



UNIVERSITÄTS-  
BIBLIOTHEK  
PADERBORN

## **Universitätsbibliothek Paderborn**

### **Das Weserbergland und der Teutoburger Wald**

**Reißert, Oswald**

**Bielefeld [u.a.], 1909**

II. Der geologische Bau des Weserberglandes und des Teutoburger  
Waldes. Von Dr. H. Stille

**urn:nbn:de:hbz:466:1-28272**

ist, während die anderen beiden Ecken in Münden und in Bevergern bei Rheine liegen. Von Bemmigen beträgt die Luftlinie bis Münden etwa 100, bis Bevergern 140 km. Das ganze Gebiet wäre also annähernd 7000 qkm groß. Auf diesem Raume wechseln nun die mannigfachsten Geländeformen: langgestreckte Bergzüge, hier schroff abfallend, dort sanfter geneigt, ferner Plateaus und flachgerundete Kuppen, sowie förmliche Kegel, endlich engere und weitere Fluß- und Bachtäler. Frischer Laub- und ernster Nadelwald werden abgelöst von üppigen Fruchtfeldern. Neben dürftig bewachsenen und spärlich besiedelten Strichen finden sich dicht bevölkerte Gegenden mit reich entwickeltem Ackerbau oder beachtenswerter Gewerbetätigkeit.

Ohne der Einzelbeschreibung vorzugreifen, oder auf das Geologische schon jetzt näher einzugehen, werden wir versuchen müssen, uns vorläufig in diesem Wirrwarr zu orientieren. Beginnen wir rechts von der Weser. Dort, wo die Leine gerade bei ihrem Übergang aus westlicher in nördliche Richtung sich der Werra am meisten nähert — die Eisenbahn Göttingen-Bebra überschreitet hier bei Eichenberg die Wasserscheide — können wir die Grenze zwischen Eichsfeld und Weserbergland annehmen. Dieses letztere beginnt mit einer von Basaltkuppen bekrönten Hochfläche ohne volkstümlichen Gesamtnamen, für die wir die Bezeichnung Dransfelder Höhenland annehmen wollen. Nördlich davon liegt die Sandsteinhochebene des Sollings. Im Osten ist diesem Gebirge der nord-südlich verlaufende Muschelkalkrücken der Weser vorgelagert. Im Norden streichen die beiden Parallelfetten der Grubenhagener Berge, sowie etwas entfernter der Elfas, die Homburggruppe und der Bogler, von Südost nach Nordwest zur mittleren Weser. Hieran schließt sich die felsberühmte, langgestreckte Ellipse der Hilsmulde. Eine breite Senke scheidet sie vom Osterwald und Kleinen Deister. Diesen trennt ein enger Paß vom eigentlichen Deister, dessen nach Südwest umgebogenes, durch das Auetal abgesetztes Gegenstück der Bückeberg bildet. Etwas weiter südlich beginnt mit dem Süntel jener lange Zug, der sich als Weserkette bis zur Porta Westfalica hinzieht.

Am linken Weserufer liegt dem Dransfelder Höhenland gegenüber der Reinhardswald. Sein Westabhang leitet über zu jenem langgestreckten, welligen Gelände, das sich zwischen der Weser einerseits und den Rämmen der Egge und des Teutoburger Waldes andererseits hinzieht und sich gliedern läßt in Warburger Börde, Hörxtersches Hügelland (oder Paderborner Hochfläche) und Lippisches Hügelland. Die westliche Fortsetzung dieses Landstriches ist dann das Ravensbergische und Osnabrückische Hügelland; seine südliche Begrenzung gegen das Münsterland bildet auch hier der Teutoburger Wald, in jenem westlichen Teile meist Osning genannt, und zwar bis zu seinem Ende in der Nähe der Ems bei Bevergern, die nördliche der auf dem linken Ufer des Stromes liegende Teil der Weserkette, streckenweise Wiehengebirge genannt.

Dieses bunte orographische Bild in seinen Einzelzügen zu verstehen, kann uns nur der Geologe lehren. Wir werden zunächst seinem Vortrage zu lauschen haben.

## II. Der geologische Bau des Weserberglandes und des Teutoburger Waldes.

Von Professor Dr. H. Stille-Hannover.

Die topographische Vielgestaltigkeit des Berg- und Hügellandes zwischen Teutoburger Wald, Leinetal und Norddeutscher Tiefebene, des Weserberglandes, steht in engstem Zusammenhange mit der Mannigfaltigkeit des geologischen Aufbaues. Zwar ist die Zahl der Formationen, die ausgedehntere Flächen bedecken, keine ungewöhnlich große, und haben wir es in der Hauptsache nur mit den Sedimenten des Mittelalters der Erde, der mesozoischen Zeit, zu tun; aber die Lagerungsverhältnisse sind äußerst mannigfaltiger Art und teilweise nur schwierig

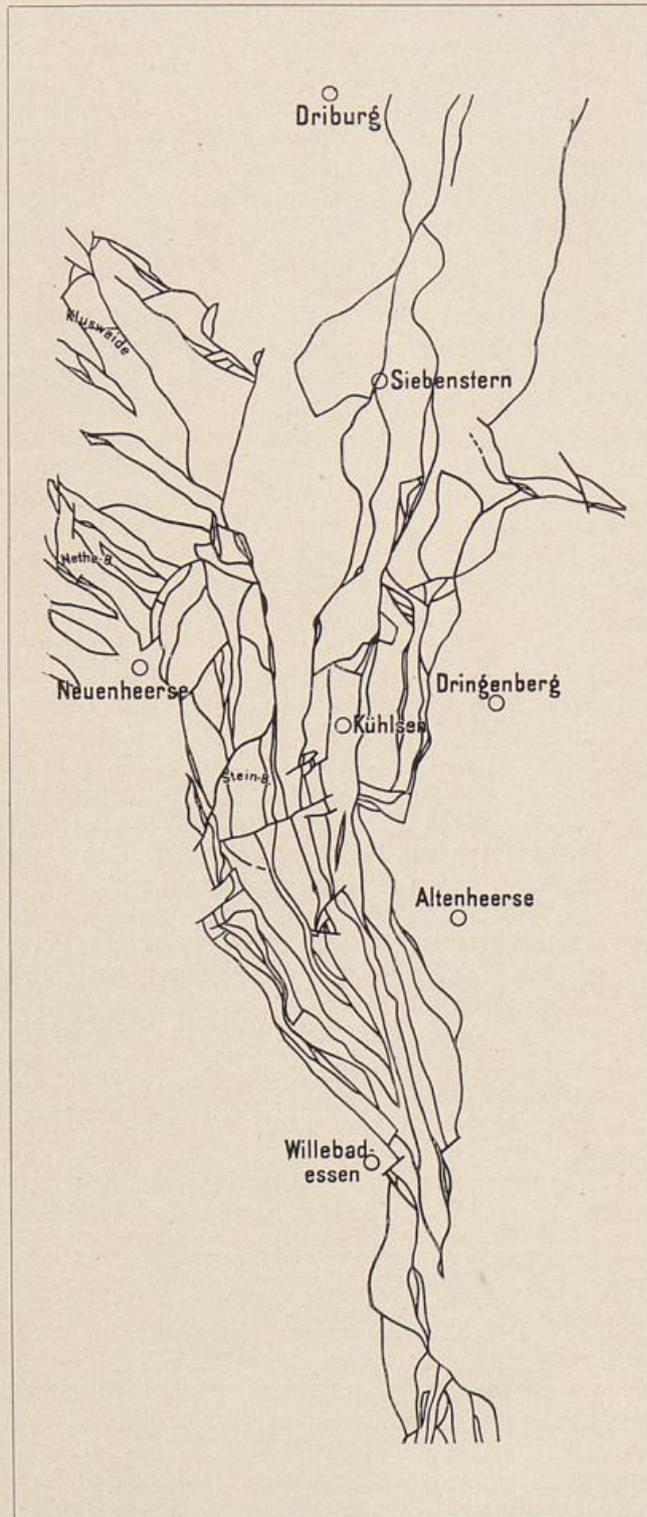


Abb. 2. Das Verwerfungssystem entlang dem Egge-Gebirge zwischen Driburg und Willebadessen, aufgenommen von S. Stille 1903—1904. Maßstab etwa 1:80000.

deutbar, Faltungen sind nach wechselnden Richtungen eingetreten und Verwerfungen durchsetzen den Boden in solcher Zahl, daß er stellenweise als ein förmliches Mosaik durcheinandergewürfelter Schollen erscheint. Abbildung 2 zeigt ein System von Verwerfungen aus dem östlichen Vorlande des Eggegebirges, das den Untergrund dort in hunderte einzelner Schollen zerreißt. An den durch tektonische Kräfte gegeneinander verschobenen Schollen haben dann die Kräfte der Abtragung oder Denudation angeknüpft, um das wechselvolle Bild unserer Landschaft hervorzuzaubern. Weiches Material ist ihnen leicht zum Opfer gefallen, hartes hat Widerstand geleistet und ist damit aus den umgebenden mürbereren Schichten zu den lang sich hinziehenden Bergrippen und gedrungeneren Kuppen herausgearbeitet worden, die heute das bestimmendste Element der Landschaft ausmachen. In der Hauptsache bedingt also die wechselnde Widerstandsfähigkeit der Schichtkomplexe das heutige Relief; gegenüber ihrer Nachbarschaft gesunkene Komplexe, wie der Hils, können dabei als hochragende Bergzüge erscheinen, sobald nur widerstandsfähiges Material sie zusammensetzt, während die Linien geologisch höchster Heraushebung oft genug in Talungen verlaufen, falls mürbe Schichten, wie z. B. Röt, in ihnen liegen. Der Betrag





Abb. 3. Keuperlandschaft bei Nerzen, südwestlich von Hameln. Die höhere Bergstufe wird vom Rhät (Oberer Keuper), die tiefere von Schilfsandstein (Mittlerer Keuper) gebildet.  
Nach einer Photographie von S. Stille 1908.

und Hameln-Lage durchschneiden, finden wir die schönsten Beispiele der Abhängigkeit der Bodengestaltung von der Zusammensetzung des Untergrundes, indem die Niederungen von den mürben Mergeln und Tonen, die Höhen von den Sandsteinen und Quarziten des Keupers zusammengesetzt werden (Abb. 3). Namentlich die technisch recht wertvollen Quarzite des oberen Keupers oder Rhäts decken häufig die Bergkuppen, wie den Klüt bei Hameln, die Lemgoer Mark bei Lemgo, Winterberg, Herrmannsberg und Schwalenberger Wald südwestlich von Pyrmont und den Köterberg bei Holzminden, eine der höchsten Kuppen zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge. Ferner hat der Keuper zwischen Osnung und Wiehengebirge in der Gegend von Melle und Osnabrück recht erhebliche Verbreitung.

Vom Jura bestehen die untere und mittlere Abteilung, der Lias (Schwarzer Jura) und der Dogger (Brauner Jura), vorwiegend aus mürben Tonen, die obere Abteilung, der Malm (Weißer Jura), aber vorwiegend aus festen Kalken, und so ist es nur natürlich, daß erstere im allgemeinen in Talungen und an flachen Hängen zu suchen sind, während der Malm Bergzüge bildet. Das Einbeck-Markoldendorfer Becken, das dem Solling nach Nordosten vorgelagert ist, die Liaspartien im östlichen Vorlande des Eggegebirges und die Herforder Liasmulde zwischen Bielefeld und Herford sind Beispiele für Niederungsgebiete der älteren Juraschichten, während die lang sich hinziehende Bergkette des Ith zwischen Copenbrügge und Eschershausen, der Kahnstein und der Selter, der Deister bei Springe, der Saupark (Abb. 6) und die Weserkette (Abb. 4) vom Weißen Jura gekrönt werden. Vorwiegend ist es der sogenannte Korallenoolith des Weißen Jura, der die Felsklippen am obersten Hange der genannten Bergzüge zusammensetzt, so die Dielmisser Felsen, Hammerslust, Poppenstein und Mönchsstein am Ith, den Bielfstein am Deister, den Hohenstein und die Lühdenener Klippen an der Weserkette. In der Weserkette westlich der Porta Westfalica, d. h. im Wiehengebirge, und auch schon etwas östlich der Porta erreichen in dem vorwiegend aus Tonen bestehenden Dogger harte Sandsteine (Portasandsteine) eine erheblichere Mächtigkeit und setzen stellenweise wie an der Porta den Gebirgskamm zusammen, und ein anderer fester Horizont des Braunen Jura, das aus eisen-schüssigen Kalksandsteinen bestehende „Cornbrash“, bildet weithin kleine Vorberge zur Hauptkette.

Im Gegensatz zu der ziemlich erheblichen Mächtigkeit des Weißen Juras in der Weserkette steht die geringe Entwicklung dieser Formation am Teutoburger

Walde, in dessen südlichem Teile, dem Eggegebirge, sie überhaupt nicht bekannt ist. Teilweise mag die Ablagerung dieser Schichten unterblieben sein, teilweise sind aber auch Wiederzerstörungen bald nach erfolgter Ablagerung, teilweise auch Verwerfungen der Grund der heutigen Lückenhaftigkeit der Weißjuraprofile.

An der Basis der Kreideformation, des obersten Teiles der mesozoischen Formationsgruppe, liegt in Nordwestdeutschland der sogenannte Wealden, der im Gegensatz zu allen ihn überlagernden Kreideschichten in der Hauptsache keine Bildung des Meeres, sondern eine solche festländischer Sümpfe ist. Das Hauptglied ist der Wealdensandstein, auch Deister sandstein genannt, der die Höhen der Bückeberge, des Deisters, des östlichen Süntels, des Nesselberges und Osterwaldes zusammensetzt und hier Kohlenflöze umschließt, die z. B. bei Obernkirchen, Barsinghausen und am Osterwalde Gegenstand des Bergbaues sind. Neben dem Sandstein finden sich auch Schiefertone, und zwar entweder nur im obersten Teile, wie am Osterwalde und südöstlichen Deister, oder im obersten und untersten Teile, wie am Süntel, im nordwestlichen Deister und in den Bückebürgen.

Die Landschaftsentwicklung im Weißjura-Wealdengebiet ist eine verschiedene, je nachdem die stellenweise sehr mächtige Folge der mürben „Münder Mergel“ zwischen den Kalken des Weißen Juras und den gleichfalls vorwiegend festen Gesteinen des Wealden vorhanden ist oder nicht. In ersterem Falle, den wir als den Normalfall bezeichnen können, haben wir zwei Parallelzüge, deren einer aus Weißjurajschichten, deren anderer aus Wealdensandstein besteht und die durch eine vorwiegend von Münder Mergeln erfüllte Niederung getrennt sind. Diesen Fall beobachten wir z. B. in der Linie Rinteln-Bückeburg (Abb. 4), wo die Weserkette aus Weißem Jura, der Parallelzug des Harri aus Wealden besteht und die trennende Niederung, in der Bad Gilfen liegt, im Untergrunde in der Hauptsache die Münder Mergel enthält, oder südwestlich Springe, wo den Saupark der Weiße Jura, den Nesselberg der Wealden und das Längstal zwischen beiden die Münder Mergel zusammensetzen (Abb. 5 und 6, westlicher Teil). Ein solches Längstal fehlt natürlich, wo die Münder Mergel nicht vorhanden sind, und so verschmelzen z. B. am südöstlichen Deister Weißjura und Wealden zu einem einheitlichen Zuge (Abb. 6, östlicher Teil). Das Fehlen der Münder Mergel und anderer Weißjurajschichten ist dabei durch Abtragungen vor Ablagerung des Serpulits, des obersten Gliedes des Weißen Juras, bedingt, der vielfach diskordant ältere Schichtkomplexe überlagert. Westlich Bückeburg nehmen die mürben Schiefer gegenüber den Sandsteinen immer mehr überhand, und im Zusammenhang damit verflacht sich der weiter östlich hochaufragende Wealdenzug der Bückeberge und verschwindet mit der Klus bei Bückeburg schließlich ganz unter dem Diluvium der Norddeutschen Tiefebene.

Am Teutoburger Walde kennen wir Wealden etwa erst von Örlinghausen an nordwestwärts; namentlich südlich Osnabrück nimmt er weite Flächen ein und bildet dabei auch höhere Berggruppen. Der früher an mehreren Orten umgehende Bergbau auf die Wealdenkohlen des Teutoburger Waldes ist jetzt ganz zum Erliegen gekommen.

Das Neokom, der untere Teil der marinen Unteren Kreide, tritt in zweierlei Fazies auf, und zwar als Ton entlang dem Nordfuße der Bückeberge und des



Abb. 4. Profil durch Weserkette und Bückeberge.

Maßstab der Längen ca. 1:50000, der Höhen ca. 1:25000. 1 = Brauner Jura. 2 = Weißer Jura, ausschließlich Münder Mergel und Serpulit. 3 = Münder Mergel. 4 = Serpulit. 5 = Unterer Wealdenschiefer. 6 = Wealdensandstein. 7 = Oberer Wealdenschiefer. 8 = Neocomtöne.

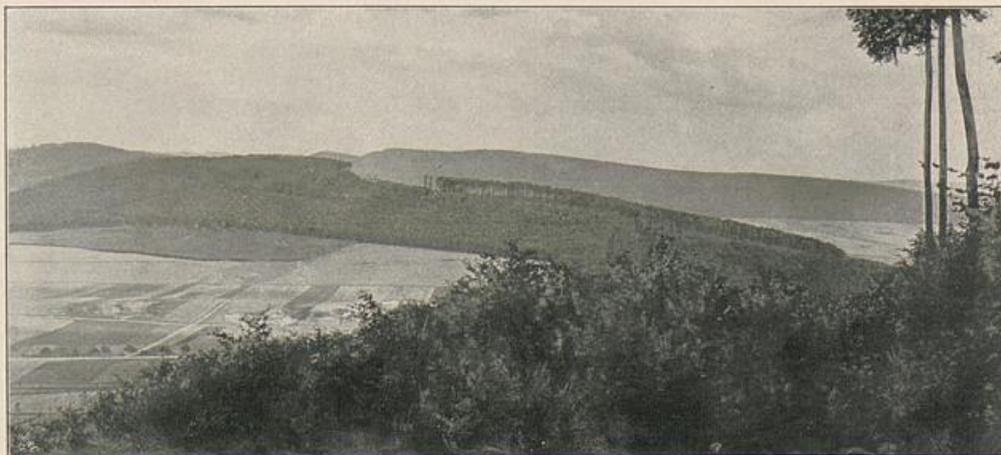


Abb. 5. Blick vom Deister über das Tal von Springe (Vias und Dogger) zum Saupark (mittlerer Bergzug, Weißer Jura) und Nesselberg (hinterer Bergzug, Wealden). Zwischen Saupark und Nesselberg liegt das von Mündler Mergel erfüllte Längstal (s. Abb. 6). Nach einer Photographie von F. Schöndorf 1908. (Zu Seite 9.)

Deisters, am Süntel, Osterwalde und Hils, als Sandstein am Teutoburger Walde. Dementsprechend ist die landschaftliche Erscheinungsform eine völlig verschiedene. Den Untergrund von Niederungsgebieten bildet er bei Bückeburg, Stadthagen und in der Deistermulde zwischen Deister einerseits, Stemmer und Gehrdenener Berg andererseits, aufragende Bergzüge bezeichnen seinen Verlauf entlang dem Teutoburger Walde von der Burg Blankenrode im äußersten Süden bis Bevergern östlich der Ems. Als ununterbrochenes Band krönt der Teutoburgerwaldsandstein, der von Altenbeken an nordwärts außer dem Neokom noch den tiefsten Teil der folgenden Stufe, des Gault, umfaßt, den östlichen Steilhang des Eggegebirges und bildet hier die Wasserscheide zwischen Weser und Rhein; die Felsnadeln der Externsteine bei Horn bestehen aus ihm, wie weiterhin ganz oder zum größten Teile der Stenberg bei Berlebeck, die Grottenburg bei Detmold, der Lönsberg bei Srlinghausen, die Hünenburg bei Bielefeld, der Barenberg bei Borgholzhausen und der Dörenberg bei Iburg.

Der Gegensatz zwischen der Sandsteinfazies des Neokoms am Teutoburger Walde und der Tonfazies in den nordöstlich liegenden Gebieten findet seine einfache Erklärung dadurch, daß im Gebiete des heutigen Westfalens ein Festland entstanden war und in dessen Umrandungsgebiete, d. h. dort, wo sich heute der Teutoburger Wald erhebt, Sande und Gerölllagen sedimentiert wurden, während in die küstenferneren Gebiete nur noch die feineren tonigen Materialien transportiert werden konnten.

Den oberen Teil der Unteren Kreide, den Gault, finden wir am Hils zu unterst durch den „Hils sandstein“ vertreten, der hier den Kamm mit der höchsten

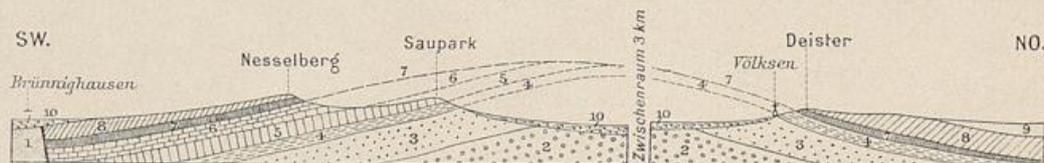


Abb. 6. Der Deister-Saupark-Sattel. (Zu Seite 9 u. 18.)

Maßstab ca. 1:125000. 1 = Mittlerer Keuper. 2 = Vias. 3 = Dogger. 4 = Oxford. 5 = Kimmeridge, Gigaschichten und Plattenfalte. 6 = Mündler Mergel. 7 = Serpulit. 8 = Wealden. 9 = Neocom. 10 = Diluvium. Zur Abkürzung des Profiles ist die Berwerfung zwischen Keuper und Wealden, die erst südwestlich Brünninghausen durchsetzt, etwas nach Nordosten verschoben.

Erhebung, der „Bloßen Zelle“, zusammensetzt, und ferner durch „Minimuston“ und „Flammenmergel“; dem Hils sandstein entspricht an der südlichen Egge, so am Altenbekener Tunnel, ein glaukonitischer, sandiger Ton, am übrigen Teutoburger Walde der obere Teil des Teutoburgerwaldsandsteins, dem Minimuston bei Altenbeken und weiter südlich der rotgefärbte „Gaultsandstein“, am übrigen Teutoburger Walde der „Grünsand des Osning“, und Flammenmergel ist am ganzen Teutoburger Walde in ähnlicher Entwicklung, wie am Hils, vorhanden.

Von der oberen Kreide sind Cenoman und Turon in der Hauptsache durch hellgefärbte, teils etwas mergelige Kalk, sogenannte „Pläner“, vertreten. Diese setzen am Hils bei Grünenplan und Kaierde den Heimberg, Idtberg und Fahrenberg zusammen und haben ihre weiteste Verbreitung am Teutoburger Walde. Dort bauen sie im Hinterlande der Egge die gesamten Bergrücken bis hin zur Senne auf, die hier an Höhe hinter dem Kamm des Teutoburgerwaldsandsteins etwas zurückbleiben, während am Osning der Pläner in gezackten Kämmen vielfach den ihm nördlich parallel verlaufenden Sandstein überragt. An der Basis der Plänerformation bilden die Cenomanmergel infolge der geringen Widerstands-



⊠ Abb. 7. Das Längstal der Cenomanmergel bei Berlebede im Teutoburger Walde.  
Nach einer Photographie von S. Stille 1908. ⊠

fähigkeit gegen die Verwitterung ein Längstal zwischen dem Bergzuge der Unteren Kreide und den Plänerbergen, das am ganzen Teutoburger Walde als höchst charakteristisches Landschaftselement zu verfolgen ist (Abb. 7). In ihm liegen an der Egge die Ortschaften Herbram, Schwaney, Bufe, Altenbeken, Feldrom, und hier hat es bei flacher Lagerung der Schichten eine erhebliche Breite, während es am Osning bei steiler Stellung der Schichten und entsprechender Verschmälerung ihres Ausgehenden weniger breit, aber nicht minder deutlich verfolgbar ist.

Das Senon ist im Gebiete des Teutoburger Waldes durch die wenig widerstandsfähigen „Emscher Mergel“ vertreten, und es ist nur natürlich, daß in der Linie Brackwede-Schlagen-Lipp Springs-Paderborn, in der es an die harten Pläner des Teutoburger Waldes angrenzt, das Gebirge seinen Süd- beziehungsweise Ostrand erreicht und die weite Ebene beginnt, die unter einer zum Teil recht mächtigen Decke von Quartärbildungen die senonen Schichten enthält.

Tertiärgebirge ist nur in vereinzelt, meist versenkten Schollen bekannt, von denen diejenige von Bünde in Westfalen wegen ihres großen Reichtums an oberoligocänen Versteinerungen besondere Berühmtheit erlangt hat. In die Tertiärzeit fallen auch die Ergüsse basaltischer Gesteine, die wir im südlichsten Teile des Wesergebirgslandes, z. B. in der Warburger Börde (Desenberg bei Warburg, Hüffenberg bei Eifen), am Reinhardswalde (Sahrenberg, Staufenberg, Saba-

burg), Solling (Bramburg) und südlich des Solling (Hoher Hagen) finden. Der nördlichste deutsche Basalt bildet einen kurzen und schmalen Gang in der Trias von Sandebeck am Eggegebirge.

Von Detmold zum Wesertale südlich Hameln und weiter um das Nordende des Iths herum in die Hilsmulde hinein, um den Kahnstein und um die Berge an der linken Seite des Leinetales bis nach Freden zieht sich in gewundenem Verlaufe der Südrand der diluvialen Vereisung. Der Lippische Wald lag noch außerhalb derselben, während sie durch die Quertäler des Osninge und zum Teil auch noch über diesen hinweg nach Süden in das Münstersche Becken vordrang. Wie weit die nördlichen Bergzüge des Wesergebirgslandes als Inseln das Inlandeis überragten, mag dahingestellt bleiben, jedenfalls war z. B. der Deister völlig unter Eis begraben, wie Geschiebemergel mit nordischen Blöcken auf der Höhe des kleinen Gebirges am Bielstein beweist, und gleiches war auch bei den Bückebergen der Fall. Frühere höhere Wasserstände unserer Flußtäler, z. B. des Wesertales, deuten die über den heutigen Talböden liegenden Flußterrassen an. Gewaltige Riesausschüttungen sind der Porta Westfalica südöstlich vorgelagert und als Absätze der Weser aus einer Zeit gedeutet worden, in der das Inlandeis die westfälische Pforte von Norden verschloß und die von Süden kommenden Wasser anstaute.

Am Osning und im Lippischen Walde liegen die Kreideschichten tief unter Dünenlanden begraben, die besonders die Täler füllen (Abb. 8), doch auch den Höhen nicht ganz fehlen. Die Südgrenze der Überwehungen (Abb. 9) erklärt sich durch die Lage des Teutoburger Waldes zum Diluvialgebiete der Senne, dem die Sande entstammen, und die vorherrschende südwestliche Richtung der Winde, die den Transport besorgten.

Nach seiner inneren Struktur kann man das Weserbergland insofern als ein „Schollengebirge“ bezeichnen, als in ihm die Zerrissenheit des Untergrundes in größere und kleinere Schollen die hauptsächlichste Erscheinungsform der gebirgsbildenden Kräfte ausmacht. Dabei ist es aber — wenigstens in weiten Teilen — keineswegs ein typisches Schollengebirge, vielmehr tritt uns ein Zusammenschub



Abb. 8. Dünenlandschaft im Lippischen Walde. Nach einer Photographie von S. Stille 1908.

der Schichten zu Sätteln und Mulden, d. h. eine Faltenbildung, weit hin entgegen, die sich am Osning, dem nördlichen Teutoburger Walde, bis zur Steilstellung und Überkipfung großer Schichtenkomplexe steigert, und manche Teile, wie insbesondere den Osning, möchte man geradezu als durch weitgehende Bruchbildung modifizierte kleine Faltengebirge bezeichnen.

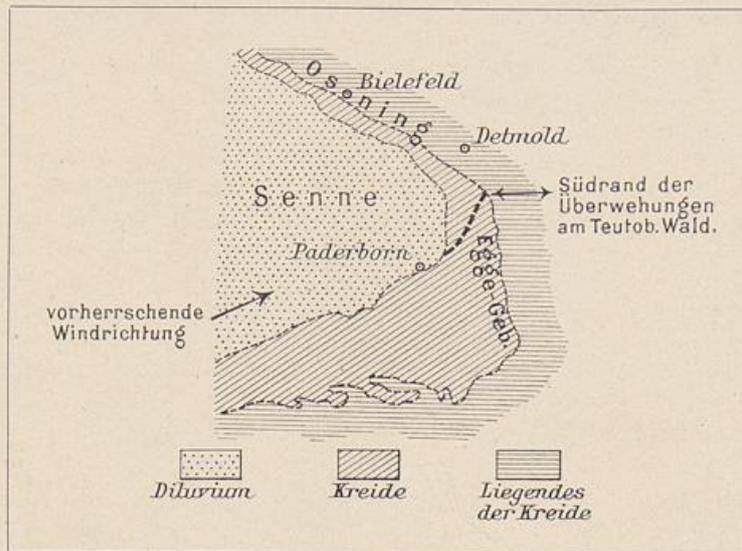


Abb. 9. Südrand der Dünenbildungen am Teutoburger Walde. Maßstab 1:1500000.

Das Streichen der Mehrzahl der Bergzüge, wie des Ith, Hils und Selter, Saupark und Deister, Wesergebirges und Osnings, geht vorwiegend in herzynischem Sinne, d. h. von Südosten nach Nordwesten. Nur zurücktretend findet sich auch nord-südlicher Verlauf der Gebirgszüge, wie am südlichen Teutoburger Walde, dem Eggegebirge, oder südwest-nordöstlicher, wie an den Bückerbergen. Die Richtung der Bergzüge ist durch das gleichfalls vorwiegend herzynisch gehende Streichen der Schichten und Verwerfungen bedingt, während nord-südlich gerichtete, sogenannte „rheinische“ Brüche in unserem Gebiete sehr zurücktreten und erst etwas südlich und östlich desselben, wie im Leinetale zwischen Eichenberg und Northeim, eine große Bedeutung für den Aufbau des Untergrundes gewinnen. Sie besitzen dort die mehr nordnordöstliche Richtung, die so charakteristisch für die gesamte große Bruchzone ist, die vom Oberrheintale durch Wetterau und Hessische Senke, durch das Leinetal und das westliche Randgebiet des Harzes zur Norddeutschen Tiefebene nachweisbar ist. Nicht eigentlich „rheinisch“ ist aber das Eggegebirge gerichtet, wo vielmehr das Generalstreichen der Schichten und Dislokationen nordnordwestlich geht; das Eggegebirge hat aber damit eine Mittelrichtung zwischen der typisch herzynischen (Südost-Nordwest) und typisch rheinischen (Südsüdwest-Nordnordost) Richtung und ist auch das Ergebnis von Gebirgsbildungen in beiderlei Sinne. Indem sich aber der Einfluß der Gebirgsbildung im rheinischen Sinne am Teutoburger Walde von Süden nach Norden verschwächt, gewinnt die herzynische (nordwestliche) die Überhand und bestimmt schließlich allein den Verlauf des Osnings.

Der Überblick über den ziemlich komplizierten Aufbau des Weserberglandes wird durch die Verfolgung der geologischen Achsen erleichtert, d. h. derjenigen Linien, entlang denen eine besonders hohe Heraushebung der Schichten erfolgt ist. Wir beginnen im Nordwesten, im Gebiete von Osning und Wiehengebirge.

Der Osning ist der nördliche, die nordwestliche Richtung befolgende Teil des Teutoburger Waldes, des Randgebirges der Westfälischen Kreidemulde. Während die Kreideschichten aber an der Egge, dem südlichen Teutoburger Walde, flach liegen und höchstens unter 7 bis 9° nach Westen, d. h. zum Innern der Mulde, geneigt sind, bildet am Osning die steile Aufrichtung der Kreideschichten die Regel, und weithin sind sie sogar überkippt, so daß älteres über

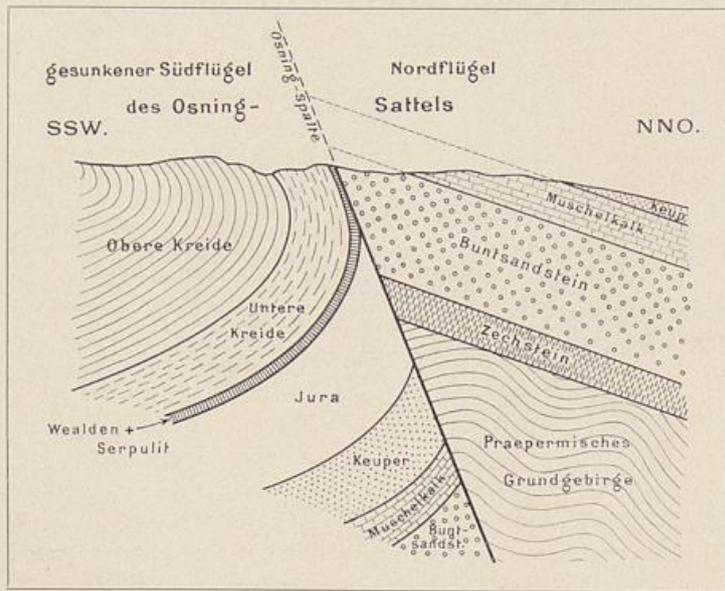


Abb. 10. Schematisches Profil des Osnings (unter Fortlassung der Zwischenstufen zwischen Kreide und Buntsandstein).

jüngerem liegt, wie in dem Quertale von Brackwede-Bielefeld zu beobachten ist. Eine erhebliche Breite besitzt der Teutoburger Wald in seinem südlichen Teile, aber in dem Maße, wie bei steilerer Schichtenstellung der Ausstrich der festen Kreideschichten sich nach Nordwesten zu verschmälert, verringert sich auch die Breite des Gebirges, das endlich zu dem schmalen Zuge des Osnings wird. Nahe an die Kreide des Osnings, von ihr

nur durch schmale Streifen von Jura oder Keuper getrennt, treten Röt und Muschelkalk heran, sind aber im Gegensatz zu den steilgestellten Schichten der Kreide ziemlich flach gelagert und fallen mit schwacher Neigung nach Norden ein, wo sie von Keuper und Jura überdeckt werden (Abb. 10). Im großen und ganzen ist der Osning ein Sattel, aber ein solcher mit derartig tief entlang der Sattelspalte oder einem System von Staffelbrüchen versenktem Südflügel, daß die Kreide in

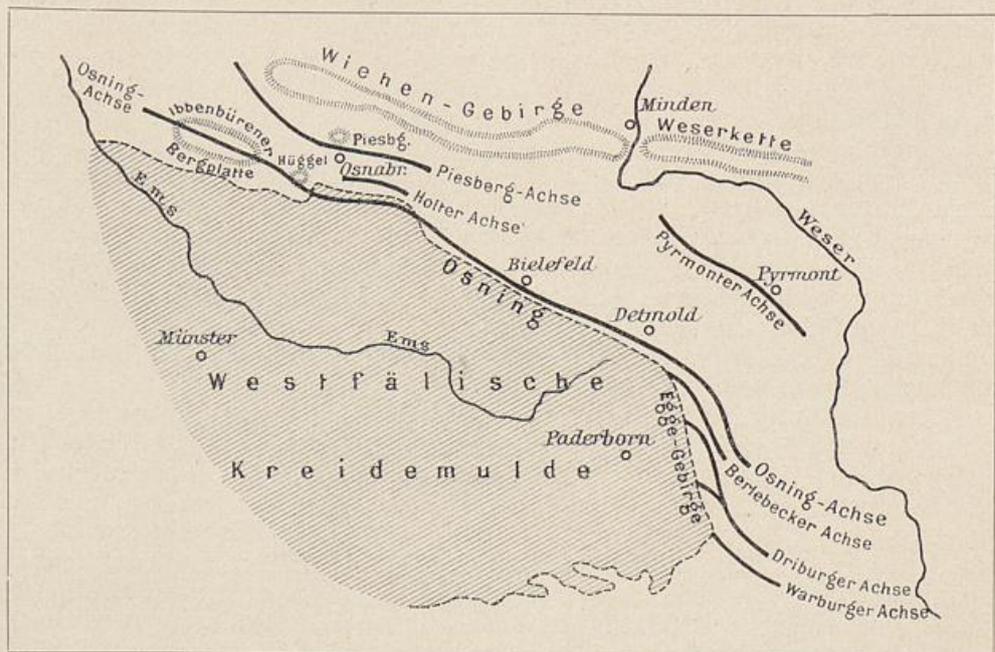


Abb. 11. Die Hebungslinien des Teutoburger Waldes. Maßstab 1:1500000.

das Niveau der älteren Trias des Nordflügels gelangte. Abbildung 10 gibt davon ein schematisches Bild, dem etwa die Gegend östlich Bielefeld zugrunde liegt; in ihm sind zur Vereinfachung der Darstellung die Zwischenstufen zwischen oberem Buntsandstein und Kreide fortgelassen. Die westfälische Kreidemulde erweist sich gegenüber den Triaschichten des Osnings als ein Senkungsfeld großartigen Maßstabes, und der Nordrand dieses Senkungsfeldes fällt zusammen mit dem „Osningabbruch“ entlang der „Osningachse“, der am ganzen Osning zu verfolgenden Hebungslinie dieses Gebirges (Abb. 11). Der Druck, der das Gebirge schuf, kam von Süden, und das Rückland, d. h. der der Druckrichtung zugewandte Teil des Osningstettels ging in die Tiefe, wobei sich die sinkenden\*) Schichttafeln beim Abgleiten entlang der stehenbleibenden\*) Masse des Nordflügels an ihrem äußersten Rande bis zur Überkipfung aufrichteten und die Osningpalte weithin unter Fortwirkung des horizontalen Druckes zur Osning-Überschiebung wurde. Wir haben hier jenen Fall des Zusammenwirkens vertikalen Absinkens und horizontalen Druckes bei sinkendem Rücklande, den E. Suez als „Rückfaltung“ bezeichnet hat.



Abb. 12. Der Teutoburger Wald bei Detmold. Der vordere Bergzug besteht aus Muschelkalk und enthält die „Osning-Achse“, der hintere (Grottenburg mit Hermannsdenkmal) aus Kreide.  
Nach einer Photographie von H. Stille 1908.

Wenn sich nun auch das tektonische Bild des Osnings, wie es in Abbildung 10 aus der Gegend östlich Bielefeld gegeben ist, in der verschiedensten Weise modifiziert, so bleibt doch als etwas Konstantes und Schritt für Schritt zu Verfolgendes die Heraushebung nach einer herzynisch gerichteten, vielfach aufgerissenen Sattellinie, der Osningachse, bestehen, und auch die paläozoischen Horste des Hügels und der Ibbenbürener Bergplatte sind an diese Achse gebunden. Bis etwa bei Detmold liegt sie ganz nahe am Rande der westfälischen Kreide, rückt dann aber etwas von ihr ab. In Abbildung 12 bilden jenseits der Stadt Detmold die nach der Osningachse aufgewölbten Muschelkalkschichten den ersten Bergzug, jenseits dessen die das Hermannsdenkmal tragende Kreidekette sichtbar wird. Weiterhin ist die Achse vom Verfasser bis in das Vorland des Eggegebirges östlich von Driburg verfolgt worden, wo bei Herste diese bedeutendste aller Hebungslinien des Wesergebirgslandes in einem flachen Sattel von Röt und Wellenkalk ausklingt. Hier, wie weiter nördlich bei Hermannsborn, Vinsebeck und in gewissem Sinne auch bei Meinberg, sind an das Sprungsystem entlang der Achse Austritte von Kohlensäure gebunden. Bei Herste verwehren die undurchlässigen Röttschichten

\*) Vergl. Anmerkung Seite 7.



Abb. 13. Kohlensäuresprudel der Firma Kommenhüller A.-G. bei Herste. Nach einer Photographie von Otto Liebert in Holzminden.

der Kohlenäure den Austritt, soweit nicht natürliche Spalten oder künstliche Bohrlöcher die Verbindung zur Tiefe schaffen. Abbildung 13 zeigt uns einen der erhohrten Kohlensäuresprudel der Firma Kommenhüller A.-G. zu Herste, der beim Aufsteigen Wasser mit sich aus der Tiefe emporreißt.

Auf den Röt und Muschelfalk am Nordflügel des Dsningstittels legen sich nördlich Bielefeld die Schichten des Keupers, Lias, Doggers und Malms, und nur unbedeutende Störungen und Auffaltungen modifizieren lokal das Bild einer normalen Schichtfolge vom Dsning zum Wiehengebirge. Letzteres verdankt seinen Charakter als Gebirge allein der hohen Widerstandsfähigkeit der Weißjura- und einzelner Braunjuraschichten gegen

die im Gebiete des Lias und Keupers tief eingreifende Denudation. Das Wiehengebirge ist somit ein „Schichtstufengebirge“ am Nordflügel des Dsningstittels, kein tektonisch selbständiger Gebirgszug, und auch seine Hebungslinie ist für einen Teil seiner Erstreckung die Dsningachse (Abb. 15). Weiter nordwestlich erscheinen aber nördlich der Dsningachse und parallel zu ihr zwei neue Achsen (Abb. 10), diejenige des Holter Sattels und diejenige des Piesberges\*), so daß wir hier

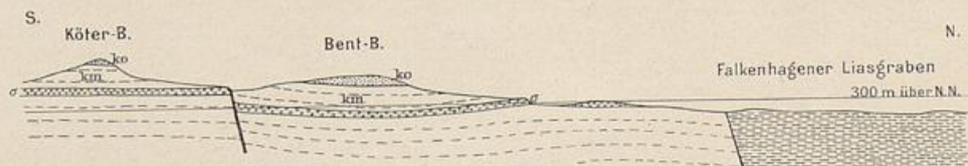


Abb. 14. Profil durch Falkenhagener Liasgraben und Rötberg. Maßstab 1:40000. (Zu Seite 18.)

\*) Den Angaben über die Piesbergachse und die Endigung des Wiehengebirges liegen die Untersuchungen E. Haarmanns zugrunde.



eine Zone eingesunkener Liaschichten, die Falkenhagener Grabenzone. Sie verläuft etwas nördlich des Köterberges, der auf der Höhe aus Oberem Keuper (Rhät) besteht, den wir am Falkenhagener Graben tief versenkt unter dem Lias zu suchen haben. Treppenförmig erfolgt dabei der Abbruch, wie in Abbildung 14 in der Höhenlage des Rhäts am Bentberge zum Ausdruck kommt.

Nach Südosten folgen links der Weser zwischen Hörter und Holzminden als Liegendes der sich allmählich heraushebenden Keupermulde die Schichten des Muschelkalkes, die sich nach Westen in der Brakeler Muschelkalkschwelle fortsetzen, und darunter endlich jenseits der Weser die weit ausgedehnten Buntsandsteinschichten des Sollinger Waldes, die hier vielfach durch grabenförmig versenkte Streifen von Tertiärgebirge unterbrochen sind; an solche versenkten Streifen ist der Braunkohlenbergbau des Sollings gebunden.

Die geologische Fortsetzung des Sollings nach Süden und gewissermaßen nur ein von ihm durch das Wesertal abgetrennter Teil ist der Reinhardswald. Nordöstlich des Sollings, teilweise zwar von ihm durch die Liasversenkung des Einbeck-Markoldendorfer Beckens getrennt, verläuft ein Zug in sich sattelförmig angeordneter und an Verwerfungen gegenüber den Nachbargebieten herausgehobener Buntsandsteinschichten, der die Bergzüge des Elsas, Homburgwaldes und Voglers zusammensetzt. Wir finden in ihm eine wichtige Hebungslinie des Wesergebirgslandes, die wir nach der in sie entfallenden Antiklinale des Elsas als die „Elsasachse“ bezeichnen können und an der im Gebiete der Homburg sogar Zechsteinschichten die Tagesoberfläche erreichen. Gegen die entlang dieser Achse aufragenden alten Schichten liegt nach Feststellungen von D. Grupe der Solling an einer herzynischen Bruchzone abgesunken. Eine Hebungslinie von gleicher tektonischer Bedeutung, die „Leinetalachse“, folgt dem Leinetale zwischen Elze und Groß-Freden und bringt dort die Kalisalze des Zechsteins in abbauwürdige Teufen. Zwischen der Elsas- und der Leinetalachse liegt mit gleichfalls herzynischem Streichen das aus Jura- und Kreideschichten zusammengesetzte tektonische Senkungsfeld der Hilsmulde. Scharf hebt sich in ihr der Weiße Jura heraus, der am Südwestflügel den Ith, am Nordostflügel den Kahnstein, Ihüster Berg, Düinger Berg und Selter zusammensetzt. Das Innere der Mulde bilden Kreideschichten, die den hochaufragenden Bergzug des Hils bilden, nach dem die ganze Mulde benannt ist. Vom Ith zur Weser bei Bodenwerder durchwandern wir Keuper und Muschelkalk quer zu ihrem Streichen und kreuzen die im Fortstreichen leicht verfolgbaren Rücken der festen Schichten, zunächst denjenigen des Rhäts, der zur Hasselburg und zum Schecken (Obensburg) bei Hameln führt, und danach denjenigen des Muschelkalkes. Zwischen dem aus Buntsandstein bestehenden Bogler und dem Muschelkalkzuge bilden die mürben Schichten des Röts, zwischen dem Muschelkalk- und dem Rhätzuge diejenigen des Mittleren Keupers und zwischen Rhätzug und Ith diejenigen des Unteren und Mittleren Juras herzynisch streichende Einsenkungen. Den Gegenflügel des Muschelkalkzuges im Vorlande des Iths finden wir zwischen Kahnstein und Leine in dem Bergzuge des Rulf.

Abbildung 6 auf Seite 10 zeigt ein Profil durch die Bergzüge zwischen dem Nordende der Hilsmulde und der Hamoverschen Tiefebene. Im großen und ganzen haben wir einen Sattel, dessen Kern im Tale von Springe liegt und dessen Flügel vom Deister einerseits, vom Saupark und Nesselberg andererseits gebildet werden. Die miteinander verschmelzenden Bergzüge des Osterwaldes, Sauparks und Nesselberges gehören tektonisch eng zusammen und bilden eine in sich stark zerrüttete Mulde von Wealden und Juraschichten, von der allerdings im nördlichen Teile der Westflügel durch die in Abbildung 6 angedeutete Verwerfung teilweise abgeschnitten ist.

Die am südöstlichen Deister noch fehlenden Mäuler Mergel stellen sich etwa in der Höhe von Springe ein und schwellen nach Westen und Nordwesten stark an, wo aus ihnen in den Salinen von Mäuler und Sooldorf Sole gewonnen

wird. Der nordwestliche Teil des kleinen Deistergebirges besteht in der Hauptmasse aus nordwärts fallenden Schichten des Wealden, und in dem Maße, wie der feste Wealdensandstein nach Bad Nenndorf zu an Mächtigkeit verliert, verringert sich auch die Höhe des Gebirges, wobei allerdings noch allerlei Störungen eine Rolle spielen. Eine schmale Niederung trennt bei Nenndorf das Nordwestende des Deisters von dem Nordostende der Bückeberge, die in diesem äußersten Teile den Namen Heisterberg führen, und Deister und Heisterberg ordnen sich mit ihren Schichten symmetrisch zu einer nord-südlich gerichteten Achse derart, daß wir sie als stark divergierende Flügel eines Sattels ansprechen können. Diese Achse nimmt im Fortstreichen die herzynische Richtung, die der Deister in seiner ganzen Länge befolgt und die auch von den Bückebergen weiter östlich eingeschlagen wird, und die abweichende Richtung der östlichen Bückeberge beruht auf rein lokaler Ausbiegung der Schichten inmitten eines im übrigen herzynischen Sattelsystems.

Wir sahen bereits, daß die Bückeberge eine durch die Widerstandsfähigkeit der Wealdensandsteine bedingte Gebirgsschwelle im Hangenden des Juras der Wesergebirgskette und des südlich der Weser sich heraushebenden Keupers sind (Abb. 4). Die Wesergebirgskette führt nach Osten zum Süntel, und zwar bilden die Weißjurasschichten im Fortstreichen der Weserkette, wie neuerdings E. Scholz im einzelnen untersucht hat, den Südflügel der Süntel-Synklinale, deren Inneres im östlichen Teile des kleinen Gebirges neben gering ausgedehntem Neokom die im großen und ganzen die Form eines Hufeisens beschreibenden Schichten des Wealden einnehmen, die den Untergrund der höchsten Erhebungen des Süntels bilden.

### III. Klima und Gewässer.

Das Klima des Weserberglandes ist als ein gemäßigtes zu bezeichnen. Die mittlere Jahrestemperatur in den Haupttälern bis zum Oberlauf der Flüsse beträgt wie im nördlich vorgelagerten Flachlande über  $8^{\circ}\text{C}$ , während sie auf den Höhen auf  $6^{\circ}$  sinkt. Die Verteilung der Wärme auf die vier Jahreszeiten ist aber wesentlich anders als im Flachlande. Der Januar zeigt bis Münden hinauf in den Tälern einen mittleren Stand von  $0^{\circ}$ , auf den Höhen von  $-1^{\circ}$ , ist also kälter als an der Küste, wo das Meer erwärmend wirkt, und wärmer als auf den benachbarten Mittelgebirgen, Harz, Rhön, Thüringer Wald mit  $-3$  bis  $-4^{\circ}$ . Im April dagegen übertrifft die Mitteltemperatur der Gebirgstäler die des Flachlandes, da der höhere Sonnenstand im Süden sich bereits bemerkbar macht, während in größerer Seennähe das noch winterlich kalte Meerwasser die Lufttemperatur ungünstig beeinflusst. Es steht in dieser Jahreszeit der Küstentemperatur von etwa  $7^{\circ}$  eine solche von  $8^{\circ}$  in den Tälern des oberen Wesergebietes gegenüber. Die Höhen freilich haben auch dann im Mittel nur 5 bis  $6^{\circ}$ , übertreffen aber immerhin noch die Rhön mit  $3^{\circ}$ , den Thüringer Wald mit  $2^{\circ}$  und den Brocken mit  $0,5^{\circ}$ . Im Juli haben die Täler des Hügellandes ungefähr die gleiche Temperatur wie das Flachland, nämlich 17 bis  $18^{\circ}$ , da die entgegengesetzte Wirkung des höheren Sonnenstandes im Süden und der absolut höheren Lage einander aufheben. In größeren Höhen zeigt sich dagegen schnelle Abnahme der Temperatur, auf den 300 bis 500 m hohen Weserbergen bis zu  $15^{\circ}$  (vergleiche Rhön  $13^{\circ}$ , Kamm des Thüringer Waldes  $12^{\circ}$ , Brocken  $11^{\circ}$ ). Der Oktober endlich weist ähnliche Zahlen auf wie der Jahresdurchschnitt.

Die Zunahme und Abnahme der Temperatur erfolgt nicht gleichmäßig von Monat zu Monat. Die rascheste Steigerung erfolgt um 4 bis  $5^{\circ}$  vom April zum Mai, der stärkste Absturz vom Oktober zum November; langsam dagegen (etwa um  $1^{\circ}$ ) ist die Temperaturabnahme vom Juli zum August und vom