine breite Talung, in der sich die oberpliozänen und ältestpleistozänen Sundgauschotter ablagerten, die heute als oberste Flußterrasse noch große Flächen einnehmen. Der Sundgau-Aare waren im Westen auch die aus dem Wallis kommende Alpen-Rhône und die heute in den Genfer See mündende Dranse angeschlossen, wie entsprechende Gerölle im Sundgauschotter beweisen. Heim (1919) sieht in der niedrigen Wasserscheidenregion zwischen Genfer See und Neufchâtel See noch jetzt Anzeichen für dieses alte Flußsystem. Eine Wasserscheide nach Westen hin muß zwischen Genf und Lausanne gelegen haben, einen Genfer See hat es damals noch nicht gegeben.

Im Altpleistozän wurde die Aare mitsamt der noch immer tributären Walliser Rhône vom Doubs weg und zum Oberrhein gezogen. Dieses Ereignis, das in seiner flußgeschichtlichen Bedeutung dem Durchbruch des Oberrheins durch das Rheinische Schiefergebirge im Miozän gleichkommt, vollzog sich zwischen der Ablagerung der älteren und der jüngeren Hauptterrasse. Denn alpine Gerölle, und zwar rote Jura-Radiolarite, finden sich erstmalig in der Hauptterrasse des Rheins (= jüngere Hauptterrasse) an verschiedenen Stellen im Mainzer Becken und im Schiefergebirgs-Abschnitt. In der Oberterrasse (= ältere Hauptterrasse) fehlen solche Gerölle dagegen. Dieselbe Zeit für den Anschluß der Aare an den Oberrhein ergibt sich durch Vergleich der Schuttfächer in der Niederrheinischen Bucht. In der älteren Hauptterrasse halten sich die Schüttungen von Rhein und Maas etwa die Waage, beide Flüsse müssen ungefähr gleich stark gewesen sein. Zur Zeit der jüngeren Hauptterrasse haben die Rheinschotter dagegen die Maasschotter weit nach Westen zurückgedrängt, der Rhein hat ein starkes Übergewicht erhalten. Das kann nur die Folge des inzwischen vollzogenen Anschlusses der Aare sein, durch den sich die Wasserführung des Rheins ungefähr verdoppelte (Thome, 1963).

Einen Verlust für den Rhein bedeutete die Umlenkung der Walliser Rhône über den Genfer See nach Südwesten. Exakte Angaben hierüber sind mir aus der Literatur nicht bekannt. Man kann aber vermuten, daß diese Ableitung der alpinen Rhône schon zeitig im Pleistozän stattfand, wohl als Folge der sukzessiven Eintiefung eines Zungenbeckens durch den Rhône-Gletscher im Bereich des heutigen Genfer Sees.

Nach dem gleichen Mechanismus fand auch die Umlenkung des Alpenrheins zur Aare und damit zum Rhein statt. Der präglaziale Rhein floß noch uneingeschränkt nach Norden zur Donau ab. Schon während der ersten Vorlandvergletscherung dürfte nach G. Wagner (1960, 1962) aber ein Teil der Schmelzwässer den Weg zur Aare genommen haben, doch stellte sich in der nachfolgenden Warmzeit der Abfluß zur Donau wieder her. Jede nachfolgende Vorlandvergletscherung vertiefte das Bodenseebecken, während ein kräftiges Gefälle zum Oberrheingraben hin den westwärtigen Abfluß aus dem Bodenseeraum begünstigte. Man nimmt an, daß sich nach Rückzug des Rheingletschers der Mindel-Zeit der Alpenrhein endgültig zum Hochrhein gewandt hatte⁽¹⁾. Lediglich bei den Hochständen der nachfolgenden jungpleistozänen Vereisungen sind vorübergehend noch Teile der Schmelzwässer donauwärts abgeflossen.

(1) Vgl. hierzu aber die Ausführungen über das Alter der Terrassen (p. 86).

Zugewinne des Rheins durch die Wutach und die Aach

In der letzten Eiszeit wurde die Gutach, welche damals der südlichste Quellfluß der Donau im Schwarzwald war, in der Nähe von Blumberg von der Wutach angezapft und mit scharfem Knick nach Süden zum Hochrhein umgelenkt. Hier ist der starke Gefällsunterschied zwischen oberer Donau und Hochrhein besonders eindrucksvoll in Erscheinung getreten. Die Wutach hat sich nämlich an der Anzapfstelle in einer steilen Erosionsschlucht seither um 175 m tiefer in den Untergrund eingegraben (G. Wagner, 1961).

An anderen Stellen ist die Eroberung des oberen Donauebietes durch den Rhein noch heute im Gange. So sind wir Zeugen einer allerjüngsten Donau-Anzapfung im Gebiet zwischen Immendingen und Fridingen, welche unterirdisch im geklüfteten Weißjurakalk erfolgt. Hier versickert in zunehmendem Maße Donauwasser in den Untergrund, um in der 12 km entfernten starken Karstquelle der Aach wieder zutage zu treten und von dort zum Bodensee abzufließen (G. Wagner, 1961). Schon jetzt werden hier der Donau im Jahresdurchschnitt mehr als zwei Drittel ihres Wassers entzogen, und bei Niedrigwasser fällt ihr Tal völlig trocken⁽²⁾.

Zugewinne des Rheins in den Einzugsgebieten von Main und Neckar

Im Verlaufe des jüngeren Miozäns und vor allem des Pliozäns haben die süddeutschen Flüsse Main und Neckar in ihrem Hinterland große Gebiete erobert. Der kräftig sinkende Oberrheingraben veranlaßte sie zu energischer Talvertiefung und rückschreitender Erosion. Hierdurch wurden die anfangs zur Molassesenke bzw. später zur Donau gerichteten Gewässer Schwabens und Nordbayerns von Main und Neckar angezapft und zum Teil in ihrer Laufrichtung umgekehrt. Anschaulich hat G. Wagner (1963b) das Vorrücken der rheinischen Entwässerung in Süddeutschland auf Kosten der danubischen geschildert. Diese Entwicklung wurde im Pleistozän vollendet. Schon an der Wende Pliozän/Pleistozän gelang es dem Main, der damals seinen Ursprung an der Wasserscheide des Steigerwaldes hatte⁽³⁾, die rückwärtigen Gebiete anzupapfen und die Wasserscheide bis zum Frankenwald und Fichtelgebirge zurückzuverlegen. Die Regnitz wurde im weiteren Verlauf des Pleistozäns fortschreitend aus der südwärtigen in die nordwärtige Richtung umgelenkt. Auch der Anschluß des obersten Neckar-Teilstückes vollzog sich im Altpleistozän (G. Wagner, 1963b).

(2) Seit 1971 wird ein Teil des Donauwassers künstlich um die Versickerungsstellen herumgeleitet und bleibt so der Donau erhalten.

(3) Demgegenüber macht Rutte (1971) geltend, daß auf Grund der südwärtigen Schüttung der oberpliozänen Kiese von Wernfeld nordwestlich Würzburg bis ins Altpleistozän hinein eine Entwässerung des Mittel- und Oberrhein-Bereiches nach Südosten zur Donau hin bestanden haben müsse. Da diese Ansicht im Widerspruch zu allen älteren Arbeitsergebnissen steht, bedarf sie wohl noch weiterer Festigung.

Zugewinne des Rheins an der oberen Mosel

Die Mosel hatte ihren Ursprung lange Zeit in ihrem heutigen Nebenfluß Meurthe, während die jetzt bestehende oberste Moselstrecke mit ihrem ausgedehnten Einzugsgebiet in den Südvogesen den Oberlauf des Maas darstellte. Erst im Jungpleistozän schnitt sich vom tiefergelegenen Meurthetal her der Terrouin-Bach so weit rückwärts ein, daß er die Maas-Mosel bei Toul anzapfen konnte. Das geschah nach Auffassung von Théobald und Gardet (1935) im Riß-Würm-Interglazial. Fischer (1965), der die Literatur über die Maas-Anzapfung diskutiert und eigene Beobachtungen beisteuert, datiert die Umlenkung in die Riß-Eiszeit.

Die Herausbildung des Niederrheins und seiner Zuflüsse

Der miozäne Ur-Rhein hat nur eine kurze Strecke des Niederrhein-Gebietes durchflossen, seine Mündung in die Nordsee lag anfangs im Raum Düsseldorf. In diesen alten Niederrhein-Abschnitt mündeten die Nebenflüsse Sieg, Wupper und Ahr.

Die *Sieg* hat ihren Lauf seither immer beibehalten. Bei der *Wupper* muß dagegen mit der Möglichkeit von Laufänderungen gerechnet werden. Kaiser (1957) nimmt an, daß bis zum Ende des Pliozäns die Wupper unterhalb Wuppertal unmittelbar nach Westsüdwesten dem Rhein zugeflossen sei. Huhn (1938) hatte demgegenüber jedoch schon aufgezeigt, daß auch die pliozänen Terrassen der Wupper sich nach Südsüdosten fortsetzen. Wenn ein alter Wupperlauf nach Westsüdwesten bestanden hat, so muß die Ablenkung in die jetzige Richtung also schon früh im Pliozän erfolgt sein. Auch in der untersten Laufstrecke ist eine Ablenkung der Wupper erfolgt. Bis nach Ablagerung der oberen Mittelterrasse ist sie oberhalb Leichlingen direkt westwärts zum Rhein geflossen. Dann erst bildete sich der neue, etwa 10 km lange Unterlauf bis zur heutigen Mündung heraus.

Die *Ahr* nahm ursprünglich einen anderen Verlauf als heute. Sie floß, wie man im Gelände noch deutlich beobachten kann, im Miozän und Pliozän bei Dernau nach Norden unmittelbar in die Niederrheinische Bucht hinein (eigene, noch nicht veröffentlichte Beobachtungen). Erst die ältere Hauptterrasse begleitet das rheinwärtige Durchbruchtal der heutigen unteren Ahr, so daß man die Anzapfung bei Dernau in das älteste Pleistozän datieren muß.

In dem Maße, wie sich das Meer im Miozän und Pliozän aus dem Niederrhein-Gebiet zurückzog, verlängerte sich der Niederrhein. Flüsse, die anfangs unmittelbar ins Meer gemündet waren, wurden nun zu Nebenflüssen des Rheins. Das gilt vor allem für die *Ruhr*. Von ihr weiß man, daß sie im Miozän über ihren Nebenfluß Möhne ein größeres Einzugsgebiet besaß als heute. Denn zur Möhne floß damals die *Alme* mit allen ihren Seitenbächen (Timmermann, 1959; Feige, 1961). Im Oberpliozän oder Altpleistozän stellte sich mit der Heraushebung des Schiefergebirgs-Nordrandes ein nordwärtiger Abfluß der *Alme* ein. Sie fand mitsamt dem obersten Laufstück der heutigen Lippe eine Verbindung zur Ems, wodurch dieser Teil des Einzugsgebietes dem Rheinsystem zunächst verloren ging. Erst im Jungpleistozän wurde es dem Rhein wieder angeschlossen (s.u.).

Das Tal der *Lippe* besaß im Jungtertiär weder seine jetzige Länge noch den derzeitigen Verlauf. Die noch kurze obere Lippe trat vielmehr zum Tal der Emscher über und fand dort ihren Weg zum Rhein. Diese Abflußrichtung bestand auch noch im Pleistozän bis zum Beginn der Saale-Eiszeit (Fricke, Hesemann und v. d. Wülbecke, 1949). Erst zu diesem Zeitpunkt erfolgte nach Bolsenkötter und Hilden (1969) die Umlenkung der Lippe zum Tal der Stever, die damals noch in nordwestlicher Richtung zur Berkel weiterfloß. Das vordringende Inlandeis unterbrach diese Abflußrichtung, und nach seinem Abschmelzen bildete sich ein neues Entwässerungssystem heraus, im welchem Lippe und Stever auf kürzestem Wege nach Westsüdwesten zum Rhein geführt wurden. Gleichzeitig war durch glaziäre Aufschüttungen die oberste Lippe mitsamt der Alme von der Ems getrennt worden, womit das alte Einzugsgebiet des Rheins an dieser Stelle wiederhergestellt war.

BESCHREIBUNG DES RHEINTALS UND EINIGER NEBENTÄLER

Alpenrhein

Der Rhein entsteht aus zahlreichen Gletscherbächen, die vom Hauptkamm der Graubündener Alpen ausgehen und sich zu den Sammeladern des Vorderrheins und Hinterrheins vereinigen, die ihrerseits bei Reichenau zum Alpenrhein zusammenfließen (Fig. 2). Innerhalb der Alpen durchmißt der Rhein eine Höhendifferenz von fast 2 000 m und bildet ein steiles, tiefes Tal. Dieses hat seine wesentliche Prägung durch die letzte große Vergletscherung des Gebirges in der Würm-Eiszeit erfahren. Das Gletschereis, welches im Haupttal Mächtigkeiten von mehr als 1 000 m erreichte, hat überall tiefe Tröge geschaffen. An den Einmündungen der größeren Seitentäler, wo sich die Gletscher vereinigten, ist vielfach eine sprunghafte Zunahme der glazialen Taleintiefung zu beobachten, so z.B. bei Thusis, wo Hinterrhein- und Albula-Gletscher zusammenströmten. Gletscher aus kleineren Nebentälern konnten ihre Tröge nicht im gleichen Maße vertiefen wie die Eis Massen im Haupttal, und so beobachtet man an den Mündungen dieser Täler ebenfalls hohe steile Stufen im Taluntergrund.

Es ist nur an wenigen Stellen bekannt, wie tief der Rhein-Gletscher sein Tal im Fels ausgeräumt hat, denn in der Postglazialzeit wurde der Trog unterhalb von Ilanz am Vorderrhein und Thusis am Hinterrhein in zunehmendem Maße wieder verschüttet. Die Schotter sind bei Dornbirn (wenig südlich vom Bodensee) 336 m mächtig. Auch die Tiefe des anschließenden Bodensees (max. 252 m) zeigt eine sehr starke glaziale Ausräumung an. Die Postglaziale Verschüttung begann schon beim Eisrückzug. Als erstes erwiesen sich die freigelegten übersteilen Trogwände vielfach als instabil, so daß es an verschiedenen Stellen zu gewaltigen Bergstürzen kam. Bei Flims wurde in dieser Weise das Tal des Vorderrheins auf 15 km Länge bis über 700 m hoch abgeriegelt (G. Wagner, 1963a). Weitere Bergstürze unmittelbar unterhalb schlossen sich an und verschütteten auch die unterste Strecke des Hinterrheintals.

In beiden Tälern wurden vorübergehend große Seen aufgestaut, deren Ausflüsse mit der Zeit tiefe Erosionsschluchten in den Bergsturmassen schufen. Der hierbei ausgeräumte Detritus bildet rheinabwärts bis über Chur hinaus eine geneigte

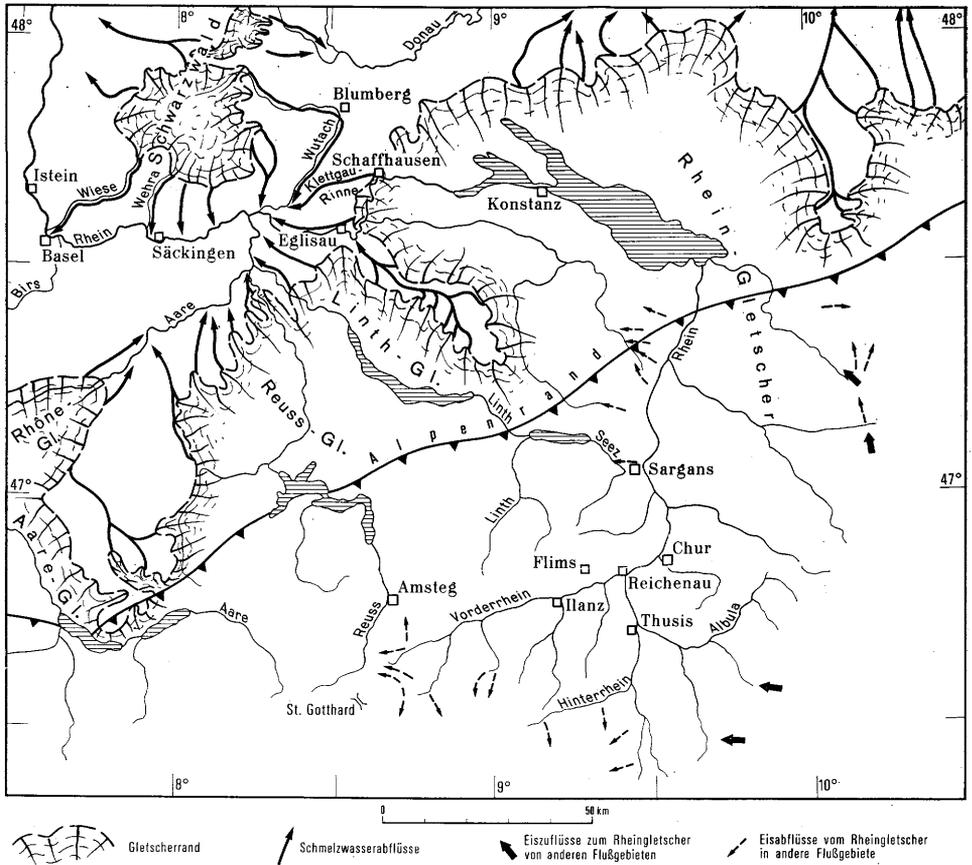


FIG. 2. — Das Gebiet des Alpenrheins und Hochrheins beim Maximalstand der Würm-Vereisung (nach Jäckli, 1963 und Rahm, 1966-1967).

Aufschüttungsebene. Bei Chur lag auch das obere Ende des großen spät- und postglazialen Rhein-Stausees, eines tief in den Alpenkörper eindringenden Bodensee-Vorläufers, dessen Spiegel über 100 m höher lag als der des heutigen Bodensees. Dieser Stausee erfüllte nicht nur das Rheintal und Teile seiner Nebentäler, sondern griff überdies bei Sargans über die dortige sehr niedrige Wasserscheide hinweg ins Seez- und Linth-Tal hinüber, so daß er auch mit dem Walensee und Züricher See vereinigt war. Der postglaziale Rheinsee wurde von oben her schnell zugeschüttet, auch senkte sich der Spiegel seiner einzelnen Zweige in dem Maße, wie die stauenden Endmoränen am Ausgang des Bodensees und Züricher Sees zerschnitten wurden. So war das Rheintal schließlich vom Seeztal durch eine — wenn auch nur sehr flache — Talwasserscheide getrennt. Die Zufüllung der Rheintal-Sohle ist seit dem Spätglazial von Chur bis zum Bodensee um mehr als 70 km nach Norden vorgeschritten. Im Delta wächst der Talboden noch heute beträchtlich in den See vor, insbesondere, seit nach einer künstlichen Laufverkürzung Erosionen in der oberhalb gelegenen Talstrecke eingesetzt haben.

Die kräftige Vertiefung des Rheintals durch das Gletscherstromnetz der Würm-Eiszeit hat Spuren seiner älteren Talstadien innerhalb der Alpen weitgehend ausgelöscht. Hangverebnungen, die als Talbodenreste gedeutet werden können, sind zwar mehrfach vorhanden, jedoch schwer durchzuverfolgen. Deutungen älterer Autoren und Vermutungen über frühere, vom heutigen Rheinlauf abweichende Talzüge können kaum als gesichert gelten und werden insbesondere von G. Wagner (1963a) bestritten. Nach ihm sind lediglich Eiskonfluenzen und -diffluenzen während der letzten Eiszeit nachzuweisen, und zwar hat das Eis des Rhein-Einzugsgebietes sowohl Zugänge aus anderen Flußgebieten wie Abgänge gehabt (s. Fig. 2). Zahlreich sind auch Eisübertritte innerhalb des Rhein-Aare-Systems gewesen, unter denen vor allem eine Diffluenz aus dem Rheintal bei Sargans zum heutigen Seez- und Linth-Tal zu nennen ist (Wagner, 1963a; Hantke, 1970). Einen älteren Rheinlauf in dieser Richtung hat es jedoch nicht gegeben, vielmehr hat nach Hantke immer eine Wasserscheide zwischen Rhein- und Linth-Tal bestanden. Sie hat anfangs weiter westlich gelegen als heute, so daß die Seez noch im letzten Interglazial zum Rhein floß. Erst die Gletscher der Würmeiszeit haben die Paßhöhe geschleift und die heutige praktisch ebensohlige Talgabelung geschaffen. Die sehr niedrige Talwasserscheide unmittelbar westlich Sargans ist nach Hantke erst im ausgehenden Spätglazial durch Geröllschüttungen der Seez entstanden.

Was an Hangverflachungen und Hochtalböden heute noch vorhanden ist, kann vielleicht folgendermaßen zusammengefaßt werden: Älteste (präglaziale) Talbodenreste in Gestalt von Felsterrassen liegen nach Penck (in Penck und Brückner, Bd. 2, 1909) bei Ilanz in rund 1 400 m Höhe. Sie steigen talaufwärts auf etwa 1 800 m an. Den Alpenrand hat der ältestpleistozäne Rheintalboden schätzungsweise in 900 m Höhe erreicht.

Über die Talböden aus den nachfolgenden Glazial- und Interglazialzeiten ist beim Alpenrhein kaum etwas bekannt. Hier mag eine Studie aus dem benachbarten oberen Reußtal gewisse Anhaltspunkte geben. W. Staub (1962) beschreibt von dort (Gegend von Amsteg) älteste Abtragungsflächen in 1 800 m und 2 100 m Höhe, die er einem pliozänen Talsystem zuordnet. Altpleistozäne, prä- bis frühglaziale Hangverebnungen, die sich auch in die Nebentäler hineinziehen, liegen rund 1 400 m hoch. Sie werden mit dem „präglazialen“ Niveau in Verbindung gebracht, das am schweizerischen Alpenrand rund 1 000 m hoch liegt und den älteren Deckenschotter trägt. Hangleisten, die Staub der Mindel-Eiszeit⁽⁴⁾ zuschreibt, finden sich in ca. 1 100 m Höhe, d.h. 300 m unterhalb des „präglazialen“ Talbodens. Weitere 300-400 m tiefer sind in 700-800 m über Normalnull breite Talbodenreste entwickelt, deren fluviatile Anlage in das Mindel-Riß-Interglazial verlegt wird und die vom Eis der Riß-Vergletscherung überformt worden sind. In diesen Talboden ist 70-120 m tief das nächstjüngere Tal des Riß-Würm-Interglazials eingeschachtelt, das vom Würm-Eis zum Trog ausgeformt wurde. In ihm ist die heutige Reuß-Schlucht eingeschnitten.

Dieser Talquerschnitt mag als Beispiel dienen für die starke Eintiefung, der die Alpentäler im Pleistozän und auch im vorangegangenen Pliozän unterworfen waren. Allein seit der ältesten Vereisung ist das Reuß-Tal um etwa 800 m tiefer geworden. Aber auch vorher, zu Beginn des Pleistozäns, floß die Reuß schon in einem tiefen,

(4) Derartige Altersangaben, die von der Pleistozängliederung von Penck und Brückner ausgehen, werden in neuerer Zeit in Frage gestellt. Näheres hierzu im Abschnitt über das Alter der Rheintal-Terrassen.

wenn auch noch recht breiten Tal inmitten einer Hochgebirgslandschaft. Ähnliches können wir für das Tal des Alpenrheins annehmen. Allerdings ist dieses wesentlich länger als das Reußtal und daher mit geringerem Gefälle ausgestattet. Hier müssen auch die älteren Talböden flacher verlaufen, und es können nicht so große Terrassen-Abstände herrschen wie an der Reuß.

Bodensee-Gebiet

Das große Wasserbecken des Bodensees ist als das Zungenbecken des würmzeitlichen Rhein-Gletschers anzusehen, der aus dem Rheintal heraus 70-80 km weit ins Alpenvorland vorstieß. Es fällt allerdings auf, daß der See, mit einer Erstreckung von Südosten nach Nordwesten, erheblich vom südnördlichen Verlauf des Alpenrheintals abweicht (Fig. 3). Diese Erscheinung ist vielfach durch junge Bruchtektonik gedeutet worden. So sieht Carlé (1955) im Untersee (Westende des Bodensees) einen Einbruch innerhalb der bedeutenden „Freiburg-Bodensee-Bruchzone“. Auch der Überlinger See scheint ihm durch Verwerfungen begrenzt. Demgegenüber vertritt G. Wagner (1960, 1962) die Ansicht, daß die quartären Bewegungen an diesen Brüchen viel zu gering gewesen seien, um die gewaltige Eismasse des Rhein-Gletschers ablenken zu können, ganz abgesehen davon, daß solche Bruchstufen immer bald nach ihrer Entstehung durch Überschotterungen wieder ausgeglichen wurden. Nach Wagner's Darstellung, der ich hier folge, ist das Bodenseebecken aus der frühpleistozänen, nur schwach zertalten Alpenvorlandfläche heraus durch mehrmalige glaziale Ausräumung entstanden. Diese Ausgangsfläche lag zu Beginn des Pleistozäns rund 500 m höher als der heutige Bodensee und war gegen Norden zur Donau geneigt. Schon bei der ältesten Vorlandvereisung ist jedoch ein Teil der Schmelzwässer zur Aare abgeflossen, wie die Gefällsverhältnisse des damals abgelagerten älteren Deckenschotter zeigen. Beim Eisrückzug wandte sich die Entwässerung des Bodenseebeckens aber wieder in ihrer Gesamtheit nach Norden. Bei einer nachfolgenden Vergletscherung gewann die Erosion des westwärtigen Schmelzwasserstroms die Oberhand. Seine Absätze, die jüngeren Deckenschotter, belegen, daß das rheinwärtige Gletscherende tiefer lag als das donauwärtige. Hierdurch wurde der Alpenrhein anschließend ganz zur Aare und zum Oberrheingraben hin abgelenkt. In der nun folgenden Warmzeit schnitt er, dem starken westwärtigen Gefälle entsprechend, im Bodensee-Bereich ein tiefes Erosionstal ein, das vielfach schon bis unter das Niveau der heutigen Talsohlen reichte. Dieses tiefe Tal war es, welches die Rhein-Gletscher der jüngeren Eiszeiten in die westnordwestliche Richtung lenkte und welches durch deren ausschürfende Tätigkeit zum Bodensee in seiner heutigen Gestalt ausgeformt wurde.

Die größte Ausdehnung des Rhein-Gletschers fiel in die Riß-Eiszeit. Auf ihrem Höhepunkt war das Rhein-Eis im Westen mit den Eisströmen des Linth-, Reuß-, Aare- und Rhône-Gletschers zu einer einzigen großen Masse verschmolzen. Von diesem riesigen Gletscher ist ein Teil der Schmelzwässer erneut nach Norden zur Donau abgeflossen, doch stellte sich nach dem Eisrückzug die Entwässerung über den Hochrhein voll wieder her.

Der Vorland-Gletscher des Würm-Eiszeit erreichte nicht mehr die Ausdehnung des Riß-Eises. Er blieb ihm gegenüber nördlich und nordöstlich des Bodensees bis über 20 km weit zurück. Aber auch von ihm gingen zeitweise wieder Schmelzwässer zur Donau. In der Würm-Eiszeit ist die heutige Eintiefung des Bodensee-

beckens erreicht worden. Sie ist dort, wo der Rhein aus den Alpen tritt, am größten gewesen, hier liegt die Felssohle möglicherweise 400 m unter der heutigen Talaue. Auch lag, wie schon beschrieben, der Seespiegel zu Beginn des Postglazials etwa 100 m höher als jetzt, und der See dehnte sich rückwärts bis tief in die Alpen aus. Sein Spiegel senkte sich, als die westlich vom See gelegenen Endmoränenwälle allmählich zerschnitten wurden.

Hochrhein

Das Tal des Hochrheins ist in seinem unteren Abschnitt, von der Aaremündung bis zum Oberrheingraben, ein Teilstück des oberpliozänen Aaretals, welches zum Doubs entwässerte. Jünger angelegt ist das Hochrheintal zwischen der Aaremündung und dem Bodensee. Es hat sich erst im Pleistozän durch Rückwärtseinschnitten entwickelt. Beide Teilstücke zusammen bilden eine noch ziemlich unausgeglichene Rheintal-Strecke. Innerhalb eines im ganzen recht kräftigen Gefälles gibt es eine Anzahl Felsbarren, welche Stauungen des Flusses bewirken und Stromschnellen hervorrufen. Sie liegen einmal dort, wo der Rhein aus der subalpinen Molasse in mesozoische Kalkgesteine übertritt und zum anderen, wo er den Kristallinsporn des südlichen Schwarzwaldes quert. Auch der Rheinfluss von Schaffhausen ist durch Gesteinswechsel im Untergrund des Tales bedingt. Der Rhein hat sich dort aus der Talachse herausverlagert und epigenetisch in geringmächtige Niederterrassenschotter und darunterliegende Jurakalke eingeschnitten. Wo er seine frühere Rinne wieder erreicht, ist über dem Rand der Kalktafel der 20 m hohe und 170 m breite Wasserfall entstanden.

Das Hochrheintal wurde (zusammen mit dem südlichen Oberrheintal) zuletzt von Wittmann (1962) zusammenhängend beschrieben. Ich stütze mich bei den vorstehenden Ausführungen weitgehend auf diese Arbeit, räume aber auch neueren Erkenntnissen den ihnen gebührenden Platz ein.

Der Hochrhein verläuft vom Bodensee an zunächst in der rein glazial geprägten Landschaft der letzten Vereisung. Deren Endmoränen erstrecken sich aus der Gegend von Schaffhausen bis nach Eglisau (s. Fig. 2) und begleiten den Rhein auf seiner rechten Seite.

In diesem Jungglazialgebiet wechseln grundmoränenbedeckte Tertiärauftragungen, die auf ihren Höhen vereinzelt Deckenschotterreste tragen, mit Rinnen, die von Schottern oder Beckentonen aus verschiedenen Stadien der Würm- und auch der Riß-Vereisung ausgefüllt sind. Einige dieser Senken stehen mit den Verzweigungen des Bodensees in Verbindung (dargestellt bei Schreiner, 1970). Die älteren Deckenschotter lagern am Schienerberg westlich Konstanz bei 665-680 m über Normalnull dem Tertiär auf, die jüngeren Deckenschotter bei 570-605 m. Die Sohlen der würmzeitlichen Rinnen finden sich in der Nachbarschaft bei ca. 350 m, die Beckensohlen im Bodensee-Bereich sogar unterhalb 200 m. Die fluviatile und glaziale Eintiefung seit dem Altpleistozän hat in der Gegend von Konstanz und Schaffhausen also ein Ausmaß von mehr als 200 m, im Bodenseebecken sogar von mehr als 400 m erreicht.

Die fluvioglazialen Schotter des würmzeitlichen Rhein-Gletschers gehen unterhalb der Endmoränen in die *Niederterrasse* des Rheins über. Diese ist zunächst nur lückenhaft erhalten, schließt sich oberhalb Basel aber zu einer breiten, nicht mehr unterbrochenen Talfüllung zusammen. Ihre Oberfläche ist in spätglazialer Zeit

zerschnitten worden, wobei diese Ausräumung von der Aare her zweimal durch erneute Aufschotterung unterbrochen wurde, was mit den zeitlich nicht völlig übereinstimmenden Maximalständen von Rhein-, Linth- und Rhône-Gletscher (s. Fig. 2) zusammenhängt (Graul, 1962a und b). So ist eine echte Dreigliederung der Niederterrasse entstanden. Darüber hinaus haben sich mehrfach Erosionen ohne nachfolgende Akkumulation im Verlaufe des Eisrückzuges ereignet, die zur Bildung weiterer Niederterrassensfelder geführt haben. In vielen Fällen kann man sie mit verschiedenen spätglazialen Gletscher-Stadien in Verbindung bringen.

Außer den Niederterrassenschottern treten im Rheintal unterhalb der Würm-Endmoräne auch Kiesabsätze aus älteren Eiszeiten auf. Sie lagern dort teils in Rinnen, deren Sohlen vielfach bis 60 m tief unter die Basis der Würm-Schotter reichen (Schmidle, 1926), teils sind sie am Hang des Rheintals als *Hochterrasse* erhalten. Man hat alle diese Schotter bisher der Riß-Eiszeit zugeordnet. Neuerdings vermutet man aber, daß an der Gestaltung des tiefen Tales unterhalb der Deckenschotter mehrere Eiszeiten beteiligt waren (vgl. den Abschnitt über das Alter der Terrassen). Die Oberfläche der Hochterrasse überragt die Niederterrasse im allgemeinen um 40-50 m, bei Schaffhausen sogar um mehr als 100 m. Insgesamt hatten diese Schotter die alten Abflußrinnen ca. 100 m, bei Schaffhausen sogar fast 200 m hoch wieder verschüttet. Besonders verbreitet sind solche älteren Absätze in der vom Rheinstrom verlassenen Klettgau-Rinne westlich von Schaffhausen.

Die äußerste Riß-Endmoräne kreuzt das Rheintal oberhalb Basel. Der vereinigte Rhein-, Linth- und Reuß-Gletscher war auf breiter Front über das Rheintal hinaus nach Norden vorgestoßen, wo er sich schließlich am Südhang des Schwarzwaldes staute und mit dem entgegenkommenden Schwarzwaldeis vereinigte. Der Rhein konnte in diesem Bereich dem Eise nicht mehr ausweichen. Er ist auf größere Erstreckung sub- oder inglazial abgeflossen (Pfannenstiel, 1958) und erst am Eisrand wieder zutage getreten, wo er den Sander des Möhliner Feldes unterhalb Säkingen als Hochterrasse aufschüttete. Im Nordteil des Rheingletscher-Gebietes stellte sich wie in den älteren Eiszeiten ein donauwärtiger Abfluß der Schmelzwässer ein (Schreiner, 1970).

Außerhalb des Vereisungsgebietes, in der Gegend von Basel, nimmt das Rheintal den Charakter einer nicht mehr glazial geprägten Flußlandschaft an. Die fluvioglazialen Absätze der einzelnen Vereisungen gehen in fluviatile Schotter über, die in verschiedenen Höhenlagen über der heutigen Talsohle als Terrassen erhalten sind. Hier trifft man sowohl im Rheintal wie auch in den Seitentälern der Wiese, Wehra und Birs (Wittmann, 1969; Barsch, 1968) vier ausgeprägte Schotterhorizonte an, die von unten nach oben als Niederterrasse, Hochterrasse, jüngerer und älterer Deckenschotter bezeichnet werden. Höher folgen noch vereinzelt Verebnungen und Schotterreste, die sich nicht sicher deuten lassen.

Westlich von Basel bildet der *Sundgau-Schotter* eine hochgelegene sehr verbreitete Terrasse. Er gehört nicht zum Rhein-System, sondern wurde in oberpliozäner und ältestpleistozäner Zeit von der Aare abgelagert, als diese noch über den Doubs zur Saône und unteren Rhône abfloß (vgl. S. 52-53).

Der Rhein im Oberrheingraben

Bei Basel tritt der Rhein in die tektonische Großeinheit des Oberrheingrabens über, in der er auf eine Distanz von mehr als 250 km verbleibt (Fig. 3). Diese

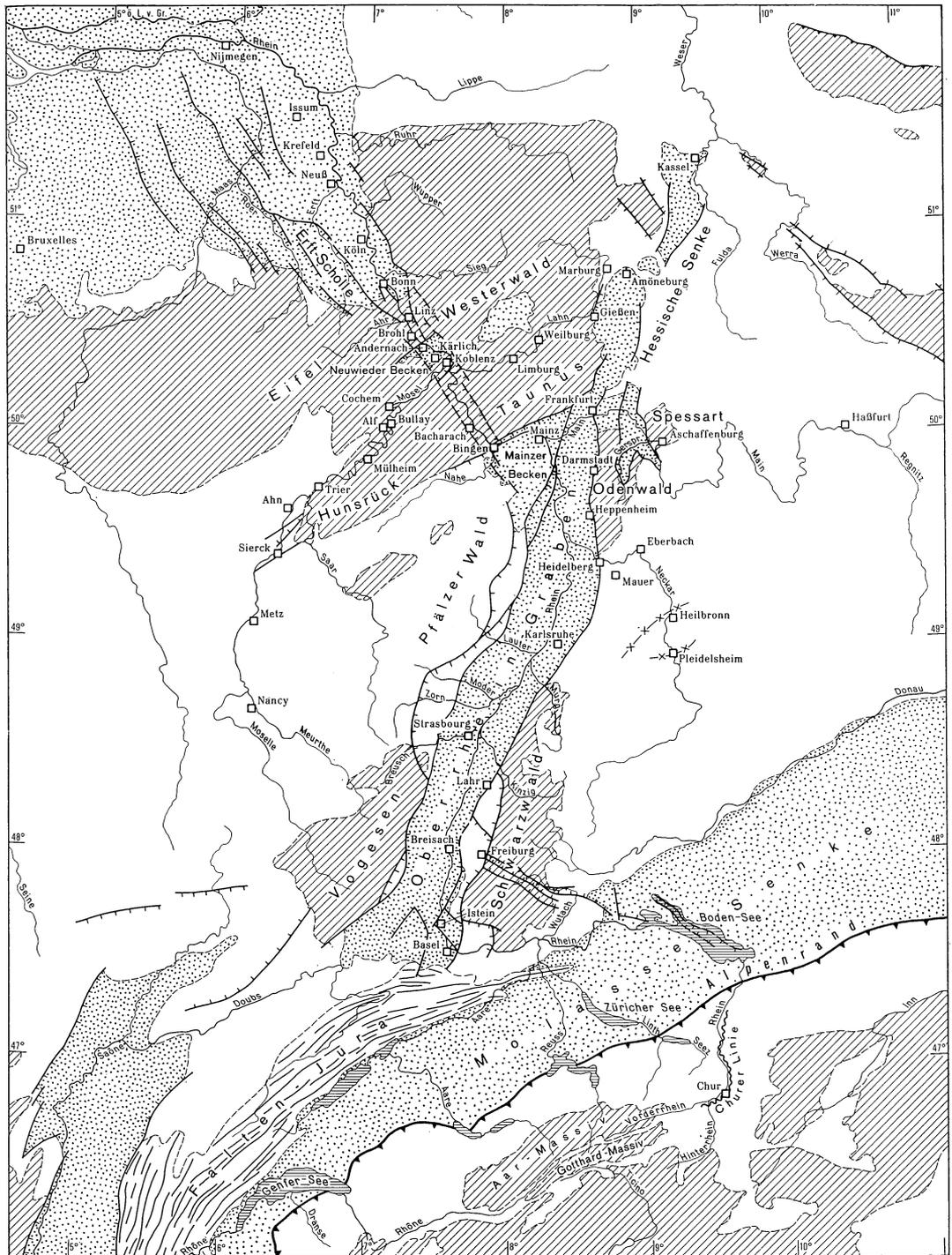


FIG. 3. — Tektonische Strukturen im Flußgebiet des Rheins.

Strecke ist durch junge Brüche und Geländesenkungen bestimmt, der Rhein hat hier kein Tal, sondern eine Aufschüttungsebene gebildet. Bei Eintritt in die Grabenscholle tauchen die am Hochrhein entwickelten höheren Terrassen in die Tiefe, die Lagerung der Sedimente kehrt sich um. Was oberhalb von Basel als Terrasse hoch am Talhang liegt, findet sich im Senkungsfeld zuunterst, und als jüngste Ablagerung breitet sich über allem Älteren die Schotterflur der Niederterrasse aus (Fig. 4f). In sie hat sich der postglaziale Rhein eingeschnitten und eine mehrere Kilometer breite Aue geschaffen, die mit steilen, vielfach über 10 m hohen Rändern (Hochgestade, *berge haute*) an die Niederterrasse grenzt. Streckenweise ist dieser Rand aber nur wenige Meter hoch, besonders in Gebieten intensiver junger Senkung. In der Aue fließt der Rhein teils noch innerhalb der Niederterrasse, teils ist er auch schon in ältere Quartärabsätze eingeschnitten. Am Südende des Grabens tritt bei Istein in der Rheinsohle sogar der mesozoische Untergrund noch einmal hervor. Im Kaiserstuhl überragen tertiäre Vulkanite die Niederterrasse. Hier wurde der Rheinstrom in der Würm-Zeit geteilt; neben dem Hauptarm im Westen existierte ein Nebenarm im Osten, dessen Schotter die Freiburger Bucht aufgefüllt haben.

Das natürliche Bild der Rheinaue ist heute weitgehend zerstört als Folge der Rheinkorrektur im vorigen Jahrhundert. Diese führte eine starke Laufverkürzung herbei, die ihrerseits die Erosion belebte, die Flußsohle vertiefte und viele Altwässer trocken legte.

Außer den Niederterrassen-Absätzen des Rheins finden sich im Grabenbereich auch gleichaltrige Schotter aus den Nebentälern. Diese münden teils niveaugleich in die Rhein-Niederterrasse ein, teils überragen sie sie in Gestalt unterschrittener Schwemmkegel aus der älteren Würm-Zeit. Größere Nebenflüsse haben ihren Lauf im Rheingraben vielfach am Rande der Rheinaufschotterung in nordwärtigen Rinnen genommen und den Rhein zeitweilig erst viel weiter stromabwärts erreicht als heute (Kinzig-Murg-Rinne, Neckar-Rinne). Verbreitet sitzen der Niederterrasse, namentlich im nördlichen Teil des Grabens, auch ausgedehnte postglaziale Dünenfelder auf.

Die recht einfache Oberflächengestalt im Oberrheingebiet, deren Hauptelemente Niederterrasse und holozäne Rheinaue sind, täuscht über einen viel komplizierteren Bau des Untergrundes hinweg. Unter der ebenen Oberfläche der würmzeitlichen Sedimente herrschen in den einzelnen Grabenteilen nämlich sehr bedeutende Unterschiede in Mächtigkeit und Zusammensetzung der gesamten pleistozänen Schichtenfolge. Das geht besonders anschaulich aus einer kürzlich publizierten Quartär-Mächtigkeitkarte des gesamten Oberrheingrabens hervor, die Bartz (1974) aus vielen Einzelunterlagen zusammengestellt hat. Für das südliche Grabengebiet hatten schon vorher Théobald (1948) sowie Simler und Théobald (1970) gezeigt, daß auf der elsässischen Seite Zonen tiefer Senkung des Untergrundes (*bas-fonds*), wo die Quartärmächtigkeit bis über 200 m beträgt, mit Aufragungen des Tertiärs (*dômes*) wechseln, über denen nur wenige Meter Flußsedimente auftreten. Der Bereich größter Senkung liegt dort in der Grabenmitte. Nördlich vom Kaiserstuhl verlagert sich die Senkungssache auf die östliche Seite, wo sie bis zum Nordende des Grabens verbleibt.

In einem mittleren Grabenbereich zwischen Straßburg und Karlsruhe geht die Pleistozänmächtigkeit in der Axialzone auf weniger als 100 m zurück. Das Minimum mit ca. 50 m liegt unmittelbar südwestlich von Karlsruhe. Hieran schließt sich wenig weiter nördlich wieder eine Zone tieferer Versenkung. In ihr wurde bei Heidelberg die größte bisher bekannte Quartärmächtigkeit des gesamten Rheingrabens mit 382 m nachgewiesen. Im gleichen Raum erreicht auch das Pliozän mit > 500 m

seine maximale Stärke (Illies, 1965). Zwischen Darmstadt und Frankfurt nimmt die Mächtigkeit der quartären Grabenfüllung sprunghaft ab (Anderle, 1968), die Grabenachse hebt sich heraus. Altpleistozäne Sedimente sind auf diese Weise südöstlich Frankfurt über das Niveau der Niederterrasse gehoben worden und bilden die vorwiegend aus Mainschottern und dem eingelagerten Schwanheimer Interglazial aufgebaute Kelsterbacher Terrasse (W. Wagner, 1950).

Gleichlaufend mit der tiefen Senkung des Rheingrabens haben an seinem Rande einige Nebenflüsse tiefe Rinnen in den Untergrund gegraben, die mit mächtigen Schottern gefüllt wurden. Bartz (1974) führt solche Rinnen von den Mündungstrichtern einiger rechtsrheinischer Schwarzwaldflüsse an und weist auch auf > 100 m mächtige Talfüllungen am Ausgang der gegenüber liegenden Vogesentäler hin.

In den tief gesunkenen Grabenabschnitten sind vielfach sehr vollständige Pliozän- und Pleistozänprofile entwickelt, während auf weniger tief gesunkenen Grabenschollen meist beträchtliche Schichtlücken konstatiert werden. Dieser Wechsel beruht teils auf unterschiedlicher Senkungstendenz ganzer Grabenabschnitte, teils auf speziellen Bewegungen einzelner Bruchschollen während der Sedimentation und im südlichen Gebiet schließlich auch auf Salztektonik.

Im Gegensatz zu dem mächtigen Pleistozän der östlichen Rheingrabenpartie sind etwa von Straßburg an nordwärts alle Schichten nach Westen hin immer geringer und lückenhafter entwickelt.

Die Niederterrasse bedeckt dort vielfach unmittelbar altpleistozäne oder pliozäne Absätze. Außerdem erfolgt in den Vorhügeln des Pfälzer Waldes, noch innerhalb des Grabens, eine *Terrassenkreuzung*. Aus dem Niveau der Niederterrasse erheben sich langgestreckte Riedel mit lößbedeckten Plateaus, die, wie Stäblein (1968) gezeigt hat, abgestuft bis an die Bruchlinie des Grabenrandes ansteigen. Am Fuße des vortertiären Gebirges breiten sich als höchste Verebnungen Reste von Glacisflächen oberpliozänen Alters aus. Sie sind zerschnitten von alt-, mittel- und jungpleistozänen Ausräumen, die den westlichen Seitentälern des Rheins zugehören. Die Böden dieser pleistozänen Täler bilden heute Hangterrassen. Zur Zeit ihrer Entstehung liefen sie jeweils als Schuttfächer in die mächtige Akkumulation im tiefsten Teil des Rheingrabens aus. Bei den Niederterrassen ist dieses noch unmittelbar zu erkennen, die entsprechenden Formen der unteren und oberen Mittelterrasse (Talwegterrasse und Hochterrasse) sind an den Riedelstirnen jedoch immer gekappt. Auch eine ins älteste Pleistozän gestellte Hauptterrasse ist stellenweise erkennbar. Bei ihr scheint es sich aber mehr um eine Überprägung der oberpliozänen Glacisflächen als um deutlich abgrenzbare Talböden zu handeln.

Das gleiche Gebiet hat auch Liedtke (1968) im Rahmen einer größeren Arbeit über den Pfälzer Wald behandelt. Er kommt zu einem übereinstimmenden Ergebnis mit Stäblein, daß nämlich „zwischen der Bruchstufe des Pfälzer Waldes und der Rheinaue die dem Gebirge entströmenden Flüsse aus einem Zerschneidungsbereich in einen Akkumulationsbereich übergehen“. Darüber hinaus beschreibt Liedtke von dem im Elsaß gelegenen Modertal eine Anzahl von Terrassen aus dem Gebirgsabschnitt, also außerhalb des Rheingrabens. Die mit T 1 bis T 4 bezeichneten schotterbedeckten Talhangstufen liegen im Bereich zwischen 10 m und 70 m über der Talaue. Fischer (1962) hat die Terrassen der Moder, ebenso die der Zorn und der Lauter, im Grabenbereich untersucht und ineinander geschachtelte und zum Grabenzentrum konvergierende Schuttfächer festgestellt, ähnlich wie sie in der Vorderpfalz vorkommen. Es wird hier allerdings zwischen der würmzeitlichen Niederterrasse und einer Oberpliozän-Terrasse nur eine einzige ältere Pleistozänterrasse ausgeschieden. — Für die Gegend von Straßburg kann man der sehr

detaillierten Quartärstudie von Wernert (1957) wieder eine stärker gegliederte Terrassenfolge im Rheingraben-Abschnitt des Breuschtals entnehmen.

Östlich des Rheins sind im Grabenbereich, wie schon gesagt, die älteren Terrassen morphologisch nicht ausgeprägt, da die entsprechenden Absätze sämtlich unter der Niederterrasse begraben liegen. Jenseits der östlichen Grabenrandstörung sind jedoch vereinzelt pleistozäne Terrassenablagerungen auf dem älteren Gebirge des Schwarzwaldes und Odenwaldes, vor allem aber auf dem Mesozoikum der tektonischen Zwischenstaffeln, erhalten. Hier hat der Rhein in früheren Zeiten, als die Senkung des Grabens noch nicht so weit vorgeschritten war wie heute, stellenweise auf die Randgebiete übergreifen können. Die dort liegendebenen, als „Hochterrassen“ bezeichneten fluviatilen Absätze des Rheins oder seiner östlichen Zuflüsse sind in der Folgezeit tektonisch stark disloziert worden und liegen heute in so unterschiedlichen Niveaus, daß man nach der Höhenlage keine durchgehenden Terrassenzüge mehr ermitteln kann. In diese Gruppe der „Hochterrassen“ gehört eine von Wittmann (1937) beschriebene Sedimentation auf der Zwischenstaffel der Lahrer Randhügel. Hier wurde eine alte Erosionsrinne des Rheins mit Schottern und Sanden wieder zugefüllt. Weiter nördlich liegt bei Heppenheim die „Bergsträßer Diluvialterrasse“ (Heil, 1959) auf der Vorbergzone des Odenwaldes. Es handelt sich um relativ gehobene Niederterrassensande mit Odenwaldmaterial, die dort auf älteren Neckarsanden ruhen.

Sehr alte Verebnungen ziehen sich nach Rutte (1950) in ca. 400 m und 320 m über Normalnull um den Kaiserstuhl herum und sind auch als hohe Terrassen in den Kaiserstuhl-Tälern zu erkennen. Sie müssen aus der Zeit stammen, als noch die Kaiserstuhl-Wasserscheide entwickelt war, und sie wurden offenbar zerschnitten durch die Tiefenerosion, die der Rhein bei der Überwindung der alten Wasserscheide ausübte.

Der Rhein im Mainzer Becken

Bei Oppenheim überschreitet der Rhein die westliche Randverwerfung des Oberrheingrabens und tritt in das Mainzer Tertiärbecken ein. Dieses mit vergleichsweise geringmächtigen oligozänen und miozänen Ablagerungen gefüllte flache Senkungsfeld liegt höher als der Rheingraben. Dementsprechend erscheinen zuerst am linken, ab Mainz auch am rechten Rheinufer wieder Hangterrassen, und zwischen ihnen treten überall tertiäre, streckenweise sogar ältere (rotliegende) Gesteine zutage. Das Rheintal bietet hier also erneut ein Bild, wie es für Täler auf nicht sinkendem Untergrund charakteristisch ist. Tatsächlich war das Mainzer Becken als Ganzes im Quartär bereits in die Wölbung des Rheinischen Schiefergebirges einbezogen (s. Fig. 4f) wenn auch in abgeschwächtem Maße (Rheinhesisches Plateau). Einzelne Bruchschollen dieses Bereiches sind aber in der Hebung gegenüber ihren Nachbargebieten zurückgeblieben und haben somit Grabencharakter. Das trifft besonders für den unmittelbar an den Taunus grenzenden Bereich zu, den W. Wagner (1962) als den „Rheingau-Graben“ oder „Mainz-Binger Graben“ bezeichnete. Diese Zone junger relativer Senkung hat den Rhein an sich gezogen und für etwa 25 km in einen nach WSW gerichteten Lauf gezwungen, bevor er bei Bingen in das Rheinische Schiefergebirge eintritt und seine nordnordwestliche

Laufrichtung wieder aufnimmt. Wagner hat nachgewiesen, daß von der Achse dieses Grabens, welcher der Rhein ungefähr folgt, ein rascher staffelförmiger Anstieg der Tertiärschichten zum Taunus hin und ein abgeschwächtes Herausheben auch nach Süden in Richtung zum Rheinhessischen Plateau des Mainzer Beckens erfolgt ist. Diese Dislokationen glaubte Wagner auch in der Lagerung der pleistozänen Terrassen wiederzusehen. Nach seiner Meinung wären altpleistozäne Ablagerungen (Mosbacher Kiese und Sande) von Mainz nach Bingen hin an Störungen bis 160 m höhergehoben worden. Eine neue eingehende Untersuchung der dortigen Rhein-Terrassen von Kandler (1970) macht diese Annahme jedoch unwahrscheinlich. Kandler kommt zu einer neuen, gut begründeten Gliederung der Terrassenfolge, der man sich anschließen kann. Es werden 8 verschiedene pleistozäne Schotterkörper unterschieden, die in relativen Höhen über der Talsohle zwischen 8 m (Niederterrasse) und 130-150 m (älteste pleistozäne Terrasse) liegen. Die Niederterrasse erweist sich als ein zweifacher Schotterkörper, bei dem die jüngere Akkumulation nach einer vorangegangenen Erosion sich in die ältere eingeschachtelt hat, wobei ungefähr die alte Aufschüttungshöhe wieder erreicht wurde. Auf den randlich zutage tretenden älteren Niederterrassenschottern liegt eine dünne Lößdecke, auf den jüngeren fehlt eine solche. Es folgen hangaufwärts zwei Mittelterrassen, die untereinander und von der Niederterrasse durch schotterfreie Hangpartien getrennt sind. Die nächstälteren Akkumulationen sind die bekannten Mosbacher Sande mit basalen Schottern sowie eine überlagernde oberste Mittelterrasse. Erst oberhalb von ihr erscheint die im allgemeinen auf breiteren Verebnungen liegende Hauptterrasse, die stellenweise in zwei Stufen gegliedert ist. Als ältestes Pleistozän werden Schotter angesehen, die weitere 20-30 m höher vorkommen. Diese Sonderstellung der Hauptterrassen und ältesten Schotter ist die wichtigste neue Erkenntnis der Kandler'schen Arbeit. Frühere Bearbeiter hatten stets den Mosbach-Komplex mit den weiter talabwärts gelegenen Hauptterrassen parallelisiert. Tatsächlich stellen die Mosbacher Sande aber eine Talverschüttung zwischen der Entstehung der Hauptterrassen und der Ausbildung der Mittelterrassen dar, nachdem eine erste tiefere Erosion stattgefunden hatte. Nach dieser Erkenntnis ist die Annahme bedeutender tektonischer Dislokationen im Pleistozän des Mainzer Beckens hinfällig geworden. Der Mainz-Binger Graben zeigt lediglich eine gewisse Einbiegung der Quartärbasis an. Er hebt sich von Ostnordosten nach Westsüdwesten heraus, und entsprechend steigt die Schotterbasis der Niederterrasse nach Rüdesheim-Bingen hin an, ein Zeichen für das sehr jugendliche Alter der tektonischen Bewegungen, die möglicherweise bis heute andauern.

Der Rand der oberen Hauptterrasse ist im nördlichen Mainzer Becken bis zu 8 km weiter südwestlich gelegen als der heutige Rhein. Noch stärker war der oberpliozäne Rhein nach Süden verschoben. Er führte über das heutige Rheinhessische Plateau in einem Tal hinweg, das keine Beziehungen mehr zum jetzigen Rheintal aufweist. Es ist eine breite, mit oberpliozänen tonigen Sanden und Kiesen („Arvernensis-Schotter“) gefüllte Rinne, die von einem Rhein-Main-Strom angelegt worden ist, der bei Bingen ins Schiefergebirge eintrat (Bartz, 1950).

Der unterpliozäne Rhein verlief aus der Gegend von Worms fast geradlinig über das Rheinhessische Plateau nach Bingen und hinterließ die fossilreichen Dinotherien-Sande (Bartz, 1936).

Main

Die Nebentäler zum Oberrhein zeigen außerhalb des Oberrheingrabens mehr oder weniger vollständige Terrassentreppen. Am Grabenrande kehrt sich die Lagerung um, ab hier sind die pliozänen und pleistozänen Absätze Teil der mächtigen, übereinandergestapelten Grabenfüllung.

Die Terrassen des Mains sind sehr ausführlich von Körber (1959, 1962) untersucht worden. Er unterscheidet eine größere Zahl Pliozän-, Haupt-, Mittel- und Niederterrassen und weist auf manche Analogien zum Rheintal im Rheinischen Schiefergebirge hin. Besonders bemerkenswert ist im Maintal die Entwicklung nach Ablagerung der unteren Hauptterrasse: Es hat damals etwa bei Haßfurt eine bedeutende Tiefenerosion eingesetzt, die talabwärts rasch stärker wurde und ein tiefes enges Tal ausräumte, welches bei Aschaffenburg und im Untermain-Gebiet die Tiefe des heutigen Tales erreichte oder unterschritt. Der Betrag der Tiefenerosion ist dort mit etwa 80 m anzusetzen. Das Gefälle der alten Erosionsrinne ist somit stärker als das der heutigen Talsohle. Anschließend wurde diese übertiefe Talform weitgehend mit Flußsanden und -kiesen sowie Ton- und Torflagen wieder aufgefüllt, wenn auch nicht ganz bis zur alten Höhe. So erscheint uns die Oberfläche der Maintal-Verschüttung heute als Talhangterrasse („A-Terrasse“). Noch einmal kam es danach zu einer Tiefenerosion, die jedoch nur etwa 20 m betrug, und von erneuter Aufschotterung abgelöst wurde. Sie wird als „E-Terrasse“ bezeichnet und ist in die „A-Terrasse“ eingeschachtelt.

Nach diesem altpleistozänen Intermezzo tiefer Talausträumung und weitgehender Wiederauffüllung bildete sich, ähnlich wie in anderen Tälern, die Abfolge der Mittel- und Niederterrassen.

Eine Sonderstellung nimmt der Untermain ein, der durch ein Gebiet differenzierter junger Senkung fließt (Südende der Hessischen Senke, Nordende des Oberrheingrabens). Diese Niederungen zwischen Aschaffenburg und Frankfurt waren im Pliozän Sedimentationsraum, die pliozänen Main-Terrassen müssen in die dortige pliozäne Beckenfüllung eingegangen sein. Nach dem Pliozän haben Dislokationen und Abtragungen stattgefunden, durch die das Altpleistozän im Untermain-Gebiet weitgehend wieder ausgeräumt wurde. Nur am Nordost-Rand von Frankfurt sind auf den Höhen der Hügel ca. 100 m über dem Main einige Hauptterrassenschotter erhalten. Innerhalb des Aschaffener Tertiärbeckens finden sich im Maintal im Liegenden der Niederterrasse und der Mittelterrassen Reste der altpleistozänen Talaufräumung („A-Terrasse“). Ursprünglich müssen diese Bildungen hier etwa 60 m mächtig gewesen sein (Körber, 1959). Sie treten in einer mehrere Kilometer breiten Rinne im Tertiäruntergrunde auf, die im Verhältnis zum heutigen Mainlauf weiter westlich und südlich gelegen ist.

Das am Nordende des Oberrheingrabens anstehende Pleistozän ist älter als die „A-Terrasse“. Äquivalente der letzteren finden sich erst wieder in der Mosbacher Abfolge im Rheingau (vgl. S. 70), der bereits außerhalb der Grabensenke liegt und über eine Terrassenfolge verfügt, die derjenigen des Mittelmaintals ähnelt. Die dortigen Terrassenschotter sind aus Rhein- und Main-Material gemischt.

Neckar

Im Gegensatz zum Maintal ist das Tal des Neckars nur mit einer dürtigen Terrassenfolge ausgestattet. Man kennt dort lediglich Reste vorpleistozäner Höhengschotter sowie zwei pleistozäne Talschotter. Letztere werden als Hochterrasse und Niederterrasse bezeichnet. Die Hochterrassenschotter liegen in stark wechselnden Höhen über dem Fluß. Neben Talstrecken, wo ihre Basis 10-20 m hoch am Hang liegt, sind örtliche Eintiefungen bekannt, wo die Schotter bis ins Niveau der Talsohle reichen. Das ist insbesondere in den tektonischen Mulden von Heilbronn und Pleidelsheim der Fall, wo die Verbiegung des mesozoischen Untergrundes sich bis ins Pleistozän hinein fortsetzte. In Verbindung hiermit haben Auslaugungen des Steinsalzes im Mittleren Muschelkalk stattgefunden, die ein weiteres kontinuierliches Sinken des Untergrundes bewirkt haben. So sind bei Heilbronn als Ausgleich der Bodensenkungen nicht nur sehr mächtige Hochterrassenschotter (bis 35 m) abgesetzt worden, sondern es wurde auch deren Oberfläche noch nachträglich verbogen.

Die Niederterrasse des Neckars tritt in der Talgestaltung wenig in Erscheinung. Ihr Schotterkörper liegt mit seiner Oberfläche entweder wenige Meter über der holozänen Talaue, oder er fällt mit ihr zusammen, wie es in der Heilbronner Mulde der Fall zu sein scheint.

Am mittleren Neckar begegnet uns erneut jene merkwürdige altpleistozäne Talverschüttung, die auch den Mittel- und Unterlauf des Mains auszeichnet. In der altangelegten und schon frühzeitig durchschnittenen Talschlinge von Mauer bei Heidelberg liegen in der Talsohle die etwa 40 m mächtigen Sande mit Kieseinlagerungen, in denen der bekannte Unterkiefer des *Homo heidelbergensis* gefunden wurde (Becksmann, 1970). Diese Ablagerung ist etwa niveaugleich in eine ältere Schotterserie eingeschachtelt, was eine zweimalige Talverschüttung mit einer dazwischenliegenden Erosionsphase anzeigt. Auch oberhalb von Mauer finden sich bei Eberbach noch Reste solcher altpleistozänen Sedimente.

Mittelrhein

Das Rheintal im Schiefergebirge ist ein klassisches Gebiet der Terrassenforschung. Neben einer Fülle von Einzeluntersuchungen existieren auch bereits mehrere zusammenfassende Bearbeitungen der dortigen Talgeschichte (Gurlitt, 1949; Mordziol, 1951; Kaiser, 1961; Quitzow, 1962). Die nachfolgende Beschreibung soll vor allem neue Erkenntnisse und Gesichtspunkte herausstellen.

Für die Terrassen des Mittelrheintals bediene ich mich der folgenden Nomenklatur: Tabelle 1, Seite 74.

Die in der Tabelle angegebenen Höhen der Terrassen gelten für das nördliche Mittelrheintal; im Süden ist stellenweise mit größeren Höhen zu rechnen.

Die Talbildung im Schiefergebirge ging aus von der *Troregion*, die im unteren Miozän parallel zum Rhein als Einbiegung oder Einbruch der Geländeoberfläche entstand. In dieser tektonisch angelegten Senke, die gegenüber den zentralen Gebirgstetten 100-200 m tiefer liegt, fand der Rhein zu Beginn des Mittelmiozäns seinen Weg zur Nordsee, und im Niveau des Trogs floß er auch noch zu Beginn des Pliozäns. Erst dann vertiefte er das ursprüngliche miozäne Flachmuldental und

TABELLE 1

Name der Terrassen	Höhe der Terrassenoberfl. über dem Fluß	Synonyme
Trogregion ob. Höhenterrasse mittl. Höhenterrasse unt. Höhenterrasse	310-360 m 250-270 m ca. 210 m ca. 195 m	Trogfläche, Hochböden z.T. Trogterrasse, Hochböden z.T., Kieseloolith-Terrasse z.T. Kieseloolith-Terrasse z.T., untere Höhenterrasse Kieseloolith-Terrasse z.T., Unterstufe der unteren Höhenterrasse
ältere Hauptterrasse jüng. Hauptterrasse Unterstufe der jüng. Hauptterrasse	ca. 175 m ca. 150 m ca. 135 m	Oberterrasse, Höhenterrasse Hauptterrasse i.e.S., mittl. Hauptterrasse, ältere Hauptterrasse jüngere Hauptterrasse, untere Hauptterrasse, ob. Mittel- terrasse 1, Muffendorfer Terrasse
ob. Mittelterrasse höhere Stufe ob. Mittelterrasse, Hauptstufe mittl. Mittelterrasse unt. Mittelterrasse	ca. 105 m ca. 85 m ca. 65 m ca. 40 m	ob. Mittelterrasse 2 ob. Mittelterrasse 3 ob. Mittelterrasse i.e.S. Hochterrasse Apollinaris-Terrasse Talweg-Terrasse
ältere Niederterrasse jüng. Niederterrasse	ca. 15 m ca. 10 m	Niederterrasse i.e.S. ob. Niederterrasse unt. Niederterrasse Inselterrasse z.T.
Hochflutbett	ca. 6 m	Inselterrasse z.T.

schuf im Verlaufe des Pliozäns drei breite flache Talböden mit geringmächtigen Schotterdecken aus weißen Quarzkiesen („Kieseloolith-Schotter“). Sie werden als obere, mittlere und untere *Höhenterrasse* bezeichnet. Die letztere wird von manchen Autoren nur als Unterstufe der nächsthöheren Terrasse angesehen (s. Fig. 4c). Die Talvertiefung hatte im Pliozän ein Ausmaß von etwa 115 m.

Als nächst tiefere Terrassengruppe treten am Mittelrhein die altpleistozänen Plateauterrassen oder *Hauptterrassen* auf. Ähnlich wie die Pliozänterrassen bilden auch sie noch sehr breite Talböden. Ihre Schotterkörper sind jedoch mächtiger, und im Geröllbestand zeigen sich nicht nur die residualen Quarze wie im jüngeren Tertiär, sondern auch zahlreiche andere Gesteine in frischem Zustand, so wie sie bei der pleistozänen Frostverwitterung in die Täler gelang-

ten. Die obere oder ältere Hauptterrasse (Oberterrasse) liegt gegenüber der unteren Pliozänterrasse 20-35 m tiefer, die mittlere oder jüngere Hauptterrasse ist um weitere 25 m eingetieft. Sie hat die größte Flächenausdehnung und den bedeutendsten Schotterkörper und gilt als die eigentliche Hauptterrasse. Stellenweise ist ihr eine Unterstufe angegliedert (untere Hauptterrasse), die örtlich ebenfalls sehr breit werden kann. Kaiser (1961) ordnet sie bereits als höchste der Mittelterrassen ein, doch ist sie morphologisch so eng mit der mittleren Hauptterrasse verknüpft und vielfach nur undeutlich von ihr abgesetzt, daß die meisten Autoren sie als Unterstufe der Hauptterrasse bezeichnen.

Die *Mittelterrassen* sind am Mittelrhein an das tief eingeschnittene Steital gebunden. Diese markante Tiefenerosion setzte nach Ablagerung der Unterstufe der Hauptterrasse ein. Sie hat bis zur oberen Mittelterrasse (Hochterrasse) einen Vertikalabstand von rund 50 m geschaffen. Diese obere Mittelterrasse ist später weitgehend wieder ausgeräumt worden, so daß sie nirgends größere Flächen bildet. Örtlich ist eine höhere Stufe von ihr entwickelt, die jedoch weit weniger markant ist als die tiefere. Diese gilt als die eigentliche obere Mittelterrasse oder Hochterrasse.

Ein mittlere Mittelterrasse ist vor allem im unteren Mittelrheintal vorhanden. Ihr Abstand zum Rheinspiegel beträgt 60-65 m. Nur noch ca. 40 m über dem Rhein folgt die untere Mittelterrasse oder Talwegterrasse, die an Fläche recht bedeutend ist und eine markante Hang-Unterbrechung im unteren Drittel des Steitals bildet.

Im Talgrund liegen zwei *Niederterrassen* und das *Hochflutbett*. In das letztere ist die rezente Mittelwasser-Rinne des Rheins eingesenkt. Die obere Niederterrasse bildet einen meist 10-25 m mächtigen Schotterkörper, dessen Oberfläche den Rheinspiegel um etwa 15 m überragt. In sie ist die untere eingeschachtelt, deren Oberfläche rund 5 m tiefer liegt. Beide Terrassen stellen selbständige Aufschüttungen dar, zwischen ihnen lag eine kurze Periode der Erosion. Zum Niederrhein hin verringert sich der Abstand beider Terrassenoberflächen, und am unteren Niederrhein wird er gleich null. Unterhalb des Neuwieder Beckens lassen sich obere und untere Niederterrasse auch in ihrer Geröllführung leicht unterscheiden, da die untere reichlich Bims vom Vulkanausbruch des Laacher Sees führt, die obere dagegen nicht.

5-6 m tiefer als die untere Niederterrasse liegt das Hochflutbett des Rheins, das, ebenso wie die rezente Mittelwasser-Rinne, lediglich eine Erosionsform innerhalb der Niederterrasse darstellt.

Am oberen Mittelrhein hat der Fluß die Niederterrassen bereits wieder durchschnitten, so daß in seinem Bett das paläozoische Gebirge erscheint. Weiter talabwärts reichen die Schotter der Niederterrasse jedoch bis unter die Flußsohle.

Der gegenseitige Abstand der Terrassen, wie er in Figur 4c generalisiert dargestellt ist, wechselt in einzelnen in charakteristischer Weise. Denn während der Vertiefung des Rheintals im Pliozän und Pleistozän hat das Gebirge differenzierte Hebungen durchgemacht, von denen die Terrassen um so stärker betroffen wurden, je älter sie sind. Spezialaufbiegungen haben vor allem Hunsrück und Taunus erfahren, und in diesem Bereich steigt auch die Hauptterrasse auf eine Entfernung von nur 7 km um nahezu 80 m an. Sie hat dadurch ein zur Flußrichtung entgegengesetztes Gefälle angenommen. Im Neuwieder Becken haben dagegen relativ zur allgemeinen Hebung des Schiefergebirges junge Senkungen stattgefunden. Hier erscheint die Hauptterrasse örtlich eingebogen, um erst am Nordrand des Beckens sprunghaft wieder anzusteigen. Die pliozänen Höhenterrassen sind im Beckenzentrum sogar bis tief unter das Niveau der Hauptterrasse gesunken. Bei allen

Terrassen sind die vertikalen Abstände kleiner geworden und wechseln auch vielfach von Ort zu Ort, so daß sogar die Terrassen-Parallelisierung problematisch sein kann. Insgesamt hat das Neuwieder Becken als Sedimentfalle gewirkt, da einige Schotterablagerungen nicht nur mächtiger sind als in den Engtal-Strecken, sondern alle Terrassen auch eine sehr viel größere Breitenausdehnung haben. Das Tal der Hauptterrasse ist im Becken bis zu 12 km, das der Niederterrasse bis zu 7,5 km breit, während die entsprechenden Werte im Engtal nur etwa 3 km und 1 km betragen.

Ferner scheint im Neuwieder Becken während des Altpleistozäns kontinuierliche Aufschüttung geherrscht zu haben. Jedenfalls ist in seiner Mitte nur eine einzige Hauptterrasse erkennbar⁽⁵⁾, was zu der Vermutung berechtigt, daß die ältere Hauptterrasse unter der jüngeren begraben liegt und mit ihr zu einem mächtigen Schotterkörper verschmolzen ist. Eine solche Überlagerung zweier Schotter haben Brunacker, Streit und Schirmer (1969) im Profil von Kärlich tatsächlich nachgewiesen. Vermutlich ist im oberen Teil des jüngeren Schotters auch noch die Unterstufe der Hauptterrasse vertreten.

Das nördliche Mittelrheintal unterhalb des Neuwieder Beckens zeigt an der Randstörung eine allgemeine kräftige Anhebung der älteren Talböden und eine erneute Auflösung in eine Vielzahl von Terrassen mit normalem Gefälle. Bei Bonn senkt sich die Oberfläche des paläozoischen Gebirges allmählich ab und verschwindet unter mächtigen Tertiärschichten. Hier tauchen die pliozänen Absätze der Höhenterrassen unter das Niveau der Hauptterrassen. Dieses Scharnier kennzeichnet den Beginn des Niederrheins.

Mosel

Ebenso wie parallel zum Rhein ist im Schiefergebirge auch parallel zu Mosel und Lahn eine tektonisch eingebogene Trogregion zwischen den höher gelegenen Rumpfflächen der Gebirgsteile Hunsrück-Taunus einerseits und Eifel-Westerwald andererseits vorhanden. Ihre Muldengestalt hat die Trogregion im Miozän erhalten und in ihrer Achse flossen Mosel und Lahn zum Rhein, ohne eigentliche Täler auszubilden. Erst im Pliozän haben sich die Flüsse dort in die alte Landoberfläche eingeschnitten.

Die Mosel hat eine Terrassenfolge entwickelt, die am Unter- und Mittellauf der des Rheins entspricht. Auf französischem Gebiet reduzieren sich die Terrassen auf 5 pleistozäne Talstufen, die man flußaufwärts bis in das Tal der Meurthe hinein verfolgen kann. Oberhalb der Meurthemündung ist das Moseltal jung angelegt. Bei Toul greift es auf Gebiete über, die früher zur Maas entwässert wurden. Hier ist wieder ein alt angelegtes Tal bis hin zur Quelle in den Südvogesen vorhanden.

Dieses Tal der Maas-Mosel war in seinem obersten Teil während der Würm- und Riß-Eiszeit vergletschert. Oberhalb von Eloyes befindet sich die Endmoräne des würmzeitlichen Moselgletschers. Von ihr geht ein Sander aus, der sich nach

⁽⁵⁾ Auf der geologischen Karte 1:25 000, Blatt Bassenheim, sind zwar eine ältere und eine jüngere Hauptterrasse (dg1 α und dg1 β) ausgeschieden. Ein Vergleich mit den Terrassen des Rheintals oberhalb und unterhalb des Neuwieder Beckens zeigt aber, daß die vermeintliche ältere Hauptterrasse des Neuwieder Beckens in Wirklichkeit die jüngere ist. Die 20 m tiefer an den Hängen hervortretenden Schotter dg1 β gehören vermutlich zum gleichen Schotterkörper wie dg1 α .

Théobald und Gardet (1935) in eine 15-20 m über der Talau liegende Terrasse fortsetzt. Nur 5-8 m relative Höhe besitzt eine tiefere Terrasse aus der Zeit des Eisrückzuges. Nordon (1931) beschreibt zwei derartige tiefere Talböden. Eine Terrasse in 30-35 m Höhe, die weiter talabwärts erkennbar wird, bringen Théobald und Gardet mit der Reiß-Vergletscherung in Verbindung. Ältere Terrassen finden sich in 55-60 m und 90-100 m Höhe über der Talau.

Bei Toul verläßt die Mosel dieses altangelegte Tal und wendet sich nach Osten. Die 30-35 m-Terrasse setzt sich dagegen in nordwestlicher Richtung fort und bildet die Sohle einer breiten Talung, genannt Val de l'Ane, die bei Pagny ins Maastal ausläuft. Dieses alte Verbindungsstück zwischen oberer Mosel und Maas liegt heute trocken, jüngere Aufschüttungen haben seinen Boden noch erhöht und eine flache Wasserscheide ausgebildet. Auch die Maas unterhalb von Pagny konnte nach der Umlenkung ihres ehemaligen Oberlaufes ihr Tal nicht mehr vertiefen und schotterte auf. Die Fortsetzung der 30-35 m-Terrasse der Maas-Mosel liegt demnach unter der heutigen Maasaue.

Nach Osten hin bestand zwischen der alten Maas-Mosel und der Meurthe ein kräftiges Gefälle, welches schließlich dazu führte, daß der zur Meurthe entwässernde Terrouin-Bach die Maas-Mosel anzapfte. In dem Talstück von Toul bis zur Meurthe fehlen alle älteren Terrassen einschließlich der Stufe von 30-35 m. Dagegen setzen sich die Terrassen von 15-20 m und 5-8 m der Maas-Mosel über Toul hinaus im jetzigen Moseltal fort. Auf Grund dieses Befundes datieren Théobald und Gardet die Anzapfung in das Reiß-Würm-Interglazial. Häufiger findet man die Meinung vertreten, die Umlenkung der Maas-Mosel sei während der Reiß-Eiszeit erfolgt. Beide Deutungen erscheinen möglich.

Nach der Vereinigung mit der Meurthe hat das Moseltal auch wieder ältere Terrassen. Sie finden sich ähnlich wie bei der Maas-Mosel 30-35 m, 55-60 m und 90-100 m über der Talau (Théobald und Gardet). Diese Terrassenfolge läßt sich nun bis zur Moselmündung durchverfolgen und an die in Deutschland aufgestellte Gliederung anschließen. Die beiden tiefsten Terrassen (5-8 m und 15-20 m) erweisen sich als Äquivalente der Niederterrassen⁽⁶⁾, wobei offen bleiben muß, ob die tiefste Talstufe einer echten unteren Niederterrasse oder dem Hochflutbett entspricht. Die Terrasse von 30-35 m setzt sich in die untere Mittelterrasse, die von 55-60 m in die obere Mittelterrasse fort. Die 90-100 m-Terrasse entspricht der jüngeren Hauptterrasse der Untermosel. Auch eine Unterstufe von ihr deutet sich im lothringischen Moselgebiet schon an, dagegen ist die ältere Hauptterrasse dort noch nicht vertreten. Sie stellt sich, zusammen mit pliozänen Terrassen, erst im luxemburgischen und deutschen Abschnitt des Moseltals ein.

In diesem Bereich durchbricht die Mosel die Hunsrückschwelle (Siercker Sattel). Die Terrassen lassen die dortige junge Wölbung erkennen, indem sie merklich divergieren (Fischer, 1962). Eine weitere junge Wölbung, die bei Ahn über dem Mittelmoselsattel liegt, hat De Ridder (1957) aufgezeigt. Hier sind nur die altpleistozänen Terrassen von der Hebung betroffen, während die Mittel- und Niederterrassen unbeeinflusst sind. Liedtke (1965) weist außerdem auf einen flußparallelen

⁽⁶⁾ Eine abweichende Meinung vertritt Fischer (1965). Nach ihm wäre die Niederterrasse oberhalb Metz überall unter der Moselau verborgen. Die 15-20 m-Terrasse wäre rifeiszeitlich und damit der unteren Mittelterrasse gleichzustellen. Diese Deutung verlangt eine andere Verknüpfung der Terrassen mit den Endmoränen im oberen Moseltal, die wohl noch der Bestätigung bedarf.

jungen Verwurf hin, welcher bewirkt, daß auf der östlichen Talseite die älteste pleistozäne Terrasse wenigstens 20 m höher liegt als auf der westlichen.

Für das mittlere Moseltal von Trier bis Alf-Bullay liegt die gründliche und detaillierte Abhandlung von E. Kremer (1954) vor. In diesem Gebiet existieren pliozäne Flußaufschüttungen, die im Vergleich zur ältesten pleistozänen Terrasse teils nur wenig höher, teils fast niveaugleich lagern. Sie wurden weitgehend wieder ausgeräumt. Bei den altpleistozänen Plateauterrassen sind die beherrschenden Niveaus die Höhenterrasse (= ältere Hauptterrasse am Rhein) und die mittlere Hauptterrasse (= jüngere Hauptterrasse am Rhein). Eine untere Hauptterrasse (= Unterstufe der jüngeren Hauptterrasse) ist vor allem in der Trierer Gegend entwickelt, jedoch nur wenig in die mittlere Hauptterrasse eingesenkt. Die Schotterkörper sind hier nicht voneinander getrennt. Erst weiter talabwärts finden sich auch isolierte Reste der unteren Hauptterrasse. Ferner glaubte E. Kremer eine obere Hauptterrasse zwischen der mittleren Hauptterrasse und der Höhenterrasse annehmen zu können. Diese nur vereinzelt erhaltene und wenig auffällige Verebnung findet in anderen Tälern keine Parallele.

Die mittlere Hauptterrasse war als ausgeprägte kaltzeitliche Plateauterrasse an einen breiten gestreckten Talverlauf gebunden, der noch nichts von den heute entwickelten großen Mäanderbögen des Moseltals zeigte. Nach Abschluß der Aufschüttung dieser Terrasse begann die Mosel zu mäandrieren (E. Kremer), und schon die untere Hauptterrasse lagert in einem gewundenen, wenn auch zunächst sehr breiten und flachen Tal. Bei weiterer Talvertiefung blieb der Fluß in diesen Mäandern, wobei die nunmehr sehr energische Tiefenerosion mehrmals durch schwächere Aufschotterungen unterbrochen wurde.

Im Mosel-Engtal existieren eine obere und eine untere Mittelterrasse, die mit ihren Schotteroberflächen 70-90 m bzw. 55-63 m über dem Fluß liegen. Zur Zeit der oberen Mittelterrasse bildete die Mosel bei Mülheim drei langgestreckte schmale Mäanderbögen. Zwei der trennenden Sporne sind zur Zeit der unteren Mittelterrasse durchbrochen worden, so daß einige Umlaufberge und weite, trockene Talungen zurückblieben. E. Kremer bringt die Durchbrüche mit der verstärkten Wasserführung der Mosel nach Anzapfung der oberen Maas in Verbindung.

Maximal 15-17 m über der Mosel erhebt sich nach E. Kremer als jüngster pleistozäner Talboden die Niederterrasse. Örtlich erscheint sie zweistufig, dürfte aber im wesentlichen eine einheitliche Aufschüttung darstellen. Ein rezentes Hochwasserbett ist einige Meter in die Niederterrasse eingetieft.

In der Gegend von Cochem haben alle Terrassen ihre maximale Höhe relativ zur Mosel. Von dort an konvergieren sie wieder, verursacht durch junge Senkungen im Neuwieder Becken, in dessen südlichen Teil die Mosel etwa 25 km oberhalb ihrer Mündung eintritt. Pliozänterrassen und Hauptterrassen verbreitern sich hier außerordentlich. Zusammen mit den entsprechenden Terrassen des Rheins haben sie gewaltige Schotterebenen gebildet. Erst die starke Tiefenerosion nach Absatz der jüngeren Hauptterrasse zwang die Mosel fast bis zu ihrer Mündung in ein enges steiles Tal.

Lahn

Die Lahn stellt in ihrem unteren Lauf innerhalb des Schiefergebirges ein Gegenstück zur Mosel dar. Wie bei dieser hat sich das Tal aus der Trogregion heraus in

den Untergrund eingetieft und im Pleistozän eine Entwicklung genommen, die vom Rheintal her gesteuert wurde. Die Terrassenfolge an der Lahn stimmt daher in Mündungsnähe mit derjenigen des Rheintals überein. Zum Oberlauf hin vereinfacht sie sich mehr und mehr, außerdem ist es in zwischengeschalteten Tertiärgebieten (Limburger Becken, Hessische Senke) zu abweichenden Verhältnissen gekommen.

Die Talgeschichte der Lahn im Marburger Buntsandsteingebiet und in der Hessischen Senke hat Heine (1970) in einer größeren Arbeit dargestellt. Nach ihm hatte die obere Lahn im Schiefergebirge während des Jungmiozäns eine weite Talung ausgebildet, im Bereich des Amöneburger Beckens jedoch weitflächig sedimentiert. Im Pliozän ist ein 25 km weit nach Osten ausschweifender, bogenförmiger Verlauf der Lahn um Marburg herum kenntlich. Die kürzere, nach Südsüdwesten gerichtete Talstrecke im Marburger Buntsandstein wurde entlang Verwerfungslinien gegen Ende des Pliozäns angelegt. Die Reste der pliozänen Talung, die 100-110 m über der Talaue liegen, bezeichnet Heine als Trogterrasse. Im Quartär haben sich die folgenden weiteren Talböden herausgebildet:

- T 6: 70-80 m = ältere Hauptterrasse;
- T 5: 40-60 m = jüngere Hauptterrasse;
- T 4: 20-28 m = obere Mittelterrasse;
- T 3: 8-12 m = untere Mittelterrasse;
- T 2: 2- 4 m = Niederterrasse;
- T 1: 0 m = holozäne Talaue über Niederterrassenschottern.

Im Talbereich nördlich Gießen, wo die Lahn an der Grenze zwischen Hessischer Senke und Rheinischem Schiefergebirge fließt, liegen die beiden Hauptterrassen am rechten Talhang 5-10 m höher als am linken. Diese Lagerung zeigt eine junge relative Heraushebung des Schiefergebirges gegenüber der Tertiärsenke an.

Bei Gießen tritt die Lahn wieder ins Schiefergebirge ein, veranlaßt wohl durch die Vulkanite des Vogelsbergs, die seit dem Obermiozän die Hessische Senke im Süden abriegeln. Sie folgt von Gießen bis zur Mündung dem nach Westsüdwesten verlaufenden Lahntrog. Über diese Talstrecke gibt die alte Abhandlung von Ahlburg (1916) Auskunft. Sie erfährt eine sehr nützliche Erweiterung und z.T. auch Umdeutung durch eine spezielle Behandlung des Limburger Beckens von W. Andres (1967). Beide Arbeiten zeigen, daß zum Unterlauf der Lahn hin die Zahl der Terrassen zunimmt. So weist Andres im Limburger Tertiärbecken bereits eine Mittelterrasse mehr nach als Heine in der Marburger Gegend und deutet diese Erscheinung als Verdopplung der unteren Mittelterrasse. Eher ist aber wohl zu vermuten, daß sich hier ein Äquivalent der mittleren Mittelterrasse des Rheintals einschaltet. Zum Rhein hin teilt sich weiterhin die obere Mittelterrasse in 2 Stufen auf, wie man Ahlburgs Terrassenlängsprofil entnehmen kann. Der Talabschnitt von Gießen bis etwa nach Weilburg zeichnet sich durch eine bemerkenswerte Parallelität aller Terrassen und des rezenten Talbodens aus. Von da an nimmt der Abstand der älteren Terrassen einschließlich der oberen Mittelterrasse gegenüber dem Talboden ständig zu, und zwar über das Limburger Becken hinweg. Die Senkung dieses Raumes, die nach Ahlburg auch das Altpleistozän noch mitbetroffen haben soll, erweist sich also bis auf geringfügige Beträge (Andres) als vorquartär. Auffällig ist, daß im Limburger Becken die obere Mittelterrasse eine ganz ungewöhnliche Flächenausdehnung annimmt. Es hängt dies vielleicht mit der größeren Verbreitung leicht erodierbarer Tertiär- und Devon-Schichten im Untergrunde zusammen. Die

Hauptterrassen, welche nach Ahlburg im Limburger Becken weitgehend fehlen sollen, hat Andres ebenfalls in größerer Ausdehnung nachgewiesen. Auch hat er festgestellt, daß Ahlburgs Hauptterrasse der älteren Hauptterrasse, Ahlburgs Unterstufe der Hauptterrasse der jüngeren Hauptterrasse des Rheintals gleichzustellen ist. Bei dieser Deutung der Terrassenfolge ist ein Anschluß des Limburger Beckens an das Marburger Gebiet einerseits und das Rheintal andererseits in befriedigender Weise möglich.

Pliozäne Terrassen fehlen dem Lahntal im eigentlichen Limburger Becken. Es sind aber an der Lahn weiter oberhalb sowie in den von Süden hinabziehenden Seitentälern zwei pliozäne Terrassen mit einem Vertikalabstand von 20-30 m wohl entwickelt.

Niederrhein

Bei Bonn tritt der Rhein in das Senkungsfeld der Niederrheinischen Bucht ein. Sein Tal verbreitert sich beim Übergang aus dem Paläozoikum des Schiefergebirges in die tertiären Lockersedimente ganz erheblich. Im Altpleistozän wurden die Hauptterrassenschotter über die volle Breite der Tieflandbucht geschüttet, wo sie zusammen mit dem unterlagernden Pliozän einen riesigen fluviatilen Schuttfächer aufbauen. Hier im Senkungsraum finden sich die ältesten Pleistozänschichten am tiefsten begraben und in normaler Aufeinanderfolge von der jüngeren Hauptterrasse überlagert. Zu den Rändern der Niederrheinischen Bucht hin findet aber überall eine Terrassenaufbiegung und Terrassenkreuzung statt, hier sind die älteren Schichten unter ihrer Bedeckung hervorgetaucht und lagern im Form höher gelegener Terrassen räumlich getrennt von den jüngeren Absätzen.

Während der langen pliozänen und altpleistozänen Zeiträume wies das Niederrheingebiet meistens die ebene Geländeoberfläche einer Flußniederung auf. In sich ist der plioleptozäne Schuttfächer aber höchst unterschiedlich aufgebaut, schon weil er aus verschiedenen Nährgebieten gespeist wurde. Denn neben dem Rhein haben auch die Maas und die kleineren Flüsse aus den benachbarten Gebieten ihren Detritus geliefert. Diese Zufuhren sind am Ausgang der einzelnen Täler noch rein erhalten, weiter unterhalb vermischen sie sich mit den Schottern des Hauptstroms.

Weiterhin weist der Schuttfächer der Niederrheinischen Bucht große Mächtigkeitsunterschiede auf, denn die Möglichkeit der Sedimentaufnahme war auf den verschieden stark sinkenden Bruchschollen durchaus ungleich. So sind in der tief versenkten Erft-Scholle westlich von Köln etwa 300 m Pliozän und bis etwa 100 m Altpleistozän abgelagert worden. Das Pliozän besteht hier aus Kiesen und Sanden, die von Tonpaketen mit Braunkohlenlagen unterteilt sind; den Abschluß bildet der weit verbreitete oberpliozäne Reuver-Ton. In diesen Schichten sind die Äquivalente der Höhenterrassen am Mittelrhein enthalten. Das Altpleistozän setzt sich vorwiegend aus Kiesen und Sanden zusammen, denen im tieferen Teil auch mehrere Tonhorizonte eingeschaltet sind. Brunacker und seine Mitarbeiter haben diese Schichtenfolge gegliedert und erstmalig exakt stratigraphisch eingeordnet (Boenigk, Kowalczyk und Brunacker, 1972). Wie sie festgestellt haben, liegt die Pleistozänbasis tiefer, als man bisher annahm, das heißt, der vermeintliche Reuver-Ton ist in Wirklichkeit als Tegelen-Ton anzusprechen.

Die mächtige altpleistozäne Schichtenfolge der Niederrheinischen Bucht vertritt die Hauptterrassen des Mittelrheintals. Nach bisherigen Vorstellungen galt das

Altpleistozän über den Tegelen-Schichten als jüngere Hauptterrasse, während die Sande und Kiese im Liegenden des Tegelen der älteren Hauptterrasse entsprechen. Boenigk, Kowalczyk und Brunnacker lassen die jüngere Hauptterrasse erst über dem Waalien beginnen und fassen alle Schichten darunter als „Ältestpleistozän“ zusammen.

Gebiete mit so mächtigen Altpleistozänfolgen finden sich nur in der westlichen Hälfte der Niederrheinischen Bucht. In der Osthälfte herrschten von Anfang an nur schwache Senkung und Sedimentation, und es kam zwischendurch auch zu Erosionen und Wiederabtragungen. So ist im Ostteil der Bucht das Pliozän und älteste Pleistozän fast vollständig entfernt worden, und es legt sich hier die jüngere Hauptterrasse unmittelbar auf miozäne und oligozäne Schichten.

Die tektonischen Bruchschollenbewegungen, die während des Pliozäns und Altpleistozäns zu den unterschiedlichen Sedimentmächtigkeiten in der Niederrheinischen Bucht geführt haben, erhielten nach Ablagerung der jüngeren Hauptterrasse einen kräftigen Impuls. Es kam zu verstärkten Bruchverstellungen an den vorhandenen Verwerfungen, und gleichzeitig wurde die gesamte Tieflandbucht in die Hebung des Schiefergebirges mit einbezogen. Die Sedimentation auf breiter Fläche nahm damit ein Ende, und auf der Oberfläche der Hauptterrasse, die seitdem nicht weiter verschüttet wurde, sind die Verwürfe als Geländestufen auf das deutlichste sichtbar. Die Frische der Geländeformen ist dadurch begünstigt, daß die Bruchtektonik auch in der Folgezeit nicht ganz aufhörte und gerade in der Gegenwart wieder kräftig aufgelebt ist. Mit den Bruchverschiebungen war eine nordostwärtige Kippung des gesamten südwestlichen Teiles der Niederrheinischen Bucht verbunden, die ebenfalls heute noch im Gange ist. Sie findet ihr Ende an der hohen Bruchstufe des Erft-Sprunges. Diese Schollenbewegungen wurden für die Gegenwart durch Nivellements von hoher Genauigkeit nachgewiesen, die man zu wiederholten Malen über die Niederrheinische Bucht gelegt hat. Sie haben an den Hauptbrüchen vertikale Verschiebungen von 1 bis 2 mm pro Jahr aufgezeigt („fortlebende Verwerfungen“).

Infolge der allgemeinen Hebung des Niederrheingebietes nach Ablagerung der Hauptterrasse begann der Rhein mitsamt seinen Nebenflüssen, sich in den Untergrund einzuschneiden und im Tiefland die Täler anzulegen, in denen die Flüsse sich heute noch bewegen. Es entstand auf diese Weise ein sehr breites, jedoch nur wenig tiefes Rheintal, das die gleiche Folge von Terrassen aufweist, wie das Mittelrheintal, allerdings mit geringeren vertikalen Abständen (Fig. 4a und 4b). Alle diese Terrassen konvergieren talabwärts. Sie laufen in der Gegend von Nijmegen zusammen und verschwinden dort unter einer geschlossenen Decke von Holozän. Im Talabschnitt von Bonn bis Krefeld kennt man eine örtlich in zwei Stufen gegliederte obere Mittelterrasse sowie eine untere Mittelterrasse. Aus der letzteren entwickelt sich ein tieferer, durch Erosion geschaffener Talboden, die Krefelder Mittelterrasse. Ferner existiert in begrabener Lagerung unter der unteren und der Krefelder Mittelterrasse in tiefen Erosionsrinnen ein älterer Schotter (Rinnenschotter). Er wird überlagert von tonigen und torfigen Interglazialschichten aus der Holstein-Zeit.

Die untere Mittelterrasse wurde abgelagert, während das Inlandeis der Rißeiszeit bis an den Niederrhein vorstieß. Die Terrassenschotter sind in Eisrandnähe mit nordischem Material vermengt. Auch wurden sie vom Eise mitsamt den unterlagernden Bildungen (Holstein-Interglazial, Rinnenschotter, Tertiär) zu hohen Stauchwällen zusammengedrückt. Vor dem Eisrande wurden Schmelzwasserabsätze auf die untere Mittelterrasse geschüttet, die teilweise als Sander erhalten geblieben sind, zum größten Teil jedoch vom nach Westen abgedrängten Rhein weitertrans-

portiert wurden. In diesem Stadium der weitesten Eisausdehnung erhielt nach Thome (1958) die untere Mittelterrasse im Umkreis des Eisrandes ihre letzte Gestalt als Krefelder Mittelterrasse. Auch Winter (1970) hält untere Mittelterrasse und Krefelder Mittelterrasse für eine einheitliche Aufschotterung. Nach anderen Auffassungen (Quitow, 1962; Brunnacker, 1967) ist die Krefelder Mittelterrasse dagegen jünger und stellt eine selbständige Aufschotterung dar. Diese Frage bedarf noch weiterer Untersuchungen. Weiterhin bringt Thome die Entstehung einiger breiter Talrinnen, die sich zwischen den Flächen der Krefelder Mittelterrasse von Südosten nach Nordwesten, d.h. vom Rhein zur Niers und damit zur Maas hinziehen, mit dem vom Inlandeis abgedrängten Rhein in Verbindung. Die südlichste dieser Rinnen (bei Neuß) entspräche der Hauptstromrinne des Rheins beim Eis-Höchststand, die weiter nördlich gelegenen (bei Krefeld und bei Issum) wären im Verlaufe des Eisabschmelzens vom nachrückenden Rhein angelegt worden.

Nur noch wenige Meter tiefer als die untere bzw. die Krefelder Mittelterrasse liegt die Oberfläche der Niederterrasse. Die der Aufschotterung vorangegangene Erosion hat die Mittelterrasse nicht mehr überall durchschnitten und ausgeräumt, und die Rinnenschotter mit dem überlagenden Holstein-Interglazial sind im Untergrunde weitgehend erhalten geblieben (Fig. 4a und 4b). Ebenso wie am Mittelrhein ist eine höhere und eine tiefere Stufe der Niederterrasse entwickelt, doch gelangt die jüngere Aufschüttung der unteren Niederterrasse rheinabwärts bis ins Niveau der älteren, und die jüngeren Schotter scheinen die älteren schließlich sogar zu überlagern. Bei der beginnenden Erwärmung im frühen Holozän wurde die Niederterrasse mit feinen Sanden und Lehm überdeckt. Gleichzeitig begann der Rhein zu mäandrieren und sich einige Meter in die Niederterrasse einzutiefen. Der hierdurch gebildete holozäne Talboden besteht aus dem Hochflutbett, das bei Köln 1-2 km, bei Düsseldorf 3-4 km und am nördlichen Niederrhein bis über 10 km breit ist, und der schmalen Mittel- und Niedrigwasserrinne. Das Hochflutbett weist zum Rhein hin sandige Uferwälle auf, während die dahinter liegenden Absetzbecken mit Auenlehmen bedeckt sind. Auch zahlreiche Rinnen in der Niederterrasse, die auf das Hochflutbett auslaufen, zeigen eine holozäne Sedimentfüllung.

VERSUCH EINER SYNTHESE

Nach der vorangegangenen Beschreibung des Rheintals und seiner wichtigsten Nebentäler sollen nun die einzelnen Talabschnitte in Beziehung zueinander gesetzt werden mit dem Endziel, die Entstehung des gesamten Rheintals in ihrem zeitlichen Ablauf zu überblicken und die hierbei wirksamen geologischen Vorgänge zu erfassen.

Das Alter der Terrassen

Nur in seltenen Fällen läßt sich das Alter einer Terrasse auf Grund von Fossilfunden unmittelbar angeben. Meistens müssen ergänzende Untersuchungen ange-

stellt werden, die sich auf die Geomorphologie des gesamten Talraumes, die Zusammensetzung und die sedimentologischen Strukturen der Terrassenablagerungen sowie eine Analyse der Deckschichten erstrecken. Weitere Anhaltspunkte kann die Verknüpfung der Terrassenbildung mit altersmäßig bekannten geologischen Ereignissen, wie Vereisungen und Vulkanausbrüchen, erbringen. Schließlich werden neuerdings zur Alterbestimmung feinkörniger pleistozäner Sedimente auch paläomagnetische Untersuchungen herangezogen. Im folgenden werden die Ergebnisse aller solcher Beobachtungen und Überlegungen zusammengefaßt.

Eine Altersbestimmung der Terrassen am *Mittel- und Niederrhein* geht am besten von den Pleistozänprofilen in den Senkungsräumen der Niederlande aus. Dort treten zwischen den übereinander abgelagerten Terrassenschottern häufiger auch interglaziale Feinsedimente und Torfe auf, die eine Altersaussage auf Grund der Pollenanalyse ermöglichen. Die auf diese Weise erarbeitete Gliederung des Pleistozäns in 6 Glazialzeiten und 5 Interglazialzeiten (Zagwijn, 1963) ist auch in den deutschen Teilen des Niederrheingebietes und am Mittelrhein anwendbar. Die Terrasseneinstufung ist in Tabelle 2 wiedergegeben. Es sind dort auch einige absolute Altersdatierungen quartärer vulkanischer Gesteine des Mittelrheingebietes nach Frechen und Lippolt (1965) sowie Frechen und Heide (1970) mitgeteilt. Komponenten dieser Vulkanite sind teilweise gleich beim Ausbruch, teilweise auch erst etwas später in die Rheinablagerungen gelangt. Sie lassen sich für die Terrassen-Chronologie benutzen, doch muß wohl angenommen werden, daß es sich bei den Datierungen immer um Mindestalter handelt. Solche Untersuchungen ergaben, daß die ältere Hauptterrasse, welche frei ist von vulkanischen Komponenten, vor Beginn des quartären Eifelvulkanismus, das heißt, vor mehr als 570 000 Jahren abgelagert wurde. Die jüngere Hauptterrasse (?) von Fornich bei Brohl enthält dagegen bereits in ihren untersten Schichten Mineralien aus dem 570 000 Jahre alten Selbergittuff des Schellkopfes. Ihre Ablagerung hat somit erst nach diesem ersten Vulkanausbruch begonnen. Jünger ist der Tuff Leilenkopf I mit 405 000 Jahren. Er liegt bei Brohl bereits auf den Schottern der jüngeren Hauptterrasse. Von späteren Selbergit-Ausbrüchen (Hohe Ley bei Rieden) mit 350 000 Jahren sind Schwermineralien im oberen Teil des Hauptterrassenprofils von Kärlich nachgewiesen. Hier handelt es sich, wie auf Seite 75 erörtert wurde, aber wohl schon um Äquivalente der Unterstufe der jüngeren Hauptterrasse. — Komponenten aus der Hochsinner-Lava mit einem Alter von 300 000 Jahren fanden sich in der oberen Mittelterrasse des Rheins. — Die mit 220 000 Jahren datierten Tuffe Leilenkopf III sind in Schotter eingeschaltet, die Frechen und Lippolt als mittlere Mittelterrasse ansehen. — Der Ausbruch des Bausenberg-Vulkans mit 140 000-150 000 Jahren lag vor der Bildung der unteren Mittelterrasse.

Ihren Ablagerungsbedingungen nach sind die pleistozänen Terrassenschotter am Mittel- und Niederrhein und in den Seitentälern fast durchweg Bildungen der Glazialzeiten, wie aus zahlreichen Untersuchungen der Geröllzurundung und aus dem Auftreten synchroner Frostkeile und Kryoturbationen hervorgeht (Kaiser,

(?) Frechen und Lippolt bezeichnen sie auf Grund der Angaben in der Geologischen Karte 1 : 25 000, Blatt Neuwied, allerdings als „ältere Hauptterrasse“. Nach der Schotterzusammensetzung und Höhenlage dieser Terrasse kann es sich aber nur um die jüngere Hauptterrasse des Mittelrheintales handeln.

1961). Eine Ausnahme bildet nur die Unterstufe der Hauptterrasse, bei welcher im Rheintal wie im Moseltal Indikatoren für ein Kaltklima fehlen (Kaiser, 1961; Kremer, 1954). In Tabelle 2 habe ich sie daher in die Cromer-Warmzeit eingeordnet.

Hinsichtlich ihrer Geröllzusammensetzung gilt für die Rheinschotter die Regel, daß in den jüngsten Terrassen ein hoher Prozentsatz an unverwitterten Geröllen der verschiedensten Gesteine auftritt. Mit zunehmendem Alter gehen solche Gerölle zurück, und es sind die verwitterungs-resistenten Komponenten wie Gangquarze, Quarzite, Hornsteine und verschiedene Silizifikate mehr und mehr angereichert. Die Ursache hierfür liegt einmal darin, daß zu Beginn des Quartärs vorwiegend dieses resistente Material zur Verfügung stand und das frische Gestein vielfach noch gar nicht angeschnitten war, zum anderen haben nachträgliche Verwitterungen das leichter zersetzliche Geröll selektiv entfernt. Von dieser Regel der Zunahme der Quarze, etc., in den älteren Terrassen abgesehen, schwankt die Geröllführung in den einzelnen Flußabschnitten so stark, daß sich repräsentative Zahlenwerte für das gesamte Rheintal kaum angeben lassen.

Neue Wege der Terrassengliederung am Mittel- und Niederrhein beschreibt Brunnacker (1967, 1971), indem er neben faunistischen Kriterien vor allem die Bodenbildungen in den Deckschichtenprofilen zur Einstufung heranzieht. Da er in mehrgliedrigen Profilen in jedem von einer kräftigen Bodenbildung überzogenen Löß eine vollständige Glazialzeit mit nachfolgender Interglazialzeit sieht, kommt er schon bei den Mittelterrassen und noch mehr bei den Hauptterrassen zu höheren Alterseinstufungen als die früheren Autoren. Hierauf ist später im Zusammenhang mit der altersmäßigen Einstufung der Terrassen in den übrigen Rheintalabschnitten zurückzukommen.

Am *Oberrhein* und *Hochrhein* hat man immer versucht, die Terrassenablagerungen zu den alpinen Vereisungen in Verbindung zu bringen, und man glaubte lange Zeit, in den Niederterrassen, Hochterrassen, jüngeren und älteren Deckenschottern die fluviatilen Zeugen der Würm-, Riß-, Mindel- und Günz-Eiszeit sehen zu können. Diese Deutung ist jedoch fragwürdig geworden und läßt sich heute nicht mehr uneingeschränkt anwenden. Andererseits ist man aber noch nicht imstande, eine neue Terrassengliederung an die Stelle der alten zu setzen. So kann im folgenden nur eine Bestandsaufnahme dessen gebracht werden, was man über das Alter der verschiedenen Pleistozän-Ablagerungen des Rheintals und seiner Nebentäler weiß oder vermutet.

Am Oberrhein bedient man sich hierzu am besten eines Pleistozänprofils aus dem tiefen Grabenteil, bei dem man die größtmögliche Vollständigkeit erwarten kann. Ein solches Profil hat Bartz (1960) aus Bohrungen im Hardtwald bei Karlsruhe zusammengestellt und nach petrographischen und paläontologischen Gesichtspunkten gedeutet. In einer stark kiesigen oberen Abteilung sieht er die drei Kaltzeiten Mindel, Riß und Würm vertreten, schluffig-feinsandige Einlagerungen zwischen den Kiesen repräsentieren vermutlich die Interglaziale Mindel-Riß und Riß-Würm. In darunter liegenden mächtigeren Altpleistozän, das oben aus einer sandigen, unten aus einer sandig-tonigen Abteilung besteht, waren keine Anzeichen für weitere Glazialzeiten bekannt. Erst die Pollenanalyse (von der Brellie, 1966) ergab auch hier einen Wechsel aus Kalt- und Warmzeiten, ferner nach unten eine deutliche floristische Abgrenzung gegen das Pliozän. Von besonderem Interesse ist eine 4 m starke Kieseinlagerung in der sandigen Abteilung, denn in ihr haben Liniger und Hofmann (1965) das Einsetzen alpiner Schwermineralkomponenten nachgewiesen. Die Kiesschicht ist also das Abbild des Durchbruchs der Aare in den

TABELLE 2. — Die zeitliche Einstufung der Terrassen am Niederrhein und Mittelrhein sowie die Altersbeziehungen zwischen den Terrassen und einigen Vulkanausbrüchen

Gliederung nach Zagwijn (1963)	Niederrhein	Mittelrhein	K-Ar-Daten von Vulkanausbrüchen am Mittelrhein nach Frechen und Lippolt (1965) und Auftreten der betreffenden Gesteine in den Terrassenschottern des Rheintals	Alterseinstufung auf Grund paläomagnetischer Daten nach Van Montfrans und Hospers (1969) und Zagwijn, Van Montfrans und Zandstra (1971)
Weichsel-Kaltzeit	jüngere Niederterrasse ältere Niederterrasse	jüngere Niederterrasse ältere Niederterrasse	Laacher Bims Wehrer Bims	
Eem-Warmzeit	Moerser Schichten			
Saale-Kaltzeit	Krefelder Mittelterrasse untere Mittelterrasse	untere Mittelterrasse		
Holstein-Warmzeit	Krefelder Schichten		Bausenberg 140-150 000	
Elster-Kaltzeit	Rinnenschotter 2 obere Mittelterrassen	mittlere Mittelterrasse 2 obere Mittelterrassen	Leilenkopf III 220 000 Hochsinner 300 000	
Cromer-Warmzeit	Unterstufe der jüngeren Hauptterrasse	Unterstufe der jüngeren Hauptterrasse	Hohe Ley 350 000 Leilenkopf I 405 000	Matuyama-Brunhes-Grenze 700 000
Menap-Kaltzeit Waal-Warmzeit Eburon Kaltzeit	jüngere Hauptterrasse	jüngere Hauptterrasse		Jaramillo-event 860 000-920 000
Tegelen-Warmzeit	Tegelen-Schichten		Schellkopf 570 000	
Prätegelen-Kaltzeit	ältere Hauptterrasse	ältere Hauptterrasse		
Pliozän	5 Höhenterrassen	3 Höhenterrassen		Olduvai-event 1 860 000-2 000 000

Oberrhein graben⁽⁸⁾ und kann damit der jüngeren Hauptterrasse des Mittelrheins gleichgestellt werden (vgl. S. 58), nicht hingegen der Basalschicht des Mosbachiums, wie Liniger und Hofmann meinen. Das Interglazial im Liegenden des Kieshorizontes ordnet von der Brellie in die Tegelen-Warmzeit ein, das im Hangenden ins Cromérien.

Altpleistozäne Ablagerungen mit sehr wechselnden Profilen treten im westlichen Teil der Oberrhein grabens an die Oberfläche. Man kennt Tone mit mutmaßlichem Waalien-Alter (bei Jockgrim), sowie auch Schotter, Sande und selbst Tone aus Kaltzeiten. Von Bedeutung sind die interglazialen Tone und Torfe von Schwanheim in der Kelsterbacher Terrasse bei Frankfurt, deren Stellung innerhalb des Altpleistozäns (Waalien oder Teglien) noch nicht geklärt werden konnte.

Jünger als die Hauptterrasse ist das im Mainzer Becken wie auch im Main- und Neckartal verbreitete Mosbachium, zu dem vermutlich auch die Rheinsande von Achenheim bei Straßburg gehören (Wernert, 1957). Die Mosbacher Sande sind für die Deutung der Talgeschichte von großer Bedeutung. Nach ihren Wirbeltierresten und ihrer Flora werden diese Ablagerungen allgemein in das Günz-Mindel-Interglazial gestellt. Nur Brunnacker (1964) macht geltend, daß im Maintal über den interglazialen Schichten der „A-Terrasse“ und „E-Terrasse“ 4 Löss mit jeweils einer warmzeitlichen Bodenbildung lagern, das Mosbachium deshalb älter als Günz sein müsse. Brunnackers Überlegungen sind von großer Tragweite und können unabsehbare Konsequenzen für eine Pleistozängliederung insgesamt haben. Bei der hier vorzunehmenden zeitlichen Einordnung der Terrassen scheint es mir daher richtiger und auch durchaus praktikabel, vorerst die alte Einstufung der Mosbacher Abfolge ins Günz-Mindel-Interglazial (Cromérien) beizubehalten. Es sei in diesem Zusammenhang aber darauf hingewiesen, daß der Zeitraum des Cromérien nach Zagwijn, Van Montfrans und Zandstra (1971) aus drei verschiedenen Warmzeiten mit zwischengeschalteten Kaltzeiten besteht. Paläomagnetische Daten haben erwiesen, daß der letzte Wechsel von reverser zu normaler Magnetisierung (Matuyama-Brunhes-Grenze), der vor rund 700 000 Jahren stattfand, zwischen dem ersten und zweiten Interglazial innerhalb des Cromérien liegt. Eine kurzzeitige normale Magnetisierung vor rund 900 000 Jahren (Jaramillo-event) wird in den Niederlanden in das höhere Waalien verlegt. Koči, Schirmer und Brunnacker (1973) legen am Mittelrhein die Matuyama-Brunhes-Grenze in den oberen Teil der jüngeren Hauptterrasse von Kärlich⁽⁹⁾, desgleichen in das obere der zwei fluviatilen Lager von Mosbach. Die Cromer-Serie im Maintal (A-Terrasse) zeigt normale Magnetisierung und dürfte etwas jünger sein.

Der Beginn des Pleistozäns und die Bildung der älteren Hauptterrasse werden bei ungefähr 2 Millionen Jahren vor heute angesetzt.

Man ersieht aus diesen Ausführungen, daß für die altpleistozänen Terrassen ein wesentlich größeres absolutes Alter anzunehmen ist als auf Grund der K-Ar-Werte von vulkanischen Gesteinen (s. Tabelle S. 85). Zweitens zeigt sich, daß noch erhebliche nomenklatorische Schwierigkeiten hinsichtlich der verschiedenen Kalt- und Warmzeiten zu überwinden sind.

Für Absätze eines jüngeren Interglazials hält Wittmann (1937) die Rheinsande von Lahr auf einer Randstaffel des Rheingrabens am Schwarzwaldrande. Angesichts

(8) Demgegenüber meint Bartz (1974), ohne seine Aussage allerdings zu belegen, daß im südlichen Oberrhein graben alpines Material bereits in basalen Pleistozänschichten vorkäme.

(9) Vermutlich handelt es sich hier schon um Äquivalente der Unterstufe der jüngeren Hauptterrasse anderer Talabschnitte.

der Verbreitung und Bedeutung des Mosbachiums im gesamten Oberrheingebiet liegt allerdings die Frage nahe, ob nicht auch bei Lahr in Wirklichkeit Absätze aus dieser Zeit vorliegen. Die spärliche Wirbeltierfauna spricht nicht dagegen, und ein Deckschichtenprofil mit 3 Lössen und 3 Bodenbildungen deutet eher auf das Günz-Mindel-Interglazial als auf das Mindel-Riß-Interglazial, in welches Wittmann die Rheinsande einordnet.

Die Tendenz einer generell höheren Alterseinstufung der Terrassen gegenüber früheren Gliederungen zeigt sich auch am Oberrhein und Bodensee. Wie Geyer und Gwinner (1968) resümierend darstellen, umfassen nämlich sowohl die Hochterrassen-Schotter in den prärißzeitlich ausgeräumten Tälern, die man bisher in die Riß-Eiszeit einordnete, wie auch die als rißeiszeitlich betrachteten Altmoränen in Wirklichkeit mehrere selbständige, durch intensive Bodenbildungen getrennte Glazialzeiten. Daher nimmt man jetzt an, daß die genannten fluvioglazialen und glazialen Bildungen außer der Riß-Eiszeit auch noch die Mindel- und die Günz-Eiszeit repräsentieren. Die große Talvertiefung würde damit in die Zeit vor dem Günz rücken, und die Deckenschotter müßten in die ältesten Pleistozän-Kaltzeiten (mehrphasige-Donau-Eiszeit) eingeordnet werden. Das alles relativiert die bisherige zeitliche Fixierung der Ereignisse bei der Entstehung des Bodensees und der Umlenkung des Alpenrheins von der Donau zum Hochrhein.

Bei zusammenfassender Betrachtung des gesamten Rheintals ergibt sich, daß nur das Alter der jungen Terrassen überall gesichert erscheint. So ist das Würm-Alter der Niederterrassen nirgends zweifelhaft: Sie gehen aus von den Endmoränen der letzten Vereisung, sowohl am Alpenrande wie im Schwarzwald und in den Vogesen. Überall enthalten sie auch die Fauna der Würm-Zeit, und am Niederrhein sind ältere und jüngere Niederterrasse unterteilt durch den Bims-Ausbruch des Laacher Sees (Alleröd). Gesichert ist in den südlichen Gebieten auch das Alter der Hochterrasse im engeren Sinne bzw. im Norden das der unteren Mittelterrasse. Im Süden gehen diese Aufschotterungen von den äußersten Endmoränen der Riß-Vergletscherung aus, welche in der frühen Riß-Zeit entstanden sind, im Norden ist die untere Mittelterrasse gleichalt mit dem weitesten Vorstoß der nordischen Saale-Vereisung, der sich im ersten Teil der Saale-Eiszeit ereignete.

Bei den höheren Mittelterrassen beginnt die Unsicherheit der Einstufung. In ihrer Gesamtheit fallen sie zusammen mit der Zeit der großen Talvertiefung zwischen der jüngeren Hauptterrasse am Mittelrhein und der unteren Mittelterrasse. Diese Zeit war sicher nicht kurz und umfaßte wohl kaum nur eine Eiszeit mit vorangegangener Warmzeit. Wie am Main zu erkennen, ist die Taleintiefung schon in der Günz-Eiszeit erfolgt, stellenweise bis unter das Niveau der heutigen Talsohle, denn in der nachfolgenden Cromer-Zeit vollzog sich die mächtige Talverschüttung, die nachfolgend wieder ausgeräumt wurde. Diese endgültige Talvertiefung ist nur durch die vorübergehende kaltzeitliche Aufschotterung der oberen und unteren Mittelterrasse unterbrochen worden. Am Mittelrhein hat sich die große Talvertiefung gleichmäßiger über die genannten Zeitabschnitte verteilt, und die tiefste Ausräumung fällt erst in die Elster-Kaltzeit. Die Günzzeitliche Eintiefung kann am Mittelrhein nicht ungewöhnlich groß gewesen sein, denn man findet keine Äquivalente der Mosbacher Sande in tiefem Niveau wie am Main. Wenn solche am Mittel- und Niederrhein vorhanden sind, können sie nur in der Unterstufe der jüngeren Hauptterrasse gesucht werden, die als einzige Rhein-Terrasse keine Anzeichen einer kaltzeitlichen Entstehung aufweist und bei Bacharach sowie in Bohrungen westlich Köln auffällig stark sandig entwickelt ist. Wenn die Vermutung von Brunnacker (1971), daß das Hauptterrassenprofil von Kärlich im Neuwieder Becken

ein Mosbachium-Profil sei, sich bestätigt, dann läge hier im Senkungsraum sogar eine Lagerungsumkehr vor, d.h. das Mosbachium hätte sich über der Hauptterrasse ausgebreitet. Letzteres ist auch in den Niederlanden zu vermuten, wo die Serie von Sterksel, welche als Fortsetzung der jüngeren Hauptterrasse des Rheins gilt, bei Westerhoven ein Interglazial von Cromer-Charakter enthält (Zagwijn und Zonneveld, 1956). Für die obere und mittlere Mittelterrasse bleibt nur ein Jung-Cromer- und Elster-Alter übrig. Die Rinnenschotter am Niederrhein müssen in der ausgehenden Elster-Zeit abgelagert worden sein, da über ihnen Schichten des Holstein-Interglazials folgen.

Die Hauptterrassen sind mit Sicherheit älter als das Cromérien. Die jüngere Hauptterrasse wird gewöhnlich für Günzeiszeitlich gehalten, doch dürfte sie in Anbetracht ihrer Ausdehnung und Mächtigkeit mehr umfassen. Auch die tiefe Talauräumung am Main und Neckar hat sich im wesentlichen schon vor der Cromer-Zeit ereignet. So muß man nach der niederländischen Pleistozän-Gliederung für die Ablagerung und Zerschneidung der jüngeren Hauptterrasse wohl die Zeitabschnitte Eburon, Waal und Menap heranziehen. Die ältere Hauptterrasse kann zwanglos als eine Bildung des Präteglien angesehen werden.

Mit ähnlichen Erwägungen kann man auch versuchen, die Geschehnisse am Hochrhein zu deuten. Wie bereits gesagt, scheint hier zum mindesten ein Teil der Hochterrassen- und Deckenschottervorkommen ein höheres Alter zu besitzen, als man nach der alten Eiszeiten-Gliederung von Penck und Brückner (1909) immer annahm. Damit würde der gesamte Komplex dieser Bildungen eine längere Zeitdauer beanspruchen, und die ältesten Terrassen müßten bis vor die Günz-Zeit zurückreichen. Die Deckenschotter würden also zum Teil den alpinen Eiszeiten Donau und Biber zuzuordnen sein. Als Folge hiervon müßte auch die Ausräumung des Hochterrassentals und die Anlage der bis unter die heutige Sohle des Hochrheintals reichenden tiefen Rinnen weiter zurückdatiert werden, und zwar mindestens bis in die Günz-Zeit (Geyer und Gwinner, 1968). Wenn sich dieses bestätigte, ergäbe sich eine einheitliche Tieftal-Ausräumung schon im Altpleistozän bei allen größeren Zuflüssen zum Oberrheingraben.

Derartige Erwägungen erlauben es demnach, für das gesamte Flußgebiet des Rheins, von den Alpen bis zum Niederrhein, eine in großen Zügen einheitliche Talgeschichte zu vermuten: Die beiden Deckenschotter am Hochrhein als älteste Pleistozänabsätze sind der älteren und jüngeren Hauptterrasse am Mittel- und Niederrhein vergleichbar. Gegen Ende des Altpleistozäns und in einem mittleren Pleistozän-Abschnitt erfolgten im Einzugsbereich des Oberrheingrabens Talauräumungen, die zeitweilig durch mächtige Wiederaufschüttungen abgelöst wurden. Am Mittelrhein fehlen stärkere Aufschüttungen, hier herrschte kontinuierliche Talvertiefung bis zum Ende der Mindel-Zeit mit nur geringfügigen, meist klimabedingten Unterbrechungen. Das Jungpleistozän hat im Süden wie im Norden keine stärkere Talvertiefung mehr bewirkt. Untere Mittelterrasse und Niederterrasse lassen sich als durchgehende Aufschotterungen der Riß- und Würm-Zeit erkennen.

Das Rheintal im Längsprofil

DER HEUTIGE RHEINLAUF

Ein Längsschnitt des gegenwärtigen Rheinlaufs (s. Fig. 4f) läßt eine Gliederung in mehrere deutlich voneinander abgesetzte Gefällsabschnitte erkennen. Diese sind

in sich durch ein stetiges, ungebrochenes Gefälle ausgezeichnet, das von oben nach unten allmählich flacher wird. Jeder dieser Abschnitte grenzt mit einem Gefällsknick an den nächst tieferen. Diese Gliederung der Rheinstromes ist einerseits durch die Verschiedenheit der durchflossenen tektonischen Einheiten bedingt und spiegelt andererseits die Entwicklungsgechichte des Stromsystems wider.

Der oberste natürliche Rheintal-Abschnitt ist der *Alpenrhein*, der von der Quelle in 2 345 m über Normalnull bis zum Bodensee (395 m) einen Höhenunterschied von fast 2 000 m durchmißt. Im Oberlauf weist sein Talboden zahlreiche durch die würmzeitliche Vergletscherung hervorgerufene Unregelmäßigkeiten auf, die im einzelnen nicht mit dargestellt werden konnten. Die untere, durch postglaziale Aufschotterung gebildete Talstrecke bildet dagegen eine regelmäßige, auf die Erosionsbasis Bodensee ausgerichtete Kurve.

Ganz unregelmäßig verläuft demgegenüber der *Hochrhein* zwischen Bodensee und Oberrheingraben. Dieses erst gegen Ende des Altpleistozäns dem Rhein angegliederte Talstück ist noch weit von einer normalen Gefällskurve entfernt, denn hartes Gestein im Untergrund hat sich der Tiefenerosion weitgehend widersetzt. So läuft der Hochrhein noch über zahlreiche Felsschwellen, an deren größter sich der Rheinfall von Schaffhausen entwickelt hat. Zwischen den Felsaufragungen liegen Talstrecken, die von Niederterrassenschottern eingenommen werden, welche ihrerseits über verfüllten älteren Rinnen lagern.

Der Übergang vom Hochrhein in den *Oberrheingraben* ist im Gefälle nicht markiert, Bewegungen an der Randstörung sind durch Überschotterung ausgeglichen worden. Im übrigen ist der Graben hier auch noch recht flachgründig, und 15 km unterhalb von Basel tritt sogar noch einmal mesozoisches Gebirge im Flußbett zutage. Erst von da an beginnt die tiefe Absenkung und starke quartäre Graben-Verschüttung. Das kräftige, vom Hochrhein herrührende Gefälle ist auch hier noch vorhanden, es setzt sich über die in der Tiefe verborgene Kaiserstuhl-Schwelle fort und läuft erst dann mit einer gleichmäßigen Kurve flach nach Norden aus.

Völlig anders ist das Rheintal jenseits der westlichen Grabenrandverwerfung im Bereich des *Mainzer Beckens* gestaltet. Gesteine des Tertiärs und Rotliegenden treten an den Hängen und im Strombett auf. Nur geringmächtige Würm-Schotter bedecken die Talaue, ältere pleistozäne Terrassen liegen höher an den Hängen. Die Rotliegendgesteine nördlich von Oppenheim bilden eine Barre im Fluß, und das Gefälle wird von hier an wieder unausgeglichen. Schon an dieser Stelle findet der Oberrhein — geologisch gesehen — sein Ende: Die Grabenstrecke wird abgelöst durch eine Gebirgsstrecke, die vorerst zwar nur niedrige Hänge aufweist, bei Bingen aber schnell in das höher aufragende *Schiefergebirge* eingeht. Dort beginnt das Engtal des Rheins, dessen Anfang als „Binger Loch“ bezeichnet wird. Der widerstandsfähige Gesteinszug des Taunusquarzits erzeugt eine bedeutende Barre im Rheinbett, an der ursprünglich Stromschnellen und Wasserfälle ausgebildet waren. Wenn diese auch durch Eingriffe des Menschen jetzt beseitigt sind, so ist doch das felsige Rheinbett bis hin zur Talenge an der Loreley geblieben, und das Gefälle nimmt erneut höhere Werte an.

Auch das Neuwieder Becken bringt dem Rhein bei Koblenz zunächst eine Gefällsverteilung, bedingt durch Schotterzufuhren von der Mosel (Gurlitt, 1949), doch dann verflacht sich das Tal im breiten Senkungsfeld. Erst an der Andernacher Pforte tritt der Rhein erneut in eine Engtalstrecke ein, ohne daß sich sein Gefälle hierbei stärker erhöht. Lokal bewirken die Basaltfelsen der Unkelsteine unterhalb

von Linz noch einmal eine Verengung und einen Stau des Stroms, doch ist auch dieses Hindernis inzwischen durch Sprengung ausgeräumt.

Der Übergang vom Mittel- zum *Niederrhein* vollzieht sich mit stetig abnehmendem Gefälle, und auch die Niederrheinstrecke selbst ist ohne Unstetigkeiten.

DIE TERRASSEN UND TALFÜLLUNGEN

In charakteristischer Weise zeigt die Anordnung der älteren Rheintalböden in einem Längsschnitt die Entwicklung, welche das Tal in seinen einzelnen Abschnitten während des Quartärs genommen hat. Leider ist es noch immer äußerst schwierig, einen solchen Schnitt auf die gesamte Länge des Tals auszudehnen. Die Gliederung der Terrassen ist in einzelnen Bereichen (z. B. am Hochrhein) noch problematisch, und die Datierung ist zur Zeit überall im Wandel begriffen. Bei dieser Sachlage kann eine Verknüpfung der verschiedenen alten Talböden vom Süden zum Norden, über das Senkungsgebiet des Oberrheingrabens hinweg, nur mit großen Vorbehalten erfolgen. Der hier vorgelegte Längsschnitt (Fig. 4f) zeigt die Verhältnisse sicherlich einfacher, als sie in Wirklichkeit sind, und die ausgeschiedenen Talböden mögen im altpleistozänen Bereich noch sehr revisionsbedürftig sein. Dennoch glaube ich, daß die Darstellung das Prinzipielle der Rheintal-Entwicklung wiedergibt und zur Veranschaulichung der Vorgänge nützlich sein kann.

Im Tal des *Alpenrheins* hat seit Beginn des Pleistozäns eine Eintiefung von etwa 900 m stattgefunden. Entsprechend groß sind die Abstände der dargestellten Talböden, die die Lage der Felssohle in den verschiedenen Eiszeiten wiedergeben. Die Basis des älteren Deckenschotter bezeichnet hierbei die erste Taleintiefung und Vergletscherung im Pleistozän. Manche Autoren setzen diese Talsohle mit dem „präglazialen Niveau“ gleich, das im Alpenvorland noch unzertalt gewesen sein soll und auf dem sich in breiter Fläche der ältere Deckenschotter abgesetzt hätte. Diese Vorstellung muß aber wohl revidiert werden, da die präglaziale Landoberfläche kaum eine Peneplain gewesen sein kann. Auch ist der ältere Deckenschotter nicht auf breiter Fläche abgesetzt worden, sondern in Tälern, die im ältesten Pleistozän durch Fluß- und Gletschertätigkeit weiter vertieft worden waren. Am Ausgang der Alpen läuft die Sohle des ältestpleistozänen Rheintals in die Sohle des ersten Gletscherzungenbeckens im Raum des heutigen Bodensees aus. Der Spiegel dieses Bodensee-Vorläufers muß nach G. Wagner (1962) bei etwa 800 m über Normalnull gelegen haben. Nur ein Teil der Schmelzwässer des ersten Vorlandgletschers ist im übrigen zur Aare abgeflossen, die ihrerseits noch zum Doubs und zur Rhône weiterfloß. Der Hauptteil der Schmelzwässer des ältesten Rheingletschers ging zur Donau. Mit jeder nachfolgenden Eiszeit wurde das Alpenrheintal und sein Vorlandbecken jedoch tiefer, und die jüngeren Deckenschotter dokumentieren bereits eine vorwiegend zum Rhein gerichtete Entwässerung. In der Rifeiszeit (oder auch schon früher?) war schließlich eine Erosionsrinne vorhanden, deren Felssohle im Hochrheintal stärker eingetieft war als die Basis der wärmzeitlichen Erosion. In der Talsohle des heutigen Hochrheins liegen dementsprechend unter der Niederterrasse auch noch Reste der älteren Rinnenschotter.

Oberhalb des Bodensees hat im Alpenrheintal eine gewaltige postglaziale Aufschüttung stattgefunden, die teils in Form von Delta-Absätzen den ursprünglich bis etwa nach Chur zurückreichenden Bodensee auffüllte, teils als Talschotter über den Deltaschichten ausgebildet ist. Das Delta wächst auch heute noch weiter, und in dem Maße, wie es vorrückt, wird sich auch der Boden des oberhalb gelegenen Rheintals weiter aufhöhen.

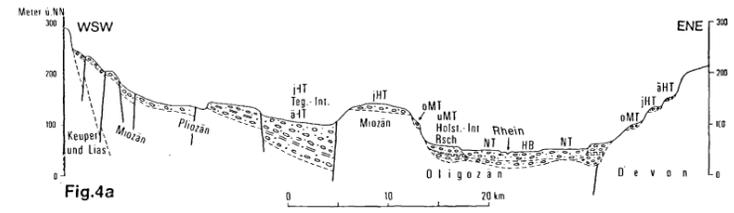


Fig. 4a

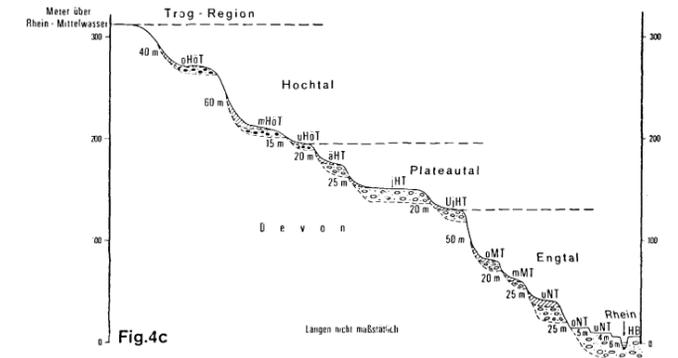


Fig. 4c

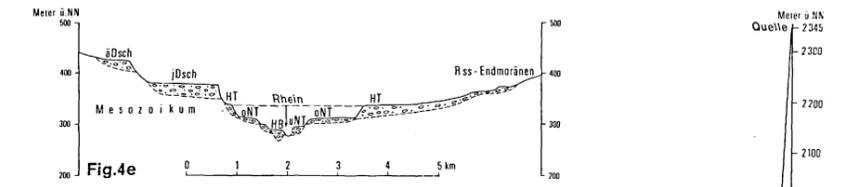


Fig. 4e

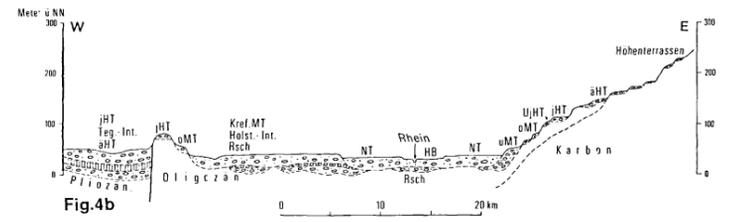


Fig. 4b

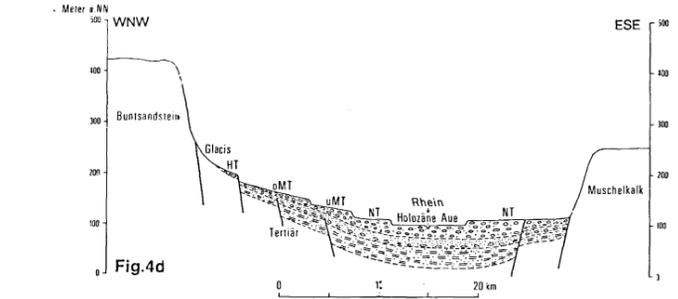


Fig. 4d

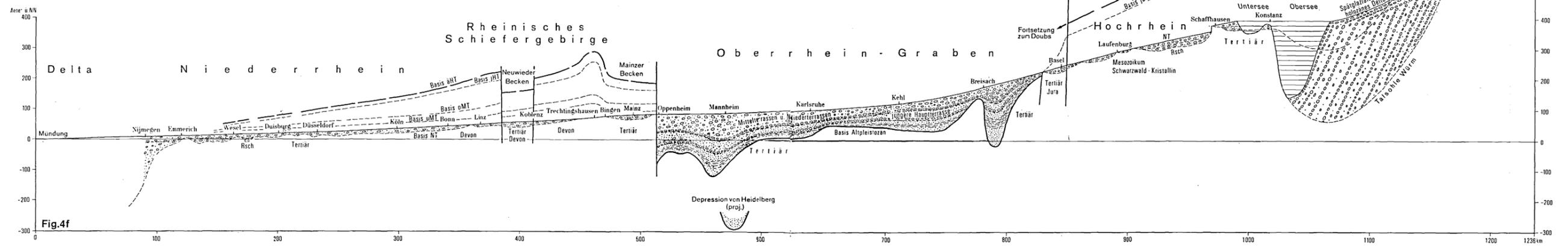


Fig. 4f

FIG. 4a und 4b. — 50-fach überhöhte ideale Schnitte durch das Pleistozän am Niederrhein im Raum Köln und im Raum Krefeld-Düsseldorf. äHT, ältere Hauptterrasse; Teg.-Int., Tegelen-Interglazial; jHT, jüngere Hauptterrasse; UjHT, Unterstufe der jüngeren Hauptterrasse; oMT, obere Mittelterrasse; Rsch, Rinnenschotter; Hol.-Int., Holstein-Interglazial; uMT, untere Mittelterrasse; Kref. MT, Krefelder Mittelterrasse; NT, Niederterrasse; HB, Hochflutbett.

FIG. 4c. — Ca. 10-fach überhöhter schematischer Schnitt durch die Terrassen des Mittelrheintals zwischen Andernach und Bonn. Die Zahlen bezeichnen die mittleren Abstände zwischen den Schotteroberflächen der Terrassen. oHöT, obere Höhenterrasse; mHöT, mittlere Höhenterrasse; uHöT, untere Höhenterrasse; äHT, ältere Hauptterrasse; jHT, jüngere Hauptterrasse; UjHT, Unterstufe der jüngeren Hauptterrasse; oMT, obere Mittelterrasse; mMT, mittlere Mittelterrasse; uMT, untere Mittelterrasse; oNT, obere Niederterrasse; uNT, untere Niederterrasse; HB, Hochflutbett.

FIG. 4d. — 50-fach überhöhter idealer Schnitt durch das Pleistozän des Oberrheingrabens nördlich von Karlsruhe. HT, Hauptterrasse; oMT, obere Mittelterrasse; uMT, untere Mittelterrasse; NT, Niederterrasse.

FIG. 4e. — 10-fach überhöhter idealer Schnitt durch das Hochrheintal oberhalb von Basel, umgezeichnet nach Zink (1940). äDsch, älterer Deckenschotter; jDsch, jüngerer Deckenschotter; HT, Hochterrasse; oNT, obere Niederterrasse; uNT, untere Niederterrasse; HB, Hochflutbett; Rsch, Rinnenschotter.

FIG. 4f. — 250-fach überhöhter Längsschnitt des Rheintals und seiner Terrassen sowie der quartären Ablagerungen unterhalb der Talsohle. äHT, ältere Hauptterrasse; äDsch, älterer Deckenschotter; jHT, jüngere Hauptterrasse; jDsch, jüngerer Deckenschotter; oMT, obere Mittelterrasse; Rsch, Rinnenschotter; uMT, untere Mittelterrasse; NT, Niederterrasse.

Im *Oberrheingraben* kehren sich infolge der ständigen Senkung dieses Krustenstreifens alle Lagerungsverhältnisse um. Die vordem am höchsten liegende Sohle der ältestpleistozänen Erosion taucht ab und fällt im Graben ungefähr mit der Quartärbasis zusammen, wobei zu berücksichtigen ist, daß in dieser Zeit noch keine Verbindung zwischen dem alpinen Rheinsystem (Aare) und dem Oberrheingraben bestand. Das älteste Pleistozän im Oberrheingraben ist also ohne Beziehung zum alpinen Ältestpleistozän und stellt nördlich von Breisach eine selbständige Ablagerung des an der Kaiserstuhl-Wasserscheide entspringenden Ur-Rheins dar. Die tiefsten Schichten in den „bas-fonds“ des südlichen Elsaß entstammen hingegen einem südwärts gerichteten Zufluß der noch zum Doubs entwässernden Aare.

Erst der jüngere Deckenschotter des Voralpengebietes setzt sich über den Oberrhein in den Oberrheingraben fort, nachdem zunächst die Aare nach Norden und etwas später der Alpenrhein nach Westen umgelenkt worden war. Der Einbruch des Aare-Rheins in den Graben kennzeichnet sich durch eine erste stärkere Geröllschüttung mit alpinen Komponenten im sandig-tonigen Altquartär, mit deren Hilfe man die Verbindung zur jüngeren Hauptterrasse im Rheinischen Schiefergebirge vollziehen kann (Fig. 4f).

Die sandigen Schichten im Hangenden der ältesten Rheinschotter im Graben sind ein warmzeitlicher Absatz (Mosbacher Sande), der sich noch stärker in den Tälern von Main und Neckar als altpleistozäne Verschüttung bemerkbar macht. Die am Oberrhein darüber folgenden mächtigen Kiesschichten sind Äquivalente der Mittel- und Niederterrassen in den nördlich anschließenden Gebieten.

Im *Mainzer Becken* sind die älteren Talböden als Terrassen an den Talhängen in mäßigen Höhen entwickelt. In der Talstrecke von Mainz nach Bingen weisen sie kein erkennbares Gefälle auf, sondern haben eher die Tendenz, talabwärts sanft anzusteigen.

Am hohen Rande des *Rheinischen Schiefergebirges* setzt ein stärkerer Anstieg namentlich der Hauptterrassen ein, doch handelt es sich hier offenbar nicht um eine scharfe Verwerfungsstufe, denn die maximale Höhe erreichen alle Terrassen erst etwa 7 km weiter flußabwärts, dort wo die Wölbungsachse des Taunus und Hunsrück liegt. Die Hauptterrassen haben von Bingen bis Trechtingshausen einen Anstieg um etwa 80 m vollzogen, und auch die Mittelterrassen liegen um 15-25 m höher als am Gebirgsrande. Die Talsohle ist auf mehr als 20 km Erstreckung frei von Niederterrassenschottern. Nach der höchsten Terrassenaufbiegung setzt bei allen Talstufen ein zunächst steiles, dann flacher werdendes normales Gefälle ein.

Im *Neuwieder Becken* zeigen sich deutliche Terrassenabsenkungen unter Beibehaltung des nordwärtigen Gefälles. Bei den Hauptterrassen dürfte sich auch eine Lagerungsumkehr eingestellt haben, so daß Absätze der älteren Hauptterrasse unter denen der jüngeren liegen. Auch das Mosbachium (Unterstufe der jüngeren Hauptterrasse) könnte noch in die beckenförmige Schichtenlagerung einbezogen sein (Brunnacker, 1971).

Im *nördlichen Schiefergebirge* sind alle alten Talböden an der Randstörung kräftig gehoben worden, und ältere und jüngere Hauptterrasse erscheinen wieder als getrennte Verebnungen. Der Abfall des Schiefergebirges zur nahen *Niederrheinischen Bucht* bewirkt noch einmal ein stärkeres Gefälle aller Terrassen, das dann stetig geringer wird. Hier konvergieren die Terrassen nach Norden hin und laufen etwa in der Gegend von Nijmegen zusammen, wo sie sich kreuzen und unter der holozänen Talaue verschwinden. Von hier an herrscht wieder beckenförmige Lagerung.

Abseits des heutigen Rheintals hat in der Niederrheinischen Bucht während des Pliozäns und Altpleistozäns jedoch kräftige Senkung und eine Stapelung der Sedimente übereinander stattgefunden. Für diesen Teil des Niederrheingebietes liegt die Terrassenkreuzung bereits bei Bonn.

Die Entstehung des Rheintals und seiner Nebentäler

An der Ausgestaltung des Rheintals mit seinen verschiedenen Reliefgenerationen haben mehrere Faktoren in wechselndem Verhältnis zueinander mitgewirkt. Die wichtigsten von ihnen sind tektonische Bewegungen der Erdkruste und klimatische Einflüsse. Schwankungen des Meeresspiegels blieben in ihren Auswirkungen wohl vorwiegend auf das Mündungsdelta beschränkt. In Gebieten mit tiefen Talausträumen dürften schließlich isostatische Ausgleichsbewegungen wirksam gewesen sein, worauf im folgenden erstmalig aufmerksam gemacht wird.

TEKTONISCHE FAKTOREN

Der Rhein ist der einzige Alpenfluß, der zur Nordsee hin entwässert. Alle übrigen Nordalpengewässer fließen entweder zur Donau und damit zum Schwarzen Meer oder zur Rhône und zum Mittelmeer. Diese Entwässerung hat sich folgerichtig aus der jungtertiären Vortiefe der Molassesenke heraus entwickelt (s. Fig. 3, S. 67). Wenn die Aare und später der Alpenrhein sich in sehr junger Zeit nach Norden in den Oberrheingraben hinein gewandt haben, so ist das ausschließlich den bis heute anhaltenden Senkungen im Grabenraum zu verdanken. Diese waren es, die schon in geringer Entfernung vom Alpenrand eine Höhendifferenz von mehreren hundert Metern im Vergleich zum übrigen Alpenvorland schufen, was zwangsläufig zu schneller rückschreitender Erosion aus dem Grabenbereich heraus führte und das Flußsystem der Donau mit seinem viel geringeren Gefälle um große Bereiche seines Einzugsgebietes beraubte (Aare, Alpenrhein, Neckar, Main).

Auch der Durchfluß des Rheins durch das Rheinische Schiefergebirge ist eine recht ungewöhnliche Erscheinung und geht nicht einfach auf Antezedenz oder Epigenese zurück. Dieser Durchbruch hat vielmehr ebenfalls eine tektonische Anlage. Hier ist quer zu einer alten Mittelgebirgsschwelle, die der Rhein andernfalls nicht hätte überwinden können, seit dem mittleren Oligozän ein Graben an nordnordwestlich gerichteten Brüchen allmählich eingesunken, bis die Bruchzone soweit erniedrigt war, daß der Rhein nach Norden in den Senkungsraum der Niederrheinischen Bucht überfließen konnte. Die großräumige Zerspaltung des Rheinischen Schildes, von dem das Schiefergebirge nur ein Teilgebiet ist, hat Cloos (1939) ausführlich dargestellt, auf die Bedeutung des Grabens im Schiefergebirge selbst hatte vorher schon M. Richter (1934) aufmerksam gemacht. Er konnte nachweisen, daß sich die Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht südwärts ins Gebirge hinein fortsetzt, wo sie sich durch die von Ort zu Ort sprunghaft wechselnde Höhenlage stratigraphisch vergleichbarer Relikte festländischen Tertiärs zu erkennen gibt. Solche Tertiärvorkommen und auch die Höhenlage der tertiären Rumpffläche der sie angehören, bilden bis hin zum Neuwieder Becken einen von Verwerfungen oder Flexuren begrenzten Geländetrog ab, den der Rhein zum Durchbruch nach Norden benutzte. Richter weist ferner darauf hin, daß diese postoligozäne Bruchtektonik auch später wieder aktiv geworden ist und vermutlich bis heute fortlebt. — Vom

Oberrhein graben und Mainzer Becken bis hin zum Neuwieder Becken muß schon früher eine grabenartige Verbindung bestanden haben, da nach hier sogar zeitweilig das Meer von Süden aus vorgeedrungen ist⁽¹⁰⁾.

Berücksichtigt man nun noch, daß der Alpenrhein von Chur bis zum Alpenrande sein Tal in der tektonischen Quersenkung an der Grenze von West- und Ostalpen eingegraben hat und daß der Vorderrhein in den Graubündner Alpen in einer tektonischen Schwächezone im Streichen des Gebirges zwischen dem Gotthard- und dem Aar-Massiv fließt, so kann man mit gutem Grunde festhalten, „daß fast der gesamte Rheinlauf tektonisch angelegt und bestimmt ist“ (Richter).

Auch nachdem tektonische Einbrüche und Senkungen dem Rhein seinen Weg gewiesen hatten, blieben vertikale Krustenbewegungen in den einzelnen Abschnitten des Rheinlaufs für die Talgestaltung und die Art und Weise der fluviatilen Sedimentation wirksam. Wo anhaltende Hebung stattfand, war der Rhein zur Tiefenerosion gezwungen, und zwar um so mehr, je stärker die regionale Hebung war. Klimabedingte Aufschotterungen führen in solchen Bereichen zu Terrassentritten an den Talhängen, wobei die Talteufe der vorangegangenen und weiter anhaltenden Hebung entspricht. In den Alpen, wo der Rhein seit Beginn des Quartärs sein Tal um etwa 900 m vertieft hat, liegen zwischen den einzelnen Terrassen vertikale Abstände bis zu 400 m. Auch im Bodenseegebiet und am Hochrhein war die pleistozäne Tiefenerosion mit insgesamt 300-500 m noch sehr bedeutend. Im Rheinischen Schiefergebirge beträgt sie zwischen unterer Höhenterrasse und Talsohle im Maximum nur noch wenig über 250 m.

Ganz anders verläuft die Talbildung in Räumen mit anhaltender Senkung. Hier ist der Fluß, um sein natürliches Gefälle aufrecht zu erhalten, gezwungen, seine Geröllfracht abzuladen in dem Maße, wie der Untergrund sich einbiegt. Grabenräume werden also, solange ihre Senkung andauert, in ganzer Breite von Aufschüttungen überdeckt, und es entsteht hierbei eine normale Beckenfüllung mit viel vollständigeren Schichtenfolgen, als sie auf Hangterrassen in Erosionstätern erhalten sind. Die Mächtigkeit solcher Beckenablagerungen ist ein genaues Maß für die Größe der Absenkung in der Zeit der Sedimentation.

Hebungen wie Senkungen der Erdkruste verlaufen innerhalb der betroffenen Gebietseinheiten in der Regel nicht gleichförmig. Vielmehr weisen die Gebirge und die Beckenräume Zonen maximaler Hebung bzw. Senkung und dazwischen Gebiete schwächerer epigener Bewegung auf, so daß die spezielle tektonische Formung der einzelnen Gebiete unterschiedlich ist. Der Oberrhein graben, ein 35-40 km breiter Erdkrustenstreifen, der zwischen sich hebenden Gebirgen keilförmig in die Tiefe gesunken ist, zeigt in seinem Hauptteil eine Kippung von Westen nach Osten und ist in sich durch zahlreiche antithetische Brüche zerlegt. Durch die Kippung hat sich die Senkungsachse dem östlichen Grabenrande genähert, und dort beobachtet man auch die größten Schichtenmächtigkeiten (Illies, 1971). Die Teilschollen des Oberrhein grabens haben sich vielfach selbständig bewegt, und namentlich am östlichen Grabenrande sind einzelne Randstaffeln in der Senkung soweit zurückgeblieben, daß sie heute morphologisch zwischen dem Grabeninneren und dem Schwarzwald eine Randhügelzone bilden.

⁽¹⁰⁾ Eine abweichende Entstehungsweise für den Rhein-Durchbruch bei Bingen und die Gestaltung des ältesten Rheintals im Schiefergebirge hat Birkenhauer wiederholt zu belegen versucht (1965, 1971a). Ich gehe hierauf nicht näher ein, da ich Birkenhauers Grundvorstellung einer mehrmaligen kompletten Talverschüttung im Tertiär und einer jeweils nachfolgenden epigenetischen Neuanlage der Täler nicht zu folgen vermag.

Das Mainzer Tertiärbecken zeigt nur an seiner nördlichen Begrenzung eine Bruchtektonik, die für Verlauf und Ausbildung des Rheintals wirksam geworden ist (s. S. 70 f).

Für das Untermainthal haben tektonische Senkungen in den südlichen Ausläufern der Hessischen Senke (Gersprenz-Graben und Aschaffener Senke) eine gewisse Bedeutung, da sie zwischen Pliozän und Altpleistozän eine Terrassenkreuzung bewirkt haben.

Der nach Nordnordwesten durch das Rheinische Schiefergebirge führende Graben ist in seinem Südteil wenig ausgeprägt. Er interferiert hier mit der sehr kräftigen Hebung der Taunus-Hunsrück-Schwelle, seine Achse ist quer gewölbt, und nur ein tieferes Stockwerk der Grabenscholle dürfte hier überhaupt erhalten sein. Insgesamt dominiert in diesem Abschnitt des Schiefergebirges die Hebung, die ihr Maximum bei Trechtingshausen, etwa 7 km nördlich des Gebirgsrandes hat. Von dort an ist die Schiefergebirgsscholle gekippt, bis sich bei Koblenz das Senkungsfeld des Neuwieder Beckens einstellt. Dieses zeigt seine größte Tiefe und stärkste Erniedrigung nahe seinem Nordrande. Hier ist bei Fahr ein pliozäner Schotter bis unter das Niveau der unteren Mittelterrasse versenkt. Auch die Hauptterrassen zeigen, wie schon beschrieben, vermutlich eine Lagerungsumkehr. Im Gegensatz hierzu finden sich in der Umrandung des Beckens alle Terrassen ungefähr in ihrer normalen Höhenlage.

Am Nordrande des Neuwieder Beckens setzt unvermittelt an einer starken Verwerfung der Aufstieg zum nördlichen Schiefergebirge ein. Auch bei diesem liegt die höchste Wölbung unweit seines Südrandes. Insgesamt ist es weniger gehoben als das südliche Schiefergebirge, und der zur Niederrheinischen Bucht führende Graben ist deutlicher ausgeprägt als der entsprechende Graben im Süden. Er verbreitert sich bereits in Höhe der Ahr-Mündung und spaltet sich schon dort in mehrere Bruchschollen auf, die kontinuierlich in die Niederrheinische Bucht hineinführen. Wenig weiter nördlich schließen sich auch die zunächst isolierten Tertiärvorkommen zu ununterbrochener Verbreitung zusammen. Hier verstärkt sich das Absinken der Geländeoberfläche, und an einer bei Bonn gelegenen Achse kreuzen sich die pliozänen und altpleistozänen Terrassenablagerungen des Rheintals, um hinfür in normaler Schichtenfolge in ganzer Breite der Bucht übereinander zu liegen. Erst im jüngeren Pleistozän griff die Hebung auch auf die bis dahin sinkende Bucht über, und die Achse der Terrassenkreuzung verlagerte sich bis in die Gegend von Nijmegen, wo nunmehr auch die Mittel- und Niederterrassen unter der holozänen Aue verschwinden.

In sich ist die Niederrheinische Bucht durch eine im Pleistozän relativ stabile östliche Hälfte und eine noch im Altpleistozän stark sinkende westliche Hälfte gegliedert. Die Bruchschollen der Osthälfte liegen nahezu horizontal, und die Absenkung zur Bucht erfolgt staffelförmig. Im Westen herrscht dagegen eine deutliche Schollenkipfung nach Nordosten, die von einer Reihe antithetischer Brüche unterbrochen ist.

Ebenso wie im Raume wechselt die Intensität von Erdkrustenbewegungen auch in der Zeit. Epirogene Hebungen und Senkungen sowie die oft begleitenden Bruchverschiebungen und Schollendislokationen verlaufen bald langsamer, bald schneller und können sich vorübergehend auch paroxysmal so steigern, daß in kurzer Zeit erhebliche Strukturveränderungen und in ihrem Gefolge Diskordanzen eintreten. O. Wittmann hat, ausgehend vom Oberrheingraben, in mehreren Arbeiten (zuletzt 1941) darauf hingewiesen, daß solche Bewegungen orogenen Ausmaßes auch im Quartär auftreten, und er hat die Höhepunkte dieses Geschehens zeitlich einge-

ordnet. Seine tektonischen Phasen, die er als die baltische (brisingovische), die baki-nische (ortenauische) und die jungwalachische bezeichnet, legt er in die Würm-Zeit, in das Mindel-Riß-Interglazial und in das Günz-Mindel-Interglazial. Neuere Ansichten über ein mögliches höheres Alter vieler Terrassenabsätze (vgl. S. 86) stellen diese zeitliche Einordnung nicht im Prinzip, wohl aber in den Details ein wenig in Frage.

In der Niederrheinischen Bucht hat es Höhenpunkte der Bruchschollenbewegung an der Wende Pliozän-Pleistozän sowie vor Absatz der jüngeren Hauptterrasse und unmittelbar nach ihrer Bildung gegeben. Die letztgenannte Phase hat nicht nur bedeutende Bruchverschiebungen in der jüngeren Hauptterrasse hervorgerufen, sondern, wie schon erwähnt, die bis dahin sinkende Niederrheinische Bucht in die allgemeine Hebung des angrenzenden Gebirges mit einbezogen, so daß hiernach die Eintiefung des Rheintals auch im Niederrhein-Abschnitt begann. — Jüngere tektonische Bewegungen sind in der Niederrheinischen Bucht zwar örtlich nachgewiesen, haben aber nur geringe Bedeutung. Wichtiger ist, daß die Bucht noch heute im Verhältnis zu ihrer Gebirgsumrandung sinkt, wie sich durch wiederholte Feinnivellements ergeben hat (Quitow und Vahlensieck, 1955). Man muß diese Bewegung, die an den Hauptbrüchen Beträge von der Größenordnung 1 mm/Jahr erreicht, als ein Zurückbleiben im Rahmen einer weitergespannten Hebung ansehen.

Die im vorhergehenden genannte Bruch- und Hebungphase nach Absatz der jüngeren Hauptterrasse ist in der Niederrheinischen Bucht bei weitem die bedeutendste. Sie scheint auch in den übrigen Gebieten erhebliches Ausmaß besessen zu haben. Im Rheinischen Schiefergebirge hat sie vor allem der Hebung einen starken Impuls gegeben, im Oberrheingraben, wo sie mit Wittmanns jungwalachischer Phase identisch ist, sind offensichtlich verstärkte Senkungen eingetreten. Diese in ihrer Richtung gegensätzlichen Bewegungen — Hebung im Gebirge, Senkung im Graben — dürften die Ursache für die tiefe Ausräumung des Main- und Neckartals nach Bildung der jüngeren Hauptterrasse sein. Die Flüsse reagierten auf die Senkung der Erosionsbasis. Am Rande des rasch aufsteigenden Schiefergebirges hingegen kam es im Rheingraben zu einem Stau, der in der Folgezeit zu verstärkten Aufschüttungen im Graben und in den übertief eingeschnittenen Tälern von Main und Neckar führte (Körper, 1962; Becksmann, 1970). So läßt sich die mächtige Sedimentation des Mosbachium, welche die einzige warmzeitliche Terrassenbildung von überörtlicher Bedeutung im Rheinsystem darstellt, zwanglos auf verstärkte tektonische Bewegungen in der jungwalachischen Phase zurückführen.

KLIMATISCHE EINFLÜSSE

Neben der Tektonik stellt das jeweils herrschende Klima einen wichtigen Faktor für die Talbildung dar. Vom Klima hängt es weitgehend ab, ob ein Fluß sich in den Untergrund einschneidet oder ob er aufschottert, ferner welche Talform er anlegt. Die Anfänge des Rheintals fallen noch in das warme, feuchte Mittel- und Obermiozän, eine Zeit, in der im Schiefergebirge Rumpfflächenbildung herrschte. Der Rhein hatte damals von der neu entstandenen Grabensenke quer durch das Gebirge Besitz ergriffen (s. S. 92), einer breiten Geländedepression von sehr flach muldenförmiger Gestalt mit relativ schmalen, etwas kräftiger ansteigenden Flanken von 50-100 m Höhe. Diese Formen sind noch heute im Rheintrog erhalten. Tiefenerosion fand damals nicht statt, es herrschte Flächenspülung, und der Fluß führte keinerlei Grobsedimente mit sich. Ein eigentliches Rheintal existierte also noch nicht.

Erst im Pliozän begann der Rhein, unter dem Einfluß eines weniger warmen und zeitweilig trockenen Klimas, ein von steilen Hängen begrenztes Tal in den Trog einzutiefen und in besonders trockenen Zeitabschnitten infolge starker Grobsand- und Geröllführung auch kräftige Seitenerosion auszuüben. Die Maxima des semi-ariden Klimas führten sogar zu Aufschotterungen auf den breiten Talsohlen (Kieseloolith-Schotter). Diese Vorgänge wiederholten sich mehrmals, so daß uns aus dem Pliozän drei durchgehende Höhenterrassen unterhalb des Trogniveaus überliefert sind.

Im Pleistozän setzte sich die Talvertiefung mit mehrfacher Zwischenaufschotterung fort, jedoch unter anderen klimatischen Bedingungen. Die nunmehr aufkommenden Kaltzeiten erbrachten mit Hilfe der ungemein gesteigerten Schuttzufuhr in allen Tälern und mittels des von Büdel (1969) herausgestellten Eisrindeneffektes weitaus größere Talvertiefungen als im Pliozän unter gleichzeitiger Seitenerosion mit sich. Die pleistozänen Aufschotterungen fallen jeweils mit den Kältemaxima der Hochglaziale zusammen. Auf den Ausnahmefall der altpleistozänen warmzeitlichen Talverschüttung und ihre tektonische Ursache wurde bereits an anderer Stelle hingewiesen (S. 94).

So ist der Einfluß des Klimas auf die Talbildung und Talgestaltung evident. Es mehren sich heute sogar die Stimmen, die dem Klima die ausschlaggebende Rolle zugestehen, im Gegensatz zu früheren Zeiten, als man dazu neigte, die gesamte Terrassenbildung durch einen Wechsel von Hebungen der Erdkruste und Hebungsstillständen oder gar -rückläufigkeiten zu erklären. Auf Louis (1961) geht die Erkenntnis zurück, daß Landhebungen allein unter bestimmten Umständen noch keine Taleintiefung im Gefolge haben und daß es erst eines geeigneten Klimas bedarf, um Erosionen auszulösen. Louis weist hierbei auf die generelle pleistozäne Zertalung hin, die selbst ganz niedrige ehemalige Rumpfflächen ergriffen hat, während vorher, bis zum ausgehenden Miozän, selbst höhere Rumpfflächen unzerschnitten blieben. In Weiterverfolgung dieser Gedanken erklärt Heine (1971) die starke Eintiefung des Mittelrheintals unterhalb der jüngeren Hauptterrasse allein durch die Wirkung eines ausgeprägten periglazialen Klimas seit der Günz-Eiszeit, das vorher in diesem Ausmaße nicht geherrscht hat. Die Annahme verstärkter Hebung des Schiefergebirges nach Bildung der Hauptterrasse (Quitow, 1959) hält er für unnötig und glaubt eher an ein sich allmählich steigerndes Emporwachsen des Gebirges vom Tertiär bis heute. Im Altquartär wäre nach Heine die Taleintiefung hinter der Hebung zurückgeblieben, und erst das intensive Kaltklima in den Glazialabschnitten von der Günz-Eiszeit an hätte es dem Rhein ermöglicht, die angewachsene Vertikaldifferenz zwischen Gebirge und Vorland mit unverhältnismäßig großer Erosionsleistung wieder auszugleichen. Man kann Heine hierin wohl grundsätzlich zustimmen, doch hat er keineswegs widerlegt, daß neben dem Kaltklima auch stärkere Krustenbewegungen wirksam gewesen sein können. Gerade nach Bildung der jüngeren Hauptterrasse haben ja starke Bruchschollenverschiebungen im Gebirge wie in der Niederrheinischen Bucht stattgefunden, und in der letzteren fand der Umbruch von der Beckensedimentation zur Zerschneidung statt, was gleichbedeutend ist mit Beendigung der Senkung und Einbeziehung in die Landhebung. Eine Verstärkung des periglazialen Kaltklimas allein hätte das nicht bewirken können, ganz abgesehen davon, daß auch im Altpleistozän zeitweilig schon ausgeprägt periglaziale Klimate herrschten (synchrone Frostkeile und Kryoturbationen in der jüngeren Hauptterrasse).

Im Zusammenhang mit dem ausgeprägten periglazialen Klima des mittleren und jüngeren Pleistozäns sieht Birkenhauer (1971b) jene Erscheinung, die er den

„geomorphologischen Umbruch“ nennt. Er versteht darunter den Wechsel von den breiten, gefällsarmen bis gefällslosen Hauptterrassentälern zu den engen, kastenartigen, ± gefällsstarke Tälern der jüngeren Terrassen. Für die ersteren vermutet er noch spättertiäre Formungsvorgänge, im Gegensatz zum eiszeitlichen Milieu, in dem die Engtäler entstanden sind. Birkenhauer geht in seinen Deutungen so weit, im Rheinischen Schiefergebirge ein nennenswertes Gefälle der Hauptterrassen schon vom Ursprung her zu leugnen (vgl. auch S. 98 f). Talaufwärts müssen nach ihm daher die Hauptterrassen der kleineren Täler schließlich auf die rezente Talsohle stoßen und in diese eingehen. Oberhalb der Hauptterrassen-„Talbodenschlüsse“, die im übrigen mit Talweitungen und Strecken verminderten Gefälles verbunden seien, gebe es keine Hauptterrassen mehr an den Talhängen. Die Beobachtung im Gelände führt jedoch zu ganz anderen Befunden: Nirgends ist unmittelbar zu erkennen, daß eine Hauptterrasse sich in die Talsohle fortsetzt, was man doch stellenweise sehen müßte, wenn es wirklich vorkäme. Birkenhauer erschließt dieses vielmehr auf Grund seiner Vorstellungen und stützt sich auf Talausweitungen, die etwa dort liegen, wo die Terrasse in den Talboden eingehen soll. Nun ist der Wechsel von Talweitungen und Talengen aber überall so häufig und geht auf so verschiedene Ursachen zurück, daß man damit unmöglich Verschmelzungen von Terrassen mit der Talsohle beweisen kann. So ist denn auch ganz im Gegensatz zu Birkenhauer immer wieder zu beobachten, daß in den mittleren Strecken der Schiefergebirgstäler, wo die Talsohle stärker anzusteigen beginnt, auch die Hauptterrassen allmählich höher gehen. Sie fallen dort nur weniger auf, weil sie stärker zerschnitten sind als im unteren Talabschnitt, nur noch schmale Hangleisten oder Eckfluren bilden und nur noch selten Schotterreste tragen. Man beobachtet aber in entsprechenden Höhen immer noch eine ausreichende Zahl von Verebnungen mit oder ohne Schotterauflage⁽¹¹⁾, so daß man die Hauptterrassen im allgemeinen noch bis weit in die Oberläufe der Täler verfolgen kann. Sie steigen zwar weniger an als die rezente Talsohle, aber sie vereinigen sich mit ihr erst am Talursprung.

Dieses im Gelände in vielen Tälern gewonnene Bild entspricht im übrigen auch völlig den Vorstellungen, die man sich über die Gestaltung unserer Täler im periglazialen Klima machen muß. Wie Büdel (1969) dargelegt hat, ist es im Kaltlima charakteristisch, daß die Täler infolge der starken Schuttfuhr, des hohen und stoßweise wirksamen Abflusses sowie des Eisrinden-Effektes *in ihrer gesamten Länge* tiefergelegt werden. Das hat die auch bei uns immer wieder bestätigte Divergenz aller Terrassen vom Talursprung an zur Folge gehabt und das macht eine „Talbodenschluß“ von Terrassen inmitten des Talverlaufs unmöglich.

EUSTATISCHE SCHWANKUNGEN DES MEERESSPIEGELS

Neben anderen Faktoren, die zur Taleintiefung und Terrassenbildung beigetragen haben, wird auch oft der mögliche Einfluß von eustatischen Hebungen und Senkungen des Meeresspiegels während des Quartärs diskutiert. Die Meinungen über die Auswirkung solcher Meeresspiegelschwankungen auf die Talgestaltung

⁽¹¹⁾ Eine Beobachtung, die für viele andere stehen mag, machte ich im Ahrtal, 1,5 km südlich von Kreuzberg. Hier findet sich auf dem nach Ost-südost vorspringenden Bergsporn in ca. 320 m über Normalnull nicht nur eine ausgeprägte Verebnung, sondern auch eine Decke von grobem verlehnten Buntschotter, wie er nur im Pleistozän vorkommt. Es handelt sich um einen Rest der älteren Hauptterrasse, etwa 140 m über der Ahr. Demgegenüber soll nach Birkenhauer bei Kreuzberg die jüngere Hauptterrasse bereits in den Talboden eingehen. Die ältere Hauptterrasse wäre dann im gleichen Raum nur 30 m über der Talsohle anzunehmen.

gehen weit auseinander, und es hängt wohl auch sehr vom Relief des Landes und des Meeresbodens ab, wie ein Fluß auf Höhenänderungen seiner Erosionsbasis antwortet. An gebirgigen Küsten und bei steilem Abfall des Meeresbodens wird er heftig reagieren und dem Absinken und Wiederansteigen des Meeres mit Erosion und Wiederaufschotterung folgen. Beides kann sich bis weit ins Landesinnere fortsetzen. An Tieflandküsten und bei flach abfallendem Meeresboden werden Meeresspiegelschwankungen dagegen keine großen Wirkungen auf die Flüsse hervorbringen, da sich dann lediglich die Länge ihrer Unterläufe, weniger aber deren Gefälle ändert. Wie Pons (1954) auf Grund der Gefällskurve der Rhein-Niederterrasse ermittelt hat, muß die Rhein-Mündung in der letzten Eiszeit 700-800 km von der heutigen Mündung entfernt im Pas-de-Calais gelegen haben. Das Gefälle ist dort sehr gering gewesen. Ausgleichende Erosionen und Sedimentationen waren dementsprechend klein und blieben räumlich auf einen relativ schmalen Küstensaum beschränkt. So macht sich der Rückstau durch die postglaziale Flandrische Transgression nur im Rhein-Delta bis Nijmegen durch Aufschüttungen bemerkbar. Im Rheintal oberhalb des Deltas ist dagegen weder für die wechsellzeitlichen Talvertiefungen noch für die Aufschotterungen eine eustatische Ursache erkennbar, und es gibt auch keinen Anhalt dafür, daß es in den älteren Eiszeiten anders gewesen ist.

Neben dem klimatisch bedingten Absinken und Wiederansteigen des Meeres während des Pleistozäns hat sich noch eine allgemeine, seit dem Miozän bemerkbare, kontinuierliche Meeresspiegelsenkung vollzogen. Dieser umfassenderen Bewegung sind die klimatisch gesteuerten Schwankungen nur aufgelagert. Rohdenburg (1968) hat diese Erscheinung sehr klar herausgestellt. Er sieht in der stetigen Meeresspiegelsenkung, die seit dem ältesten Quartär einen Betrag von 150-180 m erreicht hat, eine wesentliche Ursache für die Tiefe der quartären Zertalung, welche in weiten Gebieten Mitteleuropas von der gleichen Größenordnung ist. Eine Sonderstellung nehmen die südlichen Nordseeküsten ein, da hier keine hochgelegenen alten Strände die Meeresspiegelsenkung belegen. Hier müssen Landsenkungen in Verbindung mit der Sedimentation ausgleichend gewirkt haben, so daß die Lage des Landes im Verhältnis zum Meer im gesamten Quartär annähernd konstant geblieben ist. Für die Taleintiefung im Hinterland dürfte das die gleiche Wirkung gehabt haben wie eine Meeresspiegelsenkung gegenüber einem nicht sinkenden Küstensaum. Der einzige Unterschied besteht darin, daß bei den Zuflüssen zur südlichen Nordsee die Terrassen zum sinkenden Tiefland konvergieren und sich an seinem Rande kreuzen, während bei ruhenden Küsten die Flußterrassen über dem Meer ausstreichen und mit den marinen Strandterrassen aus den Interglazialzeiten interferieren.

Von der durch die allgemeine Meeresspiegelsenkung erzeugten relativen Hebung des gesamten mitteleuropäischen Raumes, den Rohdenburg in seiner Studie behandelt, müssen scharf die echten tektonischen Hebungen begrenzter Krusteneinheiten getrennt werden. Sie vergrößern beim Rhein den vertikalen Abstand der Landoberfläche nicht nur zum Meer, sondern auch zu den umgebenden nicht gehobenen Schollen. Auf diese Bewegungen wurde im Abschnitt „Tektonische Faktoren“ bereits eingegangen. Ihre Rolle dürfte bei der Bildung des Rheintals die der klimatischen und eustatischen Faktoren noch übertreffen.

ISOSTATISCHE HEBUNGEN

In den meisten Tälern des Rheinischen Schiefergebirges, in den großen sowohl wie in den kleinen, verlaufen die Hauptterrassen über längere Strecken auffallend flach, und zum Teil wird ihr Gefälle sogar gleich null. Insbesondere wenn man wie Birkenhauer (1971b) eine „Vertikaltoleranz“ einführt, innerhalb derer gewisse Höhenunterschiede bei einer Terrasse schwanken können und nicht auf nachträgliche Verbiegungen hindeuten, muß man zu der Auffassung gelangen, daß die Hauptterrassen in großen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges ohne Gefälle sind und bis in die Talverzweigungen hinein immer ungefähr in der gleichen Höhe über Nordnorden angetroffen werden. In konsequenter Weiterführung dieses Gedankens postulierte Birkenhauer, daß die mehr oder weniger horizontal verlaufenden Hauptterrassen talaufwärts auf die Talsohle stoßen und in diese eingehen müssen. Hiergegen wurde bereits auf S. 96 Stellung genommen. Zweifellos hat Birkenhauer aber recht mit seinem Hinweis auf die \pm horizontalen Hauptterrassen in den unteren Talstrecken, und seine Karte, die diese Erscheinung in einem größeren Gebiet darstellt, gibt eine Vorstellung ihres räumlichen Ausmaßes, die man bis dahin nicht hatte. Die meisten Autoren hatten vorher nämlich zur Erklärung des flachen Auslaufens der Hauptterrassen immer örtliche tektonische Aufbiegungen oder Bruchverschiebungen zur Erklärung herangezogen. Birkenhauers Verdienst ist es, gezeigt zu haben, daß das Phänomen allgemeine, überörtliche Bedeutung hat. Es muß also auch eine übergeordnete Erklärung gefunden werden. Leider gibt Birkenhauer eine solche nicht, sondern spricht lediglich beschreibend vom „geomorphologischen Umbruch“ zwischen den Hauptterrassen mit ihren breiten, äußerst flachen Talböden und den jüngeren Engtälern, in denen Gefälle herrschte. Offenbar ist er der Ansicht, die Hauptterrassen seien in den unteren Talabschnitten von Anfang an ohne nennenswertes Gefälle gewesen. Das ist jedoch ausgeschlossen, denn die immensen Grottschottermassen, die durch das Rheintal und seine Nebentäler transportiert wurden und dort kräftige Seitenerosionen ausübten, setzen ein Gefälle unbedingt voraus. Die heute so gefällsarmen Hauptterrassen müssen in den betreffenden Talstrecken also nachträgliche Lagerungsänderungen erlitten haben. Von gewöhnlicher tektonischer Art können sie kaum gewesen sein, da praktisch alle Täler des Schiefergebirges erfaßt sind. Hier hilft weder die Annahme einer Gesamthebung des Gebirges noch lassen sich örtliche tektonische Ereignisse denken, die in allen unteren Talabschnitten Hebungen bewirkt haben. Eine umfassende, überall anwendbare Erklärung bietet sich aber an, wenn wir annehmen, daß die Gebiete tiefer und breiter Talausträumung *zum Ausgleich der eingetretenen Entlastung isostatisch mehr oder weniger hoch wieder angestiegen sind*. Die im Pleistozän geschaffenen Ausräume, die im Rheintal sowie in den unteren Strecken der Nebentäler Entlastungen von einigen 100 m Gestein mit sich bringen, sind beträchtlich genug, um isostatische Hebungen in Gang setzen zu können. So hat Jäckli (1958) nicht nur ganz allgemein für jede großräumige Erosion und Sedimentation entsprechende isostatische Ausgleichsbewegungen gefordert, sondern derartige Hebungen auch in Tälern als sehr wahrscheinlich hingestellt. Auf die Hauptterrassen angewandt, würde die Annahme solcher Bewegungen viele der bisher schwer verständlichen Erscheinungen deuten. In allen Tälern des Schiefergebirges wäre in der untersten Strecke die Eintiefung und Druckentlastung am stärksten. Isostatische Hebungen hätten die dort schon ursprünglich schwachen Gefälle der Hauptterrassen noch mehr verringert. Talaufwärts würden solche Ausgleichsbewegungen allmählich kleiner werden, die vorhandenen Terrassengefälle würden weni-

ger vermindert sein, und von bestimmten Punkten an müßten die isostatischen Hebungen aufhören. Das sind die Stellen, wo die Hauptterrassen anfangen, talaufwärts stärker zu steigen.

Weiterhin muß man aus den isostatischen Hebungen von Talbereichen eine ständig sich erneuernde Tendenz der Flüsse zur weiteren Talvertiefung folgern. Sie hat vielleicht neben anderen Faktoren bei der so überaus schnellen und starken Eintiefung des Steiltals nach Ablagerung der jüngeren Hauptterrasse mitgewirkt.

Bei der Annahme isostatischer Hebungen als Folge von vorangegangenen Tal-ausräumungen erhebt sich die Frage, welche Talbreiten und Taltiefen erforderlich sind, damit die Ausgleichsbewegung überhaupt in Gang kommt. Diese Mindestmaße dürften dort zu erkennen sein, wo in mittleren oder oberen Talstrecken die Grenze zwischen stärker geneigtem und flachem Verlauf der Hauptterrassen liegt. Nach meinen Beobachtungen weisen in diesem Bereich einige Eifeltäler am oberen Rand eine Breite von etwa 500 m auf, und die Taltiefe bis hinab zur jüngeren Hauptterrasse beträgt wenigstens 100 m.

Noch nicht geklärt ist, in welcher Weise die angenommenen isostatischen Hebungen die Täler erfassen, das heißt, ob sie sich nur auf die tiefen Talräume beschränken oder die gesamte Talbreite betreffen und eventuell noch einen randlichen Saum mit einbeziehen. Zu einer Antwort auf diese Frage reichen die Beobachtungen noch nicht aus. Es sei jedoch vermerkt, daß die jüngere Hauptterrasse des Rheins südlich der Ahr-Mündung im Querprofil über die gesamte Talbreite von etwa 7 km völlige Höhenkonstanz aufweist und nicht, wie man erwarten könnte, zur Mitte des Tals abfällt. Eine isostatische Wölbung mit ihrem Maximum in der Talmitte würde diese Erscheinung erklären.

Angeführte Literatur

- AHLBURG, J. (1916). — Über das Tertiär und das Diluvium im Flußgebiete der Lahn. *Jb. Preuß. Geol. L.-A.*, 36, 1, 1915, p. 269-373, 9 Taf., 8 Abb., Berlin.
- ANDERLE, H.-J. (1968). — Die Mächtigkeiten der sandig-kiesigen Sedimente des Quartärs im nördlichen Oberrhein-Graben und der östlichen Untermain-Ebene. *Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 96, p. 185-196, 1 Taf., Wiesbaden.
- ANDRES, W. (1967). — Morphologische Untersuchungen im Limburger Becken und in der Idsteiner Senke. *Rhein-Mainische Forsch.*, H. 61, 88 p., 23 Abb., 15 Bilder, 2 Tab., 1 Karte, Frankfurt a.M.
- BARSCHE, D. (1968). — Die pleistozänen Terrassen der Birs zwischen Basel und Delsberg. *Regio Basiliensis*, IX, 2, p. 363-383, 2 Abb., 4 Tab., Basel.
- BARTZ, J. (1936). — Das Unterpliocän in Rheinhesen. *Jahresber. u. Mitt. Oberrhein. geol. Ver.*, N.F., 25, p. 121-228, 9 Abb., Stuttgart.
- BARTZ, J. (1950). — Das Jungpliocän im nördlichen Rheinhesen. *Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 6. Folge, H. 1, p. 201-243, 2 Taf., 3 Abb., Wiesbaden.
- BARTZ, J. (1960). — Zur Gliederung des Pleistozäns im Oberrheingebiet. *Z. deutsch. geol. Ges.*, 111, 3, p. 653-661, 2 Abb., 1 Tab., Hannover.
- BARTZ, J. (1974). — Die Mächtigkeit des Quartärs im Oberrhein-Graben. *Approaches to Tephrogenesis*, Inter-Union Commission on Geodynamics, Scient. report Nr. 8, p. 78-87, 1 Karte, Stuttgart (Schweizerbart).
- BECKSMANN, E. (1970). — Die zeitliche Aufgliederung der Bruchtektonik im Odenwald und Kraichgau. *Z. deutsch. geol. Ges.*, 121, p. 119-123, 1 Abb., Hannover.
- BIRKENHAUER, J. (1965). — Zur älteren Talentwicklung beiderseits des Rheins zwischen Andernach und Bonn. *Erdkunde*, 19, H. 1, p. 58-66, 1 Profiltaf., 2 Abb., Bonn.
- BIRKENHAUER, J. (1971a). — Verharren und Änderung der Hauptabdachung am Rheindurchbruch bei Bingen und im Gebiet der Idsteiner Querfurche, Westdeutschland. *Z. Geomorph.*, N.F., Suppl. Bd. 12, p. 73-106, 3 Abb., Berlin-Stuttgart.
- BIRKENHAUER, J. (1971b). — Vergleichende Betrachtung der Hauptterrassen in der rheinischen Hochscholle. *Kölner Geogr. Arb.*, Sonderband (Festschr. f. K. Kayser), p. 99-140, 4 Abb., Wiesbaden.

- BOENIGK, W., KOWALCZYK, G. und BRUNNACKER, K. (1972). — Zur Geologie des Ältestpleistozäns in der Niederrheinischen Bucht. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 123, p. 119-161, 12 Abb., 4 Tab., Hannover.
- BOLSENKÖTTER, H. und HILDEN, H. D. (1970). — Ein Beitrag zur Talgeschichte der Stever und der unteren Lippe. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 17, p. 47-54, 3 Abb., Krefeld.
- VON DER BRELIE, G. (1966). — Pollenanalytische Untersuchungen zur Gliederung des Pleistozäns im nördlichen Oberrheintal-Graben. *Z. deutsch. geol. Ges.*, 115, 1963, p. 902-903, Hannover.
- BRUNNACKER, K. (1964). — Über Ablauf und Altersstellung altquartärer Verschüttungen im Maintal und nächst dem Donautal bei Regensburg. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 15, p. 72-80, 1 Abb., 1 Tab., Öhringen (Württ.).
- BRUNNACKER, K. (1967). — Grundzüge einer Löß- und Bodenstratigraphie am Niederrhein. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 18, p. 142-151, 2 Abb., Öhringen (Württ.).
- BRUNNACKER, K. (mit Beiträgen von F. HELLER und V. LOŽEK) (1971). — Beiträge zur Stratigraphie des Quartär-Profiles von Kärlich am Mittelrhein. *Mz. Naturw. Arch.*, 10, p. 77-100, 2 Abb., 2 Tab., Mainz.
- BRUNNACKER, K., STREIT, R. und SCHIRMER, W. (1969). — Der Aufbau des Quartär-Profiles von Kärlich/Neuwieder Becken (Mittelrhein). *Mz. Naturw. Arch.*, 8, p. 102-133, 8 Abb., 3 Tab., 1 Anl., Mainz.
- BÜDEL, J. (1969). — Der Eisrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. *Würzburger Geogr. Arb.*, H. 25, 41 p., Würzburg.
- CARLÉ, W. (1955). — Bau und Entwicklung der Südwestdeutschen Großscholle. *Beih. Geol. Jb.*, H. 16, 272 p., 4 Taf., 45 Abb., Hannover.
- CLOOS, H. (1939). — Hebung-Spaltung-Vulkanismus. Elemente einer geometrischen Analyse irdischer Großformen. *Geol. Rundsch.*, 30, p. 401-527, 6 Taf., 60 Abb., Stuttgart.
- FEIGE, W. (1961). — Talentwicklung und Verkarstung im Kreidegebiet der Alme. *Spieker*, 11, p. 3-66, 3 Beilagen, 10 Abb., Münster.
- FISCHER, F. (1962). — Geomorphologische Beobachtungen zwischen dem mittleren Oberrhein und der mittleren Mosel. *Ann. Univ. Saraviensis, Scientia*, 10, H. 1/2, p. 13-48, 1 Taf., 6 Abb., Saarbrücken.
- FISCHER, F. (1965). — Zusammenfassender Überblick über die Moselterrassen zwischen Remiremont und der Saarmündung sowie Versuch einer zeitlichen Gliederung der Terrassen des Moselsystems. *Ann. Univ. Saraviensis, math.-naturw. Reihe*, H. 4, p. 122-145, 1 Taf., 3 Abb., 1 Tab., Berlin.
- FRECHEN, J. und HEIDE, H. (1970). — Tephrostratigraphische Zusammenhänge zwischen der Vulkantätigkeit im Laacher See-Gebiet und der Mineralführung der Terrassenschotter am unteren Mittelrhein. *Decheniana*, 122, H. 1, p. 35-74, 8 Abb., 9 Tab., Bonn.
- FRECHEN, J. und LIPPOLT, H. J. (1965). — Kalium-Argon-Daten zum Alter des Laacher Vulkanismus, der Rheinterrassen und der Eiszeiten. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 16, p. 5-30, 8 Abb., Öhringen (Württ.).
- FRECHEN, J. und VAN DEN BOOM, G. (1959). — Die sedimentpetrographische Horizontierung der pleistozänen Terrassenschotter im Mittelrheingebiet. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 4, p. 89-125, 26 Abb., 21 Tab., Krefeld.
- FRICKE, K., HESEMANN, J. und v. D. WÜLBECKE, J. (1949). — Ein neuer Aufschluß mit elster- und saaleiszeitlichen Bildungen im Lippe-Diluvium bei Waltrop. *N. Jb. Miner., Geol., Paläont., Mh.*, 1949, B, p. 328-332, 3 Abb., Stuttgart.
- GEYER, O. F. und GWINNER, M. P. (1968). — *Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg*. 2. Aufl. 228 p., 7 Tab., 73 Abb., 11 Taf., Stuttgart (Schweizerbart).
- GRAUL, H. (1962a). — Die Niederterrassenfelder im Umkreis von Basel. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 13, p. 181-196, 3 Abb., 3 Tab., Öhringen (Württ.).
- GRAUL, H. (1962b). — Geomorphologische Studien zum Jungquartär des nördlichen Alpenvorlandes. Teil I: Das Schweizer Mittelland. *Heidelberger Geogr. Arb.*, H. 9, 104 p., 13 Abb., 11 Tab., Heidelberg.
- GURLITT, D. (1949). — Das Mittelrheintal. Formen und Gestalt. *Forsch. z. deutsch. Landeskunde*, 46, 159 p., 2 Taf., 28 Abb., Stuttgart.
- HANTKE, R. (1970). — Zur Diffuzenz des würmeiszeitlichen Rheingletschers bei Sargans und die spätglazialen Gletscherstände in der Walensee-Talung und im Rheintal. *Vierteljahrsschr. Naturforsch. Ges. Zürich*, 115, 1, p. 101-126, 1 Karte, 7 Abb., Zürich.
- HEIL, R. (1959). — Die „Bergsträßer Diluvialterrasse“ zwischen der Odenwaldquelle (südlich Heppenheim) und Bensheim. *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, N.F., 41, p. 35-45, 2 Abb., Stuttgart.

- HEIM, A. (1919). — *Geologie der Schweiz*, Bd. 1: *Molasseland und Juragebirge*. 704 p., 126 Abb., 31 Taf., Leipzig.
- HEINE, K. (1970). — Fluß- und Talgeschichte im Raum Marburg. *Bonner Geogr. Abh.*, H. 42, 195 p., 49 Abb., 1 Beilage, 3 Tab., Bonn.
- HEINE, K. (1971). — Über die Ursachen der Vertikalabstände der Talgenerationen am Mittelrhein. *Decheniana*, 123, H. 1/2, p. 307-318, 2 Abb., Bonn.
- HUHN, F. (1938). — Das Wuppertal und seine Terrassen. Ein Beitrag zur Morphologie des Bergischen Landes. *Verhandl. Naturhist. Ver. Rheinl. u. Westf.*, 97 A, p. 57-181, 5 Taf., 5 Abb., Bonn.
- ILLIES, H. (1965). — Bauplan und Baugeschichte des Oberrheingrabens. *Oberrhein. geol. Abh.*, Jg. 14, H. 1/2, p. 1-54, 26 Abb., Karlsruhe.
- ILLIES, H. (1971). — Der Oberrheingraben. Modell eines Prinzips von Bau und Bewegung der Erde. *Fridericiana*, H. 9, p. 17-32, 13 Abb., Karlsruhe.
- JÄCKLI, H. (1958). — Der rezente Abtrag der Alpen im Spiegel der Vorland sedimentation. *Ecl. Geol. Helvet.*, 51, p. 354-365, 2 Abb., 3 Tab., Basel.
- JÄCKLI, H. (1963). — *Karte der letzten Vergletscherung (Würmeiszeit) der Schweiz*. Nebenkarte 1 : 1 000 000 auf der Geotechnischen Karte der Schweiz 1 : 200 000, Blatt Nr. 2, 2. Aufl., Bern.
- KAISER, K. (1957). — Die Höhenterrassen der Bergischen Randhöhen und die Eisrandbildungen an der Ruhr. *Sonderveröff. Geol. Inst. d. Univ. Köln*, Nr. 2, 39 p., 8 Abb., 5 Tab., 1 Karte, Köln.
- KAISER, K. (1961). — Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein, sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen. *Festschr. 33. Deutsch. Geographentag*, 1961, p. 236-278, 6 Abb., 7 Tab., 3 Karten, Wiesbaden.
- KANDLER, O. (1970). — Untersuchungen zur quartären Entwicklung des Rheintals zwischen Mainz/Wiesbaden und Bingen/Rüdesheim. *Mainzer geogr. Studien*, H. 3, 92 p., 1 Karte, 35 Abb., 1 Tab., Mainz.
- KOČI, A., SCHIRMER, W. und BRUNNACKER, K. (1973). — Paläomagnetische Daten aus dem mittleren Pleistozän des Rhein-Main-Raumes. *N. Jb. Geol. Paläont.*, Mh., 1973, H. 9, p. 545-554, 4 Abb., Stuttgart.
- KÖRBER, H. (1959). — Zur oberpliozänen und altpleistozänen Entwicklung der östlichen Untermainebene und des Aschaffener Beckens. *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 87, p. 408-414, 1 Abb., 1 Tab., Wiesbaden.
- KÖRBER, H. (1962). — Die Entwicklung des Maintals. *Würzburger Geogr. Arb.*, H. 10, 170 p., 4 Anl., 9 Abb., 6 Tab., Würzburg.
- KREMER, E. (1954). — Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel als Beitrag zur Quartär-geschichte. *Arb. z. Rhein. Landeskunde*, H. 6, 100 p., 28 Abb., 11 Profile, 5 Tab., 2 Karten, Bonn.
- LEVY, F. (1921). — Die Entwicklung des Rhein- und Maassystems seit dem jüngeren Tertiär. *Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg i.Br.*, 23, H. 1, p. 9-85, 4 Abb., Freiburg i.Br.
- LIEDTKE, H. (1965). — Geologisch-geomorphologischer Überblick über das Gebiet an der Mosel zwischen Sierck und Remich. *Arb. Geogr. Inst. d. Univ. d. Saarlandes*, 8, p. 37-57, 6 Abb., Heidelberg.
- LIEDTKE, H. (1968). — Die geomorphologische Entwicklung der Oberflächenformen des Pfälzer Waldes und seiner Randgebiete. *Arb. Geogr. Inst. Univ. Saarl.*, Sonderbd. 1, 232 p., 48 Abb., 6 Bilder, Saarbrücken.
- LINIGER, H. (1966). — Das plio-altpleistozäne Flußnetz der Nordschweiz. *Regio Basiliensis*, VII, 2, p. 158-177, 4 Abb., Basel.
- LINIGER, H. und HOFMANN, F. (1965). — Das Alter der Sundgauschotter westlich Basel. *Ecl. Geol. Helvet.*, 58, p. 215-229, 1 Abb., 3 Tab., Basel.
- LOUIS, H. (1961). — Über Weiterentwicklungen in den Grundvorstellungen der Geomorphologie. *Z. f. Geomorph.*, N.F., 5, 3, p. 194-210, 2 Abb., Berlin.
- MONTFRANS, H. M. VAN and HOSPERS, J. (1969). — A preliminary report on the stratigraphical position of the Matuyama-Brunhes geomagnetic field reversal in the Quaternary sediments of the Netherlands. *Geol. en Mijnb.*, 48, p. 565-572, 3 Abb., Leiden.
- MORDZIOL, C. (1951). — *Der geologische Werdegang des Mittelrheintales*. 76 p., 3 Taf., 35 Abb., Wittlich (G. Fischer).
- NORDON, A. (1931). — Etude des formes glaciaires et des dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires du bassin de la Haute Moselle. *Bull. Soc. Géol. de France*, 5. Ser., 1, p. 245-288, 23 Abb., 2 Taf., Paris.

- PENCK, A. und BRÜCKNER, E. (1909). — *Die Alpen im Eiszeitalter*. 3 Bände, 1042 p., 136 Abb., 30 Taf., 19 Karten, Leipzig (Tauchnitz).
- PFANNENSTIEL, M. (1958). — Die Vergletscherung des südlichen Schwarzwaldes während der Rißzeit. *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i.Br.*, 48, H. 2, p. 231-272, 1 Karte, 16 Abb., Freiburg i.Br.
- PONS, L. J. (1954). — Het fluviatiele Laagterras van Rijn en Maas. *Boor en Spade*, 7, p. 97-110, 3 Abb., 1 Tab., Utrecht.
- QUITZOW, H. W. (1959). — Hebung und Senkung am Mittel- und Niederrhein während des Jungtertiärs und Quartärs. *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, 4, p. 389-400, 5 Taf., 1 Abb., Krefeld.
- QUITZOW, H. W. (1962). — Mittelrhein und Niederrhein. *Beitr. z. Rheinkunde*, H. 14, p. 35-47, 4 Abb., Koblenz.
- QUITZOW, H. W. und VAHLENSIECK, O. (1955). — Über pleistozäne Gebirgsbildung und rezente Krustenbewegungen in der Niederrheinischen Bucht. *Geol. Rundsch.*, 43, p. 56-67, 2 Abb., 1 Taf., Stuttgart.
- RAHM, G. (1966-1967). — Die Vergletscherungen des Schwarzwaldes im Vergleich zu denjenigen der Vogesen. *Alem. Jb.*, 17, p. 257-272, 2 Abb., Freiburg i.Br.
- RICHTER, M. (1934). — Stratigraphie und Tektonik des Tertiärs am Süden der niederrheinischen Bucht. *Cbl. Min., Geol. u. Paläont.*, 1934, B, p. 455-471, 2 Abb., Stuttgart.
- DE RIDDER, N. A. (1957). — *Beiträge zur Morphologie der Terrassenlandschaft des Luxemburgischen Moselgebietes*. 138 p., 1 Karte, 39 Abb., 8 Tab., Diss. Utrecht.
- ROHDENBURG, H. (1968). — Zur Deutung der quartären Taleintiefung in Mitteleuropa. *Die Erde*, 99, H. 4, p. 297-304, Berlin.
- RUTTE, E. (1950). — Über Jungtertiär und Altdiluvium im südlichen Oberrheingebiet. *Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg i.Br.*, 40, p. 23-122, 2 Taf., 3 Abb., Freiburg i.Br.
- RUTTE, E. (1971). — Pliopleistozäne Daten zur Änderung der Hauptabdachung im Maingebiet, Süddeutschland. *Z. Geomorph., N.F.*, Suppl. Bd. 12, p. 51-72, 1 Abb., Berlin-Stuttgart.
- SCHMIDLE, W. (1926). — Die Geologie des Hochrheins von Konstanz bis Basel. *Die Rheinquellen*, Jg. 21, p. 5-8 und 36-39, 3 Abb., Basel.
- SCHREINER, A. (1970). — Erläuterungen zur Geologischen Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung 1 : 50 000. *Herausgeb. v. Geol. L.-A. Baden-Württ.*, 286 p., 28 Abb., 11 Taf., 5 Beil., Stuttgart.
- SIMLER, L. und THÉOBALD, N. (1970). — Les alluvions plio-quadernaires du Fossé rhénan (secteur plaine d'Alsace). *Graben Problems, Internat. Upper Mantle Project*, Scient. report Nr. 27, p. 75-78, 2 Karten, Stuttgart (Schweizerbart).
- STÄBLEIN, G. (1968). — Reliefgenerationen der Vorderpfalz. Geomorphologische Untersuchungen im Oberrheingraben zwischen Rhein und Pfälzer Wald. *Würzburger Geogr. Arb.*, H. 23, 191 p., 2 Anl., 56 Abb., Würzburg.
- STAUB, W. (1962). — Über Alter und Talbildung des inneralpinen Reußtales. *Peterm. Geogr. Mitt.*, 106. Jg., H. 1, p. 35-37, 2 Abb., Gotha.
- THÉOBALD, N. (1948). — Carte de la base des formations alluviales dans le sud du Fossé Rhénan. *Mém. Serv. Carte Géol. d'Alsace et de Lorraine*, Nr. 9, 77 p., 9 Karten, 4 Schnitte, 1 Taf., Strasbourg.
- THÉOBALD, N. et GARDET, G. (1935). — Les alluvions anciennes de la Moselle et de la Meurthe en amont de Sierck. *Bull. Soc. d'Hist. Nat. de la Moselle*, 3. ser., 10, p. 69-100, 5 Taf., 1 Abb., 2 Tab., Metz.
- THOME, K. N. (1959). — Die Begegnung des nordischen Inlandeises mit dem Rhein. *Geol. Jb.*, 76, p. 261-308, 11 Abb., Hannover.
- THOME, K. N. (1963). — Entstehung der niederrheinischen Gewässer. *Niederrhein. Jb.*, 6, p. 9-30, 11 Abb., Krefeld.
- TIMMERMANN, O. (1959). — Heterogene Flußläufe und asymmetrische Einzugsgebiete der Flüsse am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges als bedeutsame Merkmale für die Morphogenese. Das Flußnetz von Möhne-Ruhr und Lippe als Beispiele. *Z. f. Geomorph., N.F.*, 3, 1, p. 63-84, 7 Taf., Berlin.
- WAGNER, G. (1960). — Vom Werden des Bodensees. *Aus der Heimzt.*, 68. Jg., H. 4, p. 124-130, 1 Abb., 1 Taf., Öhringen.
- WAGNER, G. (1961). — *Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte*. 3. Aufl., 700 p., 600 Abb., 23 Fossiltaf. und 200 Bildtaf., Öhringen.
- WAGNER, G. (1962). — Zur Geschichte des Bodensees. *Jb. Ver. z. Schutz d. Alpenpflanzen u. -tiere*, 27, p. 98-114, 3 Taf., 15 Abb., München.

- WAGNER, G. (1963a). — Der Alpenrhein. *Die Natur*, 71. Jg., H. 5, p. 146-165, 16 Abb., Stuttgart-Schmidlen.
- WAGNER, G. (1963b). — Danubische und rheinische Abtragung im Neckar- und Tauberland. *Ber. z. deutsch. Landesk.*, 31, 1, p. 1-11, 1 Karte, 4 Abb., Bad Godesberg.
- WAGNER, W. (1950). — Diluviale Tektonik im Senkungsbereich des nördlichen Rheintalgrabens und an seinen Rändern. *Notizbl. Hess. L.-A. f. Bodenforsch.*, VI. F., H. 1, p. 177-192, 2 Taf., Wiesbaden.
- WAGNER, W. (1962). — Der Rhein im Rheintalgraben und im Mainzer Becken. *Beitr. z. Rheinkunde*, H. 14, p. 22-34, 1 Abb., Koblenz.
- WERNERT, P. (1957). — Stratigraphie paléontologique et préhistorique des sédiments quaternaires d'Alsace. Achenheim. *Mém. Serv. Carte géol. d'Alsace et de Lorraine*, Nr. 14, 262 p., 24 Taf., 110 Abb., Strasbourg.
- WINTER, K.-P. (1970). — Untere Mittelterrasse und Krefelder Mittelterrasse im Südteil der Niederrheinischen Bucht. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 21, p. 161-172, 5 Abb., Öhringen (Württ.).
- WITTMANN, O. (1937). — Tektonik und diluviale Sedimentation im Oberrheintal. *Bad. Geol. Abh.*, Jg. 9, H. 1/2, p. 78-126, Karlsruhe.
- WITTMANN, O. (1941). — Gibt es auch im Diluvium orogene Phasen? *Geol. Rundsch.*, 32, p. 337-367, 1 Abb., Stuttgart.
- WITTMANN, O. (1962). — Hochrhein und Oberrhein bis Karlsruhe. *Beitr. z. Rheinkunde*, H. 14, p. 10-21, 5 Abb., Koblenz.
- WITTMANN, O. (1969). — Die jung- und mittelpleistozänen Schotterterrassen im vorderen Wiesental (südlicher Schwarzwald). *Regio Basiliensis*, X/1, p. 85-114, 5 Abb., 9 Tab., Basel.
- ZAGWIJN, W. H. (1963). — Pleistocene stratigraphy in the Netherlands based on changes in vegetation and climate. *Verhandl. Kon. Ned. Geol. Mijnbouw. Gen., Geol. Ser.*, Teil 21-2, p. 173-196, 16 Abb., 3 Tab., 's Gravenhage.
- ZAGWIJN, W. H., VAN MONTERANS, H. M. and ZANDSTRA, J. G. (1971). — Subdivision of the „Cromerian“ in the Netherlands; pollen-analysis, palaeomagnetism and sedimentary petrology. *Geol. en Mijnb.*, 50, 1, p. 41-58, 6 Abb., 2 Tab., 's Gravenhage.
- ZAGWIJN, W. H. and ZONNEVELD, J. I. S. (1956). — The Interglacial of Westerhoven. *Geol. en Mijnb.*, N.S., 18. Jg., p. 37-46, 7 Abb., 's Gravenhage.
- ZINK, F. (1941). — Zur diluvialen Geschichte des Hochrheins und zur Altersstellung der paläolithischen Station „Murg“. *Mitt. Reichsstelle f. Bodenforsch.*, Zweigstelle Freiburg i.Br., H. 1, 51 p., 12 Abb., Freiburg i.Br.

DISKUSSION

P. MACAR félicite chaleureusement M. Quitzow de son remarquable exposé, qu'il a fait l'effort de faire en français, pour la rivière la plus complexe de notre symposium.

Beaucoup de questions pourraient sans doute être posées.

Je demanderai seulement comment on a pu déterminer les changements qui se sont effectués en Suisse entre le bassin du Rhin et celui du Rhône. Par les cailloux des terrasses ou à l'aide des minéraux denses ?

H. W. QUITZOW. — En Suisse on a déterminé les changements de direction de l'Aare et du Rhône surtout à l'aide des cailloux des terrasses.

L. BUSTAMANTE. — Les analyses de minéraux lourds m'ont permis de préciser qu'au Mindel le confluent Meuse-Rhin s'est trouvé à proximité du Neroeteren. A cette époque, le Rhin et la Meuse évoluent comme rivières anastomosées.

H. W. QUITZOW. — On suppose que certains minéraux lourds sont d'origine alpine. A mon avis, il faudrait examiner si c'est vraiment ainsi.

F. BOURDIER ajoute que les datations récentes des minéraux lourds dans la partie inférieure de la vallée du Rhin et dans le nord-est du bassin du Rhône semblent indiquer que le cours d'eau Aar-Rhône a quitté le bassin du Rhône au cours du Pliocène supérieur, avant la limite Pliocène-Pléistocène.