

# Landoberflächen und Täler des Vogelsberges in der Pliozänzeit

Von

**Karl Hummel**

Gießen

Mit Tafel I—IV

Sonderdruck

aus der

**Geologischen Rundschau**

Bd. XXXI, 1940, Heft 1/2

1

FERDINAND ENKE VERLAG STUTTGART

# Landoberflächen und Täler des Vogelsberges in der Pliozänzeit

Von **K. Hummel** (Gießen)

Mit Tafel I—IV

## Inhalt

	Seite
A. Einleitung . . . . .	8
B. Die pliozäne Hochfläche . . . . .	11
I. Allgemeine Beschaffenheit der Hochfläche . . . . .	11
II. Verwitterungsdecken und Sedimente der H-Fläche . . . . .	14
1. Die Lateritdecke . . . . .	14
2. Die Basalteisensteinlager . . . . .	15
3. Sedimente auf der H-Fläche . . . . .	17
III. Das erdgeschichtliche Alter der H-Fläche . . . . .	18
IV. Die räumliche Erhaltung der H-Fläche . . . . .	19
C. Die Trogfläche des Vogelsberges . . . . .	21
I. Allgemeine Beschaffenheit . . . . .	21
II. Das Gewässernetz der T-Fläche . . . . .	23
III. Sedimente der T-Fläche . . . . .	25
IV. Das erdgeschichtliche Alter der T-Fläche . . . . .	32
D. Tektonische Ergebnisse . . . . .	34
I. Die tektonischen Bewegungen zur Zeit des Mittelpliozäns . . . . .	34
II. Die jüngsten tektonischen Bewegungen . . . . .	37
E. Vergleich der Formentwicklung des Vogelsberges mit der Formen- geschichte der weiteren Umgebung . . . . .	43
F. Zusammenfassung der Ergebnisse . . . . .	46
G. Schriftenverzeichnis . . . . .	48

## A. Einleitung

In einer früheren Arbeit über die tektonische Entwicklung von Vogelsberg und Rhön (HUMMEL 1929) habe ich die tektonische Bedeutung der Geländeformen dieser Gebiete vorläufig erörtert; ich habe insbesondere (S. 75 ff.) u. a. darauf hingewiesen, daß im Vogelsberg in verschiedener Höhe unter einer vermutlich altpliozänen Verbnungsfläche ausgedehnte Trogflächen vorhanden sind, die ich als oberpliozäne Täler gedeutet habe. Diese Angaben beruhten auf stichprobenartiger Untersuchung der Geländeformen in einzelnen Teil-

gebieten, für eine zusammenhängende Untersuchung fehlte damals die Zeit.

In den seitdem vergangenen Jahren ist es mir möglich gewesen, auf zahlreichen Fahrten die Geländeformen des gesamten basaltischen Vogelsbergs und seiner sedimentären Randgebiete aufzunehmen, und die erwähnten Flächen durch dieses rund 3000 qkm umfassende Gebiet zu verfolgen. Die vorliegende Arbeit bringt die Ergebnisse dieser Untersuchungen.

Die Geländeformen des basaltischen Vogelsberges sind von mehr als örtlicher Bedeutung für die Klärung der Landschaftsgeschichte der weiteren Umgebung, weil wir hier das größte geschlossene Gebiet jungtertiärer Basalte vor uns haben, und damit das einzige Gebiet Deutschlands, in welchem verhältnismäßig hochliegende und mechanisch widerstandsfähige Gesteine einwandfrei jugendlichen Alters in größerer Ausdehnung vorhanden sind. Alle anderen deutschen Mittelgebirge (abgesehen von den räumlich beschränkteren Gebieten der hohen Rhön und des hohen Westerwaldes) bestehen aus paläozoischen oder mesozoischen Gesteinen, so daß für die Bestimmung des Alters der obersten Verebnungsflächen ein sehr viel größerer Zeitraum offensteht, was zur Annahme der Erhaltung alttertiärer, ja sogar mesozoischer oder jungpaläozoischer Flächen in diesen Mittelgebirgen geführt hat. Im Vogelsberg dagegen ist das Alter der obersten Fläche nach unten hin durch das jungtertiäre Alter der Basalte eindeutig begrenzt, so daß wir die zeitliche Entwicklung der Geländeformen mit sehr viel größerer Sicherheit beurteilen können als in den anderen Mittelgebirgen. Ein Vergleich der Entwicklung des Vogelsberges mit der Entwicklung der Nachbargebiete ermöglicht daher besonders wertvolle Rückschlüsse.

Das kartenmäßige Ergebnis meiner Geländeuntersuchungen habe ich in Tafel I zusammengefaßt; die Karte zeigt die räumliche Verbreitung der erhaltenen Teile einer oberen Fläche, der pliozänen Hochfläche („H-Fläche“) und eines in diese Fläche terrassenförmig eingetieften, jungpliozänen oder altdiluvialen Taltrogs („T-Fläche“). Mit diesen beiden Flächen, ihrer Beschaffenheit, den zugehörigen Sedimenten, mit der Frage des Alters dieser beiden Flächen und mit der tektonischen Bedeutung ihrer Höhenlage beschäftigen sich die nachfolgenden Erörterungen.

Jüngere, diluviale Terrassen und Talböden wurden im Laufe der Untersuchungen an zahlreichen Stellen des Vogelsberges beobachtet; ich habe jedoch auf die kartenmäßige Darstellung dieser Beobachtungen verzichtet, weil es mir nicht möglich war, diese jüngeren Flächen planmäßig und durchlaufend zu verfolgen, da dies bei der großen Ausdehnung des Gebietes zu viel Zeit in Anspruch genommen hätte. Hier liegt noch ein weites Gebiet für spätere Einzeluntersuchungen offen.

Die Ausscheidung der H- und T-Flächen erfolgte im Gelände ausschließlich unter Benützung der Karte 1 : 100 000, die für derartige Geländearbeiten besser geeignet ist als die Meßtischblätter; zu Hause wurden die Ergebnisse auf die Meßtischblätter übertragen und dadurch die mittlere Höhenlage und die nähere Umgrenzung der festgestellten Verebnungen ermittelt. Ich habe Wert darauf gelegt, die beiden Geländestufen nur durch Beobachtung im Gelände, ohne Zuhilfenahme der Höhenschichtenkarte zu erkennen und festzulegen; meist war dies auch ganz leicht und eindeutig möglich. Größere Schwierigkeiten ergaben sich manchmal dort, wo die H-Fläche durch tektonische Aufrichtung stark geneigt ist, namentlich dann, wenn die Gefällsrichtung der heutigen Täler schräg zur Fallrichtung der H-Fläche verläuft. In diesen Gebieten kommt es sehr auf den geeigneten „Blickpunkt“ an, und es ist notwendig, den ersten Eindruck durch Betrachtung von verschiedenen Seiten nachzuprüfen. So kann man die Höhenstufen auch dort ausscheiden, wo auf der Höhenschichtenkarte die Stufen überhaupt nicht erkennbar sind oder die gegenseitigen Beziehungen der Verebnungen unklar bleiben. Dies ist bei dem Vergleich der beigegebenen Karte mit den Höhenschichtenkarten zu beachten. Die Natur zeigt stets mehr als die beste Höhenschichtenkarte erkennen läßt, und die Höhenschichtenkarte täuscht manche Beziehung vor, die sich in der Natur als nicht vorhanden erweist. Eine Formenuntersuchung, die sich ohne Beobachtung nur auf die Karte stützt, würde unweigerlich zu sehr viel falschen Ergebnissen führen; dagegen findet die Naturbeobachtung in der Höhenschichtenkarte häufig eine gute und klare Bestätigung.

Allerdings darf nicht übersehen werden, daß eine Formenuntersuchung von der vorliegenden Art niemals die Genauigkeit erreichen kann, die bei vielen Untersuchungen von Diluvialterrassen möglich ist; bei Schotterterrassen hat man in der Terrassenoberkante einen einigermaßen zuverlässigen Festpunkt, der u. U. auf 1 m genau eingemessen werden kann. Dies ist bei den hier behandelten Flächen nicht möglich; denn es handelt sich im allgemeinen nicht um Schotterebenen, sondern um **A b t r a g u n g s f l ä c h e n**, die niemals völlig eben gewesen sind, und selbst wo dieselben ursprünglich eine Sedimentdecke getragen haben, kann dieselbe durch nachträgliche Abspülung mehr oder weniger unregelmäßig erniedrigt sein. In tieferen Lagen kommt außerdem eine nachträgliche Aufhöhung der Flächen durch **L ö ß d e c k e n** usw. in Betracht. Man hat es also stets mit Flächen zu tun, die zwar bei großzügiger Betrachtung als Ebenheit deutlich zu erkennen sind, die man aber in ihrer Höhenlage bestenfalls auf etwa 10 m genau bestimmen kann. Daraus wird klar, daß die Erkennung und Ausscheidung schwierig werden muß, wenn die Höhenunterschiede der auszuscheidenden Flächen nicht wesentlich

über 10—20 m liegen, und dies ist in beträchtlichen Teilen des Untersuchungsgebietes der Fall.

Eine weitere Erschwerung der Beobachtungs- und Ausscheidungsmöglichkeit wird in Gebieten geringen Höhenunterschiedes durch *Walddeckung* herbeigeführt. In ausgedehnten Waldgebieten fehlt es oft überhaupt an Beobachtungsmöglichkeiten; ferner kann durch verschiedene Höhe des geschlossenen Baumbestandes ein vorhandener Höhenunterschied unsichtbar gemacht werden, oder ein nicht vorhandener Höhenunterschied kann vorgetäuscht werden. Ich habe selbstverständlich versucht, diesen Schwierigkeiten Rechnung zu tragen, aber es läßt sich nicht ganz vermeiden, daß im einen oder anderen Teilgebiet die Flächendeutung mehr oder weniger unsicher bleiben muß.

Dies gilt namentlich auch für alle Gebiete, in denen junge *Verwerfungen* zu vermuten sind. Zwar ist die Feststellung von jungen Krustenbewegungen das wesentlichste Ziel von Formenuntersuchungen der vorliegenden Art; jedoch kann man dadurch streng genommen nur Verbiegungen mit Sicherheit feststellen; die Erkennung von Verwerfungen ist schwierig, namentlich dann, wenn die Sprunghöhe der Verwerfungen in der Größenordnung sich nicht stark von dem Höhenunterschied der Bezugsflächen unterscheidet; denn die Wiedererkennung der zueinandergehörigen Flächenteile ist nicht mit Sicherheit möglich, wenn die zu unterscheidenden Flächen nicht durch besondere morphologische oder stratigraphische Merkmale eindeutig gekennzeichnet sind, und dies ist bei den hier untersuchten Flächen des Vogelsberges nicht durchweg der Fall. Freilich gibt es Gebiete, wo schon die Geländeformen allein Verwerfungen erkennen lassen, und wo außerdem diese Feststellungen durch die Lagerungsverhältnisse der Gesteine bestätigt werden, z. B. an der Horloff-Senke. In anderen Gebieten (z. B. am Rand des Amöneburger Beckens oder am Westrande des Büdinger Waldes) sind die Ergebnisse nicht ganz eindeutig.

## **B. Die pliozäne Hochfläche**

### **I. Allgemeine Beschaffenheit der Hochfläche**

Wie alle deutschen Mittelgebirge ist auch der Vogelsberg in seiner Gesamtheit von einer großen Verebnungsfläche überzogen, die nicht nur als „Gipfelflur“ in Erscheinung tritt, sondern langgestreckte Höhenzüge mit fast völlig gleicher Kammhöhe und stellenweise auch sehr ausgedehnte Hochflächen bedingt hat.

Diese Fläche kann nur als Abtragungsfläche gedeutet werden; zwar dürfen wir uns den vulkanischen Vogelsberg zur Zeit seiner Tätigkeit nicht etwa als „hessischen Ätna“ vorstellen, wie dies früher vermutet

worden ist, und auch die Annahme zahlreicher, hoher Einzelvulkane läßt sich nicht mit Sicherheit belegen. Der Vulkanismus von der Art, wie er im Vogelsberg vorhanden war, und wie wir ihn heute von Island, von Hawaii usw. kennen, neigt zur Ausbildung ausgedehnter, nahezu waagrechter Ströme und Decken, wie sie im Vogelsberg durch die Untersuchungen SCHOTTLERS u. a. an vielen Stellen festgestellt worden sind. Jedoch zeigen uns die erwähnten heutigen Vulkangebiete, daß durch die vulkanischen Vorgänge allein keinesfalls eine Ebene von der Art der Hochfläche des Vogelsberges entstehen kann. Es müssen zur Zeit der vulkanischen Tätigkeit zahlreiche kleinere Ausbruchskegel, vulkanische Spaltenzüge, Krater und Einbruchskessel vorhanden gewesen sein, und die Höhenunterschiede dieser Geländeformen müssen durch die folgende Abtragung verschwunden sein.

Die nachher zu besprechenden Verwitterungserscheinungen machen es wahrscheinlich, daß die Einebnung der Vogelsbergvulkane unter dem Einfluß eines tropischen oder subtropischen Wechselklimas erfolgte; die abtragenden Kräfte waren also Wasserläufe, die z. T. in der Trockenzeit versiegten, sowie Bodenfluß und Abspülung in der feuchten Jahreszeit.

Für die Beurteilung der räumlichen Lage und Verbreitung des Flußnetzes dieser Abtragszeit haben wir keinen ganz sicheren Anhaltspunkt; vermutlich haben sich wesentliche Teile des heutigen Flußnetzes schon in dieser Zeit herausgebildet. Dies gilt insbesondere für die eigentümlich strahlenförmige Anlage des Vogelsbergflußnetzes, die offenbar dadurch bedingt ist, daß der Oberwald schon beim Ende der vulkanischen Tätigkeit der höchste Teil des Vogelsberges war; er verdankte diese hohe Lage damals teils der jüngsten vulkanischen Aufschüttung (vgl. SCHOTTLER 1937, S. 75), teils auch einer tektonischen Heraushebung längs einer vom hessischen Landrücken über den Oberwald nach NW ziehenden tektonischen Achse (die „Oberwaldachse“, vgl. HUMMEL 1929, S. 98). Die strahlenförmige Entwässerung des Vogelsberges war unmittelbar nach Abschluß der vulkanischen Ausbrüche am vollkommensten entwickelt; die Störungen der strahlenförmigen Entwässerung, die heute durch das Seental und die Horloff-Senke bedingt sind, waren damals noch nicht vorhanden, die Oberläufe der Lumda und Wieseck reichten bis zum Oberwald, die obere Wetter hatte über Hattenrod einen Abfluß zur Wieseck, vielleicht vereinigte sich auch die obere Horloff über Bettenhausen—Muschenheim mit der Wetter (vgl. MEYER 1916, S. 416 und SCHOTTLER 1937, S. 7).

Die ursprüngliche Höhenverteilung der H-Fläche läßt sich nicht mehr vollständig und eindeutig ermitteln; denn das ursprüngliche Gefälle ist durch die unten näher zu besprechenden nachträglichen tektonischen Verbiegungen stark verändert worden; die Fläche ist

namentlich im Bereiche ihrer ursprünglichen Talzüge nachträglich stark zerschnitten worden, und auch dort, wo die Fläche erhalten geblieben ist, wurden die ursprünglichen Formen durch nachträgliche flächenhafte Abspülung je nach der Gesteinsbeschaffenheit mehr oder weniger stark verändert. Es sind also nicht alle jetzt innerhalb der H-Fläche vorhandenen Höhenunterschiede unbedingt als ursprünglich zu betrachten.

Die Gleichmäßigkeit, mit welcher die H-Fläche in vielen Teilen des Vogelsberges die heutigen Kammlinien überzieht, läßt eine weitgehende Einebnung vermuten; die Wasserscheiden zwischen den einzelnen Tälern können sich nur wenig über die (jetzt nicht mehr vorhandenen) Talflächen erhoben haben. Ein allgemeines, vom Oberwald als Scheitelpunkt ausgehendes Gefälle ist jedoch sicher stets vorhanden gewesen, wenn es auch vermutlich geringer war als das heutige Talgefälle; man darf also nicht etwa die heutigen Höhenunterschiede der H-Fläche, wie sie in Taf. III dargestellt sind, ausschließlich auf die nachträgliche tektonische Verbiegung zurückführen.

Neben dem allgemeinen Gefälle waren sicher auch einzelne Härtlingskuppen als ursprüngliche Formen in der H-Fläche vorhanden; sie sind bedingt durch massige Basaltschlote oder sonstige besonders widerstandsfähige Gesteine, und sie finden ihr Gegenstück in den Härtlingskuppen, welche die heutigen Einebnungsflächen in Innerafrika und anderwärts überragen (vgl. GILLMANN 1937). Als Beispiele für derartige Härtlingskuppen innerhalb der H-Fläche des Vogelsberges erwähne ich die Lindenberge bei Steinbach, den Reipperts bei Rainrod, den Totenberg bei Allendorf/Lda.

Man könnte versucht sein, diese Härtlinge, welche sich mit mehr oder weniger deutlichem Steilrand über die H-Fläche erheben, als Reste einer älteren, über der H-Fläche liegenden Einebnungsfläche zu deuten. Auch der Oberwald im ganzen ist schon in dieser Weise gedeutet worden: so glaubt HANNEMANN (1936, S. 247) die tieferen Teile meiner H-Fläche als Flußfläche von den „höheren Partien des inneren Vogelsberges“ abtrennen zu können, und auch MEYER-HARRASSOWITZ (1918, S. 36 f.) trennt die höchsten Teile des hohen Vogelsberges von der „Abtragungsfläche“ des östlichen Vogelsberges, welche meiner H-Fläche entspricht. Auch die in Taf. II dargestellten Talprofile könnten an den Rändern des hohen Vogelsberges eine derartige Aufteilung der H-Fläche vermuten lassen; jedoch täuscht hier die Überhöhung der Profile; der Befund im Gelände spricht m. E. mehr dafür, daß die H-Fläche eine einheitliche Abtragungsfläche ist, die im Oberwald durch nachträgliche Verbiegung (sowie durch die ursprünglich höhere Lage dieses Gebietes) besonders hoch liegt.

## II. Verwitterungsdecken und Sedimente der H-Fläche

### 1. Die Lateritdecke

Vor allem im westlichen Vogelsberg trägt die H-Fläche eine z. T. recht mächtige Verwitterungsdecke; es ist dies die altbekannte lateritische Bodenbildung, die zur Entstehung der oberhessischen „Bauxit“lagerstätten geführt hat (vgl. HARRASSOWITZ 1926, S. 416 ff.; 1930, S. 278 ff.).

Die allitisch-lateritischen Verwitterungsmassen sind zwar jetzt in größeren Mengen auch auf der später zu besprechenden T-Fläche zu finden, jedoch haben die großen neuen Aufschlüsse an der Reichsautobahn bei Garbenteich eindeutig erwiesen, daß die Verwitterungsdecke zur H-Fläche gehört. Freilich ist ein großer Teil der H-Fläche durch Abtragung von dieser Verwitterungsdecke befreit worden, und nur dort, wo die Verwitterungsdecke besonders tiefgründig war, oder wo sie vor der Abspülung besonders gut geschützt war, ist die Verwitterungsdecke auch im unmittelbaren Bereich der H-Fläche erhalten geblieben. Manche Unebenheiten innerhalb der H-Fläche erklären sich zweifellos daraus, daß die lateritische Verwitterung örtlich sehr verschiedene Tiefenwirkung hatte, und daß die verwitterten Massen nachträglich leichter abgetragen wurden als die unverwitterten Basalte.

HARRASSOWITZ (1930, S. 279) hat neuerdings, im Gegensatz zu seiner älteren Auffassung (1926, S. 452) die Ansicht geäußert, daß im Vogelsberg nur ein unvollständiges Lateritprofil ohne oberflächliche Anreicherungszone vorhanden gewesen sei. Er schließt daraus, daß das Wechselklima, in welchem die Lateritdecke entstanden ist, nur wenig ausgeprägt gewesen sei. Wir sind vorläufig über die verschiedenen Abarten der tropischen Lateritprofile und ihre Beziehungen zum Klima noch nicht genügend unterrichtet, wir können daher auch noch nicht sicher beurteilen, was an den Lateritprofilen des Vogelsberges ursprünglich ist und was auf nachträglicher Veränderung beruht. Das Fehlen der Anreicherungszone im Vogelsberg kann ich jedoch nicht als erwiesen betrachten; freilich ist eine ausgeprägte Eisenkruste als Deckschicht eines anstehenden Lateritprofils im Vogelsberg bisher noch nicht gefunden worden, jedoch finden sich unter den Allitknollen der „Bauxit“lagerstätten zahlreiche Stücke, die keinerlei Basaltstruktur erkennen lassen, die man also nicht als allitischen Basaltzersatz zu deuten braucht (vgl. HARRASSOWITZ 1926, S. 438). Ein großer Teil dieser Stücke erinnert in seiner Löchrigkeit und Zerfressenheit ganz auffallend an die Formen der tropischen Krusteneisensteine, und Übergänge dieser Allite in mehr oder weniger eisenreiche Brauneisensteinstücke sind häufig zu finden. Ich betrachte diese Stücke als die umgelagerten Überreste der oberflächlichen Anreicherungszone; daß diese Anreicherungszone bisher noch nicht in ihrer ursprünglichen Lagerung gefunden worden ist, erklärt sich daraus, daß die oberste Bodenschicht selbstverständlich am leichtesten der Zerstörung anheimfiel.

BIRZER (1939) ist zu dem Ergebnis gekommen, daß in der Frankenalb im Obermiozän die Roterdebildung des tropischen Wechselklimas durch die Rendzinabildung eines gemäßigten Klimas abgelöst wurde. Er weist (S. 52)

darauf hin, daß in Rheinhessen noch im Pliozän Roterdeverwitterung auf Kalksteinen herrschend war, und führt dies auf die tiefere Lage Rheinhessens zurück. Die Lateritdecke des Vogelsberges muß nach ihrer klimatischen Bedingtheit diesen rheinhessischen Roterden gleichgesetzt werden; freilich reicht diese Lateritdecke (im Vogelsberg und noch mehr im Westerwald) in Gebiete, die heute nicht mehr das milde rheinhessische Klima zeigen und sich klimatisch wenig von der Frankenalb unterscheiden; jedoch sind diese Gebiete erst später herausgehoben worden, im älteren Pliozän konnten sie ebenso wie Rheinhessen ein Tieflandsklima haben. Man kann daraus den Schluß ziehen, daß der von BIRZER beobachtete Verwitterungswechsel in der Frankenalb weniger durch eine Verschiebung der Klimazonen als durch tektonische Heraushebung bedingt wurde.

## 2. Die Basalteisensteinlager

Die Basalteisensteinlagerstätten des Vogelsberges sind in letzter Zeit, vor allem von HARRASSOWITZ (1926, S. 418 ff.) als Bestandteile derselben Verwitterungsdecke gedeutet worden, zu der auch die Allite gehören, und zwar sollen die Allite (bzw. das eigentliche Lateritprofil) auf den Höhen, die Basalteisensteine dagegen unter dem Einfluß von Humuslösungen unter den Galeriewäldern der Talzüge entstanden sein.

Zweifellos liegen die Basalteisensteinzüge großenteils im Bereich alter Täler; z. T. liegen die Erze unter den Talzügen der später zu besprechenden T-Fläche. Dies gilt vor allem für das Seen- und Ohmtal. Jedoch bei Hungen (Grube Abendstern) und auch zwischen Atzenhain und Bernsfeld liegen die Erzzüge außerhalb und über den Talzügen der T-Fläche; sie können hier also nur als Bestandteile der H-Fläche gedeutet werden. Die Erzzüge können Tälern der H-Fläche entsprechen; dies läßt sich nicht mit Sicherheit nachweisen; denn wenn die Oberfläche der Erzzüge (teilweise) etwas niedriger liegt als die umgebende H-Fläche, so kann dies auch auf der geringeren Widerstandsfähigkeit des erzführenden Zersatzes gegenüber der Abtragung beruhen.

Ich will nicht bestreiten, daß Verwitterungsvorgänge (und zwar Humusverwitterung unter den Galeriewäldern von Tälern) bei der Entstehung der Erzlagerstätten mitgewirkt haben; auch die an vielen Stellen erkennbare Umlagerung der oberen Teile des erzführenden Zersatzes weist auf die Mitwirkung fließender Gewässer hin. Jedoch muß die erste Ursache der Erzbildung anderer Art gewesen sein. Dies ergibt sich daraus, daß die Hauptbasalteisensteinzüge nicht in den „normalen“, radial gerichteten Vogelsbergtälern zu finden sind, sondern daß sie vorwiegend in der N—S-Richtung, also in der Richtung der rheinischen tektonischen Spalten verlaufen. Die größte Anhäufung von Basalteisensteinzügen (vgl. KÖBRICH 1914, Taf. IV) findet sich zwischen Hungen und Niedergemünden in einer ungefähr SSW—NNO streichenden Zone, die nach Breite und Richtung als Fortsetzung der tektonischen Horloff-Senke betrachtet

werden kann. Die Basalteisensteinlager sind also nicht einfach unter gewöhnlichen Tälern entstanden (sonst hätten sie sich vorzugsweise unter den Radialtälern entwickeln müssen), sondern die quer zur alten strahlenförmigen Entwässerung verlaufenden Täler, in denen die Basalteisensteine zu finden sind, haben sich nachträglich dort angelegt, wo durch tektonische Spalten und postvulkanische Zersetzung die Basalte zermürbt waren. Die erste Anlage der Basalteisensteinzüge beruht also (entsprechend der früher von MÜNSTER [1905] vertretenen Ansicht) auf tektonischen und postvulkanischen Vorgängen; erst nachträglich setzten die Verwitterungsvorgänge ein. Ob die heutige stoffliche Beschaffenheit der Lagerstätten mehr durch die erste oder durch die zweite Gruppe von Vorgängen bedingt ist, dies kann hier nicht entschieden werden. Jedenfalls aber muß man sich bei der Beurteilung der Lagerstätten und beim Aufsuchen neuer Vorräte von dem Gedanken freimachen, daß die Lagerstätten ausschließlich durch oberflächliche Verwitterungsvorgänge entstanden wären (vgl. auch KÖBRICH, Handbuch der hessischen Bodenschätze, S. 83/84).

Der Zeitpunkt der tektonischen Anlage der Basalteisensteinspalten läßt sich nur näherungsweise ermitteln. Die Spalten sind sicher älter als die T-Fläche; denn die Talzüge der T-Fläche folgen den Spalten; dagegen sind die Spalten jünger als das erste, strahlenförmige Entwässerungsnetz des Vogelsberges, das während der Ausbildung der H-Fläche angelegt wurde. Infolge der räumlichen Beziehungen der Hauptbasalteisensteinzüge zur Horloff-Senke ist es naheliegend, anzunehmen, daß die Basalteisensteinspalten gleichzeitig mit der ersten Anlage der Horloff-Senke, also vermutlich (s. S. 36) im mittleren Pliozän entstanden sind. Im Bereich der Basalteisensteinzüge (also etwa im Raum westlich der Linie Hungen—Freienseen—Niedergemünden und östlich der Linie Lich—Grünberg—Homberg a. d. Ohm) ist die H-Fläche allerdings nur sehr wenig abgesenkt worden, die tektonischen Bewegungen waren also geringer als im Bereiche des Horloff-Grabens; zur Spaltenbildung genügt jedoch auch ein geringes Ausmaß der tektonischen Bewegung. Auf den Randspalten des Horloff-Grabens treten noch jetzt zahlreiche Kohlensäurequellen zutage; derartige Eisensäuerlinge haben vermutlich bei der Entstehung der Basalteisensteinzüge eine Rolle gespielt.

Auch die eigentümlichen Siderittone im Hangenden der Wetterauer Braunkohlen (vgl. DIEHL 1929, S. 137) kann man mit derartigen Eisensäuerlingen in Zusammenhang bringen. Zwar läßt sich die Entstehung dieser Tone zur Not auch durch rein sedimentäre Vorgänge erklären; jedoch sind ähnliche Gesteine im Zusammenhang mit anderen Braunkohlenlagern recht selten, so daß es naheliegend ist, auf Grund der geschilderten Zusammenhänge die Mitwirkung von

Eisensäuerlingen anzunehmen. Dies würde darauf hinweisen, daß die Ursachen der Basalteisensteinbildung noch zur Zeit des Abschlusses der Ausfüllung des Horloff-Grabens (also, wie wir sehen werden, zur Zeit der Ausbildung der T-Fläche) wirksam gewesen sind.

### 3. Sedimente auf der H-Fläche

Die H-Fläche ist eine Abtragungsfläche, sie ist daher großenteils frei von Sedimenten. Ferner können die Basalte wegen ihrer leichten Verwitterbarkeit keine Sedimente liefern, die sich von einer nur durch örtlichen Bodenfluß usw. schwach umgelagerten Verwitterungsrinde deutlich unterscheiden ließen. Verrutschte Teile der Verwitterungsdecke sind namentlich im westlichen Vogelsberg weit verbreitet; dies zeigen sowohl die Tagebaue der Basalteisensteingruben wie auch die Aufschlüsse an der Reichsautobahn. Manche dieser Umlagerungen mögen in die Zeit der H-Fläche fallen, jedoch lassen sie sich nicht deutlich unterscheiden von den später zu besprechenden Umlagerungen, die mit der Entstehung der T-Fläche in Zusammenhang stehen.

Leichter erkennbare Schotter und Sande aus nichtbasaltischem Material sind nur an den Rändern des Vogelsberges zu erwarten, und hier finden sie sich in der Tat stellenweise. Mit völliger Sicherheit läßt sich die Zugehörigkeit derartiger Schotter zur H-Fläche allerdings nur im Nordwesten ermitteln. BLANCKENHORN (1939, S. 36 f. und BLANCKENHORN-KURTZ 1929, S. 34/35) beschreibt Lahnschotter aus dem Gebiet zwischen Marburg, Kirchhain und Neustadt, die er als Unterpliozän bezeichnet, und die nach ihrer Höhenlage zweifellos zu meiner H-Fläche gehören; auch die Schotter vom Exerzierplatz auf den Lahnbergen südöstlich Marburg (vgl. AHLBURG 1915, S. 331) sind hier zu nennen. Im Herrenwald zwischen Allendorf und Neustadt, im Bereiche der jetzigen Rhein-Weser-Wasserscheide ist die H-Fläche nicht als Abtragungsfläche, sondern als Schotterfläche ausgebildet (vgl. Geol. Spez.-Karte v. Preußen, Bl.-Neustadt-Arnshain). Hier ist, wie BLANCKENHORN näher dargelegt hat, zur Zeit der Ausbildung der H-Fläche eine Ur-Lahn aus dem Schiefergebirge nach NO in das Niederhessische Becken abgeflossen.

Weniger eindeutig lassen sich Sedimente der H-Fläche am West-, Süd- und Südostrande des Vogelsberges feststellen. Auf dem Basalt des Galgenberges von Griedel finden sich Sande, die nach ihrer Höhenlage zur H-Fläche gehören könnten; dies ist jedoch zweifelhaft, da die H-Fläche im Bereiche des Beckens von Butzbach abgesenkt ist (vgl. HUMMEL 1929, S. 114), so daß sie sich fast oder ganz mit tieferen Flächen überschneidet. Die Sande von Griedel können also auch zur T-Fläche oder zur altdiluvialen Hauptterrasse gehören, ähnlich wie die in etwa derselben Höhenlage weiter südlich auf-

tretenden „Goldsteinschotter“ von Niedermörlen, Bad Nauheim usw. (vgl. PANZER 1923, S. 14 und SCHÖNHALS 1936, S. 52).

Aus der Gegend von Büdingen beschreibt TROPP (1936, S. 74 ff.) nachbasaltische helle Sande und Tone, die er zum Arvernensis-Pliozän rechnet; diese liegen jetzt unterhalb der H-Fläche, sie erweisen sich aber als einzelne, an Verwerfungen eingesunkene Grabenschollen. Mindestens eine dieser Schollen, die nur auf der Karte von TROPP angegeben, nicht im Text erwähnt ist, erreicht etwa 600 m südlich von Selters 170 m Höhe und liegt somit etwas über der T-Fläche und nahe an der H-Fläche, die hier ebenso wie die T-Fläche nachträglich abgesenkt ist. Damit ist erwiesen, daß diese Sande älter sind als die T-Fläche, so daß Beziehungen zur H-Fläche wahrscheinlich werden.

Noch deutlicher sind dieselben Lagerungsbeziehungen zu erkennen bei den Sanden, die STEINHÄUSER (1936, S. 79 ff.) aus der Gegend von Hohenzell südlich Schlüchtern beschrieben hat, und die er (auf Grund von Pollenbefunden) ebenfalls zum Arvernensispliozän gestellt hat. Auch diese Schichten sind größtenteils tief unter die H-Fläche abgesenkt, sie reichen aber stellenweise (südlich und südöstlich von Hohenzell) mindestens bis an den Rand der H-Fläche, und es ist anzunehmen, daß sie ursprünglich auf die H-Fläche aufgelagert wurden.

Sandig-tonige Schichten im Bereiche der H-Fläche finden sich ferner auf dem Breiten Feld bei Elm; sie wurden von STEINHÄUSER (1936, S. 61) als Burdigal gedeutet, das von einer Basaltintrusion gehoben wurde; ich halte jedoch diese Deutung nicht für richtig (vgl. HUMMEL 1939, S. 35). Ebenfalls im Bereiche der H-Fläche liegen die Schotter und Sande, die ich bei Oberstork und Hauswurz gefunden habe (vgl. HUMMEL 1929, S. 77).

Im Osten des Vogelsberges liegen die altbekannten Pliozän-schichten mit *Mastodon arvernensis* von Fulda (vgl. BLANCKENHORN 1939, S. 10; GRUPE 1936, S. 648; SOBOTH 1931—32, u. a.); leider kann man diese Schichten dort, wo sie fossilführend und daher besonders beweiskräftig sind, nicht in klare Beziehungen zu den hier erörterten Einebnungsflächen setzen, denn die Schichten sind tektonisch oder durch Salzauslaugung abgesenkt, sie gehen z. T. bis in die heutige Taulaue hinunter. Es widerspricht jedoch nichts der Annahme, daß wir bei Fulda grundsätzlich dieselben Lagerungsverhältnisse haben, wie sie von STEINHÄUSER (1936) bei Hohenzell festgestellt wurden, d. h. daß die Arvernensisschichten auch hier ursprünglich zur H-Fläche gehörten, bzw. daß sie in abgesenkten Teilen dieser Fläche abgelagert wurden.

### III. Das erdgeschichtliche Alter der H-Fläche

Die Entstehungszeit der H-Fläche ist nach unten hin dadurch begrenzt, daß die Fläche auf den Basalten des Vogelsberges liegt, also

jünger sein muß als diese Basalte. Die jüngsten Eruptionen im hohen Vogelsberg und in der Wetterau werden von SCHOTTLER (1937, S. 76) in das Unterpliozän (Pont) gestellt; diese Feststellung kann zum mindesten für den Main-Trapp als einigermaßen gesichert betrachtet werden; sie beruht auf der Unterlagerung des Main-Trapps durch die Prososthenienschichten (vgl. FISCHER und WENZ 1925; MICHELS 1930; WENZ 1931). Ich habe früher das pontische Alter der Prososthenienschichten bezweifelt (vgl. HUMMEL 1929, S. 186); jedoch kann nach den neueren Mitteilungen von WENZ höchstens fraglich sein, ob es sich um jungarmatische oder um pontische Schichten handelt, der Spielraum ist also verhältnismäßig gering. Es ist somit als wahrscheinlich anzunehmen, daß die vulkanische Tätigkeit im Vogelsberg im Laufe des Unterpliozäns erloschen ist. Dieser Zeitpunkt ist als Beginn der Ausbildung der H-Fläche anzusehen.

Das Ende der Einebnungszeit läßt sich näherungsweise durch die oben geschilderten Beziehungen der H-Fläche zu den Arvernensschichten ermitteln. Diese Schichten bezeugen durch ihre Gesteinsbeschaffenheit und Lagerung verstärkte Erosionstätigkeit und tektonische Bewegungen; sie kennzeichnen somit den Beginn eines neuen Erosionszyklus.

Das Alter der Arvernensschichten ist belegt durch die Funde von *Mastodon arvernensis* und *Mastodon borsoni* bei Fulda. Nach der jetzt üblichen Einteilung sind diese Schichten in das Mittelplozän (Levantin) zu stellen (vgl. KLÄHN 1932). Freilich sind die genannten Leitfossilien bisher nur an einer Stelle gefunden worden; bei Hohenzell-Schlüchtern fanden sich nur Pflanzenpollen (vgl. STEINHÄUSER 1936, S. 83), die auf pliozänes Alter hinweisen, aber keine nähere zeitliche Eingliederung erlauben, und aus den sonstigen Sedimenten der H-Fläche sind überhaupt noch keine Fossilien bekanntgeworden. Jedoch sind die erwähnten Schichten aus der Gegend von Büdingen und Schlüchtern den Arvernensschichten von Fulda in der Gesteinsbeschaffenheit und Lagerung so ähnlich, daß ihre Eingliederung in die Arvernensschichten sehr berechtigt erscheint.

Wir kommen somit zu dem Ergebnis, daß für die Ausbildung der H-Fläche der Zeitraum vom Unterpliozän (Pont) bis zum Mittelplozän (Levantin) zur Verfügung stand. Es ist dies derselbe Zeitraum, in dem nach BECKSMANN (1935, S. 64) die auch anderwärts weit verbreitete „pontische Rumpflache“ entstanden ist.

#### IV. Die räumliche Erhaltung der H-Fläche

Wenn in einem weitgehend eingeebneten Gebiet ein neuer Erosionszyklus beginnt, so sollte bei „modellmäßiger“ Entwicklung die Abtragung von den Rändern aus nach dem Inneren vorschreiten, so daß

die alte Einebnungsfläche in den randlichen Teilen am stärksten zerstört wird und im zentralen Bergland am längsten erhalten bleibt. Diese „modellmäßige“ Entwicklung wäre namentlich in einem Gebiet zu erwarten, das ein so ausgesprochen strahlenförmig angelegtes Gewässernetz besitzt, wie es im Vogelsberg in der H-Flächenzeit vorhanden war.

Die Wirklichkeit entspricht dieser Annahme nicht. Die Karte (Taf. I) läßt erkennen, daß wir im Vogelsberg zwar ein der Theorie entsprechendes zentrales Bergland (den Oberwald) haben, in dem die H-Fläche in weiter Ausdehnung erhalten geblieben ist, daß aber außerdem auch im westlichen, nordwestlichen und nördlichen Vogelsberg die H-Fläche in auffallend großen Flächen noch vorhanden ist. Dieser Eindruck wird verstärkt, wenn man überlegt, daß in der Hungener Senke die H-Fläche, versenkt unter die T-Fläche, ebenfalls erhalten ist, und daß auch z. B. in der Butzbacher Senke der Höhenunterschied zwischen H- und T-Fläche so gering ist, daß manches, was in der Karte als T-Fläche bezeichnet ist, fast mit demselben Recht auch als H-Fläche bezeichnet werden könnte.

Rings um den Oberwald liegt das Gebiet der noch heute wohl erhaltenen Radialtäler, durch welche die H-Fläche weitgehend zerschnitten und z. T. sogar flächenhaft abgetragen wurde, so daß die H-Fläche nur noch in langgestreckten, schmalen Kämmen oder sogar nur noch in einzelnen Restkuppen erhalten blieb.

Die Ursache dieser „theoriwidrigen“ Zertalung ist darin zu erblicken, daß nur das zentrale, östliche und südliche Gebiet des Vogelsberges stark herausgehoben wurde, während im Westen und Norden, im Bereich der rheinisch-hessischen Senke, die H-Fläche im allgemeinen nahe der Erosionsbasis blieb, so daß die Gewässer hier nur geringe Erosionskraft besaßen. Das Gewässernetz in diesem westlichen und nordwestlichen Randstreifen des Vogelsberges läßt zwar noch die ursprüngliche, strahlenförmige Anlage erkennen, jedoch sind an vielen Stellen tektonisch bedingte Störungen des strahlenförmigen Gewässernetzes eingetreten; die Täler folgen tektonischen Senken und Spaltenzügen, und in den dazwischenliegenden Aufwölbungszonen haben sich „zentrale Bergländer“ zweiten Grades entwickelt, in denen die H-Fläche ähnlich wie im Oberwald erhalten blieb. Das ausgedehnteste Beispiel dieser Art ist das Waldgebiet zwischen Lumda und Ohm, das im Volksmund manchmal auch als „Oberwald“ bezeichnet wird, und das, abgesehen von seiner geringeren absoluten Höhe, in seiner tektonischen und morphologischen Stellung viel Ähnlichkeit mit dem Oberwald des hohen Vogelsberges besitzt.

Wenn die Zertalung der H-Fläche des Vogelsberges von der modellmäßigen Entwicklung abweicht, so beruht dies also darauf, daß bei der Neubelebung der Erosion nicht das ganze Gebiet als ein-

heitlicher Block gehoben wurde, sondern daß namentlich im Westen und Norden geringere Gesamthebung und örtliche tektonische Bewegungen die Talentwicklung und die Abtragung beeinflussten.

## C. Die Trogfläche des Vogelsberges

### I. Allgemeine Beschaffenheit

Die räumliche Verbreitung und die Höhenlage der T-Fläche ist aus den beigegebenen Karten und Profilen zu ersehen. Für die Genauigkeit der Darstellung gelten die auf S. 10 dargelegten Einschränkungen.

Die T-Fläche spielt im Vogelsberg dieselbe Rolle wie die bekannte Trogfläche im Rheinischen Schiefergebirge. Sie ist gegenüber der H-Fläche eine Art von Terrasse, wenn sie auch namentlich am West- und Südgehänge des hohen Vogelsberges stellenweise (vgl. Taf. I) so große Ausdehnung erreicht, daß die H-Fläche auf den Riedeln zwischen den Tälern völlig verschwunden ist, so daß die T-Fläche hier eher als Fußfläche („Piedmont-Treppe“) anzusprechen wäre.

Man kann grundsätzlich fragen, ob die T-Fläche gegenüber der H-Fläche als selbständige Fläche, d. h. als das Ergebnis eines neuen Erosionszyklus zu betrachten ist, oder ob wir nicht in der T-Fläche einfach die Talzüge der H-Fläche zu erblicken haben. In Gebieten, wo die T-Fläche nur wenig in die H-Fläche eingetieft ist (vgl. Karte Taf. III, roter Aufdruck) kann man darüber im Zweifel sein. Im weitaus überwiegenden Teil des Vogelsberges jedoch ist die T-Fläche deutlich als selbständige Fläche erkennbar; dies ergibt sich nicht nur aus dem starken Höhenunterschied, sondern auch aus der Beschaffenheit des Abhanges, der T- und H-Fläche verbindet, und der zwar nicht überall, aber doch an zahlreichen Stellen deutlich als Steilhang entwickelt ist; dies gilt übrigens auch z. T. für diejenigen Gebiete, in denen der Höhenunterschied zwischen T- und H-Fläche nur gering ist.

Unschärf ist die Trennung zwischen T- und H-Fläche öfters in den Quellgebieten der Wasserläufe. Zwar gibt es auch Stellen, in denen eine weite, zur T-Fläche gehörende Talschlußmulde deutlich gegen die H-Fläche abgesetzt ist; diese Talschlußmulden sind besonders schön entwickelt am Rande des „zentralen Berglandes“ des Oberwaldes; sie sind in Karte Taf. I und in der Profiltafel Taf. II dargestellt; in diesen Talmulden fließen meist auch noch die heutigen Gewässer in der Höhe der T-Fläche. Daneben gibt es auch andere Quellgebiete, in denen die T-Fläche ganz unmerklich in die H-Fläche übergeht, so daß die auf der Karte dargestellte Grenze mehr oder weniger willkürlich gezogen werden mußte. Derartige Verhältnisse sind nicht erstaunlich, und sie sprechen keineswegs gegen die hier

vertretenen Beziehungen zwischen T- und H-Fläche; denn die ältere Verebnungsfläche bildet natürlicherweise stets auch einen Teil der lebendigen Erdoberfläche der jüngeren Zeit, und so wie jetzt, namentlich in den Quellgebieten, die heutigen Gewässer unmittelbar auf der T-Fläche und sogar auf der H-Fläche fließen können, so muß auch in früheren Abschnitten der Entwicklung der Geländeformen ein allmähliches, flächenhaftes Übergreifen der Gewässer auf die alte Einebnungsfläche dort zustande gekommen sein, wo die vorgefundenen Geländeformen und die Gesteinsbeschaffenheit dies möglich machten.

HANNEMANN (1936) hat am südöstlichen und östlichen Rand des Vogelsberges ebenfalls verschiedene Flächen ausgeschieden, die in ihrer Höhenlage mit den von mir beobachteten Flächen im allgemeinen gut übereinstimmen; jedoch hat HANNEMANN die Flächen im Kinzigtal anders eingliedert. Sein „Hochtalboden“ (= „O.T.“) im Kinzigtal (HANNEMANN, Fig. 1, S. 249) entspricht nicht meiner T-Fläche, sondern gehört nach meiner Auffassung zu den tieferen Teilen der nach S absinkenden H-Fläche; ein genauer Vergleich mit der Auffassung HANNEMANNS ist mir freilich nicht möglich, da HANNEMANN nur ein Längsprofil und keine flächenhafte Kartendarstellung gegeben hat. Meiner T-Fläche entspricht im Kinzigtal das, was HANNEMANN als Hauptterrasse („H.T.“) bezeichnet hat; die Aufwölbung dieser Fläche bei Gelnhausen-Wirtheim ist nach meiner Auffassung des Geländebefundes sehr viel schwächer als HANNEMANN dies darstellt; freilich ist gerade hier infolge der starken nachträglichen Abtragung und Zertalung und durch den Einfluß der Härteunterschiede der waagrecht liegenden Buntsandsteinbänke die Beurteilung des Geländebefundes recht erschwert.

In der Beurteilung der Verhältnisse im Fliedetal stimmen dagegen HANNEMANN (1936, S. 251 ff.) und ich überein; was HANNEMANN hier als oberste Terrasse bezeichnet, entspricht meiner T-Fläche. Für die Auffassung HANNEMANNS scheint zu sprechen, daß dieser „Hochtalboden“ des Fliedetales ungefähr dieselbe absolute Höhenlage besitzt wie HANNEMANNS „Hochtalboden“ des Kinzigtales, den ich zur H-Fläche rechne, während meine T-Fläche im Kinzigtal wesentlich tiefer liegt. Letzteres entspricht jedoch durchaus dem Umstand, daß die zur Rheinebene abfließenden Gewässer zur T-Flächenzeit genau wie heute ihre Talböden infolge der größeren Nähe der Erosionsbasis viel rascher vertiefen konnten als die nach N zur Weser abströmenden Gewässer. Wir treffen auch sonst im Vogelsberg starke Unterschiede in der Höhenlage der T-Fläche beiderseits einer Wasserscheide, z. B. bei Grünberg, wo die T-Fläche im Einzugsgebiet der Wetter etwa 60 m tiefer liegt als im Einzugsgebiet der Lahn.

Bei dieser Umdeutung der Feststellungen HANNEMANNS ergeben sich dann freilich Unterschiede zwischen Fliede- und Kinzigtal in der Zahl der jüngeren Terrassen, die Kinzig hätte im Vergleich zur Fliede eine Terrasse zu wenig. Dies erklärt sich jedoch vielleicht dadurch, daß die T-Fläche und die echte, altdiluviale Hauptterrasse im Kinzigtal (wie auch anderwärts, s. u.) nicht weit auseinanderliegen. Ich habe beiläufige Beobachtungen dieser Art z. B. in der Umgebung von Steinau gemacht, und in der Skizze von HANNEMANN ist auch stellenweise (z. B. zwischen Steinau und Soden) eine Zweiteilung seiner „H.-T.“ angegeben. Ich kann über diese Verhältnisse jedoch nicht eingehender urteilen, da ich die jüngeren Terrassen nicht untersucht habe. Meine Gliederung der Flächen im Kinzig-

gebiet ergibt sich aus der Verfolgung der T-Fläche aus dem Inneren des Vogelsberges nach außen hin; ich verkenne nicht, daß die Parallelisierung von Terrassen ohne kennzeichnende Schotterlagen immer etwas unsicher bleibt, namentlich in Gebieten mit beträchtlichen nachträglichen Verbiegungen, in denen außerdem noch Schichtstufentreppen auftreten können; jedoch scheint mir, daß sich meine Gliederung am zwanglosesten den in anderen Teilen des Vogelsberges vorgefundenen Verhältnissen einpaßt.

## II. Das Gewässernetz der T-Fläche

Das Gewässernetz der T-Fläche stimmt mit einigen unten näher zu besprechenden Ausnahmen mit dem heutigen Gewässernetz überein. Gegenüber dem Gewässernetz der H-Fläche sind einige Änderungen eingetreten, die durch die mittelpaliozänen tektonischen Bewegungen bedingt sind. Insbesondere ist die Verbindung der oberen Wetter mit der Wieseck und der oberen Horloff mit der Wetter (über Bettenhausen-Muschenheim) durch die Einsenkung des Horloff-Grabens abgeschnitten worden. Die von MEYER (1916) geschilderte Anzapfung der Wieseck durch die Wetter bei Hattenrod ist vor Ausbildung der T-Fläche erfolgt; denn die T-Fläche liegt im Wiesecktal bei Reiskirchen-Oppenrod etwa in 240 m Höhe, dagegen im Bereiche der Wetterzuflüsse zwischen Hattenrod und Münster etwa zwischen 220 und 200 m.

Auffallend ist, daß die Wetter durch den Einbruch des Horloff-Grabens nicht von Lich über Langsdorf in das Horlofftal abgelenkt wurde; offenbar hat der Zuflußgewinn durch die Anzapfung der Wieseck die Erosionskraft der Wetter so erhöht, daß sie die schmalen Hebungszonen zwischen Lich und Arnsberg und zwischen Steinfurth und Rödgen (bei Nauheim) durchsägen und ihren vortektonischen Lauf durch die Butzbacher Senke beibehalten konnte (vgl. auch HUMMEL 1929, S. 117).

In der nordöstlichen Fortsetzung des Horloff-Grabens, im Seen- und Ohmtal zwischen Freienseen und Burggemünden war zur T-Flächenzeit schon ein Nord—Südtal, quer zur strahlenförmigen Urentwässerung, in den tektonisch zerrütteten Gesteinen des Basalt-eisensteinzuges (vgl. S. 15) angelegt; dieses „subsequente“ Tal hatte jedoch noch keinen Abfluß nach N; vielmehr beweist die Höhenlage der T-Fläche, daß damals die radiale, „konsequente“ Entwässerung noch quer über das heutige Seental hinwegging. Nur der kleine, namenlose Bachlauf, der auf der Nordseite des Geiseberges bei Ruppertenrod entspringt und 1,5 km südlich Burggemünden in die Ohm mündet, wurde schon zur Zeit der T-Fläche von seinem früheren Unterlauf (Bernsfeld—Weitershain—Odenhausen) abgeschnitten. Zwischen Burggemünden und Merlau hatte das Nord—Südtal umgekehrtes Gefälle wie heute. Die obere Ohm und der bei Flensungen einmündende Bach hatten noch ihren ursprünglichen, „konsequenten“ Ablauf nach W

zur Lumda oder vielleicht auch zur Wieseck. Dies ergibt sich daraus, daß die T-Fläche bei Atzenhain, Lehnheim und nördlich Grünberg in der nahezu gleichbleibenden Höhe von 280 m vom Seental zum Lumda- und Wiesecktal hinüberzieht, daß dagegen dieselbe Fläche von Freienseen bis Merlau sich ebenfalls in etwa 280 m Höhe hält, um dann nordwärts bis Burggemünden langsam auf 290 m anzusteigen. Bei Burggemünden tritt die H-Fläche beiderseits auffallend nahe an das Tal heran, die T-Fläche fehlt hier auf 1,5 km Tallänge beiderseits vollkommen, und nördlich dieser ehemaligen Wasserscheide, bei Niedergemünden, liegt die T-Fläche sogar in fast 300 m Höhe. Wir haben also entlang dem heutigen Ohmlauf ein deutlich gegenläufiges Gefälle der T-Fläche, und dies kann nicht auf nachträglicher tektonischer Verbiegung beruhen, weil erstens die H-Fläche keine entsprechende Verbiegung erkennen läßt, und weil außerdem die T-Flächen des Feldatales oberhalb Niedergemünden mit durchaus normalem Gefälle in die T-Flächen des Ohmtales unterhalb Niedergemünden verlaufen. Bei Burggemünden hat also erst nach der T-Flächenzeit eine Anzapfung des Nord—Südtales durch die Felda-Ohm stattgefunden. Die aus der Höhenlage der T-Fläche zu ziehenden Schlüsse sind zwar nicht unbedingt beweiskräftig, weil die fraglichen Höhenunterschiede nahe an der Grenze der möglichen Beobachtungsfehler liegen, jedoch spricht nicht nur die Höhenlage, sondern auch die genauer feststellbare räumliche Verteilung der T-Fläche für die hier entwickelte Ansicht über die Entwicklung des Gewässernetzes (vgl. auch SCHOTTLER 1924, S. 106 f.).

In der Beurteilung der Entwicklung des Gewässernetzes am Nordwestrande des Vogelsberges, bei Kirchhain-Amöneburg usw., kann ich mich durchaus der Darstellung von BLANCKENHORN (1939, S. 36 ff.) anschließen. Danach ist durch die mittelplozänen tektonischen Bewegungen die heutige Rhein-Weser-Wasserscheide im Herrenwald bei Neustadt entstanden, so daß die Lahn in ihrem Abfluß nach NO gehemmt und nach SW abgelenkt wurde. Die Lahn hatte jedoch in der T-Flächenzeit zwischen Cölbe und Niederwalgern noch nicht ihren heutigen Lauf, denn in diesem Talstück fehlt anscheinend die T-Fläche.

Meine früher vertretene Ansicht (HUMMEL 1929, S. 212), daß die Lahn schon im Plozän von Cölbe nach S floß, kann ich danach nicht mehr aufrechterhalten. Vielmehr muß zur T-Flächenzeit das Lahntal im heutigen Amöneburger Becken gelegen haben. Erst durch tektonische Bewegungen, die jünger sind als die T-Fläche, kann das heutige Marburger Talstück der Lahn entstanden sein. Welcher Art diese tektonischen Bewegungen waren, ist noch etwas unklar. Das Amöneburger Becken muß in der fraglichen (altdiluvialen) Zeit noch

etwas abgesunken sein; dadurch erhielt die untere Ohm den Zuwachs an Erosionskraft, der die oben erwähnte Anzapfung bei Burgemünden ermöglichte. Gleichzeitig ist vermutlich das Gebiet um den Leidenhöfer Kopf aufgestiegen, so daß sowohl der Ablauf des Lumdatales wie auch der Lahnlauf im heutigen Tal der Zwester-Ohm gehemmt war; die T-Fläche liegt im Amöneburger Becken etwa bei 220—225 m, dagegen im Engtal der Zwester-Ohm zwischen Hachborn und Hassenhausen in 240—250 m Höhe, so daß die Hemmung des Ablaufes der Lahn durch das Tal der Zwester-Ohm verständlich ist. Wodurch jedoch das heutige Engtal der Lahn bei Marburg entstanden ist, bleibt unklar; man muß schon die Annahme zu Hilfe nehmen, daß die Lahn durch klaffende tektonische Spalten bei Cölbe südwärts in ihr heutiges Bett abgelenkt wurde. In dieser Hinsicht ist bemerkenswert, daß durch KAYSER (1915, S. 6) Verwerfungen im Lahntal bei Marburg nachgewiesen wurden. Die Annahme der Entstehung von Tälern durch tektonische Spalten ist in letzter Zeit unbeliebt geworden, doch mehren sich die Beobachtungen, welche die Rückkehr zu dieser früher wissenschaftlich sehr üblichen Annahme wahrscheinlich machen.

Aus dem Gießener Becken hatte die Lahn zur T-Flächenzeit sicher schon ihren heutigen Abfluß nach SW durch das Schiefergebirge; ich habe früher (HUMMEL 1929, S. 210) angenommen, daß dieser Teil der Lahn schon seit dem ältesten Pliozän diesen Abfluß zum Rhein hatte. Ich halte dies auch jetzt noch für wahrscheinlich; jedenfalls haben wir auch im Altplioizän keine Anzeichen für einen Abfluß nach SO zur Wetterau. In Frage kommen könnte vielleicht ein zeitweiliger Abfluß nach NO, gemeinsam mit BLANCKENHORNS Ober-Lahn (BLANCKENHORN 1939 und BLANCKENHORN-KURTZ 1929); das wahrscheinlichste bleibt jedoch immer noch, auch für das Altplioizän, der Abfluß der Lahn aus dem Gießener Becken nach SW.

### III. Sedimente der T-Fläche

Im Gegensatz zur H-Fläche trägt die T-Fläche keine sicher erkennbare eigene Verwitterungsdecke. Zwar sind die Gesteine auch im Bereich der T-Fläche stellenweise tiefgründig zersetzt und verwittert; insbesondere gilt dies für die Basalteisensteinzüge; jedoch ist anzunehmen, daß es sich dabei im wesentlichen um Verwitterungserscheinungen der H-Flächenzeit handelt, die bis in den Bereich der heutigen T-Fläche nach unten reichten. Freilich ist nicht ausgeschlossen, oder sogar wahrscheinlich, daß stellenweise auch Verwitterungserscheinungen der T-Flächenzeit erhalten geblieben sind; jedoch läßt sich dies nicht mit Sicherheit nachweisen; es ist daher nicht möglich, anzugeben, welche Verwitterungsvorgänge für die T-Flächenzeit kennzeichnend sind.

Dagegen sind Sedimente auf der T-Fläche an ziemlich vielen Stellen erhalten geblieben. An erster Stelle sind hier die ausgedehnten Lager allitischer Roterde mit Allitknollen zu nennen, die im westlichen Vogelsberg weit verbreitet sind und auf denen der „Bauxit“bergbau des Vogelsberges beruht. Zwar sind diese Lagerstätten nicht ausschließlich auf die T-Fläche beschränkt; so liegt z. B. das größte zur Zeit in Abbau befindliche „Bauxit“lager bei Bernsfeld zweifellos im Bereiche der H-Fläche, allerdings am Rande eines kleinen Tälchens, das zur T-Fläche überleitet, aber doch noch reichlich 40 m über der T-Fläche. Es gibt sogar Bauxitlager, die unmittelbar in der H-Fläche selbst liegen, so z. B. das Lager 1 km westlich Reinhardshain. Am häufigsten finden sich jedoch die Bauxitlager auf der T-Fläche; ich nenne z. B. die bekannte Lagerstätte vom „Roten Hang“ bei Garbenteich, die jetzt von der Reichsautobahn gequert wird; weitere Lagerstätten dieser Art verzeichnen die veröffentlichten geologischen Spezialkarten des Vogelsberges.

HARRASOWITZ (1926, S. 440 u. 448 und 1930, S. 279) hat darauf hingewiesen, daß die allitführenden Roterden so gut wie niemals einwandfrei auf ursprünglicher Lagerstätte gefunden werden, und daß sie im allgemeinen in Mulden, angelehnt an basaltische Höhen liegen; er betont, daß die langgestreckten Lagerzüge offenbar auf alte, flache Talungen zurückzuführen sind. Diese Täler gehören großenteils zu unserer T-Fläche. Die Roterde, in welche die Allitknollen eingebettet sind, wird von HARRASOWITZ nicht als ursprünglicher Bestandteil der Lateritdecke, sondern als nachträgliches Erzeugnis einer Zersetzung der in Umlagerung begriffenen Verwitterungsrinde gedeutet; diese Umlagerungs- und Zersetzungs Vorgänge sind in die T-Flächenzeit zu verlegen; freilich ist noch nicht als unbedingt gesichert anzusehen, daß die Roterdebildung wirklich auf nachträglicher Zersetzung der Lateritdecke beruht, da uns vergleichbare heutige Vorgänge bisher noch zu wenig bekannt sind.

Neben diesen Allitroterden, die als das Erzeugnis von Gekriech und Gehängerutschung zu betrachten sind, gibt es auch von stärker fließendem Wasser abgelagerte Rollager von „Bauxit“. Bauxitgerölle finden sich vereinzelt in allen jüngeren Schottern im Umkreise des Vogelsberges, besonders zahlreich jedoch in Schotterlagen, die namentlich in den Randgebieten des Vogelsberges auf der T-Fläche auftreten. KLÜPFEL hat diese Schotter als oberpliozäne „Bauxit-schotter“ bezeichnet (vgl. TROPP 1936, S. 77; STEINHÄUSER 1936, S. 86); diese Schotter finden sich öfters in deutlich diskordanter Lage über dem „Arvernensis-Pliozän“, z. B. in der Gegend von Büdingen.

Auffallend ist, daß sowohl TROPP (für den südlichen Vogelsberg) wie auch BLANCKENHORN (für das Schwalmgebiet, 1939, S. 24 u. S. 38) feststellen, daß erst in den jüngeren Pliozänschichten die Bauxitgerölle und rote Tone häufig werden. Die mittelpliozänen Arvernensschichten sind meist hellfarbig, und im Unterpliozän BLANCKENHORNS fehlen die Bauxitgerölle. Da jedoch TROPP (1936, S. 74) ausdrücklich das Vorkommen von Allitknollen im Arvernensis-Pliozän erwähnt, so ist eindeutig erwiesen, daß die Lateritdecke zur H-Fläche gehört und älter als Mittelpliozän ist. Wenn

trotzdem der Einfluß der Lateritdecke auf die Beschaffenheit der alt- und mittelplozänen Sedimente gering ist, so muß dies darauf beruhen, daß das Material der Arvernensschiechten weniger vom basaltischen Vogelsberg als von den umgebenden Buntsandsteingebieten geliefert wurde, und daß bei der Umlagerung unter dem Einfluß von Humusstoffen eine Entfärbung des Sedimentes eintrat; dies gilt auch für das ebenfalls rotgefärbte Buntsandsteinmaterial.

Auch in Gebieten heutigen tropischen Wechselklimas gehen die roten Verwitterungsbildungen der Höhen unter dem Einfluß der Humusstoffe in den Tälern leicht in graue Bodenbildungen über. Allerdings sind diese tropischen Grauerden (vgl. VAGELER 1930, S. 56/57; MAUFE 1928, KREBS 1936, S. 96) ebenso eisenreich wie die Roterden, nur ist das Eisen reduziert und daher entfärbt; dagegen sind die hellen Arvernensschiechten mehr oder weniger enteisent. Es handelt sich also nicht um völlig gleichartige Vorgänge. Jedoch beweist der angeführte heutige Vorgang die leichte Wandelbarkeit der roten Eisenfarbe. Da die lateritischen Eisenkrusten zeigen, daß das Eisen in Lateritgebieten unter Umständen gelöst werden und wandern kann, so besteht, namentlich für das reduzierte Eisen der Grauerden, auch die Möglichkeit der Enteisenung, wie sie in den Arvernenssanden vorliegt. Grundsätzlich zeigen ja auch die Basalteisensteinzüge dieselbe Eisenwanderung, nur wurde im tonigen Basaltzersatz das Eisen als Ortsfällung wieder ausgeschieden, während es in den durchlässigen Sanden weiterwandern konnte.

Wenn die Sedimente der T-Fläche (die „Bauxitschotter“ KLÜPFELS) reicher an Bauxitgeröllen sind als das ältere Pliozän, so beweist dies, daß die Lateritdecke in der T-Flächenzeit stärker als vorher abgetragen wurde. Häufigere Erhaltung der roten Farbe im umgelagerten Sediment ist vielleicht durch einen Klimawechsel (Abkühlung?) bedingt, der die Reduktion der roten Eisenverbindungen bei der Umlagerung erschwerte; letzteres ist jedoch nur eine unsichere Annahme, da wir Genaueres über die Erhaltung der roten Lateritfarbe in verschiedenen Klimagebieten noch nicht wissen. Tatsache ist allerdings, daß in unserem heutigen Klima die rote Buntsandstein- oder Lateritfarbe auch bei der Umlagerung nicht besonders leicht zerstört wird.

Schotter, die mit der T-Fläche in Zusammenhang stehen, sind namentlich an dem von BLANCKENHORN näher untersuchten Nordrande des Vogelsberges an zahlreichen Stellen bekannt geworden. Es gehört hierher ein großer Teil dessen, was BLANCKENHORN (1939) als Oberpliozän beschreibt. Allerdings hat BLANCKENHORN auch die Arvernensschiechten von Fulda usw. zum Oberpliozän gerechnet; diese sind älter als die T-Fläche, sie sind nach meiner Einteilung zum Mittelplozän zu stellen. BLANCKENHORN (1939, S. 11) trennt in seinem Oberpliozän die „Beckenbildungen“ von echten fluviatilen Bildungen; bei dieser Trennung entsprechen die Beckenbildungen etwa meinen mittelplozänen Schichten, und die fluviatilen Bildungen gehören überwiegend zur T-Fläche.

BLANCKENHORN gibt an, daß oberpliozäne Sande und Tone im Fuldatale nördlich der großen Grabenzone, bei Hartershausen und Üllershausen, in geringer Höhe über der Talaue zu finden sind; dabei muß es sich um örtlich (vermutlich durch Salzauslaugung) versenkte Schollen handeln, die den kleinen Muschelkalkschollen desselben Ge-

bietes entsprechen (vgl. HUMMEL 1929, S. 16 u. 29); denn die T-Fläche liegt nach der Darstellung von J. SCHRÖDER (1937, S. 63) in dem erwähnten Teile des Fuldatales hoch über der Talaue, in etwa 370 m Höhe.

Vom Mellenberge im Becken von Alsfeld hat DIEHL (1926, S. 70) grobe Flußschotter beschrieben, die er zum Altdiluvium stellt; BLANCKENHORN (1939, S. 21) betrachtet diese Schotter als unterpliozäne Höhenschotter; sie liegen einwandfrei in der T-Fläche, die hier infolge der Senkung des Beckens von Alsfeld (HUMMEL 1929, S. 87) nur wenig tiefer liegt als die stark abgesenkte H-Fläche. Nach der Höhenlage könnten die Schotter des Mellenberges zur T-Fläche gerechnet werden; nach der Gesteinsbeschaffenheit passen sie wenig zu den sonstigen Sedimenten dieser Fläche. Ich halte daher die Altersstellung dieser Schotter für unentschieden; infolge der Senkung des Beckens von Alsfeld können hier verschiedenartige Ablagerungen nahezu in den gleichen Horizont kommen.

Die auch von DIEHL (1926, S. 70) zum Pliozän gerechneten kleinen Fundstellen von eisenschüssigen Sanden im Schwalmatal bei Alsfeld können gesteinsmäßig zu den Sedimenten der H- oder T-Fläche gehören; sie sind mit Sicherheit als kleine versenkte Schollen zu betrachten, ähnlich wie die oben erwähnten Pliozän-schollen im Fuldatale; bei der Fundstelle von Eudorf ergibt sich die Absenkung schon aus dem Zusammenvorkommen mit vorbasaltischem Tertiär und Röt in einer Umgebung von mittlerem Buntsandstein: DIEHL hat diese Fundstelle mit Verwerfungslinien begrenzt.

Diese Feststellungen legen es nahe, auch die heutige Lage der Pliozänsande von Schrecksbach durch Versenkung zu erklären. BLANCKENHORN (1939, S. 25) betrachtet sie als oberpliozäne Terrasse. Namentlich die Fundstelle zwischen Schrecksbach und dem Metzberg (BLANCKENHORN 1926) ist deutlich terrassenartig entwickelt; jedoch kann die terrassenartige Verebnung eine nachträgliche, diluviale Bildung sein; BLANCKENHORN hat im gleichen Bereich und in gleicher Höhenlage auch diluviale Schotter verzeichnet. Die T-Fläche liegt hier ebenso wie im Becken von Alsfeld in etwa 280—290 m Höhe; das Pliozän von Schrecksbach liegt 40—50 m tiefer; es reicht jedoch (am Goldberg westlich Schrecksbach, vgl. BLANCKENHORN 1926) bis fast in die Höhe der T-Fläche; am Westrande von Blatt Schrecksbach, südwestlich Wasenberg, reichen entsprechende Schichten sogar bis in 300 m Höhe. Im Hinblick auf die nachgewiesenen Einbrucherscheinungen bei Eudorf (s. o. S. 28) nur etwa 8 km südlich Schrecksbach, halte ich nachträgliche Versenkung des Pliozäns der Umgebung von Schrecksbach für wahrscheinlich.

Ich vermute, daß diese örtlichen Einbrüche hier genau wie in der Umgebung von Fulda usw. auf Salzauslaugung beruhen. Die Annahme BLANCKENHORNS (1939, S. 21), daß das Schwalmgebiet primär salzfrei sei,

halte ich nicht für richtig; zwar ist im Horst von Ruhlkirchen kein Zechstein zu sehen; dies ist jedoch wahrscheinlich rein tektonisch zu erklären, denn weiter westlich ist durch eine Bohrung, zwischen Lehrbach und Kirtorf, ursprünglich salzführender Zechstein nachgewiesen (vgl. KÖBRICH 1925, S. 198 ff. und 1937), es ist daher mit Sicherheit auch im Schwalmgebiet mindestens stellenweise ursprünglich Salz vorhanden gewesen.

Freilich geht das Oberpliozän auch im Schwalmthal unterhalb Zella—Loßhausen bis in die Talaue hinunter; jedoch ist das Becken von Ziegenhain—Treysa zweifellos ein junges Senkungsfeld, das vermutlich sowohl vor wie nach Ablagerung der Oberpliozänschichten abgesunken ist. Das oberpliozäne Sediment reicht aber selbst in diesem „Ziegenhainer Oberpliozän-See“ stellenweise bis + 260 m, also bis nahezu in die Höhe der T-Fläche bei Schrecksbach (vgl. BLANCKENHORN 1939, S. 27). Ich kann daher das Oberpliozän von Schrecksbach nicht als Beweis dafür ansehen, daß das Schwalmthal schon zur Zeit des Oberpliozäns die heutige Tiefe erreicht hatte, wie dies GRUPE (1936, S. 640) vermutet. Was in dieser Frage immer wieder Verwirrung hervorrufft und eine einheitliche Meinungsbildung verhindert, ist die Tatsache, daß wir in Niederhessen und im Fuldagebiet zahlreiche größere Senkungsfelder und in den Hebungszonen ebenso zahlreiche kleinere Einbruchstellen haben; letztere sind begreiflicherweise vor allem in den Tälern aufgeschlossen, und sie erwecken den Eindruck, als ob die oberpliozänen Täler schon die heutige Taltiefe erreicht hätten; die Untersuchung der Geländeformen erweist jedoch stets das Gegenteil.

Im Amöneburger Becken sind von BLANCKENHORN (1939, S. 37) in weiter Verbreitung Lahnschotter nachgewiesen worden, die im Bereiche der T-Fläche, durchschnittlich etwa in 215—235 m Höhe liegen. Auch die T-Fläche ist hier, ebenso wie die H-Fläche (vgl. S. 17), nicht als Erosions-, sondern als Aufschotterungsfläche zu betrachten, allerdings ist die Schotterdecke nur gering. Östlich Kirchhain, zwischen Allendorf und Niederklein, sind die Schotter der T-Fläche durch ihre Höhenlage deutlich gegen die Schotter der H-Fläche im Bereich der Rhein-Weser-Wasserscheide abgesetzt. Am Westrand des Amöneburger Beckens wurde von BLANCKENHORN-KURTZ (1929, S. 36) über der oben erwähnten Hauptschotterfläche noch eine höhere Schotterfläche, in etwa + 270 m, bei Moischt am Ostfuß der Lahnberge nachgewiesen. Diese Schotter von Moischt liegen deutlich unterhalb der H-Fläche; die Zweiteilung der oberpliozänen Schotter ist hier ein Hinweis auf tektonische Bewegungen (Hebung der Lahnberge gegenüber dem Amöneburger Becken) nach Ablagerung der oberpliozänen Schotter.

Am Westrande des Vogelsberges sind außer den oben erwähnten Roterden mit Allitknollen keine besonderen Ablagerungen auf der T-Fläche festzustellen. Dagegen finden sich derartige Ab-

lagerungen am Südwestrande des Gebirges. Aus der Gegend von Büdingen haben HÄUSER (1933, S. 16/17) und TROPP (1936, S. 77) allitführende Geröllagen nachgewiesen, die z. T. diskordant über dem tektonisch gestörten Mittelpliozän im Bereiche der T-Fläche liegen. Auch die pflanzenführenden Sande von der Naumburg (vgl. KIRCHHEIMER 1932) gehören vermutlich zur T-Fläche.

In der Harbebene, 2 km nördlich Nidda, hat SCHOTTLER (1924, S. 109) sandige Tone mit Basaltbröckchen nachgewiesen, die er zum Oberpliozän rechnet. Die Harbebene liegt in der T-Fläche, die vermutlich wegen der im Untergrund anstehenden weichen Tuffe hier ziemlich ausgedehnt ist. SCHOTTLER nimmt mit Recht an, daß der Ulfabach früher über Borsdorf nach SW abströmte und von der Nidda mit einem Durchbruchtal bei Unterschmitten angezapft wurde. Die Wasserscheide zwischen Harbebene und Niddatal war schon zur T-Flächenzeit stark erniedrigt; aber die Anzapfung ist vermutlich erst nach der T-Flächenzeit entstanden, wahrscheinlich im Zusammenhang mit jungen Einbrüchen im Raume von Staden-Ranstadt, durch welche die Erosionskraft der Nidda erhöht wurde.

Die größte Ausdehnung erreichen Ablagerungen der T-Fläche im Horloff-Graben („Hungener Senke“). Die ausgedehnten Riedelflächen, welche innerhalb der Horloff-Senke zwischen den heutigen Talauen liegen, gehen nach N und O hin ganz allmählich in die T-Flächen der Vogelsbergtäler über; am Westrande der Horloff-Senke sind keine größeren Täler vorhanden; hier greift die Riedeloberfläche bei Wohnbach buchtförmig mit schwachem Anstieg in das westlich anschließende Horstgebiet ein. Die T-Fläche geht überall glatt über die Randverwerfung hinweg, von welcher die H-Fläche am Ost- und Westrand des Grabens abgeschnitten wird. Dies alles beweist, daß der Horloff-Graben zur Zeit der T-Fläche schon vorhanden war, und daß die heutige Riedeloberfläche eine Sedimentationsfläche der T-Flächenzeit ist. Nachträglich ist diese Fläche von den heutigen Gewässern zerschnitten worden; in den diluvialen Tälern sind nochmals Sedimente abgelagert worden, die z. T. tief unter die heutige Talaue hinunterreichen; dies ergibt sich z. B. aus dem Bohrloch 35 des Inheidener Wasserwerkes (vgl. SCHOTTLER 1921, S. 87); es müssen also auch nach der T-Flächenzeit in der Hungener Senke noch Bodenbewegungen stattgefunden haben. KÖBRICH (1933) hat diese nachträglichen Senkungen mit Salzauslaugungen in Zusammenhang gebracht.

Die sedimentäre Füllung der Hungener Senke ist uns durch eine Anzahl Bohrungen und durch die Braunkohlengruben, insbesondere durch die Tagebaue von Trais-Horloff und Wölfersheim bekannt (vgl. SCHOTTLER 1921; DIEHL 1929; KIRCHHEIMER 1934 u. 1936; SCHÖNHALS 1936, S. 47). Die Hauptmasse der braunkohlenführenden Schichten liegt mit z. T. recht erheblichen Faltungserscheinungen

diskordant unter der Riedelfläche, die ich der T-Fläche gleichsetze (vgl. KIRCHHEIMER 1934, S. 9, Abb. 3). Diese Faltungen sind vor allem im Tagebau von Wölfersheim zu sehen; sie sind zwar vielleicht nur Gleitungserscheinungen im Sinne von LEHMANN (1919), als Folge der auch nach Ablagerung der Braunkohlen noch fortgesetzten Grabensenkung, jedoch beweisen sie, daß das Hauptbraunkohlenlager nicht unmittelbar der T-Fläche gleichgesetzt werden kann, sondern älter sein muß als diese Fläche; die flözführenden Schichten nehmen somit gegenüber der T-Fläche dieselbe Stellung ein wie die Arvernensschiefer von Hohenzell bei Schlüchtern (vgl. STEINHÄUSER 1936); sie sind vor Ausbildung der T-Fläche tektonisch bewegt, die T-Fläche durchschneidet die Sedimente diskordant. Auch anderwärts, z. B. bei Büdingen und bei Fulda, haben die Arvernensschiefer grundsätzlich dieselben Lagebeziehungen zur T-Fläche. Dies spricht dafür, daß auch die flözführenden Schichten der Wetterau zum Mittelpliozän (Arvernensschiefer) zu rechnen sind. Diese Annahme findet ihre Bestätigung dadurch, daß einerseits die Arvernensschiefer von Hohenzell in ihrer Pollenflora nach POTONIÉ Ähnlichkeit mit den Braunkohlen von Seligenstadt besitzen (vgl. STEINHÄUSER 1936, S. 83), und diese Braunkohlen sind nach Art und Lagerung der Wetterauer Braunkohle sehr ähnlich; andererseits stellt KIRCHHEIMER (1936, S. 865) die Wetterauer Braunkohle nach ihrer Flora in das „ältere Oberpliozän oder Mittelpliozän“, was ebenfalls für Gleichsetzung mit den Arvernensschiefer spricht. (Wegen der abweichenden Deutung, welche KLÜPFEL neuerdings dem Alter der Wetterauer Kohle gegeben hat, vgl. HUMMEL 1939, S. 42.)

Sedimente der T-Flächenzeit sind also nicht die flözführenden Schichten selbst, sondern deren Hangendes im Bereiche der Riedelflächen; leider sind wir über die Beschaffenheit dieser Schichten nur mangelhaft durch einige Bohrungen unterrichtet; denn die Tagebaue liegen im Bereiche diluvialer Täler, in denen die hangendsten Teile der pliozänen Aufschüttung wieder abgetragen sind. Freilich ist anzunehmen, daß die in den Tagebauen erschlossenen oberen Teile der Deckschichten des Lagers der T-Flächenzeit schon sehr nahe kommen; sie sind jedoch im Bereiche der Tagebaue schwer von den erosionsdiskordant aufgelagerten jüngeren diluvialen Schichten zu trennen; gesteinsmäßig unterscheiden sich diese jüngeren Schichten nicht grundsätzlich, sie sind jedoch angeblich durch Leitfossilien (*Elephas primigenius*)<sup>1)</sup>, vgl. KIRCHHEIMER 1934, S. 7) belegt; dagegen sind

<sup>1)</sup> Die von KIRCHHEIMER erwähnten neuen Funde sind nicht beweisend für jungdiluviales Alter; der angebliche *Elephas primigenius* besteht nur aus Bruchstücken eines Stoßzahns. Die von KIRCHHEIMER erwähnten alten Funde von LUDWIG konnte ich nicht nachprüfen.

bisher noch keine mit Sicherheit altdiluvialen oder jungpliozänen Fossilien aus den oberen Deckschichten bekanntgeworden. Auch unter den Fossilien des braunen Siderittones konnten bisher noch keine Leitfossilien bestimmt werden.

Als echte Sedimente der T-Fläche möchte ich die Gesteine ansprechen, die DIEHL (1929, S. 133) aus dem oberen Teil des Bohrloches Nr. 152 (bei Weckesheim), unter der Lößdecke, beschrieben hat; es sind dies graue Tone mit vielen Pollen; leider sind diese Pollen noch nicht untersucht, das Ergebnis einer von mir angeregten Untersuchung ist noch nicht bekannt.

Als Sedimente der T-Fläche sind auch möglicherweise die Schotterlagen vom Goldstein bei Nauheim zu erwähnen (vgl. SCHÖNHALS 1936, S. 52); sie werden von SCHÖNHALS und von PANZER (1923) zur diluvialen Hauptterrasse gerechnet, weil PANZER die Wetterauer Trappdecke für Oberpliozän hielt; ich vermute, daß die in etwa + 180 m gelegene Goldsteinterrasse einem an der Taunusachse gehobenen Teil der T-Fläche entspricht. Im südöstlich anschließenden Gebiet von Friedberg-Assenheim usw. liegt die T-Fläche etwa 30—40 m tiefer. Freilich ist die Terrassengliederung hier wegen der jungen tektonischen Bewegungen recht schwierig, und solange man durch Leitfossilien keinen sicheren Anhaltspunkt für die stratigraphische Gliederung besitzt, bleibt jede Gliederung sehr unsicher. Rechnet man die Goldsteinschotter zur T-Fläche, so sind wahrscheinlich auch die ungefähr gleich hoch oder etwas höher gelegenen Schotter bei Ockstadt und Obermörleu hierherzustellen; SCHÖNHALS rechnet diese Schotter zur höheren Hauptterrasse; auf der Kartenbeilage der Arbeit SCHÖNHALS sind die Goldsteinschotter versehentlich als „Hochterrasse“ eingetragen; der Text ergibt jedoch, daß hier ein Druckfehler vorliegt. PANZER (1923, S. 41) hat eine „vermutlich pliozäne“ Terrasse am Taunusrand von Bad Nauheim nach SW verfolgen können.

Vom Südostrande des Vogelsberges werden von der Höhe des Giebel bei Schlüchtern durch BAKKER (1930, S. 91) Quarzgerölle erwähnt, die nach ihrer Höhenlage zur T-Fläche zu rechnen sind. Vielleicht gehören hierher auch die schon außerhalb meines Untersuchungsgebietes liegenden Flußschotter, welche HANNEMANN (1936, S. 248) vom Galgenberg bei Vollmerz erwähnt.

#### IV. Das erdgeschichtliche Alter der T-Fläche

Die Entstehungszeit der T-Fläche ist nach unten hin eindeutig begrenzt dadurch, daß die T-Fläche diskordant über die tektonisch gestörten mittelpлиоzänen Arvernensschichten hinweggeht; dies ist insbesondere in der Gegend von Hohenzell bei Schlüchtern klar zu sehen. Die T-Fläche ist das Ergebnis des Erosions-

zyklus, der durch die mittelplozänen tektonischen Bewegungen bedingt und eingeleitet wurde.

Weniger sicher läßt sich das Ende dieses Erosionszyklus festlegen. Wichtig sind in diesem Zusammenhang die Beziehungen zur diluvialen Hauptterrasse; diese ist im Becken von Gießen als ausgedehnte Schotterfläche entwickelt; ihre Übereinstimmung mit der Hauptterrasse des Rheintales ist durch AHLBURG (1915) nachgewiesen. Am Ostrande des Gießener Beckens sind die Höhenunterschiede zwischen der Hauptterrasse und der T-Fläche gering; jedoch sieht man z. B. an der Straße Gießen—Leihgestern, in der Kiesgrube nahe der Bergschenke, deutlich das randliche Auskeilen der Hauptterrassenschotter, während die T-Fläche als 10—15 m höher liegende, schotterfreie Verebnung noch kilometerweit in Richtung Steinberg weiterzieht und jenseits des Lückenbachtals mit schwachem Anstieg in die T-Fläche bei Watzenborn—Hausen—Garbenteich übergeht. Ebenso kann man nördlich Wieseck, am Hangelstein, und bei Staufenberg die T-Fläche deutlich als höhere Terrasse von der Schotterfläche der Hauptterrasse unterscheiden. Die räumlichen Beziehungen sind derart, daß man die T-Fläche nicht etwa als einen tektonisch gehobenen Teil der Hauptterrasse deuten könnte. Damit ist eindeutig bewiesen, daß die T-Fläche älter ist als die altdiluviale Hauptterrasse des Rheintales.

Es ergibt sich daraus, daß die T-Fläche in der Zeit zwischen dem Mittelplozän und der Rheinischen Hauptterrasse entstanden ist; dies ist derselbe Zeitraum, zu dem auch die rheinischen „Höhenterrassen“ zu rechnen sind (vgl. BREDDIN 1928, S. 545). Im Rheingebiet werden außer der altbekannten „Kieseloolith-Terrasse“ neuerdings von BREDDIN, MORDZIOL, JUNGBLUTH u. a. mehrere Höhenterrassen ausgeschieden; dies beruht vermutlich darauf, daß das Schiefergebirge im Bereiche des Rheintales zwischen Mittelplozän und Hauptterrassenzeit stärker herausgehoben wurde als der Vogelsberg; die T-Fläche des Vogelsberges entspricht also zeitlich der Gesamtheit der rheinischen Höhenterrassen.

In welcher Weise die rheinischen Höhenterrassen in die stratigraphische Zeitordnung einzufügen sind, ob sie zum Oberplozän oder zum Altdiluvium zu rechnen sind, das ist eine offene Frage, die hier nicht entschieden werden kann (vgl. u. a. QUIRING 1926, S. 507 ff.; KLÜPFEL 1929, S. 114 ff.; BAAS 1932; ZIMMERMANN 1935); denn in den oben näher beschriebenen Ablagerungen der T-Fläche wurden bisher keinerlei Leitfossilien gefunden.

KLÜPFEL (1936, S. 629, und STEINHÄUSER, 1936, S. 77) hat die „Bauxit-schotter“ und ähnliche Schichten als „Meridionalisschichten“ zum Oberplozän gestellt. Es ist an sich richtig, daß man auf Grund der oben erörterten Überlegungen zu dem Ergebnis kommt, daß die fraglichen Schich-

ten ungefähr den Schichten entsprechen, die anderwärts *Elephas meridionalis* enthalten. Jedoch ist dieses Leitfossil bisher weder im Bereiche des Vogelsberges noch in Niederhessen gefunden worden. Die nächsten Fundstellen von *Elephas meridionalis* sind die Mosbacher Sande bei Wiesbaden (vgl. SOERGEL 1916, S. 156). Dem allgemeinen Zeitraum der Mosbacher Sande können die Sedimente der T-Fläche recht wohl entsprechen, da ja die Mosbacher Sande ohnehin vermutlich einen größeren erdgeschichtlichen Zeitraum umfassen. Eine genauere Eingliederung ist jedoch nicht möglich.

Die Ausbildung der T-Fläche beginnt mit Abschluß der mittelplozänen tektonischen Bewegungen, und auch das Ende der T-Flächen-Bildung ist, wie wir später sehen werden (S. 37), durch tektonische Bewegungen gekennzeichnet; letztere entsprechen vermutlich der jungplozän-aldiluvialen „wallachischen“ Phase STILLES. Sowohl die H-Fläche wie auch die T-Fläche entspricht dem Zeitraum zwischen zwei tektonischen Bewegungsphasen; es bestätigen sich somit die von BECKSMANN (1935, S. 62) betonten Beziehungen zwischen orogenem und morphogenem Geschehen.

## D. Tektonische Ergebnisse

### I. Die tektonischen Bewegungen zur Zeit des Mittelplozäns

Die H-Fläche entspricht einer Zeit tektonischer Ruhe. Ältere (vorplozäne) tektonische Bewegungen lassen sich nicht aus der Beschaffenheit der H-Fläche, sondern nur aus den Lagerungsverhältnissen der Basalte und der vorbasaltischen Schichten ableiten. Ich habe diese älteren tektonischen Bewegungen früher eingehend untersucht und habe den Ergebnissen dieser Untersuchung nichts Wesentlichen zuzufügen (vgl. HUMMEL 1929).

KLÜPFEL (1930) hat an den Ergebnissen meiner früheren Untersuchungen heftige Kritik geübt. Ich habe seinerzeit darauf verzichtet, öffentlich auf diesen Angriff zu antworten, da mir kein öffentliches Interesse dafür vorzuliegen schien; denn die Einwendungen KLÜPFELS beruhten nur in ganz wenigen Punkten auf wirklichen und wesentlichen Widersprüchen zwischen seiner und meiner Auffassung, vielmehr waren sie größtenteils auf Mißverständnissen und Verdrehung meiner Darstellung aufgebaut. So hat KLÜPFEL (S. 39) ein Querprofil durch den Vogelsberg gezeichnet, das angeblich nach meiner Auffassung konstruiert sein soll, das aber in Wirklichkeit nach Form und Inhalt nicht zu meiner Auffassung paßt, und das von mir niemals in dieser Weise gezeichnet worden wäre, wenn ich überhaupt den Versuch gemacht hätte, ein derartiges Querprofil zu zeichnen. Ein wirklich nach meiner Auffassung gezeichnetes Profil hätte gar nicht wesentlich anders ausgesehen als das von KLÜPFEL als seine eigene Auffassung dargestellte Profil; allerdings fehlen für erhebliche Teile dieses Profils die Beobachtungsgrundlagen, und deshalb habe ich auf die Veröffentlichung eines derartigen Profils verzichtet. Auf ähnlichen Verdrehungen beruht auch der größte Teil der sonstigen Kritik KLÜPFELS. Wenn ich auf die Einwendungen KLÜPFELS im einzelnen antworten wollte, so müßte

ich nur das wiederholen, was ich schon 1929 veröffentlicht habe; ich kann daher auch jetzt darauf verzichten, näher auf diese Fragen einzugehen.

Aus der jetzigen Höhenlage der H-Fläche und aus dem Höhenunterschied zwischen H- und T-Fläche kann man Schlüsse ziehen auf die tektonischen Bewegungen, die im Mittelpliozän, vor und nach Ablagerung der Arvernensschichten, im Gange waren; die fraglichen Verhältnisse sind auf den beigegebenen Karten und der Profiltafel dargestellt. Freilich kann man weder aus der Höhenlage der H-Fläche noch aus dem Höhenunterschied zwischen H- und T-Fläche die tektonischen Bewegungen unmittelbar ablesen. In den heutigen Höhenunterschieden der H-Fläche sind auch die ursprünglichen Höhenunterschiede dieser Fläche mitenthalten; und die Höhenunterschiede zwischen H- und T-Fläche sind nicht allein durch die verschieden starke Heraushebung der H-Fläche, sondern auch durch die Lage der Talzüge zur Erosionsbasis bedingt. Darauf beruht das scheckige Bild der Karte Taf. III.

Unter Berücksichtigung dieser Umstände kann man aus den beigegebenen Karten ein Bild der mittelplozänen tektonischen Bewegungen herauschälen, das im großen und ganzen übereinstimmt mit der tektonischen Skizze, die ich 1929 (Fig. 11, S. 151) veröffentlicht habe. In Abweichung von den Angaben dieser Skizze ist nur festzustellen, daß die Senken südwestlich und nordöstlich des Oberwaldes nicht nur vorbasaltisches Alter besitzen, sondern daß sie auch noch in den mittelplozänen Bewegungen zur Geltung kamen. Dies ergibt sich daraus, daß in den genannten Gebieten eine Zone geringen Höhenunterschiedes zwischen H- und T-Fläche quer zu mehreren Flußtälern verläuft; beiderseits dieser Zonen sind die T-Flächen stärker in die H-Flächen eingetieft als in diesen Zonen.

Südwestlich des Oberwaldes liegt eine NW—SO streichende Mulde etwa im Raume Hirzenhain—Wenings—Niederseemen—Hitzkirchen. In diesem Raum ist zugleich eine bemerkenswerte Häufung der Basalteisensteinlagerstätten festgestellt (vgl. KÖBRICH 1914, Taf. 6; HUMMEL 1929, S. 102). Die Mulde wird im Nordosten von der Oberwaldachse, im Südwesten von der Achse des Büdinger Waldes begrenzt.

Die Senkungszone nordöstlich des Oberwaldes beginnt im Bereiche des Gleentales zwischen Kirchhain und Kirtorf; hier ist die SO streichende Senke mit der rheinisch streichenden Senke des westlichen Vogelsberges vergittert. Das Teilbecken des Gleentales grenzt zwischen Gleen- und Antrifttal an eine rheinisch streichende Hebungsachse, welche als nördliche Verlängerung der Odenwaldachse (vgl. HUMMEL 1929, S. 110), zugleich auch als Verlängerung der Oberwaldachse betrachtet werden kann. Östlich dieser Achse, im Antrifttal bei Zell und Romrod, beginnt die zusammenhängende Senkungszone des nordöstlichen Vogelsberges, die dann als SSO streichender Zug über Strebendorf—Storndorf—Vadenrod—Dirllammen—Hopfmansfeld—Herbstein—Altenschlirf bis in die Gegend von Nösberts und Steinfurt verfolgt werden kann. Nach einer Unterbrechung durch eine schmale Zone stärkeren Reliefs im Bereiche des Lüdertales folgen mit

zunehmend südlichem Streichen die Senke von Reichlos—Weidenau—Freiensteinau und, jenseits des Querriegels von Ürzell, die Senke von Rebsdorf—Ulm bach.

Die zusammenhängende Senke zwischen dem Antrift- und Altfelltal bildet einen Parallelzug zum (kimmerischen) Lauterbacher Graben und zur „Kellerwaldachse“ (vgl. HUMMEL 1929, S. 37 ff.), und sie beweist, daß diese alten Bauelemente auch in nachbasaltischer Zeit noch tektonische Bedeutung besaßen. Jenseits der Kellerwaldachse, im unmittelbaren Bereich des Lauterbacher Grabens, haben wir einen gleichlaufenden Zug junger Senken in der Gegend von Fulda-Großenlöder und im Becken von Alsfeld.

Ich habe früher (1929, S. 151) angenommen, daß eine junge, rheinisch gerichtete Hebungsachse vom Spessart über den Oberwald zur Knüll zieht. Diese Achse ist in dem hier geschilderten Bild nachbasaltischer Bewegungen nicht zu erkennen; aus dem Kartenbild (Taf. III) gewinnt man vielmehr den Eindruck, als ob sich die Spessartachse im südlichsten Vogelsberg gabelt, einerseits in die NW streichende Büdinger Waldachse und andererseits in eine in rheinischer Richtung nach NNO zum Lüdertal (s. S. 35) weiterziehende Hebungsachse, die in der Gegend von Lichenroth—Obermoos mit der Oberwaldachse, bzw. mit einer Hebungszone im Bereiche des hessischen Landrückens vergittert ist. Die Vergitterung „rheinisch“ und „herzynisch“ verlaufender Hebungs- und Senkungsachsen beherrscht überhaupt das Gesamtbild dieser nachbasaltischen Bewegungen genau so, wie dies früher für die vorbasaltischen Bewegungen festgestellt wurde. Die früher betonte Vorherrschaft der rheinischen Richtung bei den jungen Bewegungen ist durch die Feststellung der jungen, herzynisch streichenden Senken des südwestlichen und nordöstlichen Vogelsberges etwas zurückgedrängt; berücksichtigt man jedoch die Stärke der Bewegungen, so behält die rheinische Richtung durch die starken Senkungen im westlichen Vogelsberg entschieden die Vorherrschaft; an den früheren Überlegungen über das gegenseitige Verhältnis von rheinischer und herzynischer Richtung wird also nichts geändert.

Eine wesentliche Änderung gegenüber meinen früheren Feststellungen ergibt sich jedoch im erdgeschichtlichen Alter dieser nachbasaltischen Bewegungen. Ich bin früher zu dem Ergebnis gekommen, daß die für die heutigen Landformen maßgebenden Bodenbewegungen in Rhön und Vogelsberg um die Wende von Tertiär und Diluvium eingetreten sind, daß sie also der wallachischen Orogenese STILLES angehören (vgl. HUMMEL 1929, S. 57 ff. u. 149). Ich muß jetzt feststellen, daß diese Bewegungen mittelpliozänes

Alter besitzen, also ungefähr der rhodanischen Phase STILLES entsprechen. Diese veränderte Eingliederung beruht nicht auf neu festgestellten Lagerungsbeziehungen, sondern nur darauf, daß die Schichten mit *Mastodon arvernensis* früher als Oberpliozän, die Braunkohlenschichten der Wetterau sogar möglicherweise als Altdiluvium bezeichnet wurden, während es jetzt üblich geworden ist (vgl. KLÄHN 1932), die Arvernensisschichten zum Mittelpliozän zu stellen. Auf den Lagerungsverhältnissen der Arvernensisschichten beruht die Altersstellung der fraglichen tektonischen Bewegungen.

## II. Die jüngsten tektonischen Bewegungen

Die wesentlichsten Bewegungen, auf denen die heutigen Geländeformen beruhen, haben zweifellos vor Ausbildung der T-Fläche stattgefunden. Die T-Fläche ist die erste Gleichgewichtslage der Gewässer, die sich im Anschluß an diese mittelpliozänen Bewegungen herausbildete. Die H-Fläche zeigt im Vergleich mit den heutigen Tälern an einer ganzen Reihe von Stellen gegensinniges Gefälle, das auf kräftigen tektonischen Verbiegungen beruht (vgl. die Profiltafel Taf. II und Karte Taf. III). Das Gefälle der T-Fläche dagegen stimmt fast überall mit dem heutigen Talgefälle überein. Gegensinniges Gefälle der T-Fläche ist innerhalb des Vogelsberges auf ganz wenige Stellen beschränkt (Ohmtal bei Niedergemünden, Usatal bei Nauheim, einige Stellen des Kinzigtales zwischen Schlüchtern und Gelnhäusen, Umgebung von Flieden und noch verschiedene andere, zweifelhafte Stellen), und das gegensinnige Gefälle ist so schwach, daß es die Beobachtungsfehlergrenze kaum überschreitet und auf den beigegebenen Karten und Profilen nicht deutlich dargestellt werden kann. Das gegensinnige Gefälle ist außerdem z. T. atektonisch zu erklären; so beruht das gegensinnige Gefälle im Zuge des Ohmtales bei Niedergemünden auf der S. 24 schon näher geschilderten Anzapfung, die freilich ihrerseits durch tektonische Bewegungen an anderer Stelle des Talnetzes bedingt ist. Bei verschiedenen Einsenkungen der T-Fläche am Südwest-, Südost- und Ostrande des Vogelsberges ist die Mitwirkung von Salzauslaugung zu vermuten.

Die tektonischen Bewegungen nach Ausbildung der T-Fläche waren also im Vogelsberg nicht besonders stark. Aber es hat zweifellos noch jung- und nachpliozäne Bewegungen gegeben. Auch dort, wo die T-Fläche kein gegensinniges Gefälle besitzt, können Bewegungen eingetreten sein, sofern das Ausmaß dieser Bewegungen geringer war als die durch das natürliche Gefälle bedingten Höhenunterschiede der T-Fläche. Die beigegebenen Talprofile zeigen, daß in manchen Tälern das Gefälle der T-Fläche auf große Strecken auffallend gering ist; dies gilt z. B.

für Teile des Wieseck- und Lumdatales, des Gleen- und Antritttales usw. In diesen Zonen sind nachträgliche Verstellungen der T-Fläche zu vermuten, die zur Erzeugung eines gegensinnigen Gefälles nicht ausreichen, die aber eine Verflachung des ursprünglichen Gefälles herbeiführten. Ebenso erzeugt eine auf die Quellgebiete beschränkte Hebung kein gegensinniges Gefälle.

Weitere Anhaltspunkte für die Beurteilung der jüngsten tektonischen Bewegungen erhält man durch Vergleich des Gefälles der T-Fläche mit dem Gefälle der heutigen Wasserläufe, sowie durch die Ermittlung des Höhenunterschiedes zwischen den heutigen Wasserläufen und der T-Fläche (vgl. Karte Taf. IV, roter Aufdruck, und Profiltafel Taf. II). Freilich ist auch bei der Beurteilung dieser Karte zu beachten, daß die dargestellten Höhenunterschiede das Ergebnis der Wechselwirkung von tektonischen und erosiven Vorgängen darstellen; die Karte kann also nicht ohne weiteres als tektonische Karte bewertet werden, jedoch habe ich versucht, diesem Ziel möglichst nahe zu kommen, indem die Quellgebiete weiß gelassen wurden, weil hier selbstverständlich der Höhenunterschied zwischen T-Fläche und heutigen Wasserläufen gering ist, ohne daß dies irgendeine tektonische Bedeutung hätte.

So ergibt sich ein tektonisches Gesamtbild, das etwa einfacher ist als das Bild der mittelplozänen Bewegungen, das aber keine grundsätzlich neuen Züge aufweist. Das große Senkungsfeld des westlichen Vogelsberges wird durch die schon 1929 (S. 151) dargestellten rheinischen Hebungsachsen gegliedert. Hervorzuheben ist die zur „Pfahlgrabenachse“ (HUMMEL 1929, S. 122) gehörende Hebungzone im Bereiche der unteren Wieseck und Lumda; die Heraushebung dieses Gebietes, im Zusammenhang mit Senkungen im Amöneburger Becken, veranlaßte die S. 24 besprochene Anzapfung des Nord—Südtales bei Niedergemünden.

Beachtenswert ist die auf Taf. IV dargestellte Ausdehnung eines Gebiets geringer Erosion im Anschluß an die Horloff-Senke über die Linie Assenheim—Staden hinaus nach Südosten bis in die Gegend von Büdingen. Die „Odenwaldachse“ ist also in dieser Zeit unterbrochen, während sie im Mittelplozän noch deutlich in Erscheinung tritt.

Sehr deutlich macht sich dagegen der vom Spessart ausstrahlende Hebungsbereich geltend; im Kinzigtal beobachtet man die stärksten Höhenunterschiede zwischen T-Fläche und heutigen Wasserläufen (bis zu 150 m). Stärkere Höhenunterschiede (von 60—80 m) finden sich außerdem noch am Ostrande des basaltischen Vogelsberges, im Mittellauf der Fuldazufüsse. Im übrigen zeigt die Osthälfte des Untersuchungsgebietes vorwiegend Höhenunterschiede von 40—60 m. Der Vogelsberg ist also von den jüngsten Bewegun-

gen weniger stark betroffen worden als seine südlichen, östlichen und nordöstlichen Randgebiete. Dies ist der wahre Kern der im übrigen aber zu weitgehenden Angabe von BEHRMANN (1930, S. 119), daß der Vogelsberg seit dem Diluvium in seiner Höhenlage kaum verändert sei.

Nördlich des Oberwaldes zeigt sich wieder sehr deutlich eine herzynisch streichende Senke, die in ihrem allgemeinen Verlauf mit der oben geschilderten mittelploziänen Senke übereinstimmt, im einzelnen jedoch von ihr abweicht. Eine Fortsetzung über das Antrifttal nach NW ist nicht mehr erkennbar, das obere Gleental ist in die verbreiterte, von Büdingen heraufziehende Hebungszone einbezogen; dagegen ist die Senke nach N hin bis in die Gegend von Alsfeld ausgedehnt, die trennende Schwelle zwischen Schwalm und Antrift ist verschwunden; dafür ist der nordöstliche Teil des mittelploziänen Beckens von Alsfeld nun anscheinend etwas herausgehoben, denn die T-Fläche behält nördlich Alsfeld auffallend lange fast dieselbe Höhenlage.

Auch weiter nach SO hin, bis in die Gegend von Herbstein, ist die junge Senkungszone breiter als in mittelploziäner Zeit. Jedoch ist die Ausdehnung der Senke nach SO hin kleiner als im Mittelploziän; denn das Gebiet um Altenschlirf—Schlechtenwegen—Nösberts zeigt Erosionsbeträge von 40 m, während innerhalb der Senke der Erosionsbetrag meist um 20 m beträgt. Verschiebungen sind auch weiter südlich eingetreten; das obere Lüdertal, das im Mittelploziän eine Schwelle bildete, gehört nun zu einer Senke (Gebiet der Obermooser Teiche!) mit nur etwa 30 m Erosionsbetrag. Nach dem Kartenbild scheint sich diese Zone nach SSW bis in die Gegend von Lichenroth zu verlängern; ich vermute jedoch, daß der geringe Erosionsbetrag bei Lichenroth, ebenso wie im Umbachtal, nicht unmittelbar tektonisch zu deuten ist; denn diese Täler haben weiter abwärts sehr starkes Gefälle, die heutige Erosion hat also die oberen Talstüce noch nicht erreicht. Weshalb vor allem das Umbachtal sich im Längsprofil so erheblich von seinen Nachbartälern unterscheidet (vgl. Profiltafel Taf. II), ist vorerst ungeklärt.

Wenn somit auch nicht alle in der Karte verzeichneten Gebiete geringer junger Erosion rein tektonisch zu deuten sind, so ergibt sich doch insgesamt klar, daß genau wie im Mittelploziän auch bei den jüngsten tektonischen Bewegungen eine NNW streichende Senke im nordöstlichen Vogelsberg vorhanden ist. Auf dieser Senke beruht der eigentümliche Charakter der Täler zwischen Herbstein und Freiensteinau, die ausgedehnten „Moos“flächen und die Seen, die ein auffallendes Kennzeichen dieses Teiles des Vogelsberges sind.

Auch südlich des Oberwaldes sind Gebiete geringer junger Erosion vorhanden, die landschaftlich durch Weiher und Teiche ausgezeichnet sind, so in der Gegend von Kirchbracht—Frischborn und in der Umgebung von Gedern. Sie zeigen gewisse Beziehungen zu den oben geschilderten mittelploziänen Senkungszonen des südwestlichen Vogelsberges, jedoch besteht auch hier keine völlige räumliche Übereinstimmung. Das Gebiet geringer

Erosion bei Gedern dehnt sich auffällig nach SW bis in die Gegend von Oberlais—Schwickartshausen und bekommt somit ein von den übrigen Strukturen abweichendes Streichen, das jedoch vermutlich, ähnlich wie die oben erwähnte Ulmbachzone, nicht tektonisch zu deuten ist.

Wir sehen somit, daß innerhalb des Vogelsberges junge Bewegungen zwar nachzuweisen oder zu vermuten sind, daß sie jedoch überall in ihrem Gesamtausmaß recht gering waren. Anders ist dies zweifellos in den anschließenden Nachbargebieten.

Auf die besonders starke Erosion im Kinziggebiet wurde schon hingewiesen; sie beruht teils auf der Ausstrahlung der jungen Spessarthebung auf dieses Gebiet, teils auf der kräftigen Tieferlegung der Erosionsbasis im Bereiche der Main- und Rheinebene. Diluviale Senkung der oberrheinischen Tiefebene ist ja zur Genüge erwiesen und braucht hier nicht näher erörtert zu werden. Auch die südöstliche Wetterau muß von diesen jungen Bewegungen erfaßt worden sein. Die knickartige Absenkung der H- und T-Fläche bei Gelnhausen (vgl. Profiltafel Taf. II) ist sicher nicht nur als Erosionsstufe zu deuten, sondern beruht auf tektonischer Verbiegung, vielleicht sogar auf einer Verwerfung. Auf den nördlich anschließenden Profilen, bei Haingründau und Büdingen, ist dieselbe Erscheinung in abgeschwächter Form zu beobachten. Hier haben sich die mittelplozänen Senkungen gleichsinnig in jüngerer Zeit fortgesetzt.

Junge Einbrüche in der Gegend von Staden — Ranstadt wurden schon oben erwähnt; auch Teile des Horloff-Grabens sind vielleicht im Diluvium nochmals eingebrochen, so daß die mutmaßliche Unterfläche des Diluviums jetzt unter der heutigen Talaue liegt. Bei den letztgenannten Erscheinungen kann möglicherweise Salzauslaugung eine Rolle spielen (vgl. KÖBRICH 1933).

Diluviale Senkungen im Gießener Becken wurden schon von SCHOTTLER (1910, S. 92 u. 97) und AHLBURG (1915) durch die verschiedene Höhenlage der Hauptterrasse nachgewiesen. Westlich des Gießener Beckens und zwischen Wetzlar und Weilburg liegt die Hauptterrasse über 200 m hoch, während die T-Fläche bei Gießen etwas unter 200 m abgesenkt ist; es ist also mit Sicherheit anzunehmen, daß die T-Fläche im Lahntal unterhalb Gießen wesentlich höher liegt als im Gießener Becken. PANZER (1923, S. 12) hat im Lahntal zwischen Gießen und Limburg eine vielleicht der T-Fläche entsprechende Höhenterrasse verfolgt, die bis 250 m ansteigt. Nach GALLADÉ (1926, S. 51) liegt die Trogfläche des Schiefergebirges im Lahnggebiet sogar 380—400 m hoch.

Im Amöneburger Becken sind ebenfalls junge Bewegungen nachzuweisen. Es wurde schon S. 29 darauf hingewiesen, daß die T-Fläche am Westrande des Amöneburger Beckens, am Abhang der Lahnberge wesentlich höher liegt als in diesem Becken. Diese Hebung der Lahnberge muß auch das Talstück der Zwester Ohm zwischen

Hachborn und Bellnhausen erfaßt haben: Die T-Fläche liegt in diesem Talstück bei 240—250 m, dagegen im Amöneburger Becken nur bei 220—230 m. Der Lahnlaufl, welcher zur T-Flächenzeit (siehe S. 24) noch durch das Amöneburger Becken und das heutige Tal der Zwester Ohm ging, muß durch diese jungen Bewegungen in dem genannten Talstück abgeschnitten worden sein; gleichzeitig erfolgte vermutlich der tektonisch bedingte Lahndurchbruch zwischen Roth und Cölbe. Die heutige Zwester Ohm kann erst später, durch rück-schreitende Erosion, wieder die heutige, nach SW gerichtete Entwässerung des Ebsdorfer Grundes herbeigeführt haben.

Die jungen Senkungen im Bereiche des Amöneburger Beckens haben auch dem Ohmtal zwischen Homburg und Niedergemünden die verstärkte Erosionskraft verschafft, die zusammen mit den oben erwähnten Hebungen im Mittellauf von Wieseck und Lumda die Anzapfung des Nord—Südtals bei Niedergemünden ermöglichte. Offenbar war trotz der Schwelle bei Cölbe die Entwässerung des Amöneburger Beckens nach Nordwesten hin kaum gehemmt.

Die Terrassen des Lahntales zwischen Roth und Cölbe ermöglichen uns, den genauen Zeitpunkt dieser tektonischen Vorgänge zu ermitteln; die T-Fläche fehlt in diesem Talstück, dagegen ist die Hauptterrasse vorhanden. Also müssen diese Bewegungen im Altdiluvium (oder jüngsten Pliozän) vor Ausbildung der Hauptterrasse eingetreten sein; sie entsprechen somit etwa der wallachischen Phase STILLES. Ob diese Altersfestsetzung auch für die anderen jungen Bewegungen im Umkreise des Vogelsberges gültig ist, bleibt zweifelhaft. AHLBURG (1915) hat schon nachgewiesen, daß die Bewegungen auch noch nach Ablagerung der Hauptterrasse weitergegangen sind. Auch im Amöneburger Becken machen die ausgedehnten Versumpfungen bei Kirchhain den Fortgang der Senkungsbewegungen bis in die Jetztzeit wahrscheinlich.

Im Norden des Vogelsberges sind stärkere tektonische Bewegungen im Becken von Treysa—Ziegenhain zu vermuten. Die S. 28 geschilderten Verhältnisse bei Schrecksbach zeigen, daß die T-Fläche hier 40—50 m höher liegt als die ebene Oberfläche der oberpliozänen Schichten bei Treysa—Ziegenhain (vgl. BLANCKENHORN 1939, S. 24). Hier sind (auch nach BLANCKENHORN 1939, S. 21) sicher junge Senkungen anzunehmen, denen vermutlich nördlich anschließende Hebungsgebiete entsprechen.

Nachträgliche Hebungen der T-Fläche, die weit über das Maß hinausgehen, das innerhalb des Vogelsberges nachzuweisen ist, ergeben sich aus dem Vergleich meiner Beobachtungen mit den Angaben von J. SCHRÖDER (1937, Taf. I), an die sich die Beobachtungen von WEILAND (1938) sehr gut anschließen lassen. Die „Trogfläche“ von J. SCHRÖDER ent-

spricht meiner T-Fläche. Während die T-Fläche nach meinen Feststellungen in der Gegend von Großenlüder bis auf etwa 300 m abgesunken ist, liegt dieselbe Fläche im Fuldagebiet unterhalb Fulda bis fast in die Gegend von Kassel durchweg in 370—390 m Höhe. Dieses ganze Triasgebiet ist also im Vergleich zur Gegend von Fulda—Großenlüder jung herausgehoben. Nur einzelne größere und kleinere Senkungsfelder sind eingebrochen; sie sind auf der Karte von J. SCHRÖDER näher verzeichnet.

Zu diesen jungen Senkungsfeldern gehört auch das so oft erörterte Becken von Hünfeld (vgl. HUMMEL 1929, S. 64; SCHOTTLER 1931, S. 616; GRUPE 1936, S. 646 ff.; HANNEMANN 1936, S. 259 ff.; HIRSCH 1937, S. 91 ff., BLANCKENHORN 1939, S. 17 ff.). Die kritischen Bemerkungen, welche GRUPE zu meinen früheren Ansichten über das Becken von Hünfeld gemacht hat, halte ich nicht für stichhaltig. Ein großer Teil der Einwendungen GRUPES (z. B. bezüglich der Erkennbarkeit der jungen Senkung an der Lagerung der Trias, und bezüglich der Beziehungen meiner x-Fläche zu der Diluvialterrasse) sind schon in meiner ursprünglichen Veröffentlichung erörtert, aber von GRUPE offenbar übersehen worden. Meine frühere Ansicht ist jetzt nur insofern abzuändern, als ich früher das Vorhandensein der T-Fläche im Becken von Hünfeld nicht berücksichtigt habe. Die x-Fläche meiner früheren Erörterungen entspricht nicht der altpliozänen Fläche, sondern der T-Fläche; diese Fläche geht infolgedessen ganz ordnungsgemäß (entsprechend den Feststellungen von HIRSCH) über die mittelplozänen Sedimente der Umgebung von Hünfeld hinweg. Einsenkungen im Raume des Beckens von Hünfeld müssen vor und während des Mittelplozäns, wie auch nach Ausbildung der T-Fläche erfolgt sein. Unter diesen Annahmen erklären sich die gesamten Lagerungsverhältnisse bei Hünfeld ganz zwanglos, ohne daß man mit GRUPE eine pliozäne Erosion bis in und unter die heutige Talsohle im ganzen Talsystem annehmen müßte (vgl. auch WEILAND 1938, S. 44).

Insgesamt zeigt sich, daß die tektonischen Bewegungen nach Ausbildung der T-Fläche im Vogelsberg grundsätzlich ungefähr von derselben Art waren wie in der mittelplozänen Bewegungsphase; in der Lage von Hebungs- und Senkungsgebieten sind einige kleinere Veränderungen eingetreten, und im Ausmaße waren die jungen Bewegungen geringer als die mittelplozänen Bewegungen. Die heutigen Geländeformen des Vogelsberges sind wesentlich durch die mittelplozänen Bewegungen bedingt, die jüngeren Bewegungen haben nur noch unbedeutende Nachformungen veranlaßt. Dies gilt freilich nur für das engere Gebiet des Vogelsberges. Schon in einigen Randzonen des Basaltgebietes sind stärkere jungpliozäne und diluviale Bewegungen festzustellen, und in verschiedenen Nachbargebieten stehen vermutlich die Bewegungen an der Wende von Pliozän und Diluvium in ihrer Bedeutung für die heutigen Landformen nicht hinter den mittelplozänen Bewegungen zurück.

## E. Vergleich der Formentwicklung des Vogelsberges mit der Formengeschichte der weiteren Umgebung

Der Aufbau des Vogelsberges aus jungtertiären Basalten gestattet es, die gesamte Landschaftsgeschichte dieses Gebietes eindeutig in den erdgeschichtlichen Zeitraum vom Beginn der Pliozänzeit bis zur Jetztzeit einzugliedern. Weiter ist es möglich gewesen, innerhalb dieses Zeitraumes mehrere Entwicklungsstufen auszuscheiden und dieselben durch ihre Beziehungen zu fossilführenden Ablagerungen zeitlich näher festzulegen. Die Landschaftsgeschichte des Vogelsberges konnte daher besser und eindeutiger geklärt werden, als dies bei den anderen deutschen Mittelgebirgen bisher möglich gewesen ist.

Es wäre nun freilich verfehlt, den übrigen deutschen Mittelgebirgen völlig dieselbe landschaftsgeschichtliche Entwicklung zuzuschreiben wie dem Vogelsberg. Jedes Mittelgebirge hat Eigenarten des geologischen Unterbaues, und es kann daher auch in der Entwicklung der Landschaftsformen eigene Wege gegangen sein. Im letzten Abschnitt wurde schon darauf hingewiesen, daß in der Geschichte der tektonischen Bewegungen zwischen dem Vogelsberg und seinen Nachbargebieten nicht unerhebliche Unterschiede bestehen.

Trotzdem kann man jedoch aus der geschilderten Entwicklungsgeschichte des Vogelsberges verschiedene Schlüsse ziehen, die von allgemeiner Bedeutung sind, und die gegenüber manchen bisher üblichen Annahmen über die Entwicklung sonstiger deutscher Mittelgebirge Bedenken erregen müssen.

Ich möchte zunächst darauf hinweisen, daß die H- und T-Fläche durch alle Teile des Vogelsberges verfolgt werden konnte, und daß dabei beide Flächen sowohl in ihrer Höhe über dem Meeresspiegel, wie auch in ihrer Höhenlage über den heutigen Wasserläufen sehr stark und an sich durchaus regellos schwanken. Man kann diese Schwankungen durch tektonische und erosive Vorgänge erklären, man kann jedoch keiner der genannten Flächen eine bestimmte mittlere Höhe über dem Meeresspiegel oder eine bestimmte mittlere Höhe über den heutigen Wasserläufen zuschreiben. Diese eindeutige Feststellung muß Zweifel erwecken gegenüber einem in vielen formenkundlichen Untersuchungen üblichen Brauch; es wird nämlich in sehr vielen Arbeiten von der 300-m-, 450-m-, 500-m-Fläche usw. oder von der 30-m-, 50-m-, 80-m-Terrasse usw. gesprochen; dies heißt nichts anderes, als daß die genannte Fläche oder Terrasse durch ihre Höhe über dem Meeresspiegel oder durch ihre Höhe über der heutigen Talsohle gekennzeichnet sei. Innerhalb eines räumlich beschränkten Gebietes kann dies zutreffen; aber schon innerhalb des Raumes eines Meßtischblattes kann die Höhenlage einer Fläche sehr erheblich schwanken — wenigstens im Vogelsberg ist dies so. Sollte es in

anderen Mittelgebirgen so erheblich anders sein? Eher wäre zu vermuten, daß die Höhengschwankungen im Vogelsberg geringer sind als in anderen Mittelgebirgen, da wir ja (S. 42) erfahren haben, daß der Vogelsberg im Quartär weniger stark bewegt wurde als seine Nachbargebiete. AHLBURGs (1915) Untersuchungen über die Lahnterrassen beweisen, daß im Rheinischen Schiefergebirge keinesfalls mit einem gleichbleibenden Abstand der Terrassen vom heutigen Talboden gerechnet werden kann. Ich übersehe nicht, daß es viele geologische und geographische Arbeiten gibt, die mit räumlichen Veränderungen in der Höhenlage der Terrassen rechnen. Jedoch tauchen immer wieder Arbeiten auf, die unter Mißachtung dieser Feststellungen ihre Flächen und Terrassen rein nur nach der Höhenlage kennzeichnen (vgl. z. B. WILHELM 1937).

Grundsätzlich möglich wäre diese Methode nur dort, wo sehr große Gebiete (bzw. jeweils das ganze Untersuchungsgebiet) völlig gleichmäßig und parallel dem Meeresspiegel gehoben oder gesenkt worden sind. Dies ist aber selbst in den großen, alten Tafelländern anderer Erdteile nur sehr selten der Fall; wo uns ungefaltete Schichtgesteine eine Nachprüfung erlauben, sind die Schichttafeln fast immer irgendwie verbogen oder schräg gestellt. Noch viel weniger können wir gleichmäßige Bewegungen größerer Gebiete in unserem ewig beweglichen, aus einem ruhelosen Schollenmosaik zusammengesetzten Erdteil erwarten. Selbst ein scheinbarer „Block“ wie das Rheinische Schiefergebirge hat sich niemals gleichmäßig gehoben, vielmehr beweisen die Ergebnisse AHLBURGs (1915) einwandfrei das unregelmäßige Auf- und Absteigen einzelner Schollen (vgl. auch BEHRMANN 1930, S. 116 und NEUMANN 1935). Es fehlen also alle Grundlagen für die Anwendung der beliebten Methode der Kennzeichnung von Flächen und Terrassen nach ihrer Höhenlage.

Eine zweite, recht beliebte, aber ebenso anfechtbare Methode besteht darin, daß man übereinanderliegende „Rumpftreppen“ feststellt, und diese dann einfach nach ihrer Reihenfolge in die erdgeschichtliche Zeiteinteilung eingliedert. Je nach der Zahl der festgestellten Rumpftreppen kommt man auf diese Weise mit den ältesten und höchsten Flächen zurück bis in das Alttertiär, ja bis in die Kreidezeit. Dazu ist zu sagen, daß grundsätzlich jede Altersgliederung in Zweifel gezogen werden kann, bei der nicht das Alter einer Fläche eindeutig durch Beziehungen zu Gesteinen bekannten Alters festgelegt ist; und dies ist bei vielen der erwähnten Altersgliederungen nicht der Fall. Zu beachten ist dabei, daß das Auftreten von Sedimenten eines bestimmten Alters in der Fläche oder das Zusammenfallen der Fläche mit einer bestimmten Schichtfläche (etwa mit einer bestimmten Kreidestufe oder mit der Grundfläche des Perms) noch nicht beweist, daß die Fläche als Geländeform das Alter dieser Schicht hat;

man bekommt damit nur eine untere Altersbegrenzung, die Fläche selbst kann trotzdem wesentlich jünger sein und nur zufällig, vielleicht infolge von Härteunterschieden, mit der alten, wieder aufgedeckten Fläche zusammenfallen. Derartiges liegt m. E. den Annahmen von PAECKELMANN (1931, 1937) über die Geländeformen des nordöstlichen Schiefergebirges zugrunde. Übrigens hat v. FREYBERG (1937 b) gezeigt, daß die Wiederaufdeckung einer alten Einebnungsfläche ein seltener Grenzfall gewöhnlicher Einebnung ist. (Eine grundsätzlich andere Meinung über den Begriff des „Alters einer Rumpffläche“ hat W. PENCK (1928, S. 216) geäußert; hier handelt es sich um Gegensätze in der Begriffsbestimmung, nicht um Gegensätze in der Deutung der Tatsachen.)

Die Beobachtungen im Vogelsberg gestatten es, viele der erwähnten Altersgliederungen in Zweifel zu ziehen, weil hier im Vogelsberg eindeutig erwiesen ist, daß die gleichmäßig über die Basalte hinwegziehende Rumpffläche nicht älter als Altpliozän sein kann, obwohl die Basalte recht widerstandsfähige Gesteine sind, und obwohl die Gesamtfläche des Gebirgsstockes in der Größenordnung sich nicht wesentlich von anderen deutschen Mittelgebirgen unterscheidet. Wenn die Zeit vom Alt- bis zum Mittelpliozän ausreichte, um den ganzen Vogelsberg völlig einzuebnen, so ist nicht einzusehen, weshalb in anderen Mittelgebirgen so viele Reste von älteren Rumpfflächen erhalten geblieben sein sollen.

Grundsätzlich unterscheidet sich die Rumpffläche des Vogelsberges keineswegs von den Rumpfflächen der anderen deutschen Mittelgebirge; so ist z. B. die Landschaft, welche v. FREYBERG (1937 a, S. 124, Bild 189) aus dem Thüringer Wald abbildet, völlig übereinstimmend mit vielen Vogelsberglandschaften: eine „altpliozäne Einebnungsfläche“ (= H-Fläche) mit davor bzw. darunter liegender, jungpliozäner T-Fläche; auf die von J. SCHRÖDER (1937) und WEILAND (1938) erwiesene Übereinstimmung des Vogelsbergs mit dem Fuldagebiet und dem Kaufunger Wald wurde schon oben hingewiesen.

Es wurde S. 13 dargelegt, daß Erscheinungen vorhanden sind, die eine Aufteilung der H-Fläche in zwei übereinanderliegende Flächen gestatten würden. Ich habe mich dieser von anderer Seite vertretenen Auffassung nicht angeschlossen. Würde sich jedoch diese Aufteilung trotzdem bestätigen, so würde sich nichts an der Tatsache ändern, daß die fraglichen Flächen in der Zeit zwischen Alt- und Mittelpliozän entstanden sind. Manche „Rumpftreppe“ in benachbarten Gebirgen ist keineswegs besser begründet als die z. B. von HANNEMANN (vgl. S. 13) versuchte Aufteilung meiner H-Fläche im südlichen Vogelsberg. Bestände der Vogelsberg nicht aus jungtertiärem Basalt, sondern aus älteren Gesteinen gleicher Widerstandsfähigkeit, so

könnte er genau dieselben Formen haben, und vielleicht wäre dann der Oberwald auch als der erhaltene Teil einer alttertiären oder kretazeischen Rumpffläche gedeutet worden. Wenn also z. B. die Verebnungsfläche des Thüringer Waldes, die v. FREYBERG für altpliozän erklärt hat, nach PAULI (1937 a, S. 173 und 1937 b, S. 246) nicht einheitlich ist, so braucht dies durchaus nicht gegen das pliozäne Alter auch der höheren Teile dieser „Schachtelrumpffläche“ zu sprechen.

Soweit überhaupt Rückschlüsse vom Vogelsberg auf andere deutsche Mittelgebirge erlaubt sind, so komme ich zu dem Ergebnis, daß höchstwahrscheinlich die großen Einebnungsflächen der deutschen Mittelgebirge in ihren überwiegenden Teilen nicht älter als pliozän sind. Für einzelne Gebiete ist diese Eingliederung der Rumpffläche schon von anderen Forschern und auf anderer Grundlage bestätigt worden; so stellt WURM (1923, S. 87) die Hochfläche der Münchberger Gneismasse in das Plioizän, und v. FREYBERG (1923, S. 61) gibt der Einebnungsfläche des Thüringer Waldes dasselbe Alter. Später haben HERRMANN (1929), KLÜPFEL (1931) und BECKSMANN (1935, S. 64) sich allgemein für das pliozäne Alter der Haupteinebnungsfläche der deutschen Mittelgebirge ausgesprochen.

Für das Rheinische Schiefergebirge hatte zwar OESTREICH (1927, S. 150) schon darauf hingewiesen, daß die höchste, also älteste Verebnungsfläche nachbasaltisches Alter hätte, jedoch war die Entwicklung lange Zeit dadurch aufgehalten, daß man das altpliozäne Alter der „Trogfläche“ des Rheintales auf Grund der Parallelisierung der Kieseloolithschotter mit den pontischen Schichten von Rheinhessen für gesichert hielt, so daß also die Hochflächen des Schiefergebirges vorpontisches Alter bekommen mußten. Durch BREDDIN (1928) und M. RICHTER (1934) ist jedoch diese Ansicht erschüttert worden; es ist wahrscheinlich, daß die Trogfläche des Rheintales zum Jungpliozän oder Altdiluvium gehört, und damit wird es möglich, die Hochflächen des Schiefergebirges zum Plioizän zu rechnen. Alle diese Annahmen erhalten durch die Beobachtungen im Vogelsberg eine wesentliche Stütze.

## F. Zusammenfassung der Ergebnisse

Im Vogelsberg lassen sich zwei Verebnungsflächen feststellen. Eine ältere Hochfläche (die H-Fläche) überzieht das ganze Gebirge, während die jüngere Trogfläche (T-Fläche) als ausgedehnte, terrassenartige Bildung den heutigen Tälern folgt.

Die H-Fläche ist nach Abschluß der Basaltausbrüche und vor Ablagerung der mittelplioziänen Arvernensschichten, also in der Zeit zwischen Alt- und Mittelplioizän entwickelt worden. Die Late rit-

decke des Vogelsberges gehört zu dieser Fläche. Das strahlenförmige Urgewässernetz des Vogelsberges wurde auf der H-Fläche angelegt. Die nachträglichen Störungen dieses Gewässernetzes durch Nord—Südtäler ermöglichen den Nachweis, daß die Basalteisensteinzüge keine reinen Verwitterungsbildungen sind, sondern daß die erste Anlage dieser Erzzüge durch tektonische und postvulkanische Vorgänge bedingt war.

Die mittelplozänen tektonischen Bewegungen beendigten die ältere Einebnung; sie leiteten einen neuen Erosionszyklus ein, der zur Ausbildung der Trogfläche Anlaß gab. Die heutige Verbreitung von Hoch- und Tiefgebieten im Vogelsberg ist wesentlich durch die mittelplozänen tektonischen Bewegungen bedingt. Herzynisch streichende Senken nordöstlich und südwestlich des Oberwaldes, die bisher nur als vorbasaltische Bewegungszonen erkannt waren, sind nach den Geländeformen auch in mittelplozäner (und späterer) Zeit noch in Bewegung gewesen. Die braunkohlenführende Sedimentfüllung des Horloff-Grabens ist mittelplozänen Alters. Die T-Fläche greift diskordant über diese mittelplozänen Sedimente wie auch über die Arvernensschichten von Schlüchtern, Fulda usw. hinweg. Sedimente der T-Fläche sind die „Bauxitschotter“ KLÜPFELS, sowie sonstige Sand- und Schotterlagen in den Randgebieten des Vogelsberges. Im Fulda- und Schwalmgebiet läßt sich nachweisen, daß die T-Fläche nur in den Senkungsfeldern bis nahe an die heutige Flußauere herunterreicht, sonst aber hoch über derselben liegt. Wo pliozäne Sedimente außerhalb der großen Senkungsfelder bis zum heutigen Talboden herunterreichen, beruht dies auf örtlichen Einbrüchen. Die pliozäne Erosion hat also, entgegen der Annahme GRUPES, noch nicht bis zur heutigen Talsohle gereicht.

Die T-Fläche liegt über der altdiluvialen Hauptterrasse der Lahn. Somit ergibt sich für die Ausbildung der T-Fläche der Zeitraum zwischen dem Mittelplozän und etwa dem Beginn des Diluviums. Die T-Fläche entspricht also der Trogfläche bzw. den Höhenterrassen des Rheinischen Schiefergebirges.

Den Abschluß der T-Flächenzeit bilden neue tektonische Bewegungen, die im Vogelsberg verhältnismäßig schwach bleiben, in den Randgebieten und außerhalb des Vogelsberges jedoch stärkeres Ausmaß erreichen. Die räumliche Verteilung von Hebungs- und Senkungszonen zeigt keine wesentliche Abweichung gegenüber den mittelplozänen Bewegungen. Im Ohm- und Lahnggebiet bedingen diese jungen Bewegungen verschiedene Veränderungen des Gewässernetzes.

Die Untersuchung des Vogelsberges hat gezeigt, daß die pliozänen Verebnungsflächen sich heute in den allerverschiedensten Höhenlagen befinden; dies erweckt Zweifel an der Zuverlässigkeit der anderwärts oft gebrauchten Methode der Ausscheidung von Verebnungsflächen

nach ihrer Höhenlage. Ferner zeigt sich im Vogelsberg eindeutig, daß der Zeitraum vom Alt- bis zum Mittelpliozän völlig ausreichte, um das ganze, aus widerstandsfähigen Gesteinen aufgebaute Gebiet einzuebnen; damit wird zweifelhaft, ob man in anderen deutschen Mittelgebirgen mit der Erhaltung wesentlich älterer Flächenteile rechnen darf; es wird vielmehr wahrscheinlicher, daß die „germanische Rumpffläche“ in der Pliozänzeit entstanden ist.

### G. Schriftenverzeichnis

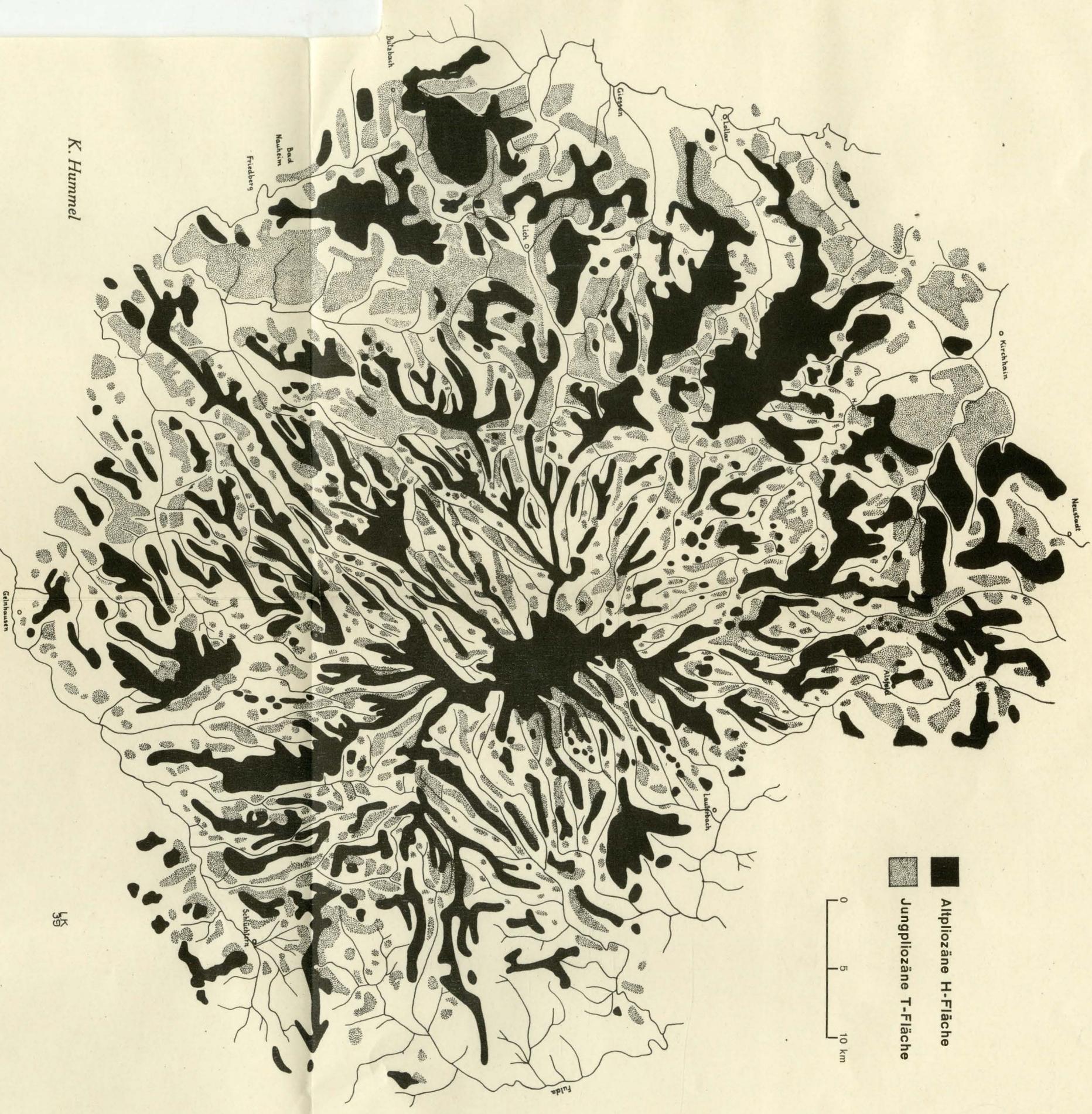
- AHLBURG, J.: Über das Tertiär und das Diluvium im Flußgebiete der Lahn. — Jb. d. Preuß. Geol. L.-A. **36**, I, S. 269—373, 1915.
- BAAS, J.: Eine frühdiluviale Flora im Mainzer Becken. — Z. f. Botanik **25**, S. 289—371 (Diss. Frankfurt). Jena 1932.
- BAKKER, J. P.: Einige Probleme der Morphologie und der jüngsten geologischen Geschichte des Mainzer Beckens und seiner Umgebung. — Geogr. en geolog. Mededeelingen, Physiogr.-geol. Reeks, Nr. 3. Utrecht 1930.
- BECKSMANN, E.: Morphologie und Erdgeschichte. — Z. f. d. ges. Naturwiss. **1**, S. 58—66. Braunschweig 1935.
- BEHRMANN, W.: Die diluvialen Bewegungen des mitteldeutschen Bodens. — Peterm. Mitt., Erg.-H. **209**, S. 110—135, 1930.
- BIRZER, F.: Verwitterung und Landschaftsentwicklung in der südlichen Frankenalb. — Z. D. Geol. Ges. **91**, S. 1—57. Berlin 1939.
- BLANCKENHORN, M.: Geologische Karte von Preußen, Lf. 261, Blatt Schrecksbach. Berlin 1926.
- , —: Das Pliozän in den Flußgebieten der Streu, Fulda, Haune, Schwalm, Edder und mittleren Lahn. — Abh. d. Preuß. Geol. L.-A., N. F. 189. Berlin 1939.
- , — & E. KURTZ: Die Flußläufe der Tertiärzeit in der Umgebung von Marburg a. d. Lahn. — Sitz.-Ber. d. Ges. z. Beförderung d. ges. Naturwiss. z. Marburg **64**, S. 10—47. Berlin 1929.
- BREDDIN, H.: Die Höhenterrassen von Rhein und Ruhr am Rande des Bergischen Landes. — Jb. Preuß. Geol. L.-A. **49**, S. 501—550, 1928.
- DIEHL, O.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Alsfeld. Darmstadt 1926.
- , —: Über das Braunkohlenvorkommen in der Wetterau. — Notizbl. d. Hess. Geol. L.-A. (5) **12**. Darmstadt 1929.
- FISCHER, K. & W. WENZ: Die Prososthenienschichten von Frankfurt—Praunheim und ihre Fauna. — Arch. f. Molluskenkunde **57**, S. 222—233, 1925.
- v. FREYBERG, B.: Die tertiären Landoberflächen in Thüringen. — Fortschr. d. Geol. u. Paläont., H. 6. Berlin 1923.
- , —: Thüringen. Geologische Geschichte und Landschaftsbild. — Schrift. d. deutschen Naturkunde-Vereins, N. F. **5**. Öhringen 1937 (1937 a).
- , —: Abdeckung oder Einebnung. — Peterm. Mitt. 1937, S. 161—166. Gotha 1937 (1937 b).
- GALLADÉ, M.: Die Oberflächenformen des Rheintaunus und seines Abfalls zum Main und Rhein. — Jb. Nassauisch. Ver. f. Naturk. **78**, S. 1—100, 1926.
- GILLMANN, C.: Zum Inselbergproblem in Ostafrika. — Geol. Rundsch. **28**, S. 296—297. Berlin 1937.
- GRUPE, O.: Über das hessische Pliozän und die Altersfrage der Basalte. — Z. D. Geol. Ges. **88**, S. 634—661, 1936.

- HANNEMANN, M.: Morphologische Untersuchungen im hessischen Bergland. Ein Beitrag zur jüngsten Tektonik des deutschen Bodens. — Festschr. z. 100-Jahrfeier d. Ver. f. Geographie u. Statistik z. Frankfurt a. M. 1936.
- HARRASSOWITZ, H.: Laterit. — Fortschr. d. Geol. u. Paläont. **4**, H. 14. Berlin 1926.
- , —: Fossile Verwitterungsdecken. — Handb. d. Bodenlehre **4**, S. 225 bis 305. Berlin 1930.
- HÄUSER, FR.: Die Geologie der südöstlichen Wetterau. Diss. Gießen 1933.
- HERRMANN, R.: Erdgeschichtliche Grundfragen der Oberflächenformung in Mitteldeutschland. — Beitr. z. Landeskunde Mitteldeutschlands. Festschr. z. 23. D. Geogr.-Tag. i. Magdeburg, S. 71—107. Berlin-Hamburg 1929.
- HIRSCH, L.: Tertiärgeologische Untersuchungen in der Rhön. Diss. Gießen 1937.
- HUMMEL, K.: Die tektonische Entwicklung eines Schollengebirgslandes. — Fortschr. d. Geol. u. Paläont. **8**, H. 24. Berlin 1929.
- , —: Sind die Basalte des Vogelsberges durchweg Intrusionen? — Ber. d. Oberhess. Ges. f. Nat.- u. Heilk. z. Gießen, Naturwiss. Abt. **19**, S. 31 bis 43, 1939.
- KAYSER, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Blatt Marburg. Berlin 1915.
- KIRCHHEIMER, F.: Über eine jüngstpliozäne Flora der Wetterau. — „Planta“ **18**, S. 637—639, 1932.
- , —: Das Hauptbraunkohlenlager der Wetterau. — Wetterauische Ges. f. d. ges. Naturkunde. Hanau 1934.
- , —: Über das Alter der Braunkohlen in der nordöstlichen Wetterau. — „Braunkohle“ 1936, S. 861—865. Halle 1936.
- KLÄHN, H.: Mastodon arvernensis aus dem Mittelpliozän von Willershäusen und die Bedeutung des Vorkommens für Pliozänfragen. — N. J. f. Min. usw., Beil.-Bd. **68**, B, S. 149—178, 1932.
- KLÜPFEL, W.: Der Westerwald. Sitz.-Ber. d. Niederrhein. Geol. Ver. f. 1927/28, S. 75—135. Bonn 1929.
- , —: Zur Geologie des Vogelsberges. Privatdruck. Gießen 1930.
- , —: Über das Alter junger Gebirgserhebung, die Datierung von Hochflächen und die Deutung von Höhenreliefs. — Geol. Rundsch. **22**, S. 308 bis 313, 1931.
- , —: Zur Tertiärgeologie Niederhessens. — Z. D. Geol.Ges. **88**, S. 620 bis 634, 1936.
- KÖBRICH, C.: Die Eisenerzlagerstätten in Oberhessen, die heutigen Aufschlüsse und ihre zukünftige Bedeutung. — Stahl u. Eisen 1914.
- , —: Die Tiefbohrungen nach Salz in Oberhessen in den Jahren 1905/07. — Notizbl. d. Ver. f. Erdkd. u. d. geol. L.-A. z. Darmstadt (4), **8**. Darmstadt 1925.
- , —: Zur allgemeinen Landeskunde von Hessen. — Hdb. d. Hess. Bodenschätze, H. 1, Beil. z. „Die Fundgrube“. Darmstadt 1932.
- , —: Tektonische Probleme der Wetterauer Braunkohlenablagerungen. — „Die Fundgrube“ **8**, S. 181—182. Darmstadt 1933.
- , —: Erdfälle über dem Zechsteingebiet in Oberhessen. — „Die Fundgrube“ **12**, S. 283—285. Darmstadt 1937.
- KREBS, N.: Klima und Bodenbildung in Südindien. — Z. Ges. Erdk. Berlin 1936, S. 87—101. Berlin 1936.
- LEHMANN, K.: Bewegungsvorgänge bei der Bildung von Pinggen und Trögen. — „Glückauf“ **55**, S. 933—941, 1919.
- MAUFE, H. B.: On the formation of red soil and of black vlei soil from

- dolerite at Salisbury, Southern Rhodesia. — South African Journ. of Sci. **25**, S. 156—167. Johannesburg 1928.
- MAULL, O.: Die Landschaft um Marburg a. d. Lahn in ihren morphologischen Beziehungen zur weiteren Umgebung. — Jb. d. Frankf. Ver. f. Geographie u. Statistik, Jg. 81/83, S. 5—97. Frankfurt 1919.
- MEYER, H. L. F.: Die Lahn-Main-Wasserscheide bei Gießen. — Peterm. Mitt. **62**, S. 416/17. Gotha 1916.
- MEYER-HARRASSOWITZ, H. L. F.: Die Blockfelder im östlichen Vogelsberg. — Ber. ü. d. Vers. d. niederrhein. geol. Ver. f. 1916, S. 29—49. Bonn 1918.
- MICHELS, F.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Lf. 300, Blatt Frankfurt a. M.-West und Frankfurt a. M.-Ost. Berlin 1930.
- MÜNSTER, H.: Die Brauneisenerzlagerstätten des Seen- und Ohmtales am Nordrande des Vogelsgebirges. — Z. f. prakt. Geol. **13**, S. 242—258, 1905.
- NEUMANN, G.: Fragen zum Problem der Großfaltung im rheinischen Schiefergebirge. — Z. d. Ges. f. Erdk. 1935, S. 321—353, 1935.
- OESTREICH, K.: Die Entwicklung unserer Kenntnis von der Formenwelt des rheinischen Schiefergebirges. — Z. f. Geomorph. **2**, S. 135—159. Leipzig 1927.
- PAECKELMANN, W.: Die Bedeutung der altpermischen Rumpffläche für die Morphologie des Sauerlandes. — Zbl. f. Min. usw. 1937, B, S. 80—89. Stuttgart 1937.
- , —: Die Rumpffläche des nordöstlichen Sauerlandes. — Jb. Preuß. Geol. L.-A. **52**, S. 472—519, 1931.
- PANZER, W.: Studien zur Oberflächengestalt des östlichen Taunus. — Ber. d. Naturforsch. Ges. i. Freiburg 1923.
- PAULI, G.: Die Rumpftreppen im südlichen Mitteldeutschland. — Z. Ges. f. Erdk. Berlin 1937, S. 170—177, 1937 (1937 a).
- , —: Terrassen und Rumpfflächen auf der Nordabdachung des Fichtelgebirges. — Beitr. z. Geol. v. Thüringen **4**, S. 225—247. Jena 1937 (1937 b).
- PENCK, W.: Über den Gang der Abtragung. — Mitt. Geograph. Ges. Wien 1928, S. 200—218. Wien 1928.
- QUIRING, H.: Die Schrägstellung der westdeutschen Großschollen im Känozoikum in ihren tektonischen und vulkanischen Auswirkungen. Mit dem Versuch einer Terrassenchronologie des Rheins. — Jb. Preuß. Geol. L.-A. **47**, S. 486—558. Berlin 1926.
- RICHTER, M.: Stratigraphie und Tektonik des Tertiärs am Süden der niederrheinischen Bucht. — Cbl. f. Min. usw., B, 1934, S. 455—471, 1934.
- SCHÖNHALS, E.: Geologie der Umgebung von Bad-Nauheim und Friedberg (Oberh.) unter besonderer Berücksichtigung der Tertiärablagerungen. Diss. Gießen 1936.
- SCHOTTLER, W.: Geologische Skizze des Vogelsberges. — Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. geol. L.-A. z. Darmstadt (4) **31**, S. 63—105, 1910.
- , —: Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen, Bl. Hungen. Darmstadt 1921.
- , —: Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen, Bl. Nidda und Schotten. Darmstadt 1924.
- , —: Der Vogelsberg. — Notizbl. d. Hess. Geol. L.-A. z. Darmstadt (5) **18**, S. 1—86, 1937.
- SCHRÖDER, J.: Die Terrassen der Fulda zwischen Hersfeld und Guntershausen. — Ber. d. Oberhess. Ges. f. Nat.- u. Heilk. z. Gießen, Naturwiss. Abt. N. F. **18**, S. 35—71. Gießen 1937.
- SOBOTH, E.: Diluviale und pliozäne (?) Bildungen im und am Fuldatal zwischen Fulda und Rotenburg/Fulda. — Z. D. Geol. Ges. **83**, S. 612 bis 618, 1931.

- SOBOTH, E.: Rund um Neuenberg. Geologische Wanderungen um Fulda. „Wochenblätter“, Beil. d. „Fuldaer Zeitung“ f. Heimatfreunde **13**, Nr. 7 u. 9. Fulda 1932 (1932 a).
- , —: Zur Talgeschichte des oberen Fuldagebietes. — „Hessenland“ **43**. Marburg 1932 (1932 b).
- , —: Über morphologische Arbeiten und die Darstellung der Ergebnisse, erörtert am Problem der Talentwicklung im Wesergebiet. — Geograph. Wochenschrift, H. 5, Februar 1933.
- , —: Kiese und Verwitterungsreste im Fuldatal. „Wochenblätter“, Beil. d. „Fuldaer Zeitung“ f. Heimatfreunde **15**, Nr. 23. Fulda 1934.
- SOERGEL, W.: Die pliozänen Proboscidier der Mosbacher Sande. — Jb. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver., N. F. **5**, S. 155—161, 1916.
- STEINHÄUSER, W.: Tertiärgeologische und vulkanologische Untersuchungen am südöstlichen Vogelsberg und am hessischen Landrücken. Diss. Gießen 1936.
- TROPP, W.: Tertiärgeologische Untersuchungen am Südwestrande des Vogelsberges. Diss. Gießen 1936.
- VAGELER, P.: Grundriß der tropischen und subtropischen Bodenkunde. Berlin 1930.
- WEILAND, FR.: Morphologie des Kaufunger Waldes. — 29. Jb. d. Niedersächs. Geol. Ver., S. 1—89. Hannover 1938.
- WENZ, W.: Nachwort. — Geol. Rundsch. **22**, S. 186—187, 1931.
- WENZEL, H.: Der Ostrand des rheinischen Schiefergebirges zwischen Dill und Diemel. — Philippson-Festschrift, S. 81—97. Leipzig u. Berlin 1930.
- WILHELM, O.: Morphologische Untersuchungen am Nordrande der niederhessischen Senke. — Jb. Geogr. Ges. Hannover 1936/37, S. 77—165. Hannover 1937.
- WURM, A.: Über die geologische Stellung der Münchberger Gneismasse. — Jb. u. Mitt. d. Oberrhein. Geol. Ver. N. F. **12**, S. 80—87. Stuttgart 1923.
- ZIMMERMANN, E.: Der Hauptterrassenton der „Inselberge“ und des Schaep-hysener Bergzuges westlich Mörs kein Tegelenton. — Jb. Preuß. Geol. L.-A. **55**, S. 151—167, 1935.

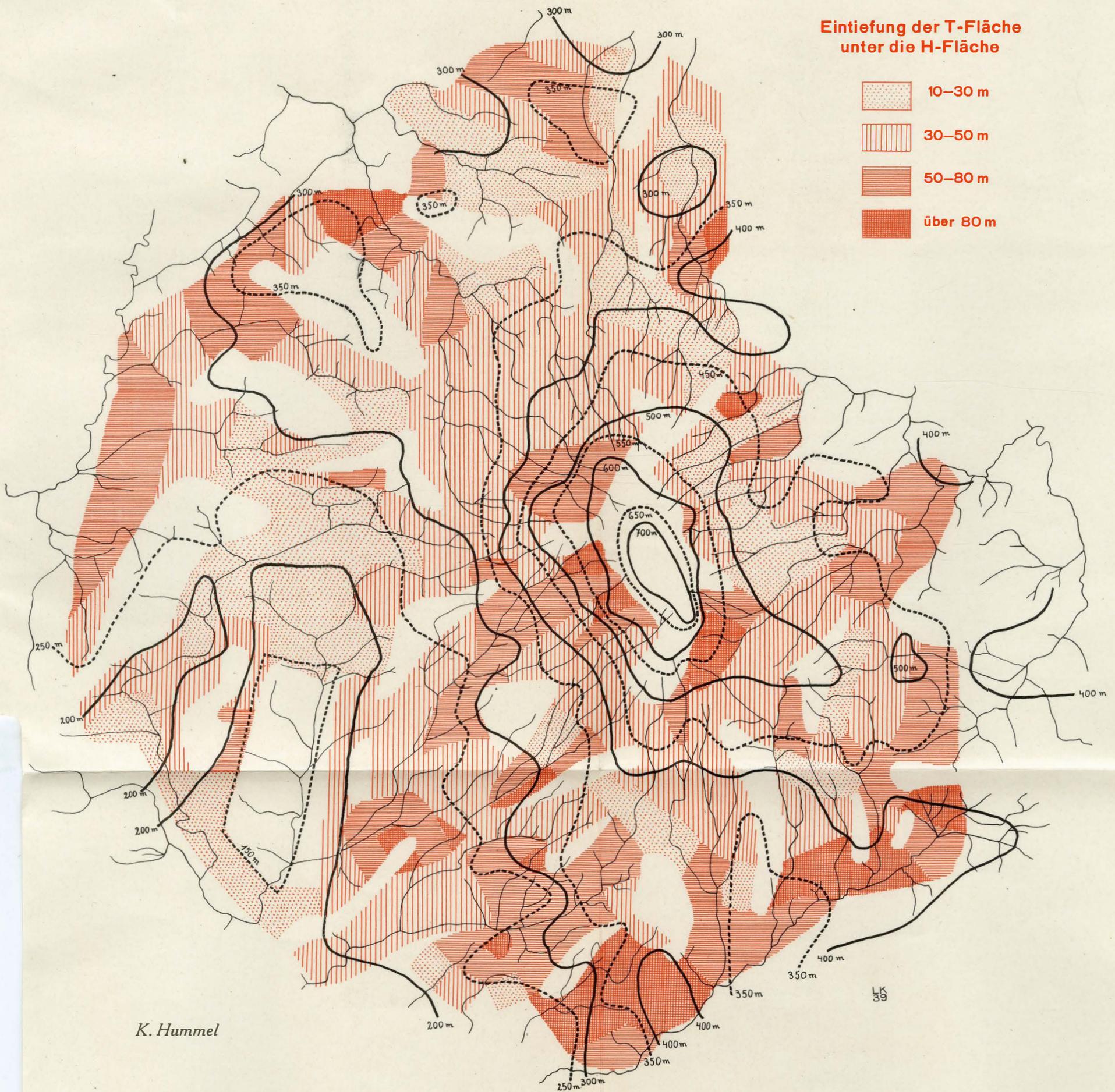
# Die pliozänen Verebnungsflächen des Vogelsbergs



K. Hummel



# Höhenlage der H-Fläche



# Höhenlage der T-Fläche

Eintiefung der heutigen Wasserläufe unter die T-Fläche

