

- SCHWEINFURTH, G.: Pflanzengeographische Skizze des gesamten Nilgebietes und der Uferländer des Roten Meeres. *Pet. Geogr. Mitt.* 1868, S. 113–129, 155–169, 244–248.
- STEFANINI, G.: Saggio di una carta geologica dell'Eritrea, della Somalia e dell'Etiopia 1 : 2 mill., *Consigl. Naz. Ricerche, Comit. per la Geologia*. Firenze 1936. 195 S.
- TISSI, E.: I terreni auriferi dell'Eritrea. *Rassegna Econ. delle Colonie*, vol. 21, 1933.
- TROLL, C.: Bericht über eine Forschungsreise durch das östliche Afrika, I/II. *Koloniale Rundschau*, Jg. 27, 1935 (1), S. 1–34.
- : Wüstensteppen und Nebeloasen im südnubischen Küstengebirge. *Ztsch. Ges. f. Erdk. Berlin*, Jg. 1935 (2), S. 241–281.
- u. SCHOTTENLOHER, R.: Ergebnisse wissenschaftlicher Reisen in Äthiopien. *Peterm. Geogr. Mitt.*, Jg. 1939, S. 217–238.
- : Die Lokalwinde der Tropengebirge und ihr Einfluß auf Niederschlag und Vegetation. *Bonner Geogr. Abhandl.*, H. 9, Bonn 1952, S. 124–182.
- WEINSCHENK, E.: *Petrographisches Vademekum*. Freiburg 1907.
- WIEN, K.: *Klimatographische Witterungsschilderung*. Nr. 40: Eritrea. *Ann. Hydrogr. u. Marit. Met.*, Jg. 1935. Hamburg 1935. S. 287–289.

## DER KLIMAGANG IM RHEINISCHEN SCHIEFERGEBIRGE UND IN SEINEM NÄHEREN UND WEITEREN UMLAND ZWISCHEN DEM MITTELTERTIÄR UND DEM BEGINN DES PLEISTOZÄNS

Ein Beitrag zur Frage von „Tropenklima und Mittelgebirgsmorphologie“

JOSEF BIRKENHAUER

*Summary:* On the Reconstruction of Climatic Change in the Rhine Massif and its Borderlands during the Tertiary

By using geomorphological and sedimentological data (Part II) and by comparing them with the climatic conditions as shown by tertiary flora and fauna (Part III) the author tries to arrive at a finer and perhaps revised conception of how the climate of Central Europe developed during the Tertiary. (For former and different opinions, the reader will turn to the papers by BAKKER, BÜDEL and JESSEN. The results seem to be as follows. A fully – or even marginally – tropical climate of an A-type appears not to have been in existence since the Middle Oligocene (or the Upper Oligocene at most). Any such climate-type must definitely have come to an end in the following tertiary periods, (at least, this is to be deduced from our material). Instead, the prevailing climatic conditions since the Middle Oligocene can be described best as subtropical or “intermediate” (not cold, but not too hot either, similarly neither too arid, nor too humid: see Table) with some minor oscillations. The changes from the tropical to the subtropical climates and from these to the Pleistocene ones cannot be said to consist of sharp breaks; the changes were more or less smooth. Yet the change from the tropical towards the subtropical conditions may be called a real break in a geomorphological sense, since the subtropical climate prevailed from the Middle Oligocene right to the end of the Pliocene (Part IV). The geomorphological consequence of this conclusion seems to be obvious: peneplains (strictu sensu, only those formed under tropical conditions) could not be generated actively under such an altered climate. Yet: there certainly exist flattened levels which must have been formed between the Middle Oligocene and the beginning of the Pleistocene. For these levels a different type of creative mechanism must be assumed. The results arrived at from the data of a rather limited area can be well compared with the recent findings of MENSCHING in the Sahara and the older ones by MABESOOONE in the Duero Basin (Spain). The findings of these two authors seem to confirm our deductions – at least, they are not contradicted by them (Part V).

### 1. Voraussetzungen für die Problemstellung

Im Rahmen der Darstellung über das „System der klima-genetischen Geomorphologie“ kommt J. BÜDEL (1969) auch auf die Morphologie unserer Mittelgebirge zu sprechen. Die dort vorhandenen Verbnungsniveaus oberhalb der pleistozänen Tal- und Terrassenbildung sind ihm zufolge samt und sonders Rumpfflächen im genetischen Sinn dieses Wortes. D. h. solche Flächen können nur unter tropischen bzw. randtropischen Bedingungen entstanden sein. Diese Zeit der „tropoiden Erde“ geht nach J. BÜDEL auch bei uns ins höhere Miozän hinein und in abgeschwächtem Maße bis an die Wende von Mittel- und Oberpliozän. Bis in diese Zeit hinein sollen unter ariden, wenn auch schon subtropisch zu nennenden klimatischen Gegebenheiten bei einer vorgegebenen Existenz von Altflächen sich Rumpfflächen, gewissermaßen zwangsweise vererbt, noch weiterentwickeln können (vgl. J. BÜDEL, 1969, S. 177, S. 180).

Im Zusammenhang mit einer breiteren Untersuchung über die Entwicklung des Talsystems im zentralen Rheinischen Schiefergebirge seit dem mittleren Tertiär hatte sich der Vf. unter anderem auch mit den obwaltenden klimatischen Bedingungen auseinandergesetzt. Die Ergebnisse hierzu sollen an dieser Stelle vorweggenommen und mit den Vorstellungen J. BÜDELS verglichen werden.

Sie beruhen auf folgenden Quellen: außer eigenen Beobachtungen im Gelände wurden Sedimentproben herangezogen, die vom Vf. in den Flußgebieten von Lahn, Mittelrhein und Nahe tertiären Ablagerungen entnommen und mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Auftrag des Vf. von Mitarbeitern des Geologischen Landesamtes von Nordrhein-Westfalen in Krefeld auf Schwer-, Eisen- und Tonmineralegehalt analysiert wurden. Nun sind allerdings zwischen dem untersten Miozän und dem Ober-

pliozän aus dem zentralen Rheinischen Schiefergebirge bisher keine Sedimente bekanntgeworden und es besteht somit eine erhebliche Schichtlücke (die vermutlich nie geschlossen werden kann). Deshalb wurden Arbeiten und Ergebnisse weiterer Autoren herangezogen, die sich mit den Verhältnissen in der Kölner Bucht und im Mainzer Becken beschäftigt haben, insoweit diese Arbeiten Hinweise auf das jeweilig herrschende Klima enthalten. Zugleich ergänzen diese Angaben in willkommener Weise das aus dem eigenen Material gewonnene Bild.

Eine zusammenfassende Übersicht über die angesprochenen Arbeiten dürfte auch deswegen nicht uninteressant sein, weil im Vergleich zu der ähnlichen Aufgabe, der sich O. JESSEN (1938: „Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie“) unterzogen hat, nach Auffassung des Vf. einige neue Gesichtspunkte bekanntgeworden sind, die geeignet sind, das Bild vom Klimagang zu verfeinern und auch den Geomorphologen wertvolle Anhaltspunkte zu bieten vermögen.

Das aufgrund der genannten Quellen entwickelte Bild wird anschließend mit Untersuchungsergebnissen aus benachbarten Gebieten verglichen. Daran anschließend werden im letzten Teil einige allgemeinere Konsequenzen erörtert.

## II. Geomorphologische und sedimentologische Klimazeugen

### 1. Verwitterungsspuren und Felsflächen

#### a) Mittleres Tertiär

Am Lyngsberg, südlich von Bad Godesberg-Muffendorf, waren in der Nähe des Heiderhofs bis vor einigen Jahren noch einige Quarzit- und Tongruben zugänglich. Das Grubenprofil zeigt unter Hauptterrassen-Schottern Trachyttuffe, die stark kaolinisch verwittert sind, deren Kristallplättchen aber noch gut zu erkennen waren. Diese Trachyttuffe stellen einen wichtigen Leithorizont dar. Sie sind mit Sicherheit nicht jünger als Oberoligozän (vgl. H. D. PFLUG 1959, S. 34, 35). Die Trachyttuffe überlagern eine Bank eines blockigen, konglomeratischen Quarzits der „Vallendarstufe“. Die Kiese, aus denen der Quarzit entstanden ist, sind also älter als der Trachyttuff und können wahrscheinlich ins obere Mitteloligozän gestellt werden. Unter der Quarzitbank folgen hellgraue Tone, die nach unten in blaugraue bzw. blauschwarze Tone mit Dysodil bzw. Braunkohlen übergehen. Die Tone werden von den ehemaligen Schottern abgeschnitten. Die Schotter schneiden nach seitwärts in das Liegende der Tone auch noch hinein. Das Liegende besteht aus tief vertontem, devonischem Grundgebirge (vgl. dazu auch G. FLIEGEL, 1913, S. 390) und ähnliche Beobachtungen bei O. WILCKENS, 1927).

Aus diesem Profil ergibt sich folgendes: Die Zeit einer intensiven, kaolinischen Verwitterung, die auch das Grundgebirge erfaßt hat, ist mindestens älter als Oberoligozän, wahrscheinlich älter als Mitteloligozän; denn nach der pollenanalytischen Untersuchung dieser

Basistone durch H. D. PFLUG (vgl. 1959, S. 34) führen die Tone das mitteloligozäne sog. „Bergisch-Gladbacher Bild“. Die „Vallendarschotter“ ihrerseits sind von dem durch sie seitwärts zerschnittenen Grundgebirge und dessen intensiver tiefgründiger völliger Zersetzung durch die zwischengeschalteten Tone zeitlich getrennt; die Schotter selbst haben also nichts mehr mit der intensiven, tiefgründigen Zersetzung zu tun. Vielmehr dürften die zwischenlagernden Tone das Produkt der tonigen Abschwemmung der Verwitterungsrinde des Gebirgshinterlandes sein. Diese Entblößung von der Verwitterungsrinde hat sich im Mitteloligozän vollzogen. Die Schotter nämlich zeigen, daß zumindest weniger verwittertes Material bereits angestanden haben muß. Immerhin ist aber das Klima noch derart gewesen, daß ein Kaolinisierungsprozeß der Tuffe eingeleitet werden konnte. Dies wird bestätigt durch eine andere Beobachtung.

In einer Tongrube östlich von Ringen (nördlich von Bad Neuenahr) waren in den Tonen Sande und Kiese eingeschaltet. In den Tonen wie auch in den Sanden und Kiesen konnte man hin und wieder Reste von Devonmaterial beobachten, die z. T. durch und durch weißgrau verwittert, z. T. in nur stärker angewitterten Stücken die Schieferung des ursprünglichen Gesteins noch erkennen ließen.

In den Tongruben des „Kannebäcker Landes“ bei Montabaur fanden sich über den Tonen vertonte und verlehnte Basaltaschen. Auch lettig-tonige Sande unter quartären Bodenbildungen wurden angetroffen, die über den oligozänen Tonen lagern. Die Schwermineralanalyse der Sande ergab bei den opaken Mineralen einen sehr hohen Anteil an korrodierten Magnetitkörnern, deren Herkunft aus stark verwittertem Basalt abzuleiten ist. Ein ähnlich hoher opaker Erzgehalt wurde in Kies- und Sandproben aus dem Nahegebiet festgestellt. Auch hier ist der Erzgehalt abzuleiten aus der chemischen Verwitterung der zersetzten Vulkanite des Nahegebiets. Die Proben wurden Sedimenten entnommen, die zwischen 340 und 370 m NN an und auf Verebnungen lagen. Die Zeit, in der die Verebnungen entstanden, kann auf Grund anderer Kriterien auf das obere Mitteloligozän festgesetzt werden. In die Sedimente selbst mischten sich Scherben völlig unverwitterten Devons; unverwittertes Devon stand sowohl unter- als auch oberhalb der Sedimente an, zog also unter ihnen durch und bildete als Felsfläche die Verebnung, der die Sedimente auflagen.

Bei Reitzenhain, im Mittelrheingebiet östlich St. Goarshausen, lagerten in ähnlicher Höhenlage (340 bis 360 m NN) am Gangelsberg „Vallendarschotter“ über unverwittertem Devon, das sich mit Scherben auch in die Schotter selbst mischte. Die Schotter lagen auf Felsflächen, die im Devongestein ausgebildet waren, bzw. auf dem Hang zwischen zwei solchen Verebnungsniveaus.

In der Gegend von Montabaur und Selters schnitten diese Verebnungsniveaus in ebenfalls 340–360 m NN als Felsflächen in die Basaltdecke des Westerwaldes randlich ein. Ebenso ließ sich in den Vulkaniten noch eine Felsfläche in 400 m NN beobachten, deren Alter auf Grund anderer Kriterien ins oberste Oligozän

bzw. an die Wende Oligozän-Miozän eingestuft werden muß<sup>1)</sup>. Die erstarrten Schmelzen des Hohen Westerwaldes aber werden an einer Reihe von Stellen von Tonen, Sanden, Kiesen und Quarziten überdeckt (bzw. sind als sog. „Sohl-“ oder „Dachbasalte“ in diese Schichten eingedrungen), die nach den Untersuchungen von W. AHRENS 1937, 1957, 1960 und H. D. PFLUG 1959 mit den ähnlichen Schichten zeitlich parallelisiert werden müssen, wie sie oben bereits vom Südrand der Kölner Bucht beschrieben wurden. Im sog. „Hersbacher Becken“ (nördlich von Selters, am Westrand des Hohen Westerwaldes) kann man beobachten, wie die Kiese bzw. Quarzite sich kontinuierlich von rd. 300 m auf rd. 340 m NN bzw. 360 m NN hinaufziehen, wo sie sich mit den Basalten verzahnen. Der Anstieg erfolgt hier über 4,5 km Entfernung ganz gleichmäßig, nur unterbrochen durch die Verebnungen in den erwähnten Niveaus, die als Felsflächen in unverwittertem Material ausgebildet sind.

Noch von einer Reihe anderer Stellen im Untersuchungsgebiet ließen sich ähnliche Gegebenheiten darstellen. Wichtig ist, daß es sich um Felsflächen handelt, die in verschiedenem Gestein ausgebildet sind und die ohne Rücksicht auf Gesteinswechsel und Gesteinsunterschiede in derselben Höhenlage den Felsuntergrund abschneiden. Auch die im Westerwald und Taunus häufig anzutreffenden, im Streichen angeordneten Züge von Emsquarzit zwischen Schiefen und Grauwacken werden gleichermaßen angeschnitten bzw. abgeschnitten. Sie spielen keine geomorphologische Rolle.

#### b) Pliozän

Auch die oberpliozäne 300-m-Verebnung<sup>2)</sup> zieht als Felsfläche über verschiedene Gesteine kontinuierlich hinweg (mit dazuzustellenden Unterniveaus in 280 und 320 m NN).

Das läßt sich gut am Basaltkopf des Köppel südwestlich Selters beobachten. Die Verebnung in 300 m NN erstreckt sich zwischen Selters und Deesen gleichermaßen über oligozänen Ton, Andesit, Basalt, vulkanische Aschen und Devon. Am Köppel selbst schneidet es in den Basalt ein und legt darunter noch den Devonsockel bloß. Auf der ganzen Nordseite der Senke von Montabaur, die sich in östlicher Richtung auf das Limburger Becken zu erstreckt, werden oligozäne Tonlager, wie auch Basalt und Devon im Niveau der pliozänen Verebnung fortlaufend gekappt. Auch innerhalb der Senke selbst ist das Niveau bestimmend; es zieht über alle Riedel hinweg und schneidet – mit wenigen Ausnahmen – die Basaltköpfe in dieser Höhe ab.

Charakteristisch sind die Verhältnisse am Kreidelberg nordöstlich Montabaur bei Goldhausen. Der Berg besteht aus einem Basaltkörper innerhalb der 300-m-Verebnung. Nach N dacht der Berg sich zum 280-m-Niveau hin ab mit einer Schleppe aus basaltischen Aschen und basaltischen Schottern. Diese Schotter sind nicht angewittert; sie sind z. T. kantengerundet, z. T.

ausgesprochen gut kantengerundet und deuten auf Transport hin. Ungerundete, recht frische Devonscherben fanden sich am östlichen Sockel des Berges in 245 m NN. Sie waren bedeckt von weißen, ungerollten Quarzschottern des „Vallendartyps“. Daran schließt sich ein oligozänes Tonlager an, das den Kreidelberg im O, S und W zu drei Vierteln in 245–270 m NN umzieht. Diese Lagerungsverhältnisse kennzeichnen einmal den Senkenboden unter dem Basaltkörper, ein andermal zeigen sie, wie die basaltischen, frischen Schotter, die ins Oberpliozän zu stellen sind, das Oligozän überziehen.

Neben diesen Beobachtungen, die einerseits für das Pliozän, und zwar für das Oberpliozän, ebenfalls auf die Existenz von Felsflächen über verschiedenen und zugleich aber auch unverwitterten bzw. recht wenig verwitterten Gesteinen, andererseits auf frisches Schottermaterial hinweisen, gibt es unterhalb der Höhen dieser oberpliozänen Niveaus (= 280–320 m NN) aber auch Anzeichen für eine etwas intensivere Verwitterung in den Felssockel hinein.

Auf der rechten Talseite des Wörsbaches, der das Gebiet der Idsteiner Senke zum Limburger Becken entwässert, wurden beim Bhf. Wörsdorf folgende Gegebenheiten beobachtet. Hier bedecken oberpliozäne Kiese die Verebnungen in rd. 300 m NN und ziehen sich den Hang abwärts bis in 240 m NN. Unter den Kiesen ließen sich in 260–280 m NN gelblich-rot verwitterte, mürbe Schiefer feststellen. Die Kiese überdecken hier somit einen älteren Hang. Östlich dieser Stelle, auf der Ostseite des Goldenen Grundes südlich Camberg, erstrecken sich Sedimente desselben Typs in denselben Höhenlagen bis in die Niveaus von 300 und 320 m NN hinauf. Unter ihnen weisen rötlich verwitterte Devonscherben in 260 m NN ebenfalls auf einen älteren Hang unter den Kiesen hin. In ähnlicher Situation wurden bei Wiesbaden (an der Straße, die von der B 455 zum Ortsteil Rambach im NO der Stadt führt) wiederum unter Kiesen in 280 m NN bis auf etwa 240 m NN hinunter ähnliche rotgelbe Verwitterungsspuren beobachtet, die an Klüften das Devongestein in die Tiefe hinein durchzogen. Zugleich war das Gestein den Klüften entlang mürber, aber in nur 5–10 cm Entfernung von den Klüften bereits wieder frisch und unverwittert, genauso wie das Felsniveau über dem Sockelhang. Westlich Wiesbaden überdecken die pliozänen Schotter auch die oligomiozänen Gesteine des Mainzer Beckens bis in etwa 240 m NN und greifen von dort bis in etwa 320 m NN auf das Grundgebirge des Taunusabfalles über. Die petrographische Analyse der hier in verschiedener Höhe entnommenen Proben deutet darauf hin, daß der Sockelhang bis in eine Höhe von etwa 240–250 m NN zunächst überschottert wurde, also bis in die Höhe der Verwitterungsspuren hinein, woraufhin in einer nächsten Phase die Schotter den gesamten Hang bis in die Höhe von etwa 320 m NN überziehen konnten.

Die Rotgelb-Verwitterungsphase ist nach allem an die Basis der pliozänen Überschotterung zu setzen, die ihrerseits ins Oberpliozän datiert werden kann. Eine genauere Einstufung der bezeichneten Verwitterungs-

<sup>1)</sup> Vgl. zur Datierung des 400-m-Niveaus: J. BIRKENHAUER, 1970 b.

<sup>2)</sup> Vgl. zur Datierung vorläufig J. BIRKENHAUER, 1965.

phase läßt sich aus den Beobachtungen zweier anderer Autoren herleiten, nämlich denen von W. AHRENS 1941 für die Gegend von Montabaur und J. BARTZ 1957 für das Mainzer Becken.

Einige Basalte durchschlagen Tonlagen, die bei Dernbach westlich von Montabaur einwandfrei auf Grund der enthaltenen Flora an die Basis des Oberpliozäns gestellt werden können. Die durchschlagenen Basalte sind jedoch noch relativ kräftig bauxitisiert worden. Über die pliozänen Basalte greift aber, wie wir gesehen haben, noch die oberpliozäne Verebnung hinweg.

Im Mainzer Becken befinden sich die oberpliozänen Arvernensis-Schotter immer über den Bohnerzbildungen an der Basis, die sich ihrerseits z. T. eingeschwemmt in den Dolinen der stark verkarsteten miozänen Kalke abgesetzt haben.

Rotgelb-Verwitterung, Bauxitierung und Bohnerzbildung scheinen sich demnach etwa gleichzeitig abgespielt zu haben, und zwar lassen sie sich jeweils an die Basis des Oberpliozäns stellen. (Etwa gleichzeitig wird der Trapp von Steinheim zersetzt – W. WENZ 1921 –; auch J. AHLBURG – 1916, S. 309 – beobachtet eine Bauxitierung im Lahnggebiet, die er ebenfalls noch vor das Oberpliozän einordnet.)

### c) Zusammenfassung

Sowohl im Mittel- als auch im Oberstoligozän wie später im Oberpliozän bilden sich Felsflächen, die in unverwittertes Gestein eingreifen und dabei über Gesteine verschiedener Widerständigkeit hinüberreichen, unter Beibehaltung der Konstanz und Höhenlage der Verebnung. Eine tiefgründige Verwitterung des Sockelgesteins hat es nicht mehr gegeben, vielmehr schneiden die „Vallendarshotter“ in die Verwitterungsrinde eindeutig älterer Entstehungszeit ein, und auch die oberpliozänen Schotter schneiden über ältere Hänge mit etwas stärkerer chemischer Verwitterung hinweg. Zu Beginn des Oberpliozäns hat es eine kurze Periode intensiver Verwitterung gegeben, die auf ein wärmeres wechselfeuchtes Klima schließen läßt. Mit dieser Periode haben aber die Felsflächen in größerer Höhe darüber klimagenetisch nichts zu tun.

Immerhin weist aber die intensive Zersetzung des vulkanischen Materials wie auch der Schieferbrocken innerhalb der Sande und Kiese für die ganze Zeit zwischen dem Mitteloligozän und dem Oberpliozän darauf hin, daß die Verwitterung insgesamt intensiver war als heute. Dieses Klima soll zunächst einmal als „intermediär“ bezeichnet werden, da es weder tropisch gewesen sein kann (wegen der fehlenden tiefgründigen Zersetzung und Lateritisierung) noch gemäßigt (dafür war die Verwitterung wiederum zu intensiv).

Es muß noch einmal betont werden, daß die Sedimente nicht erst seit dem Pliozän (wie es beispielsweise H. W. QUITZOW, 1959, S. 390, annimmt), sondern bereits seit dem Mitteloligozän in die ältere, tiefere Zersetzungs- und Verwitterungsrinde und in den

mehr oder weniger frischen Sockel hineinschneiden. Dasselbe gilt für die Felsflächen. Die tiefgründige Verwitterung aller Gesteine ohne jede Ausnahme ist also spätestens im Lauf des Mitteloligozäns beendet worden. Statt dessen setzt sich eine mehr oder weniger selektive Verwitterung „intermediärer“ Art durch, die die widerständigsten Gesteine und Minerale schont bzw. sie nicht oder nur wenig angreift.

(Zu dieser Schlußfolgerung passen gut die Beobachtungen zweier Autoren im südlichen Mitteleuropa: G. ANDRES, 1951, beschreibt Bohnerzbildungen zusammen mit tropischer Roterde bis in das untere Oligozän hinein, während im unteren Oberoligozän Bohnerze und Rotlehme sich bereits mit braungelben Einschwemmungen verzahnen (S. 16, 17, 19). Im Sarmat, d. h. im Obermiozän, herrscht bereits eine Brauneisenverwitterung vor und werden Eichenreste verkiegelt. Auch F. HOFMANN (1960, S. 981–983; 1961, S. 28, 31) datiert die lateritischen Bodenbildungen an der Basis der Molasse bzw. noch darunter auf spätestens Mitteloligozän und korrigiert damit die früher geäußerte Ansicht über die Datierung ins Miozän bzw. Unterpliozän; vielmehr hat ihm zufolge in der Molasse oberhalb der genannten Basis kein tropisch-humides Klima mehr geherrscht.)

## 2. Das Geröllmaterial

### a) Beschreibung

Es war verschiedentlich schon von den „Vallendarshottern“ die Rede. Die Bezeichnung ist von C. MORDZIOL (1908) eingeführt worden. Er versteht darunter die ältesten fluvial-terrestrischen Schotter, die im Rheinischen Schiefergebirge festgestellt wurden. Innerhalb der sog. „Vallendarstufe“ faßt er die älteren „Vallendarschichten“ im engeren Sinne und die jüngeren „Arenbergschichten“ zusammen. Er stellt fest, daß die „Vallendarschichten“ stärker durch gerundete Gerölle ausgezeichnet sind und die „Arenbergschichten“ mehr aus eckigen und kaum gerundeten Kiesen bestehen. (Benennung nach den Typuslokalitäten gegenüber Koblenz auf der rechten Seite des Rheins.) Im großen ganzen kann man sowohl der Einteilung als auch der Datierung zustimmen, obwohl die Unterschiede sich oft verwischen. Die Schotter der „Vallendarstufe“ sind weiß gebleicht und bestehen zum größten Teil aus Milchquarzen; hin und wieder liest man Kieselschiefer auf und andere widerständige quarzige Komponenten, gelegentlich auch einen sandig-mürben Quarzit. Jedes andere, weniger widerständige Gestein ist sehr selten vorhanden. Die Schotter können z. T. recht grobes Material enthalten (faust- bis kopfgroß), das oft wenig gerollt oder kantengerundet ist, z. T. auch weniger grobes Material, das oft völlig splittrig und überhaupt nicht gerundet ist („Stengelquarze“). Bei näherem Zusehen erblickt man jedoch auch darin nicht allzu selten bohnen- bis hühnereigroße, kantengerundete, aber auch sehr gut gerundete Milchquarze. An vielen Stellen – wie der bereits vom Lyngsberg beschriebenen – sind die Schot-

ter zu Konglomeraten verbacken, z. T. quarzitisches zementiert, mit dem für Quarzite typischen Bruch, z. T. weisen sie die sog. „Braunkohlenquarzite“ auf, die bankförmig oder in der Form von großen und kleineren, gerundeten, aber unregelmäßig durchlöcher-ten Felsbrocken auftreten. Schichtung ist sehr selten, Unsortiertheit die Regel.

Auch die oberpliozänen Schotter, die am Mittelrhein gemeinhin als „Kieseloolithschotter“ bezeichnet werden, sind sehr verarmt und bestehen zu über 90 % aus Milchquarzen und Quarzsanden. Die Quarzkiesel sind meist gut gerollt und ziemlich klein, allerdings häufig auch nur kantengerundet. Eckig-kantiges, splittriges Material kommt immer wieder vor. Gelegentlich treten diese Komponenten mehr oder weniger für sich sortiert auf, meist aber sind alle zusammen gemischt. Sie sind also im ganzen den „Vallendar-schottern“ sehr ähnlich, wenn auch der Anteil der kleinen, bis Hühnergröße großen Gerölle insgesamt wesentlich stärker vertreten ist. Das Leitgeröll, die Kieseloolithe, nach denen sie benannt sind, kann oft völlig fehlen. (Zudem ist es nicht nur auf die oberpliozänen Schotter beschränkt, wenn es dort auch vor allem in den mittelhessischen Ablagerungen relativ besonders häufig ist.)

Während die „Vallendar-schotter“ in Höhen bis zu 400 m NN auftreten und teils ins Mitteloligozän (= „Vallendar“ i. e. S.) und teils ins Oberoligozän (= „Arenberg“) zu stellen sind, kommen die oberpliozänen Kieseloolithschotter maximal bis in eine Höhe von 320 m NN vor.

Von beiden Schottern hebt sich ein ältestpleistozäner Schotter ab, der in 275–280 m NN westlich Trechtshausen (nordwestlich von Bingen) über der obersten Pleistozänterrasse aufgefunden wurde. Dieser Schotter ist gekennzeichnet durch feine tonige Sande und Kiese von rötlich gelbbrauner Farbe. Bei der petrographischen Zusammensetzung handelt es sich weitgehend um Milchquarze, die gut bis sehr gut gerundet sind. Es kommen jedoch auch andere Komponenten vor: nicht ganz mürbe Quarzite (z. T. als Windkanter) und sehr mürbe Granitgerölle von ebenso kleinem Durchmesser (1–2 cm) wie die Quarzgerölle.

#### b) Ableitung von klimagenetischen Merkmalen aus den Befunden

Sowohl für das Oligozän als auch das Oberpliozän ergibt sich ein Klima, in dem die Verwitterung intensiv genug war, um wenig widerständiges Abtragungsmaterial (Tuffe, Tonschiefer, Grauwacken, Sandsteine, auch noch Quarzite) vollständig bzw. fast vollständig zu verwittern. Die quarzigen Bestandteile blieben übrig und wurden nur gering angeätzt. Daraus ist auf einen intensiven, aber doch nur selektiven Verwitterungsprozeß zu schließen. Auch der Befund einer solchen selektiven Verwitterung spricht für ein außertropisches, „intermediäres“ Klima. Der Beginn dieses Klimatyps ergibt sich wiederum als etwa Mitteloligo-

zän; denn ältere tertiäre Schotter kommen wegen der vorangegangenen intensiven, tropischen Verwitterung und der ihr folgenden Abschwemmung des tonigen Materials nicht vor. Zu der Annahme des Klimawechsels paßt sehr gut, was J. P. BAKER und TH. W. LEVELT (1964, S. 47) schreiben:

„Indeed, so long as there is a reasonably deep weathering zone on all the plateaus, be it rich or deficient in clay, there is very little chance that important amounts of gravel can be added. This will happen only when (as a result of an increasing aridity of the climate) increased soil erosion takes place, and the transition zone between deep weathering and the parent material is exposed. In such a transition zone, one finds, even in the reasonably warm, humid types of climate, less affected blocks of rock that remain as gravel after transport over long distances.“

Dem Wort „transition“ entspricht in etwa das hier gebrauchte „intermediär“. Darin eingeschlossen liegt, wie bei den beiden genannten Autoren, auch ein Wechsel zum Arideren hin, worauf die große Unsortiertheit der Schotter und dementsprechende Transportbedingungen hinzuweisen scheinen. Immerhin muß wegen der selektiven Verwitterung auch ein warm-feuchtes Klima angenommen werden, in dem die für die Selektion notwendigen Prozesse einer chemischen Verwitterung (die immer noch sehr viel stärker war als die unter heutigen Bedingungen in den gemäßigten Breiten) ablaufen konnten.

Den Übergang von noch intensiv-selektiver Verwitterung zu einer nicht mehr so intensiven quartären Verwitterung belegen die ältestpleistozänen Schotter von Trechtshausen.

### 3. Der Mineralbestand

#### a) Schwerminerale

Unter den in den Schottern enthaltenen Schwermineralien, die mehr oder weniger in den meisten Proben angetroffen wurden, ist den Mineralien Epidot (E), Granat (G), Augit (A) und braune Hornblende (H) besondere Aufmerksamkeit zu schenken. Sie überstehen zwar relativ weite Transportwege (400–700 km), sind also mechanischer Beanspruchung gegenüber relativ resistent, ohne im heutigen Klima dabei abgerundet zu werden (VAN ANDEL, 1950, S. 115), werden aber unter warm-feuchten Bedingungen chemisch leicht angegriffen und zersetzt (vgl. dazu K. H. SINDOWSKI 1939, S. 459; R. WEYL 1939 und 1949; H. B. MILNE 1962, S. 437, 442, 445). In den heutigen Rheinsedimenten machen diese vier Mineralien 45–70 % der Schwermineralien aus (VAN ANDEL 1950, S. 95), nehmen aber spürbar in den oberpliozänen Proben und erst recht in den oligozänen ab. Hiermit ist ein direkter Hinweis auf die klimatischen Bedingungen gegeben. Unter Ausschaltung lokaler Bedingungen (d. h. Proben, die einen starken Mineralbestand aus benachbarten Vulkaniten erhalten haben, der das Bild verfälscht, z. B. bei einigen Proben im Mainzer Becken) ergibt sich folgende Stufung:

	E+G+A+H =
Heutige Rheinsedimente .....	45–70 %/o
Ältestpleistozän von Trechtingshausen .....	47 %/o
Oberpliozän .....	4–29 %/o
Oligozän (Mittel- bis Ober-) .....	0–13 %/o
	aller Schwermineralien

Die Intensitätszunahme der chemischen Verwitterung bei den jeweilig älteren Sedimenten ist deutlich abzulesen. Diesem Befund entspricht ein anderer, nämlich der Grad der Korrosion der Schwermineralkristalle. Eine Ätzung der Quarzkörner, eine Korrosion der Titanomagnetitkörner und Hahnenkammformen der braunen Hornblende kommen nur in den oligozänen Sedimentproben vor.

Man könnte aus diesem Befund leicht auf ein vielleicht noch randtropisches Klima schließen, wenn nicht die bisher vorgetragenen übrigen Merkmale dagegen sprächen. Doch auch bei der Zusammensetzung der Schwermineralien selbst gibt es einen Hinweis auf eine mit Sicherheit nichttropische Diagenese, nämlich die Disthen-Stauroolith-Sillimanit-Assoziation (Nach W. A. SCHNITZER, Vortrag im Geologischen Kolloquium, 14. 11. 1969, Freiburg). Diese Assoziation kommt sowohl in den Ablagerungen des Mainzer Beckens im Oligozän und Miozän vor als auch in den Kieseloolithschottern im Mainzer Becken und im Mittelrheingebiet, wie auch in den Ablagerungen der Kölner Bucht und des Ardennen-Vorlandes (R. WEYL 1939, 1949; P. ANTUN 1954; W. KAHMANN 1937; A. HELAL 1958; P. MACAR, J. ALEXANDRE 1960). Die Untersuchung von W. KAHMANN 1937 ist für uns auch deswegen wichtig, weil er festgestellt hat, daß auch in den obermiozänen Fischbach-Schichten der Kölner Bucht – also während des Ablagerungs-Hiatus im Rheinischen Schiefergebirge – diese Assoziation stark vertreten ist.

Der Vergleich der Entwicklung bei der E-G-A-H-Assoziation mit der Disthen-Sillimanit-Stauroolith-Assoziation weist darauf hin, daß einerseits in der ganzen Zeit seit dem Mitteloligozän kein tropisches Klima mehr geherrscht hat und daß sich dieses Klima immer weiter – und zwar recht stetig über den ganzen Zeitraum – von tropischen Bedingungen entfernt hat.

#### b) Eisenminerale

Die oligozänen Proben aus den „Vallendar-Schottern“ besitzen vorwiegend Goethit, Limonit, Ilmenit und bei einigen Proben aus dem Nahegebiet von 340–370 m NN auch Hämatit. Dabei stellt der Hämatit eine Verwitterungsform des aus den Vulkaniten stammenden Titanomagnetits dar und der Ilmenit eine Verwitterungsform des Hämatits (nach H. B. MILNE 1962). Das Auftreten von Hämatit in Spuren im Höhenbereich von 340–370 m ist insofern interessant, als die Proben, in denen er auftritt, sich im „Sockelbereich“ der auf Mitteloligozän zu datierenden 360-m-Verebnung befinden. Von der auf Oberstoligozän zu

datierenden 400-m-Verebnung sind jedoch keine Hämatitspuren bekannt geworden. Auch dies spricht wieder für eine zunehmende „Enttropicisierung“ der Verwitterungsprozesse und paßt gut zusammen mit den Beobachtungen, die am Schluß von Abschnitt II, 1, C mitgeteilt wurden (G. ANDRES 1951; F. HOFMANN 1960, 1961).

Bei den oberpliozänen Proben liegt, wie nach allem nicht anders zu erwarten, in den allermeisten Fällen unspezifiziertes Brauneisen vor. Um so verwunderlicher sind zwei Proben mit Hämatit-Laterit- bzw. Hämatit-Zement-Spuren. Beide Proben stammen indessen nicht von den typischen oberpliozänen Niveaus zwischen 280–300 m NN, sondern von der Basis des Oberpliozäns (die eine im Mittelrheingebiet in der Nähe von Brohl in etwa 230 m NN, die andere aus der Idsteiner Senke südlich Camberg aus etwa 210 m NN). Auch dies paßt wieder gut zu den übrigen Beobachtungen von der Basis des Oberpliozäns, von denen bereits berichtet wurde (Bauxitisierung, Bohnerzbildung u. dgl.), betrifft aber eindeutig nicht mehr die oberpliozänen Verebnungsniveaus selber.

Verwunderlich ist das Vorkommen auch insofern, als Hämatit rasch zu Limonit verwittert (B. MILNE 1962, S. 445) und für seine Erhaltung damit eine baldige Konservierung notwendig ist. Auch dieser Befund spricht dafür, daß die Annahme, es habe eine Periode mit intensiverer Verwitterung unter warm-feuchten Bedingungen am Übergang vom Mittel- zum Oberpliozän gegeben und daß diese Periode kurz gewesen sein muß, richtig ist. Denn da die Überschotterung relativ rasch vor sich gegangen sein muß, müßten sonst wesentlich mehr Zeugnisse einer Hämatitbildung vorliegen.

#### c) Tonminerale

Die oligozänen Proben aus dem Nahegebiet von 340–370 m NN, die dem Mitteloligozän zugeordnet werden, besitzen eine leichte, aber immerhin doch deutliche Kaolinitdominanz (30–50 % Kaolinit; Illit-Kaolinit-Verhältnis fast 1:1). Die Proben, die zum oberstoligozänen 400-m-Niveau gehören, weisen keinen erheblichen Unterschied auf (Kaolinitgehalt etwa 40 %; Illit-Kaolinit-Verhältnis 1:2).

Nach J. P. BARKER und TH. W. M. LEVELT (1964, S. 59, 60) sind unter dem Hauptbraunkohlenflöz der Kölner Bucht – also im Untermiozän – ganz ähnliche Verhältnisse (1:1) vorhanden gewesen. Dasselbe gilt nach diesen beiden Autoren auch für die mittel- und obermiozänen Zwischenlagen der Flöze. Ein Illit-Kaolinit-Verhältnis von 1:1 ist aber nach J. M. MABESONE (1959, S. 138) ein Indikator für ein Klima, in dem sich ein Wechsel zwischen warm-feuchteren Bedingungen (= Kaolinit) und anderen Bedingungen (= Bildung von Illit) abspielt. Es wird allerdings nicht ganz klar gesagt, ob dabei an einen jahreszeitlichen Wechsel gedacht wird. Immerhin ist dies bei einem gleichmäßig durchgehenden Bestand des genannten Verhältnisses anzunehmen. Ein solches Klima

würde wiederum gut zu alledem passen, was bisher an Beobachtungen zusammengetragen worden ist.

Bei den oberpliozänen Proben ist dagegen bei der Mehrzahl aller Proben eine Illit-Dominanz zu konstatieren (Illit 30–35 %, Kaolinit 10–25 %), und bei der Probe aus dem ältestpleistozänen Material von Trechtshausen endlich ist kein Kaolinit mehr vorhanden gewesen.

Auch bei den Tonmineralen weist die Reihenfolge vom Oligozän zum Plioizän und Ältestpleistozän also auf einen kontinuierlichen Wandel des herrschenden Klimaregimes als ganzem hin.

#### 4. Weitere Hinweise auf

##### Sedimentationsbedingungen

Verkieselungen und Quarzitisierungen kommen in allen herangezogenen Sedimenten des zentralen Rheinischen Schiefergebirges vor und können weder einer ganz bestimmten Schicht noch einer ganz bestimmten Zeit allein zugeschrieben werden. Deswegen verbietet es sich, sie als Klimazeugen zu benutzen. Auch die Kieseloolithe als Indikatoren der Verkieselung über Kalkgesteinen besitzen keinen Leitwert. Sie kommen z. B. im Oberoligozän und Untermiozän unter dem Hauptbraunkohlenflöz vor wie in den Fischbachschichten im Obermiozän, wie dann auch wieder in den eigentlichen Kieseloolithschottern des Oberpliozäns. Auch aus den Kreideablagerungen werden sie bereits beschrieben (W. KLÜPFEL 1932; E. WÖLK 1941; H. BREDDIN 1951; U. JUX 1959; W. AHRENS 1929, 1937, 1960). Die heutige Verbreitung der Silifizierungen in den tertiären Ablagerungen ist wenig geeignet, eine Aussage über das ursprüngliche Ausmaß, die ursprüngliche Ausdehnung und die ursprünglichen Entstehungsbedingungen zuzulassen. Wenn J. P. BAKKER und TH. W. M. LEVELT (1964) der Auffassung sind, daß solche Silifizierungen immer eine Periode ariden Klimas anzeigen, so ist einerseits entgegenzuhalten, daß diese Perioden aufgrund des Sedimentationsmaterials nicht eindeutig ausgeschieden und zeitlich fixiert werden können, und daß andererseits die Behauptung, daß beispielsweise das Oberoligozän eine besonders feuchtwarme Zeit mit tropischen Bedingungen gewesen sei, einmal im Widerspruch steht mit den dort auftretenden Kieseloolithen, ein andermal mit allen anderen bisher beigebrachten Befunden.

Auch die Quarzite vom „pierre de Stonne“-Typ im Luxemburgischen Gutland, die mit den „Braunkohlenquarziten“ der Kölner Bucht parallelisiert worden sind, werden von TH. W. M. LEVELT (1965) als Zeugen für ein arides Klima verwendet. Er beschreibt sie aus Höhenlagen von 330–360 m NN, deren Verebnungen er auf Grund der Tonmineralanalysen ins Oberoligozän stellt. (Nach Auffassung des Vf. gehören auch diese Verebnungen noch ins Mitteloligozän.) Da aber das Oberoligozän ein feucht-warmes Tropenklima besessen haben soll, passen die Silifizierungen nicht ins Konzept und sollen daher „möglicherweise in trockenen Perioden des Sarmats oder eventuell in

späteren trockenen Perioden des Plioizäns, anscheinend vorzugsweise in der Erosionsbasis, gebildet worden“ sein (1965, S. 187). Die Datierung erfolgt auf Grund einer bloßen Ähnlichkeit der Fazies mit den Kieseloolithschottern von Südlomburg, dürfte aber in dieser Form nicht haltbar sein. Die „Braunkohlenquarzite“ haben sich vielmehr immer wieder im Mittel- und Oberoligozän gebildet.

Quarzitisierungen, Oolithisierungen, Silifizierungen lassen sich keineswegs horizontmäßig-stratigraphisch von Ort zu Ort durchverfolgen. Ihr stratigraphischer Leitwert mußte im Rheinland aufgegeben werden; da sie sich offenbar unter rein örtlichen Bedingungen immer wieder neu gebildet haben. Sie haben damit auch keinen Wert als Klimazeugen. Aus allen diesen Gründen ist es nicht möglich, TH. W. M. LEVELT (1965, S. 187) in der Aussage zu folgen, daß die Quarzite vom „pierre de Stonne“-Typ „auf vermutlich aus dem Sarmat stammenden Pedimentresten“ liegen.

J. P. BAKKER und TH. W. M. LEVELT (1964) greifen zur Unterstützung ihrer Vorstellung von periodisch auftretenden Epochen mit ariden Bedingungen zwischen dem Mitteltertiär und dem Beginn des Quartärs auch auf die salinaren Bildungen hin. Nach Auffassung des Vf. ist es nicht möglich, diese Bildungen heranzuziehen. Nach W. WAGNER (1953) sind im Oberreingraben im Eozän und Unteroligozän die salinarchloridischen Bildungen insgesamt 560 m mächtig; diese sehr mächtigen Ablagerungen haben sich aber sicherlich unter tropischen Bedingungen gebildet. In der Zeit des Untermiozäns dagegen, die J. P. BAKKER und TH. W. M. LEVELT als Epoche großer Aridität bezeichnen, die nach innen zyklisch auf die Epoche tropisch-feucht-warmer Bedingungen im Oberoligozän folgt, sind im Mainzer Becken nur 12,5 m von insgesamt 350 m mächtigen Schichten salinar (A. SCHAD, 1956) und in den darauf folgenden Inflata-Schichten (früher Corbicula) des oberen Untermiozäns sind von 340 m Gesamtmächtigkeit 150 m salinar ausgebildet; das erscheint zwar viel, berücksichtigt aber nicht, daß diese salinaren Schichten aus einer Wechsellagerung von Ton und dünnen Anhydrit- und Steinsalzlagerungen bestehen (E. W. STRAUB, 1962). Das muß nicht auf einer periodisch wechselnden Epoche mit zu- oder abnehmender Aridität mit Neigung zu Wüstenhaftigkeit beruhen, sondern ist durchaus auch im jahreszeitlichen Wechsel eines humiden bis semihumiden Klimas auf Grund rein lokaler Einflüsse (z. B. Lee-lage) möglich.

In diesem Zusammenhang kann darauf aufmerksam gemacht werden, daß CH. ROBEQUAIN (1958, S. 269) aus der Bucht von Manila berichtet, daß dort an 150 Tagen im Jahr die Salzmarschen genutzt werden können: in einem Klima, das einwandfrei tropisch-wechselfeucht ist mit ausgeprägter Trockenzeit von Januar bis März und fast allen Niederschlägen zwischen Mai und Oktober, wobei der allgemeine Klima-

gang auf Grund der Leelage der Bucht von Manila auf der Westseite der Philippinen verschärft ist.

J. P. BAKKER und Th. W. M. LEVELT stützen sich nun bei ihrer Herleitung einer Theorie der poliklimatischen, zyklischen Entwicklung der Verebnungsniveaus gerade auf die Silifizierungen und Salzbildungen (vgl. 1964, S. 56–64, vor allem S. 61, 62). Ein derartiger polizyklisch-periodischer Klimagang ist aber aus den bisher beigebrachten Befunden nicht abzuleiten.

Als letzter Gesichtspunkt für die Sedimentationsbedingungen sei noch die Rotgelb-Färbung vor allem der oberpliozänen und ältestpleistozänen Schotter angeführt, die diese Schotter fast durchgehend von den sehr gebleichten, weißen Schottern des „Vallendartyps“ abhebt. Um eine zu große Vereinfachung zu vermeiden, ist allerdings zu sagen, daß in den oligozänen Ablagerungen durchaus auch rötlichgelb gefärbte Sande auftreten können. Doch sind solche Sande und die entsprechende Färbung bei den Kieseloolithschottern und dem Ältestpleistozän durchgehend vorhanden.

Nach I. M. MABESOONE und R. D. KREBS – C. F. FEDROW ist eine solche Färbung ein Indikator für ein Klima mit warmfeuchten Sommern, aber auch podsolierenden Einflüssen, d. h. also kühleren Wintern.

### III. Der faunistische und floristische Befund nach verschiedenen Autoren

#### 1. Vornehmlich im Rheinland

Im Mitteloligozän macht die Fischfauna des Mainzer Beckens bereits einen subtropischen Eindruck, während das Unteroligozän noch ganz durch tropische Vertreter charakterisiert wird. Der Übergang ist allerdings nicht so plötzlich; darauf verweist die Flora, die sowohl tropische als auch subtropische Gattungen aufweist (vgl. zum Vorstehenden H. FALKE 1960). Auch an den Korallen ist seit dem Mitteloligozän abzulesen, daß das Klima allmählich temperierter wird; im Obermiozän verschwinden die letzten Korallen aus der Kölner Bucht. Daraus ergibt sich nach K. GRIPP (1958) für das Obermiozän eine Jahresmitteltemperatur von angenähert 15°, während sich für das Oberstoligozän an Hand der Flora und Fauna von Rott (Palmen, Magnolien, Lauraceen, Krokodile, Riesenfrösche) eine Jahresmitteltemperatur von etwa 18° ergibt, Verhältnisse also, wie sie klimatisch, floristisch und faunistisch heute in SüdJapan anzutreffen sind (vgl. H. WEYLAND, 1934; M. SCHWARZBACH 1952; R. TEICHMÜLLER 1958). Die Flora von Altenrath, die noch älter ist als die von Rott (etwa Mitteloligozän; unter dem Trachyttuff), besteht aus Magnolien, Lauraceen, Hartlaubgewächsen. Vertreter heutiger Gattungen fehlen völlig (H. WEYLAND 1934, S. 34; 1940, S. 115). Die jüngere Flora von Kreuzau an der Wende vom Oligozän zum Miozän weist einen reichen Bestand an Hartlaubgewächsen, Lauraceen und Cinnamomum auf,

aber auch schon einige Vertreter heutiger Gattungen (nach K. H. SINDOWSKI, 1939, S. 447). Auch das Vorkommen am Kunkskopf (W. AHRENS 1929, S. 348), das als etwa gleichalt zu bezeichnen ist, führt vor allem viele Lauraceen. Doch sind im Oberoligozän bis in das untere Miozän auch noch tropische Gattungen, wie Pandanaceen und Zingiberaceen, vorhanden, wie die Schichten an der Basis des Hauptbraunkohlenflözes beweisen. Indessen führt das Flöz nach oben hin zunehmend außer Palmen und Sequoien bereits Fagaceen – und die genannten tropischen Gewächse sind die einzigen und letzten. Die im Flöz enthaltenen Arten sind vergleichbar solchen, die heute noch in Carolina, im SO der USA, und im monsunalwarmen Teil Ostasiens (*Sciadopitys* z. B. in Japan) leben (P. W. THOMPSON 1949, S. 120; 1957; F. THIERGARDT 1949; L. BENDA 1960).

Am Übergang vom Oligozän zum Miozän hat demnach ein sommerfeucht-warmes Klima geherrscht, das auch als humid-lusitanisch bezeichnet werden kann. Nach VON DER BRELIE (1958, S. 185) bieten die Verhältnisse bei Ausklängen der tropischen Vertreter ein insgesamt sehr einheitliches Bild zwischen dem Mitteloligozän und dem Mittelmiozän.

Das Mittelmiozän selbst ist „unten“ (Helvet) bereits von einem feucht-warmen, aber subtropischen Klima schon milderer Charakters bestimmt, wie sich aus den Vertretern immergrüner Laubwaldgehölze und der besonderen Charakterisierung durch Lorbeer ablesen läßt (W. BERGER 1953).

In den obermiozänen bzw. unterpliozänen Fischbachschichten ist eine Flora anzutreffen, die subtropische und warmgemäßigte Arten kennt, und zwar in einer Bestandsmischung, bei der die Bäume der gemäßigten Klimazone bereits überwiegen; nur *Cinnamomum* und *Juglandaceae* erinnern an subtropische Verhältnisse. Vom Pollenspektrum des Hauptflözes sind in Anbetracht der vielen Vertreter von *Alnus*, *Betula*, *Fagus*, *Carpinus*, *Castanea*, *Quercus*, *Platanus*, *Salix* und *Populus* – also alles bereits völlig sommergrüne Arten – nur noch 10–20% vorhanden (H. WEYLAND 1934; H. GREBE 1955, R. TEICHMÜLLER 1958, W. ZAGWIJN 1959). Entsprechend erschließt W. BERGER (1953) für das Unterpliozän (Pannon) einen sommergrünen, feuchten Laubwald des warmgemäßigten Klimas, charakterisiert durch *Betula*, *Alnus*, *Carpinus*, *Fagus*, *Ulmus*, *Prunus*, *Fraxinus*, in dem es noch Inseln trockenwarmer Pflanzen gibt, während das Obermiozän (Sarmat) als ganzes durch eine trockenwarme, teils regen-, teils immergrüne Buschsteppe charakterisiert ist.

Die Entwicklung läßt also bereits für das Unterpliozän ein subtropisch-warmgemäßigtes Klima erkennen – eine Zeit, in der O. WEISE (1967) die Bildung seiner Rumpffläche am Ostrand des Schwarzwaldes ansetzt.

Gegenüber dem vom Mitteloligozän bis zum Unterpliozän recht „geradlinig“ verlaufenden Klimagang

kommt es anscheinend im Mittelpliozän bzw. auf die Basis des Oberpliozäns zu wieder zu einer stärkeren Erwärmung. Darauf läßt die Flora des Frankfurter Klärbeckens und von Dernbach bei Montabaur schließen, wo *Sequoia*, *Juglans*, *Magnolia* wieder oder noch vorhanden sind, Palmen aber fehlen (außerdem: *Abies albula*, *Picea paläomorica* und *echinata*, *Pinus sp. spinosa* bei den Koniferen, *Populus*, *Carpinus*, *Betula*, *Corylus*, *Fagus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Acer* bei den Laubbäumen) (vgl. K. MÄDLER 1939, W. MÜLLER-STOLL 1938). Die Flora erinnert insgesamt an die der heutigen italienischen Riviera mit einer Jahresmitteltemperatur von 12–13° (vgl. W. WAGNER 1947, R. TEICHMÜLLER 1958). K. H. SINDOWSKI (1937) weist dagegen darauf hin, daß aus dem Vorkommen von Lorbeer, Buchen, Ahorn, Pappeln auf der einen, von Juglandaceen, Taxodien und Sequoien auf der anderen, bei Fehlen der Palmen, auf ein Julimittel von etwa 25° und ein Januarmittel von 6° im Oberpliozän geschlossen werden könnte. Das sind Temperaturen, wie sie an der Riviera nicht ganz, in Süditalien aber sicher erreicht werden (Jahresmittel also um 15°). Auf einen Vergleich mit den Verhältnissen im südmediterranen Frankreich weisen G. FLIEGEL (1910), K. KILPPER (1959, 1960) und H. GREBE (1955) hin (der letztgenannte, wenn es sich um trockenere Standorte handelt: Vorkommen von *Nyssa* und *Liquidambar* – was einem Jahresmittel von 15–16° entspricht). In den obersten Kieseloolithschichten fehlen dagegen nach W. ZAGWIJN (1959) bereits alle Vertreter, die noch für die wärmeren, miozänen Teile der Fischbachschichten kennzeichnend sind. Die Befunde für die sog. Dinosaurierschichten des Mainzer Beckens, die gewöhnlich ins Unterpliozän gestellt werden, aber nach Auffassung des Vf. mit großer Wahrscheinlichkeit ins Oberpliozän gehören, bestätigen die teils trockene (Waldsteppe mit Löwe, Rhinoceren, Tapiren, Affen, Schildkröten, Krokodilen: H. FALKE 1960) und teils feuchte Komponente (Fehlen der Kalkgerölle in den Sanden: H. KLÄHN 1931) des subtropischen Klimas im Oberpliozän.

Faßt man den an Hand der Fossilien rekonstruierbaren Klimagang vom Mitteloligozän bis zum Oberpliozän zusammen, so ergeben sich keinerlei Anhaltspunkte, die etwa ein dauerndes zyklisches Oszillieren des Klimas im Sinne von T. VAN DER HAMMEN (1964) oder eine poliklimatische Entwicklung nach J. P. BAKKER und TH. W. M. LEVELT zu unterstützen vermögen. Die Jahresmittel nehmen allmählich von noch randtropisch zu nennenden Werten mit 18° bis auf 12–15° ab. Insgesamt bleibt innerhalb dieses Abfalls der Jahresmittel das Klima als ganzes recht einheitlich, insofern als vieles auf einen ausgeprägten Jahresgang der Temperaturen und Niederschläge mit feucht-warmen Sommern verweist.

Ein solches „intermediäres“, als „humid-lusitanisch“ zu bezeichnendes Klima würde am besten auch zu der Beobachtung der selektiven Verwitterung in diesem

ziemlich langen Zeitraum von rd. 35 Mill. Jahren passen. Eine Art „Pendeln“ innerhalb dieses generellen Klimatyps in Richtung auf ein wärmeres Klima mit etwas gesteigerter chemischer Verwitterungsintensität ergibt sich an der Basis des Oberpliozäns sowohl aus den Verwitterungsspuren selbst als auch aus einem Vergleich des Florenbestandes in den Fischbachschichten mit dem von Dernbach bei Montabaur.

## 2. Beobachtung aus dem weiteren Umland

TH. W. M. LEVELT beschreibt aus dem Luxemburger Gutland 1965 in detaillierter Weise Verwitterungsprofile mit Altböden über verschiedensten Muttergesteinen und verschiedenen Höhenlagen, die er systematisch schwer- und tonmineralanalytisch bearbeitet hat. Zwar erwähnt er es nicht ausdrücklich, aber es kann kein Zufall sein, daß die weitaus überwiegende Mehrzahl der Plateaulehm-Altböden, die er beschreibt, von Niveaus stammt, die sich mit den pliozänen (280–320) oberstoligozänen (400) und mitteloligozänen (340–360 m NN) im zentralen Rheinischen Schiefergebirge auffallend gut parallelisieren lassen. Vor allem nach den Tonmineralien lassen sich die pliozänen Niveaus gut von den älteren trennen, und zwar so, daß die pliozänen Niveaus die Spuren weniger intensiver Verwitterungsprozesse bewahrt haben als die höheren, älteren. Die Unterschiede im Illit-Kaolinit-Verhältnis bleiben in denselben Größenordnungen, wie sie bereits von den eigenen Proben bekannt gemacht worden sind. Der Kaolinitgehalt ist in den Niveaus über 340 m NN gegenüber dem Muttergestein um 25 % angereichert, während dies beim 300-m-Niveau nur mit 10 % der Fall ist. Ein Unterschied besteht auch zwischen den 340–360-m-Niveaus und dem in 400 m, und zwar insofern als das höhere, jüngere Niveau in seinen Plateaulehmen einen geringeren Kaolinit- und einen größeren Illitgehalt besitzt.

TH. W. M. LEVELT vergleicht sodann die Plateaulehme mit den Ablagerungen des nördlichen Vorlandes des Rheinischen Schiefergebirges (1965, S. 180 bis 181). Der Vergleich lehrt folgendes: Die Fischbachschichten haben eine weniger ausgesprochene Kaolinitdominanz als die darüber lagernden Sedimente des Mittel- bzw. Oberpliozäns (Basis). Der Kaolinitgehalt nimmt dann im Reuver (= Oberpliozän) auf 10–25 % und im ältestpleistozänen Tigllium auf 10–15 % ab. Das Pendeln des Klimas zum Wärmeren auf die Basis des Oberpliozäns hin bestätigt sich darin wiederum; jedoch ist auch nach diesen Angaben eine auch nur marginaltropische Verwitterung ausgeschlossen.

In den „Grundzügen der klimamorphologischen Entwicklung Frankens“ nun beschäftigt sich J. BÜDEL (1957) mit den Zeugen für das tertiäre Klima. Er spricht erst im Torton (Obermiozän) von einem subtropisch-mediterranem Wechselklima (S. 20); ein tro-

pisches Klima hat nach ihm dauernd bis ins Burdigal bestanden (S. 16). Bei diesen Angaben stützt sich J. BÜDEL auf die von R. DEHM (1937, 1939) bearbeitete reiche Säugerfauna. Durchmustert man indessen die von R. DEHM gegebenen Kataloge, so weist nichts darin eindeutig auf eine tropische Säugerwelt hin. Die Fauna läßt sich vielmehr nach R. DEHM selbst (1937) den klimatischen Bedingungen nach mit der des Aquitans im Mainzer Becken (bzw. auch noch mit der durch W. WAGNER 1947 für das Pliozän des Mainzer Beckens beschriebenen – vgl. H. FALKE 1960 –) gut vergleichen. Sowohl R. DEHM fürs Burdigal/Aquitän als auch W. WAGNER fürs Pliozän schließen auf eine Vegetation aus dem Säugerbestand als der Lebensumwelt dieser Tiere, die durch einen steppenartiglichten Wald gekennzeichnet ist. Im Vergleich mit dem, was über die Vegetation und das Klima im Aquitän und im Pliozän aus den rheinischen Quellen beschrieben worden ist, legen dort alle Umstände für diese Perioden ein warmes, nicht zu arides, subtropisch-mediterranes Klima nahe.

F. BIRZER zufolge, den J. BÜDEL (1957, S. 20) ablenkend zitiert, hat sich seit dem Obermiozän mindestens keinerlei tropischer Rotlehm mehr gebildet. Nach J. BÜDEL findet aber erst im Sarmato-Pont ein Wandel von einem randtropischen zu einem subtropischen Klima von algerischem Typ mit Regen- und Trockenzeiten statt (1957, S. 18, 20). Im Oberpliozän gibt es dann ein Nebeneinander von mitteleuropäischen und immergrünen Waldbäumen, woraus J. BÜDEL (1957, S. 35) auf ein subtropisches Monsunklima schließt, das dem „von der Art des Südostens der Vereinigten Staaten ähnelt“. Noch im Oberpliozän fehlen alle Spuren von Frost. Es handelt sich daher um ein randtropisches bzw. subtropisches Klima, das die „letzte Phase tropischen Flächenbildungsklimas“ darstellt. Erst dann folgt ein relativ jäher Umschwung. Daher werden die Rotlehme in den Schloten der pliozänen Hauptgäufäche noch als tropische Rotlehme bezeichnet (J. BÜDEL, 1957, S. 20, 34, 35). J. P. BAKKER (zitiert nach H. KÖRBER, 1962, S. 69) spricht dagegen vorsichtiger von einer „gelb-roten Bodenbildung“. Gegen ein auch nur randtropisches Klima sprechen unter anderem auch die Gerölle, die auf der Hauptgäufäche allenthalben zu finden sind (H. KÖRBER, 1962, S. 95) – was aber einer echten tropischen Rumpffläche, die nach dem Muster der doppelten Einebnungsfläche entstanden sein soll (J. BÜDEL 1958), widerspricht. Es kann die Hauptgäufäche auch nach H. KÖRBER (1962, S. 67 bis 68) keine Rumpffläche im strengen Sinn gewesen sein; denn es muß zur Zeit der Bildung der Fläche „die Hydrographie Frankens trotz des ganz andersartigen klimabedingten Flußregimes . . . in wesentlichen Zügen gleich der heutigen gewesen sein, was zahlreiche Reste der beiden Niveaus (der Hauptgäufäche: d. Vf.) an den Rändern des Maintals selbst in den Engtalstrecken . . . anzeigen.“ Trotz dieser zu

anderen Schlüssen zwingenden geomorphologischen Beobachtung hält H. KÖRBER indessen an den randtropischen Bedingungen des Pliozäns bzw. Oberpliozäns fest.

#### IV. Zusammenfassung über den mitteleuropäischen Klimagang seit dem Mitteltertiär

O. JESSEN (1938) ist wohl das Verdienst zuzuschreiben, als erster den tertiären Klimagang in bezug auf die Mittelgebirgsmorphologie in Mitteleuropa zusammenfassend beschrieben zu haben. Aus den vorangegangenen Abschnitten dürfte sich aber ergeben haben, daß die tropisch-humiden bzw. randtropischen Bedingungen sich nicht so lange ins Tertiär hinein erhalten haben, wie er es noch darstellt. Mit direktem Bezug auf O. JESSENS Arbeit sind auch J. P. BAKKER und TH. W. M. LEVELT (1964) den tertiären Bildungsbedingungen von Rumpfflächen in Mitteleuropa nachgegangen; auch sie kommen, wie schon verschiedentlich erwähnt, dabei auf den Klimagang im Tertiär zu sprechen. Da die in den vorigen Abschnitten mitgeteilten Beobachtungen und Überlegungen mit dem Mitteloligozän einsetzen, erfolgt die abschließende Stellungnahme zu beiden Autoren – und damit indirekt auch zu O. JESSEN – erst von dieser Zeit an.

Übereinstimmung ergibt sich hinsichtlich des fundamentalen Klimawandels zwischen dem Sannois und dem Stamp, so daß im Mitteloligozän nicht mehr von einem volltropischen Klima die Rede sein kann (BAKKER – LEVELT, S. 56). Dem entspricht der recht scharfe Umschwung in der Fischfauna zwischen dem Unteroligozän und dem Mitteloligozän (vgl. M. SCHWARZBACH, 1961, S. 148). Wenn auch noch bis ins Mitteloligozän die Fischfauna tropische Einschläge besitzt, so liegt dies nach H. D. PFLUG (1959) daran, daß bis zu dieser Zeit die Straße von Dover noch offen ist und warmes Wasser aus dem noch tropischen, warmen Atlantik eintreten konnte. Als sich im jüngeren Mitteloligozän die Straße schließt, spiegelt sich in Fauna und Flora eine deutliche Temperaturabnahme wider.

Wenn nun BAKKER – LEVELT hinsichtlich des Oberoligozäns davon sprechen, daß in dieser Periode eines der am stärksten humitropischen Klimate des ganzen Tertiärs in Mitteleuropa geherrscht haben soll, so wird dies in keiner Weise von unseren Befunden gestützt. Ähnliches gilt von der Annahme eines sehr viel arideren Klimas im sofort darauffolgenden Untermiozän auf Grund salinärer Bildungen und silifizierender Wirkungen. Salzlager und Silifizierungen sind aber keine Klimazeugen, die hinreichend genug sind, ein allgemein verbreitetes arides Klima zu postulieren und zu belegen, da sie sehr lokal bedingt sein können. Denn in der fraglichen Zeit stehen die salinären Bildungen im Aquitän des Mainzer Beckens der humid-subtropischen Fauna und Flora der nicht sehr weit entfernten Kölner Bucht gegenüber.

Auch zu der weiteren Entwicklung im Miozän (nach BAKKER – LEVELT, 1964, S. 57–62) lassen die gut erforschten und belegbaren Verhältnisse in der Kölner Bucht keine Parallelen erkennen (d. h. also keine zunehmende Trockenheit bei dreimal jeweils zyklenhaft verstärkter Aridität sogar mit BW- bzw. BS-Klimaten). Zwar ziehen die beiden Autoren das Miozän der Kölner Bucht heran, um zwischen den extrem ariden Perioden humid-warme von Aw-Charakter einschalten und damit die Zyklen erhalten zu können; aber ein solches Aw-Klima und solche zyklenhaften Änderungen können auch nicht annähernd aus dem vorliegenden Befund erschlossen werden; vielmehr zeigt dieser gerade die Fortdauer eines warmen, nicht besonders trockenen Klimas von subtropischem Charakter an. Hinsichtlich des Aw-Klimas stützen sich die beiden Autoren auf das Illit-Kaolinit-Verhältnis von 1 : 1 mit leichter Dominanz des Kaolinitis im Obermiozän. Dem widerspricht die Korallenentwicklung; denn die Korallen sind im Obermiozän bereits ausgestorben. Ein „karibisches“ Klima kann also nicht geherrscht haben. Auch die „Braunkohlenquarzite“ bzw. die mit ihnen parallelisierte Formation des luxemburgischen „pierre de Stonne“ kann fürs Miozän nicht mehr herangezogen werden, da sie eindeutig ins Oligozän bzw. spätestens an die Wende Oligo-Miozän gehören. (Würde man übrigens mit den beiden Autoren die dadurch gekennzeichnete Silifizierung als Merkmal einer ariden Periode betrachten, so spräche das hier auch gegen den angenehmen feuchttropischen Charakter des Oberoligozäns.)

Im ganzen dürfte es einen derart scharf akzentuierten häufigen Wechsel zwischen feuchtem, tropisch bis fasttropischem Klima auf der einen und einem subtropisch-ariden bis sehr ariden Klima auf der anderen Seite nicht gegeben haben. Unsere Befunde lassen es nur zu, im ganzen jüngeren Tertiär seit dem Mitteloligozän von einem insgesamt subtropisch-intermediärem Klima zu sprechen, das sich allmählich auf ein sicher noch warmgemäßigtes Klima im Oberpliozän hin abkühlt, so wie es auch von BAKKER – LEVELT (S. 64, 66) für das Pliozän beschrieben wird. Nicht geleugnet werden sollen Schwankungen untergeordneter Art, die teils zum Feuchtwärmeren (Basis des Oberpliozäns!), teils zum Arideren gehen können, teils auch Temperaturoszillationen untergeordneter Art im Oberpliozän, so wie sie von A. ALTEHENDER (1959) beschrieben werden. Diese Schwankungen und Oszillationen aber sind nur kurzfristig und untergeordnet, d. h. in ihnen wird das obwaltende „intermediäre“ Klima als ganzes nicht durchbrochen, wie etwa die Floren von Dernbach und Frankfurt belegen, trotz der gleichzeitigen Anzeichen einer gewissen Lateritisierung bzw. verwandter Verwitterungsspuren.

Im Laufe des Oberpliozäns geht die Intensität der Verwitterung zurück, was sich an der Illitdominanz und der Zunahme der weniger stabilen Schwerminerale und des Brauneisens ablesen läßt. Doch ist die

Verwitterung noch intensiv genug, um selektiv wirken zu können und nur die schwer verwitterbaren Komponenten übrigzulassen. Die selektive Verwitterung hört mit dem Pleistozän auf. Aber auch dieser Wechsel ist nicht schlagartig, wie die ältestpleistozänen Sedimente von Trechtingshausen belegen. Die etwas jüngeren Schotter von Reitzenhain, die ebenfalls noch ältestpleistozän sind, zeigen einen sehr viel geringeren Einfluß der chemischen Verwitterung (vgl. J. BIRKENHAUER 1970 a). Anscheinend wechseln im ältesten Pleistozän noch Phasen stärkerer selektiver Verwitterung mit solchen einer weniger starken intermittierend ab, ähnlich wie unter subtropischen Bedingungen im Pliozän.

Insgesamt lassen sich nach unserer Auffassung im Laufe der Entwicklung seit dem Mitteltertiär bis zum Altpleistozän folgende Klimaphasen bzw. „Klimatypen“ unterscheiden:

Typ I: Tropisch feucht bzw. wechselfeucht mit voll kaolinischer Zersetzung bis einschließlich Unteroligozän. D. h. bis hierhin dauert die Zeit der „alten Tropenerde“ bzw. der „tropoiden Erde“ und die ihr entsprechenden klimagenetischen morphologischen Auswirkungen in unseren Mittelgebirgen.

Typ II: subtropisch-intermediäres Klima mit selektiver Verwitterung chemischer Natur vom Mitteloligozän bis zum Beginn des Pleistozäns.

Darin lassen sich zwei Untertypen unterscheiden:

Typ IIa: noch stärkere Intensität der Verwitterung mit Kaolindominanz, insgesamt noch wärmer und feuchter (etwa: „Floridatyp“ bei BAKKER – LEVELT) im Mittel- und Oberoligozän und noch im untersten Miozän.

Typ IIb: mit etwas geringerer Intensität der Verwitterung als beim Typ IIa mit intermittierenden kurzen Laterisierungsphasen im Miozän und Pliozän. Der Typ könnte vielleicht als „marokkanisch-lusitanisch“ bezeichnet werden wegen der abnehmenden Niederschläge insgesamt (Steppen-, Buschsteppen- und Hartlaubvegetation) bei mindestens einer ausgeprägt humiden Jahreszeit.

Typ III: Pleistozäne Klimabedingungen. Dabei lassen sich ebenfalls zwei Untertypen erfassen:

Typ IIIa: warmgemäßigt bis gemäßigt, intermittierend mit Kaltzeiten, aber auch mit Zeiten „innermediären“ Klimas im Ältestpleistozän.

Typ IIIb: gemäßigt, intermittierend mit Glazialklima vom Altpleistozän ab. Er setzt sich endgültig durch mit und nach Ausbildung der beiden oberen großen pleistozänen Terrassen. Diese beiden Terrassen stellen die letzte Phase ausgeprägter Niveaubildung dar. Danach erst setzt endgültig ein anderes Bild der Tal- und Reliefgestaltung ein (vgl. dazu J. BIRKENHAUER 1970 a).

Eine Übersicht in tabellarischer Form faßt alle Befunde und Ergebnisse über die Verwitterung und den Klimagang zwischen dem Oligozän und dem Pleistozän zusammen.

Verwitterung und Klimagang vom Oligozän bis zum Altpleistozän

Verwitterungszeugen im zentralen Rhein. Schiefergebirge

	Bodenbildung Zersetzung Sedimente	Eisenminerale	Tonminerale	Schwerminerale	Jahresmittel- temperatur (K.B., M.B.) Westerwald	Rückschluß auf Typ des Klimas
Altpleistozän	Bunt-Sch. unverwittert	Braun-e.		Epidot + Granat + Augit		III b
Ältest- pleistozän	Bunt-Sch. mit hohem Quarzanteil z. T. mürbe Komponenten	rötlich-gelb Braun-e.	kaum Kaolinit	+ br. Hornbl. = 45-70%		III a
Oberpliozän	Quarz-Sch. selektiv keine Korrosion keine völlige Zersetzung	rötlich-gelb Braun-e.	Illit-Kaolinit	Epidot + Granat + Augit + br. Hornbl. = 4-29%	15°: Lorbeer, <i>Taxodium</i> , <i>Sequoia</i> , <i>Juglans</i> , <i>Acer</i> , <i>Populus</i> , <i>Fagus</i> (Weilerswist)	II b
	Trapp- zersetzung, Bauxit, Lateritspuren, rotmürbe Schiefer	Hämatitspuren Bohnerze		Disthen- Sillimanit- Staurolith	12-15°: <i>Sequoia</i> , <i>Juglans</i> , <i>Magnolia</i> (Dernbach, Frankfurt)	II b
Unterpliozän					11-12°: <i>Cinnamomum</i> , aber überwie- gend Vertreter heutiger Laub- baumgattungen (K.B.)	II b
Obermiozän				Fischbach: Granat allein 4-39% (Epidot, Augit, br. Hornbl.: -)		II b
				Aber: Disthen- Sillimanit- Staurolith	15°: letzte Palmen und Korallen (K.B.)	II b
Untermiozän					Fagaceen, Palmen, <i>Sequoia</i> <i>Juglans</i> (K.B.) Pandanaceen, Lauraceen, <i>Cinnamomum</i> (Kunkskopf)	II a
Oberstoligozän	Quarz-Sch. Bildung von Felsflächen in Basalt und Devon, Tuffzersetzung (Tone)		Kaolinit-Illit	Epidot + Granat + Augit + br. Hornbl. = 0-13%	18°: Palmen, Magnolien, Lauraceen, Pandanaceen, Zingiberaceen (= letzte voll- tropische Ver- treter bis Mittel- miozän)	II a
Oberoligozän	Einschneiden in „alte Tropen- erde“	Hämatitspuren		Korrosion und Hahnenkamm- formen, aber auch Disthen- Sillimanit- Staurolith- Assoziation	Krokodile, Riesenfrösche	II a
Mitteloligozän	Quarz-Sch. (usw.: wie Oberoligozän)	Hämatitspuren	Illit geringer als Kaolinit		subtropische Fischfauna (K.B.)	II a
Unteroligozän	Ende der alten Tropenerde volle kaolini- sche Zersetzung		Kaolinit	kein Epidot	tropische Fischfauna (M.B.)	I

Abkürzungen: Sch. = Schotter; -e. = -eisen; br. Hornbl. = braune Hornblende; K.B. = Kölner Bucht; M.B. = Mainzer Becken

Die Bezeichnung „Quarz-Schotter“ bedeutet: sehr quarzreiche, gebleichte Schotter, ungeschichtet und unsortiert (grob - fein), kantig-eckig bis gerollt.

## V. Allgemeinere Konsequenzen

### 1. Der morphogenetische Umbruch und seine Datierung

Nach dem jetzigen Stand unserer Kenntnisse wird der Wechsel von tropischen zu nicht mehr tropischen Bedingungen des Klimas als entscheidend angesehen für die Morphogenese; denn mit dem klimatischen Wechsel ändern sich die Abtragungsformen und damit die das Relief gestaltenden Vorgänge grundlegend. Darüber, daß tropische Bedingungen besonders günstige Voraussetzungen für Prozesse sind, die das Relief flächenhaft zu prägen vermögen, sind sich alle Autoren einig – so wenig einheitlich und übereinstimmend ihre Auffassungen im einzelnen über nicht unwichtige Fragen im besonderen auch sind. Man vergleiche dazu etwa J. P. BAKKER, J. BÜDEL und H. LOUIS. Selbst wenn der Wechsel zwischen tropischen und nicht mehr tropischen Bedingungen nicht plötzlich eingetreten ist, sondern sich im geologischen Zeitmaß geändert hat, muß trotz allem unter diesen Umständen von einem morphogenetischen Umbruch gesprochen werden.

Dieser Umbruch kann nach allem ziemlich genau datiert werden. Er muß angesetzt werden für die Zeit des Mitteloligozäns mit nicht zu plötzlicher Änderung seit dem Unteroligozän. Dieses ist noch eindeutig volltropisch; das Oberoligozän besitzt aber bereits eindeutig nicht mehr tropische Verhältnisse. Spätestens zu diesem Zeitpunkt ist in unseren Breiten die Zeit der „tropoiden Erde“ und damit die Zeit tropischer Boden- und Reliefentwicklung zu Ende.

Diese mit großer Sicherheit zu ziehende Konsequenz bedeutet, daß

1. das Zeitalter der „alten Tropenerde“ gegenüber den Ansätzen bei J. BÜDEL (1957, 1958, 1963) und selbst gegenüber dem modifizierten Ansatz bei J. BÜDEL (1969) ganz erheblich früher beendet war und daß damit

2. sich im Mio- und Pliozän in unseren Breiten keine Flächenbildungsprozesse mehr in der Form tropischer Rumpfflächen und auch nicht in der Form polyzyklischer Entwicklung nach J. P. BAKKER und TH. W. M. LEVELT (1964) abgespielt haben können.

### 2. Die regionale Verbreiterung des morphogenetischen Umbruchs

Es läßt sich nun zeigen, daß der Umbruch keine Erscheinung ist, die lokal nur auf den eigenen Untersuchungsbereich zu beschränken ist, sondern ein Vorgang, der mehr oder weniger gleichzeitig in einem größeren Gebiet Europas sich abgespielt hat – ein Gebiet, das sich nach S bis mindestens in den Mittelmeerraum erstreckt haben muß.

Das wird erhellt aus dem Vergleich mit den sehr sorgfältigen Untersuchungen, über die J. M. MABESONE (1959) aus dem nördlichen Duero-Becken auf der Iberischen Halbinsel berichtet hat.

Zwar ist dort eine Schichtlücke zwischen dem Eozän und dem Untermiozän vorhanden, also genau in der Periode, für die der Vf. den entscheidenden Wandel ansetzt, doch ist auch dort mit Sicherheit festzustellen, daß das Untermiozän bereits kein tropisches Klima mehr besitzt und daß auch schon das Eozän einen tropisch-subtropischen „Mischcharakter“ aufweist (J. M. MABESONE, 1959, S. 105).

Die klimatischen Gegebenheiten nun, die zwischen dem Untermiozän und dem Oberpliozän im Duero-Becken geherrscht haben, werden zwar nicht aus Flora und Fauna als vielmehr von „mechanischen“ Klimazeugen abgeleitet (Färbung; Illit-Kaolinit-Verhältnis; Rundungsgrad, Grob- und Feinschotter; Krustenbildung; Salz- und Gipsausscheidung). Insgesamt ergibt sich, daß mindestens seit dem Burdigal ein voll subtropisches Klima geherrscht hat (rötlich-gelbe Bodenbildungen mit Goethit und Limonit, zunehmende Illitdominanz), das zunächst noch wärmer war („Palmenklima“ noch im mittleren Miozän), dann geringfügig kühler wurde, aber doch bis ins Unterpliozän und ins oberste Oberpliozän hinein subtropisch-warm geblieben ist. Die Klimazeugen lassen einen Jahresgang der Niederschläge erschließen, der in der jahreszeitlichen Verteilung ausgesprochene Trocken- und Feuchteperioden besitzt. Schwankungen innerhalb dieses als subtropisch-wechselfeucht zu charakterisierenden Klimas weniger hinsichtlich der Temperaturen als mehr hinsichtlich der größeren oder geringeren Aridität bzw. Humidität treten über längere Zeitabschnitte hin auf (Vindobon: humider; Wende Mio-Pliozän: arider; Pont: wieder humider; Oberstpliozän: wieder arider). Aus zunehmender rötlicher Färbung wird auf humideres, aus stärker gelblicher Färbung auf arideres Klima geschlossen (mit Auftreten von Gips). Die Sedimente weisen immer wieder, wie im Rheinland, einen im ganzen untypischen Wechsel von Grob- und Feinmaterial auf, wobei in allen Perioden silifizierte, quarzitische Konglomerate gebildet werden.

Im ganzen ergeben die Untersuchungen von J. M. MABESONE ein Bild, das viel stärker mit dem im Rheinland gewonnenen übereinstimmt als das, welches von J. BÜDEL entworfen worden ist. Zumindest gilt dies hinsichtlich der Übereinstimmung in der Annahme eines „intermediären“, subtropisch-wechselfeuchten Klimas mit „selektiver“ Verwitterung. Übereinstimmung findet sich auch hinsichtlich der Annahme eines feuchteren „Rotverwitterungsklimas“ vor dem Oberpliozän. Schließlich ist auch bei J. M. MABESONE (vgl. dort die Tab. XIV) in allen Sedimenten vom Untermiozän bis zum Oberpliozän die für nichttropische Diagenese kennzeichnende Sillimanit-Stauroolith-Assoziation durchgehend vorhanden.

Dieser im Vergleich erschließbaren Ansicht von einer regional beträchtlichen Verbreitung eines recht ähnlichen Klimaverlaufs, die auch auf der Iberischen Halbinsel seit dem Untermiozän nichts mehr von einem tropischen Charakter an sich hat, scheint eine Beobachtung hinzugesellt werden zu können, die H. MENSCHING während des Geographentages 1969 in Kiel vorgetragen hat.

In dem vorläufigen Bericht über die Sahel-Sahara-Expedition Anfang 1969 schildert er, daß Laterit-

krusten, die sich im Tertiär gebildet haben, bereits im Tertiär wieder zerstört zu werden beginnen, und zwar durch aridere Prozesse, die mit einer Rumpfflächenbildung im herkömmlichen Sinne nichts zu tun haben können. Auch hier, in weit südlicherer Lage also, hat demnach im Laufe des Tertiärs ein Umbruch stattgefunden, mit dem im Sahel-Sahara-Bereich bereits mehr oder weniger das „Heute“ im geomorphologischen Sinne beginnt. Diesen Umbruch kann H. MENSCHING mangels geeigneter Ablagerungen nicht sicher und genau datieren. Es bleibt dafür eine Spanne zwischen dem älteren Tertiär auf der einen und dem jüngeren Tertiär auf der anderen Seite.

Der Vergleich mit den Beobachtungen H. MENSCHINGS scheint geeignet, den im Rheinland sich als zwingende Konsequenz ergebenden morphogenetischen Umbruch im Mitteltertiär, der am Beispiel des Duero-Beckens eine regional erweiternde Stütze findet, in einen noch größeren globalen Zusammenhang zu stellen. In einem der abschließenden Sätze seines genannten Vortrags bemerkt H. MENSCHING, daß seine Beobachtungen Rückwirkungen für die Vorstellungen von der Reliefgenese der mitteleuropäischen Mittelgebirge haben müsse und deutet damit selber einen weltweiten Zusammenhang an – einen Zusammenhang, der in dem hier vorgelegten Beitrag von einer anderen Seite her, nämlich von N und von den Mittelgebirgen selber her, erschlossen werden kann.

### 3. Dauer und Verlauf des subtropisch-intermediären Klimas

Die beträchtliche Vorverlagerung des morphogenetischen Umbruchs bedeutet, daß dem jüngeren Tertiär mit einem Klima von subtropisch-intermediärem Charakter nicht mehr nur die Rolle eines sehr kurzen Übergangs-Abschnittes zugewiesen werden kann, wie es die herrschende Auffassung bisher tut (vgl. J. BÜDEL 1969). Es können dann die Wirkungen, die von diesem Klima ausgegangen sind und die auf die Reliefformen einwirkten, nicht mehr als bloß ephemere vernachlässigt werden. Denn nun steht einer genügend langen Zeit nichts mehr entgegen, die auch nach der Auffassung J. BÜDELS (1969, S. 177) notwendig ist, und zwar sicherlich zu recht notwendig ist, um einen Wandel von einer „Reliefgeneration“ zu einer anderen zu bewirken.

Es ist vielmehr nicht nur eine genügend lange Dauer für die Ausbildung einer neuen „Reliefgeneration“ vorhanden, sondern es ist auch – und das muß betont werden – eine lange Periode eines in sich genügend einheitlichen Klimatyps vorhanden, in dem die diesem Klimatyp eigenen Prozesse sich durchsetzen konnten. Die Einheitlichkeit des Klimatyps über die lange Zeitdauer von sicherlich rd. 30 Mill. Jahren seit dem Ende des Oligozäns wird ja auch durch die von J. M. MABESOOONE mitgeteilten Befunde sichergestellt.

Im Rahmen dieses Klimatyps hat es ebenfalls mit Sicherheit Schwankungen gegeben, die teilweise in

einem periodisch relativ geringen Absinken der Temperaturen und erneuter Erwärmung, teilweise im Wechsel von „feuchter“ und „arider“ verlaufen. Die Schwankungen sind aber im Rahmen dieses Klimatyps ihm untergeordnet. Keinesfalls aber sind die Schwankungen so häufig und so groß, daß für kürzere oder längere Zeit das Regime dieses Klimatyps unterbrochen wird, wie J. P. BAKKER und TH. W. M. LEVELT (1964) annehmen. Die mitgeteilten Befunde von J. M. MABESOOONE weisen für einen größeren Teil Europas in diese selbe Richtung wie sie der Vf. annimmt. Unterstützt wird die Annahme eines im ganzen subtropischen Klimatyps mit untergeordneten Schwankungen gerade auch durch die Entwicklung der Fauna und Flora, die keine solchen großen Schwankungen erkennen lassen.

### 4. Subtropische Morphogenese und ihre Erforschung

Daß eine andersartige „Reliefgeneration“ sich entwickelt haben muß, ist oben bereits angedeutet worden. Von welcher Art diese ist bzw. war, muß einer sehr viel breiteren Darstellung an anderer Stelle vorbehalten bleiben (vgl. vorläufig J. BIRKENHAUER 1965). Mit Sicherheit aber kann gesagt werden, daß die damit verbundenen Formen nicht in der Weise sich entwickelt haben können, wie J. BÜDEL (1969) es postuliert.

Die ältesten, deutlich erhaltenen „Reliefgenerationen“ unserer Mittelgebirge sind nach ihm (1969, S. 176) ins Unter- bzw. Mittelmiozän zu stellen. Der Vf. ist zwar der Ansicht, daß die ältesten deutlich erhaltenen Verebnungen noch älter sind (vgl. dazu die Bemerkungen in Abschnitt II); aber selbst wenn sie nur so alt sind, wie J. BÜDEL meint, dann fallen sie bereits eindeutig in das subtropisch-intermediäre Klimaregime und sind nicht mehr unter tropischen oder randtropischen Bedingungen entstanden. Mit Sicherheit kann auch die Weise einer bloß „traditionalen“, „erzwungenen Weiterbildung“ solcher „Rumpfflächen“ als Weiterbildung bzw. als Fortsetzung der Weiterbildung zunächst unter tropischen Bedingungen entstehenden Rumpfflächen ausgeschlossen werden, da dies ganz sicher für die oberpliozänen Verebnungen nicht mehr gelten kann – und wahrscheinlich auch nicht für die mittel- und oberoligozänen. Das kann nur heißen, daß sich unter „intermediären“ Klimaverhältnissen eigene Verebnungsformen gebildet haben müssen, die über den Rahmen einer bloßen Pedimentbildung hinausgehen (vgl. J. BÜDEL, 1969, S. 171–172. Zudem: Wo sind solche fossilen Pedimente strictu senso bei uns zu beobachten?).

Aus diesen Schlußfolgerungen wird augenfällig, daß den subtropischen morphogenetischen Prozessen eine sehr viel größere Aufmerksamkeit als bisher geschenkt werden muß. Zwar weist J. BÜDEL 1969 auf einige verdienstvolle Ansätze hin, doch wird auch in seiner

Zusammenfassung deutlich, daß weder aus dem mediterranean-subtropischen noch aus dem ostasiatisch-monsunal-subtropischen Bereich genügend eigenständige Formenbildungsprozesse bekannt bzw. untersucht worden sind, die über den Rahmen einer nur untergeordneten Ausformung der Skulptur hinausgehen und übergeordnete morphologische Prozesse betreffen.

##### 5. Morphogenetische relevante klimatische Kennzeichnungen

Wenn bei J. BÜDEL in den verschiedensten Beiträgen (etwa 1951, 1952, 1955, 1957, 1963, 1969) von auch noch „randtropischen“ Bedingungen für die Rumpflä-chen-Entstehung bzw. -Weiterbildung gesprochen wird, so ist dies nach Ansicht des Vf. eine ziemlich vage Kennzeichnung; es wird, soweit der Vf. sieht, nicht der Versuch gemacht, das, was nun „randtropisch“ ist und sein soll, genauer und eindeutig zu definieren. Mit dieser Behauptung gerät der Vf. seinerseits in Verzug zu sagen, was er bereits nicht mehr als „randtropisch“, sondern eben als „subtropisch-intermediär“ verstehen möchte. Im Hinblick auf die morphogenetischen Bedingungen, die die von ihm dargestellten Befunde betreffen, versteht er unter einer solchen Kennzeichnung ein Klima, das eindeutig polwärts der passatischen Hochdruckregionen liegen muß, aber von den gemäßigten Breiten aus äquatorwärts. Offenbar bezeichnet J. BÜDEL auch noch die Trockenklimate der passatischen Hochdruckregionen als „randtropisch“, wie man den eben aufgezählten Arbeiten entnehmen kann; in den vom Vf. angestellten Ausführungen dagegen wird der Begriff der „Tropen“ und damit auch der „Randtropen“ enger gefaßt, und zwar als ein Klima von mindestens über 18° C Jahresmitteltemperatur und mit mindestens einer ausgeprägten feuchten Jahreszeit. In diesem Zusammenhang gewinnen die von H. MENSCHING angeführten Beobachtungen (Abschnitt V, 2) über den morphogenetischen Prozeß im Gebiet von Sahel und Sahara im Verlauf des Tertiär eine weitere wichtige Konsequenz.

Ist dies alles nun für das Klima in unseren Breiten seit dem Mitteloligozän der Fall – und der Vf. ist sicher, daß es so ist, da keinerlei Beweise für ein tropisches Aw- oder Am- bzw. ein „äquatornahes“ BS-Klima, noch für ein voll heiß-arides BW-Klima vorliegen –, so kann sicherlich nicht mehr von „randtropisch“ die Rede sein, sondern nur von einem „subtropischen“ Klima, das vorsichtigerweise immer als „intermediär“ bezeichnet worden ist, da sich keine eindeutigen Anhaltspunkte darüber gewinnen lassen, wo denn nun etwa in unseren heutigen Subtropen sich ein solcher Klimatyp genau ansiedeln ließe. Da morphogenetische Untersuchungen zu diesen Problemen erst in Ansätzen vorliegen und unbedingt eine intensivere Erforschung „intermediärer“ Prozesse vonnöten ist, soll die Aussage vorläufig dabei belassen werden.

##### Literatur

- J. AHLBURG: Über das Tertiär und das Diluvium im Flußgebiet der Lahn. In: Jb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 36, I, 1915, S. 269–373, Berlin 1916
- W. AHRENS: Das Tertiär im nördlichen Laacher Seegebiet. In: Jb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 50, I, 1929, S. 322 bis 370. Berlin 1929
- : Die Ton- und Quarzitlagerstätten des Westerwaldes. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 88, 1936, S. 438–347. Berlin 1937
- : Pliozäne Basalte im Westerwald. In: Ber. d. Reichsst. f. Bodenforsch., 1941. Wien 1941
- : Überblick über den Aufbau des Westerwälder Tertiärs mit Berücksichtigung der stratigraphischen Stellung der vulkanischen Gesteine. In: Fortschr. d. Min., 35, 1957, S. 109–116, Stuttgart 1958
- : Die Lagerstätten nutzbarer Gesteine und Erden im Westerwald. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1960, S. 238–252, Hannover 1960–1961
- , G. STADTLER, H. WERNER: Beitrag zur Genese der Westerwälder Tertiärquarzite. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1960, S. 253–258. Hannover 1960–1961
- A. ALTEHENDER: Floristisch belegte Klimaschwankungen im mitteleuropäischen Pliozän der Reuver-Stufe. In: Paläontographica, B, 106, S. 11–70. Stuttgart 1959
- Tj. H. VAN ANDEL: Provenance, Transport and Deposition of Rhine Sediments. Diss. Groningen 1950. Wageningen o. J.
- G. ANDRES: Die Landschaftsentwicklung der südlichen Frankenalb im Gebiet nördlich von Ingolstadt. In: Geologica Bavarica, 7. München 1951
- P. ANTUN: Eine Bemerkung zur oligozänen Geographie des Mainzer Beckens. In: Notizbl. d. hess. Landesamtes f. Bodenforsch., 82, S. 213–214. Wiesbaden 1954
- J. P. BAKKER: Einige Probleme der Morphologie und der jüngsten geologischen Geschichte des Mainzer Beckens und seiner Umgebung. In: Geograph. en geolog. Mededeelingen – Phys.-geogr. reeks, Nr. 3. Utrecht 1930
- , TH. W. M. LEVELT: An Inquiry into the Probability of Polyclimatic Development of Peneplains and Pediments (Etchplains) in Europe during the Senonian and Tertiary Period. In: Publ. Serv. géol. du Lux., 14, S. 27–75. Luxemburg 1964
- J. BARTZ: Das Jungpliozän im nördlichen Rheinhessen. In: Notizbl. d. hess. Landesamtes f. Bodenforsch., VI, 1, S. 201–243. Wiesbaden 1950
- : Böhnerze im nördlichen Oberrheingebiet. In: Geol. Jb., 109, 1957, S. 73–74. Hannover 1957–1958
- L. BENDA: Beiträge zur Stratigraphie und Fazies des rheinischen Hauptbraunkohlenflözes auf Grund einer kutikularanalytischen Untersuchung der Tagebaue Vereinigte Ville, Berrenrath, Liblar, Lucretia, Sibylla, Fischbach und Fortuna. In: Neues Jb. f. Geol. u. Paläontol., Abh., 109, S. 225–260. Stuttgart 1960
- W. BERGER: Flora und Klima im Jungtertiär des Wiener Beckens. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 105, 1953, S. 228–233. Hannover 1955
- J. BIRKENHAUER: Zur älteren Talentwicklung beiderseits des Rheins zwischen Andernach und Bonn. In: Erdkunde, XIX, 1965, S. 58–66. Bonn 1965
- : Vergleichende Betrachtung der Hauptterrassen in der rheinischen Hochscholle. In: Festschrift für K. Kayser. 1970 (= 1970 a)

- : Zur Talgeschichte des unteren und mittleren Nahegebietes. In: Decheniana, 123, 1–2, Bonn 1970 (= 1970b)
- H. BREDDIN: Das geologische Alter der Hauptflözgruppe des rheinischen Braunkohlenreviers. In: Braunkohle, Wärme und Energie, 1951, Heft 5/6, S. 95–104
- G. VON DER BRELIE: Zur Pollenstratigraphischen Gliederung des Pliozäns in der Niederrheinischen Bucht. In: Fortschritte d. Geol. Rheinlande u. Westfalens, 4, S. 27 bis 54. Krefeld 1959
- : Sporen und Pollen im marinen Tertiär der Niederrheinischen Bucht. In: Fortsch. d. Geol. d. Rheinlande u. Westfalens, 1 und 2, S. 185. Krefeld 1958
- J. BÜDEL: Die Klimazonen des Eiszeitalters. In: Eiszeitalter und Gegenwart, 1, 1951, S. 16–26. Öhringen 1951
- : Bericht über klimamorphologische und Eiszeit-Forschungen in Nieder-Afrika. In: Erdkunde, VI, S. 104–131. Bonn 1952
- : Reliefgenerationen und plio-pleistozäner Klimawandel im Hoggar-Gebirge. In: Erdkunde, IX, 1955, S. 100 ff., Bonn 1955
- : Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. In: Würzburger Geograph. Arbeiten 4/5, Würzburg 1957
- : Die Flächenbildung in den feuchten Tropen und die Rolle fossiler solcher Flächen in anderen Klimazonen. In: Verh. d. 31. Deutsch. Geogr.tages zu Würzburg 1957, Wiesbaden 1958 (S. 89–121)
- : Die pliozänen und quartären Pluvialzeiten der Sahara. In: Eiszeitalter u. Gegenwart, 14, S. 161–187. Öhringen 1963
- : Klimagenetische Geomorphologie. In: Geograph. Rundschau, 15. 1963, Braunschweig 1963
- : Exzessive Talbildungszone und Flächenbildungszone. Verh. des 36. Deutsch. Geogr.tages Bad Godesberg 1967. Wiesbaden 1969
- : Das System der klimagenetischen Geomorphologie. In: Erdkunde, 1969, S. 165–183. Bonn 1969
- R. DEHM: Neue tertiäre Spaltenfüllungen im südlichen Fränkischen Jura. In: Zentralbl. f. Min., B, S. 349–369, 1937
- : Über neue tertiäre Spaltenfüllungen im Fränkischen und Schwäbischen Jura. Zentralbl. f. Min., B, S. 113–124, 1939
- F.-J. ECKHARDT: Veränderungen eines devonischen Ton-schiefers durch die Mineralumwandlungen infolge der tertiären Zersetzung. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 112, 1960. Hannover 1960–1961
- H. FALKE: Rheinhessen und die Umgebung von Mainz. = Sammlung geol. Führer, 38. Berlin 1960
- G. FLIEGEL: Pliozäne Quarzschotter in der Niederrheinischen Bucht. In: Jb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 28, 1907, S. 92–121. Berlin 1910
- : Die Beziehungen zwischen dem marinen und kontinentalen Tertiär im niederrheinischen Tieflande. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 63, B, 1911, S. 509–529. Berlin 1912
- : Über tiefgründige chemische Verwitterung und sub-aerische Abtragung. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 65, B, S. 387–404. 1913
- H. GREBE: Die Mikro- und Megaflora der pliozänen Ton- und Tongyttjaline in den Kieseloolithschichten vom Swisterberg/Weilerswist (Blatt Sechtem) und die Altersstellung der Ablagerung im Tertiär der Niederrheinischen Bucht. In: Geol. Jb., 70, S. 535–573. 1955
- K. GRIPP: Erdgeschichtliche Aussagen der Korallen des niederrheinischen Oberoligozäns und Mitteloligozäns. In: Fortschritte d. Geol. d. Rheinlandes u. Westfalens, 1 und 2, S. 239 ff., Krefeld 1958
- T. VAN DER HAMMEN: Paläoklima, Stratigraphie und Evolution. In: Geol. Rundschau, 54, 1964, S. 428–441. Stuttgart 1964
- A. HELAL: Das Alter und die Verbreitung der tertiären Braunkohlen bei Berg.-Gladbach östlich von Köln. In: Fortsch. d. Geol. d. Rheinlandes und Westfalens, 1 und 2, S. 419–435. Krefeld 1958
- F. HELLER: Eine oberpliozäne Wirbeltierfauna auf Rheinhessen. In: Neues Jb. f. Min. B. 1936
- F. HOFMANN: Zusammenhänge zwischen Entstehungsbedingungen und Beschaffenheit toniger Sedimente mit gleichartigem Ausgangsmaterial an einem Beispiel aus dem Tertiär des Kantons Schaffhausen (Schweiz) In: Ecl. geol. Helv., Vol. 51, No. 3, 1958, S. 980–989
- : Sedimente einer ariden Klimaperiode zwischen Siderolithikum und Molasse in Lohn, Kanton Schaffhausen, und am Rheinfl. In: Ecl. geol. Helv., No. 2, 1960, S. 27–32. Basel 1961
- O. JESSEN: Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie. In: Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, 1938, S. 36–49. Berlin 1938
- U. JUX: Ein Ammonitenfund aus den niederrheinischen Pliozänschottern und die Frage nach der Herkunft der verkieselten Juraversteinerungen und der Kieseloolithe, In: Decheniana, 111, 1958, S. 89–97. Bonn 1958
- W. KAHMANN: Sedimentpetrographische Beiträge zur Stratigraphie des Tertiärs der südlichen niederrheinischen Bucht. In: Decheniana 95, A, 1937, S. 157–206. Bonn 1937
- K. KILPPER: Eine Pliozän-Flora aus den Kieseloolithschichten von Frimmersdorf. In: Fortsch. d. Geol. d. Rheinlandes u. Westfalens, 4, S. 55–58. Krefeld 1959
- : Pflanzenführung, Fazies und Bildungsverhältnisse im „Hauptflöz der Ville“, eine kutikularanalytische Untersuchung in den Tagebauen Neurath und Frimmersdorf-Süd des rheinischen Braunkohlenreviers. In: Neuss Jb. f. Geol. u. Paläont., 109, S. 261–308. Stuttgart 1960
- H. KLÄHN: Rheinheissisches Pliozän, besonders Unterpliozän, im Rahmen des mitteleuropäischen Pliozäns. In: Geol. u. paläontolog. Abh., N.F. Bd. 18, S. 279–339. Jena 1930–1931
- W. KLÜPFEL: Zur Geologie des Neuwieder Beckens und der Niederrheinischen Bucht. In: Sitzungsber. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande u. Westfalens, 1930 u. 1931, S. c 101–115. Bonn 1932
- H. KÖRBER: Die Entwicklung des Maintals. = Würzburger Geogr. Arbeiten, 10, Würzburg 1962
- R. D. KREBS, C. F. FEDROW: Genesis of red-yellow podzolic soils and related soils in New Jersey. In: Soil Science, 85, S. 28–37
- TH. W. M. LEVELT: Die Plateaulehne Süd-Luxemburgs und ihre Bedeutung für die morphogenetische Interpretation der Landschaft. = Publicities van het Fysisch-Geografisch Laboratorium van de Universiteit van Amsterdam, Nr. 6, 1965. In Zusammenarbeit mit dem Geologischen Dienst von Luxemburg
- H. LOUIS: Über Rumpfflächen- und Talbildung in den wechselfeuchten Tropen besonders nach Studien in Tanganyika. In: Zeitschr. f. Geom., N.F. Bd. 8, S. 43–70. Sonderheft 1964

- J. M. MABESOOONE: Tertiary and quaternary sedimentation in a part of the Duero Basin, Palencia, Spain. = Diss. Leiden 1959 = Leidse Geolog. Mededeelingen, deel XXIV
- P. MACAR, J. ALEXANDRE: Pénéplaine unique plio-pléistocène et couverture tertiaire ayant noyé des dépressions préexistantes en Haute-Belgique? In: Bull. de la Soc. Belge de Géol., 69, 1960, S. 295–315. Brüssel 1960
- K. MÄDLER: Die pliozäne Flora von Frankfurt am Main. = Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, 446. Frankfurt 1939
- H. MENSCHING: Bericht über geomorphologische Arbeiten in Afrika (Sahel und Sahara) Januar – März 1969. Verhandlungen des 37. Deutsch. Geographentages Kiel 1969
- H. B. MILNE: Sedimentary Petrography. London 1962 (4. Aufl.)
- C. MORDZIOL: Unsere Kenntnis der pliozänen Flußschotter (Kieseloolithschotter) im Rheintal zwischen Bingen und Koblenz. = Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 60, 1908, 337–342. Berlin 1908
- : Beiträge zur Gliederung und zur Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 60, 1908. Berlin 1908
- : Die Kieseloolithe in den unterpliozänen Dinotheriensanden des Mainzer Beckens. In: Jb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 28, 1907, S. 122–130. Berlin 1910
- : Über die Parallelisierung der Braunkohlenformation im Rheinischen Schiefergebirge mit dem Tertiär des Mainzer Beckens und über das Alter der Cerithienkalkstufe. In: Verhandl. d. Naturhistor. Ver. d. Preuß. Rheinlande u. Westfalens, 66, S. 165–189. Bonn 1909
- : Die Vallendarsschotter als Typus eines „Primordial-Fluvials“. In: Senckenbergiana 18, S. 283–287. Frankfurt 1936
- W. MÜLLER-STOLL: Die jüngsttertiäre Flora des Eisensteins von Dernbach (Westerwald). In: Beihefte z. Bot. Centralbl., LVIII, B, S. 376–434. 1938
- H. D. PFLUG: Die Deformationen im Tertiär des rheinisch-saxonischen Feldes. = Freiburger Forschungen, C 71, Geologie. Berlin 1959
- H. W. QUITZOW: Hebung und Senkung am Mittel- und Niederrhein während des Jungtertiärs und Quartärs. In: Fortschr. d. Geol. d. Rheinlandes u. Westfalens, 4, S. 398–400. Krefeld 1959
- CH. ROBEQUAIN: Malaya, Indonesia, Borneo and the Philippines. London 1958
- A. SCHAD: Erdölprovinz Rheintalgraben. In: Tomeo V (Europa) des: Symposium sobre yacimientos de petróleo y gas. XX Congreso Geológico Internacional Mexico 1956
- : Voraussetzungen für die Bildung von Erdöllagerstätten im Rheingraben. In: Erdöl am Oberrhein, Abh. d. Geol. Landesamtes in Baden-Württemberg, 4, S. 29–40. Freiburg 1962
- M. SCHWARZBACH: Aus der Klimageschichte des Rheinlandes. In: Geol. Rundschau, 40, 1952, S. 128 ff. Stuttgart 1952
- : Das Klima der Vorzeit. Stuttgart 1961 (2. Aufl.)
- K. H. SINDOWSKI: Studien zur Stratigraphie und Paläographie des Tertiärs der südlichen Niederrheinischen Bucht. In: Neues Jb. f. Min., B, Beilagebd. 82, B, S. 415 bis 484. Stuttgart 1939
- E. W. STRAUB: Die Erdöl- und Erdgaslagerstätten in Hessen und Rheinhessen. In: Erdöl am Oberrhein, Abh. d. Geol. Landesamtes in Baden-Württemberg, 4, S. 123 bis 136. Freiburg 1962
- R. TEICHMÜLLER: Die Niederrheinische Braunkohlenformation. Der derzeitige Stand der Untersuchungen und offene Fragen. In: Fortschritte der Geol. d. Rheinlande u. Westfalens, 1 u. 2, S. 721 ff. Krefeld 1958
- F. THIERGART: Pollenflora aus den tertiären Braunkohlen am Niederrhein. In: Zur Geol. d. rhein. Braunk. 3, S. 107–111, Geol. Jb. 1949, 65. Hannover 1951
- P. W. THOMSON: Grundsätzliches zur tertiären Pollen- und Sporenstratigraphie. In: Zur Geol. d. rhein. Braunk. 5, S. 113–126. Geol. Jb. 1949, 65. Hannover 1951
- : Die Braunkohlenmoore des jüngeren Tertiärs und ihre Ablagerungen. In: Geol. Rundschau, 45, 1956/57, S. 62 bis 70. Stuttgart 1957
- W. WAGNER: Das Gebiet des unterpliozänen Ur-Rheins in Rheinhessen und seine Tierwelt. In: Naturwissenschaften, S. A 171–176. Berlin 1947
- : Die tertiären Salzlagerstätten im Oberrheintalgraben. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 105, 1953, S. 706 bis 728. Hannover 1955
- : Das Aquitan zwischen Schweizer Jura und Niederrheinhessen. In: Notizbl. d. hess. Landesanst. f. Bodenforsch., 87, S. 376–397. Wiesbaden 1959
- O. WEISE: Reliefgenerationen am Ostrand des Schwarzwaldes. = Würzburger Geograph. Arbeiten, 21. Würzburg 1967
- W. WENZ: Das Mainzer Becken. Heidelberg 1921
- R. WEYL: Sedimentpetrographische Studien zur Paläographie des Oligozäns im nordwestlichen Rheintalgraben. In: Neues Jb. f. Min., 80, B, S. 31–62. Stuttgart 1939
- : Zur Ausdeutbarkeit der Schwermineralvergesellschaftungen. In: Erdöl und Kohle, 6, S. 221–224. Hamburg 1949
- H. WEYLAND: Beiträge zur Kenntnis der rheinischen Tertiärflora. I. Floren aus den Kieseloolith- und Braunkohlenschichten. = Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. 161. Berlin 1934
- : Beiträge zur Kenntnis der rheinischen Tertiärflora. IV. Die Flora der „Liegenden tonigen und quarzigen Schichten“ des Siebengebirges. In: Paläontographica, Bd. 84, B, S. 103–116. Stuttgart 1940
- O. WILCKENS: Geologie der Umgebung von Bonn. Bonn 1927
- A. WINKLER: Zur geomorphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Zentralalpen in der Miozänzeit. In: Geol. Rundschau, 17, 1926, S. 36–68, 196–217, 291–310. Berlin 1926
- E. WÖLK: Das niederrheinische Mitteloligozän und seine Stellung innerhalb des nordeuropäischen Mitteloligozäns. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 93, 1941, S. 80 bis 114. Berlin 1941
- W. ZAGWIJN: Zur stratigraphischen und pollenanalytischen Gliederung der pliozänen Ablagerungen im Roertal-Graben und Venloer Graben der Niederlande. In: Fortschr. d. Geol. d. Rheinl. u. Westfalens, 4, S. 5–26. Krefeld 1959