# Grundzüge einer vergleichenden Morphologie der kristallinen Gebiete von Spessart und Odenwald.

Von **Wilhelm Credner.**

Wie die vergleichende Betrachtung von Teilen der Erdoberfläche als eigentlich geographische Methode aller länderkundlichen Forschung zugrunde liegt, so muß sie in ein Teilgebiet der Geographie, die Morphologie hineingetragen und auf ihrem Wesen nach ähnliche Gebiete angewandt auch zur schärferen Erfassung ihrer morphologischen Eigenarten und der diesen zugrunde liegenden Kausalitäten führen.

Als solche ihrem Wesen nach ähnliche Gebiete treten uns im Norden Südwestdeutschlands Vor-Spessart und vorderer Odenwald entgegen[1]. Beide fallen in klar ausgebildeten Bruchstufen gegen die weiten Niederungen der Main- und Rheinebene ab, und im Osten bildet die ziemlich geschlossene, waldbedeckte Stufe des Buntsandsteins ihre Grenzen. Beide Gebiete aus kristallinen Gesteinen aufgebaut, beide Teile des eingerumpften varistischen Gebirges, beide als unterste Landterrassen der südwestdeutschen Stufenlandschaft von der Decke der Sedimente befreit zeigen eine völlig verschiedene Physiognomie.

Den Ursachen dieser Verschiedenheiten nachzugehen war die Aufgabe einer größeren Arbeit[2], deren Drucklegung der Zeitverhältnisse wegen unterbleiben mußte. Unter Hinweis auf diese Arbeit, die auch in weitem Umfange Beobachtungsmaterial erbringt, will ich im folgenden versuchen, auf engem Raum den Gang der Untersuchung und ihre Ergebnisse zur Darstellung zu bringen.

---

[1] Beim Lesen der Arbeit wird im allgemeinen die geologische Karte im Maßstab 1:100000 des Spessarts von Bücking (Abh. d. Pr. Geol. Ldsanst., N. F., H. 12, 1892), des Odenwaldes von Klemm (Darmstadt, 1911) ausreichen.

[2] W. Credner, Die Oberflächengestalt der kristallinen Gebiete von Spessart und Odenwald. Geographische Dissertation, Heidelberg 1922. XVIII u. 271 S., 20 Skizzen und Lichtbilder. Die Arbeit liegt in je 1 Exemplar in Maschinenschrift in der Staatsbibliothek zu Berlin, der Universitätsbibliothek und den geogr. und geol. Instituten der Universität Heidelberg. 2 Exemplare im Besitz des Verfassers.

Um zu einer scharfen Problemstellung zu kommen, gilt es zunächst, die Formen beider Gebirge im Großen zu charakterisieren und die Grundzüge ihrer Verschiedenheiten festzulegen.

Wenn man vom Westrande des Vor-Spessarts, wo dieser im Hahnenkamm (437 m) seinen höchsten Punkt erreicht, den Blick ostwärts über die kristalline Landterrasse schweifen läßt gegen die Buntsandsteinstufe, die mit ihren Tannenwäldern scharf gegen die meist offene Feldlandschaft absetzt, so bietet sich einem das Bild eines kräftig zertalten Berglandes, dessen einzelne Höhen sehr breite Rückenformen zeigen, und alle diese Höhen fügen sich in ein ziemlich einheitliches Niveau, das von Osten her, wo die Buntsandsteinstufe die kristalline Landterrasse freigibt, allmählich nach Westen ansteigt. Völlig einheitlich ist jedoch das Bild der Landschaft, die wir überblicken, nicht. Im Süden, im Gebiet der weiten Talung der Aschaff zeigt sich ein etwas lebhafteres Relief. Die Rückenformen sind nicht ganz so einfach, das Landschaftsbild ist unruhiger, obgleich die Tiefe der Zertalung der geringeren Höhe des westlichen Bruchrandes wegen erheblich nachläßt. Dieser Wechsel des Landschaftsbildes, der sich in allmählichem Übergang vollzieht, läßt uns innerhalb der Landterrasse des Vor-Spessarts zwei voneinander verschiedene Teile[1] abgliedern, die Kahllandschaft im Norden, die Aschafflandschaft im Süden.

Ganz anders und der großen Einheitlichkeit des Vor-Spessarts geradezu entgegengesetzt ist das Landschaftsbild, das sich vor unseren Augen entrollt, wenn wir vom höchsten Punkte des Odenwaldes, vom Kaiserturm auf der Neunkircher Höhe (605 m) Umschau halten. Ganz im Norden die weiten Waldungen der Rotliegendlandschaft von Messel, aus der dann mit offenen Feldflächen das nördliche Bergland ansteigt, am Westrand überragt von den Höhen des Frankensteinzuges und des Melibokus. Der Übergang zur Neunkircher Höhengruppe, die sich als beherrschendes Hochgebiet von Heppenheim an der Bergstraße nordöstlich streichend hinzieht, findet hier im Norden allmählich statt. Im Osten und Westen und Süden setzen ihre Höhen aber scharf gegen Senkengebiete ab, gegen die kleine Senke von Gronau, die den Abfall zur Rheinebene vermittelt, und die Gersprenzsenke, die sie vom östlichsten, in die Buntsandsteingebiete über-

[1] Die Rotliegendlandschaft südlich der Kinzig wird hier nicht mitbehandelt, da sie bereits von anderer Seite in Angriff genommen ist.

leitenden Hochgebiet, der Böllsteiner Höhe trennt. Das größte und am kräftigsten gegen die Rahmenlandschaften absetzende Tiefgebiet ist aber die Weschnitzsenke, die im Süden vom Zuge der Tromm und dem südlichen Bergland begrenzt, im Westen gegen die Rheinebene von der Juhöhen-Scholle abgeschlossen wird. Der erste Eindruck, der sich bei diesem Überblick dem Beschauer aufdrängt, ist also der, daß wir es hier nicht mit einem so einheitlichen Gebilde zu tun haben wie dem Vor-Spessart, daß wir uns vielmehr einem ganzen Komplex von besonders gearteten orographischen Elementen gegenüber befinden.

Aber nicht nur dieser Wechsel im Nebeneinander von Hoch- und Tiefgebieten unterscheidet beide Gebiete wesentlich voneinander. Es ist weiter das viel stärkere Relief auch im Kleinen, das weite Teile des Odenwaldes kennzeichnet, ähnlich jenen Verhältnissen, die sich südlich der Aschaff fanden, im Spessart also nur einen sehr kleinen Raum einnahmen. Als weiteres Element der Verschiedenheit kommen im Odenwald die besonders vor der Buntsandsteinstufe sich findenden Ebenheiten hinzu, wie sie die Hochgebiete von Böllstein, den Zug der Tromm und in schönster Erhaltung die Gegend von Oberabtsteinach im südlichen Bergland aufweisen. Solche Flächen sucht man im Spessart vergebens. Wohl fügen sich hier die Höhen in ein ziemlich einheitliches Niveau, aber größere Ebenheiten auf den einzelnen Höhenrücken fehlen.

Dies sind die Kernpunkte der Verschiedenheiten beider Gebirge, neben denen sich noch zahlreiche Verschiedenheiten in der Anlage und Ausbildung der Täler und der Vollformen während der Untersuchung herausstellen, die mit zur Klärung der Verschiedenheit der großen Formelemente benutzt werden.

Die Fragestellung ist also die: Welches sind die Ursachen der festgestellten großen Formverschiedenheiten beider Gebirge?

In welcher Richtung wird Antwort auf diese Frage zu suchen sein? Varistische Faltung, permische Einrumpfung und auf diese folgend die Ablagerung der ganzen Folge der mesozoischen Sedimente, dann Hebung und endgültige Festlandwerdung wohl gegen Ausgang der Jurazeit und dadurch eingeleitet die Periode der Abtragung. Bewegung der Schollen und Abtragung haben zur Entfernung der Sedimentdecke über unserem Gebiete geführt und den kristallinen Untergrund freigelegt.

In dem Augenblick, wo der erste Bachlauf das Grundgebirge anritzt, macht sich dessen Eigenart und bei verschiedenen Gestei-

nen, deren Verschiedenheit den Kräften der Abtragung gegenüber bemerkbar. Wie weit sind die in beiden Gebirgen festgestellten Verschiedenheiten durch die Verschiedenheit der am Aufbau beteiligten kristallinen Gesteine bedingt?

Der Stufenrückzug gibt immer größere Gebiete des kristallinen Rumpfes frei. Es ist die Möglichkeit gegeben, daß die alten Formen der permischen Abtragungsfläche wieder im Landschaftsbilde wirksam werden. Welche Verschiedenheiten beider Gebiete beruhen auf der Verschiedenheit der alten Rumpffläche und des Grades ihrer Erhaltung?

Während die Abtragung arbeitet, können die Schollenbewegungen ihren Fortlauf nehmen. Sie können in beiden Gebieten verschieden verlaufen. Welche Verschiedenheiten beider Gebiete sind ein Ausdruck des ungleichen Ablaufs der Schollenbewegungen?

Die Kräfte der Abtragung stellt das Klima. Für die Verschiedenheit der Formen kommt es jedoch nicht in Frage. Beide Gebiete liegen in unmittelbarer Nachbarschaft voneinander. Änderung der Niederschlagsmengen in einem wird auch das andere treffen. Die Stärke der Änderung kann zwar bei beiden der verschiedenen Höhe wegen verschieden sein; eine gewisse Parallelität der Formentwicklung muß jedoch gewahrt bleiben.

Die Grundzüge der Verschiedenheiten sind erkannt und es liegen nun auch die drei Grundfragen klar vor uns, die es zu beantworten gilt, wie weit nämlich die Verschiedenheit bedingt ist durch 1. die Baustoffe und ihre Lagerung, 2. die Verschiedenheit der permischen Abtragungsfläche und des Grades ihrer Erhaltung, 3. die Verschiedenheit des Ablaufs der Schollenbewegung in beiden Gebirgen.

## I. Kurze Übersicht über den inneren Bau.

Metamorphe Sedimentgesteine einerseits, Intrusivgesteine, die diesen Metamorphismus hervorgerufen haben, andrerseits sind die Hauptkomponenten der am Aufbau beider Gebirge beteiligten Gesteinsmassen. In beiden Gebirgen ist aber der Anteil dieser Gesteinskomponenten ein sehr verschiedener. Im Spessart nehmen die Glimmerschiefer und Quarzitglimmerschiefer den größeren Teil des freigelegten kristallinen Rumpfes ein und treten als geschlossenes einheitliches Gesteinsgebiet in Erscheinung. Im vorderen Odenwald treten die metamorphen Sedimente, die in zahlreichen zerstreuten, meist räumlich beschränkten Vorkommen auftreten, völ-

lig hinter den Massen der Intrusivgesteine zurück. Der räumlichen Zersplitterung der einzelnen Schieferschollen des Odenwaldes entspricht auch eine große Mannigfaltigkeit ihrer petrographischen Zusammensetzung. Einheitlichkeit im Spessart, starker Wechsel hier!

Ähnliche Verhältnisse lassen sich auch beim Vergleich der Intrusivgesteine in beiden Gebieten feststellen. Sie sind im Vor-Spessart auf die südlichste Zone beschränkt. Zwei Granite, verschiedenen Intrusionsphasen der varistischen Faltung angehörig, ein älterer Hornblendegranit, ein jüngerer Biotitgranit beteiligen sich am Aufbau, wobei bald der eine, bald der andere den Vorrang hat. Bald zeigen sie massige Strukturen, bald sind sie, besonders wo Schollen der injizierten Sedimente aufgeschmolzen sind, weitgehend geschiefert. Zeigt sich hier schon ein starker Wechsel in der Zusammensetzung, so wird er im Odenwald noch durch das Auftreten von Gabbros und Dioriten erhöht, und wenn sich die Gesteinszonen des Spessarts in großer Regelmäßigkeit in das SW-NO-Streichen des varistischen Baus einfügen, so ist das in Teilen des Odenwaldes nicht der Fall. So kennzeichnet z. B. das südliche Bergland eine auffallende Regellosigkeit in der Anordnung der Gesteine und im Böllsteiner Odenwald östl. der von Hering nach Hammelbach NNO-SSW streichenden Störungszone der Otzbergspalte tritt uns ein Gebiet von völlig abweichendem Baustil entgegen[1]. Die hier auftretenden Gesteinszonen zeigen bei wagerechter Stellung ihrer Schieferung eine fast nördlich streichende Anordnung.

Die Vorgänge der varistischen Faltung haben die Eigenarten der uns entgegentretenden Grundgebirgsstruktur geschaffen. Die örtlich während der Erstarrung der Intrusiva verschiedenen chemischen und physikalischen Zustände haben bald massig, bald flaserig und schiefrig ausgebildete Gesteine entstehen lassen. Die Vorgänge der Abtragung während der Zeit des Perms haben dann den Faltenwurf bis in die Wurzeln herunter eingerumpft, haben von der „Spessartachse"[2], die durch Odenwald und Spessart zog, die Sedimentmassen in der im NW in dauerndem Absinken[3] be-

[1] S. v. Bubnoff, Tektonik und Intrusionsmechanismus im kristallinen Odenwald. Aus Tektonik und Magma. Abh. d. Pr. Geol. Ldsanst. N. F., H. 89, 1922. Der „ältere Granit" wird als archäischer Gneis, der ganze Böllsteiner Odenwald als autochthones Zentralmassiv der varistischen Faltung aufgefaßt.

[2] Th. Brandes, Die varistischen Züge im geologischen Bau Mitteldeutschlands. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. XLIII, 1919.

[3] A. Born, Über jungpalaeozoische kontinentale Geosynklinalen Mitteleuropas. Abh. Senkenb. Naturf. Ges., Bd. 37, H. 4, 1922.

findlichen Geosynklinale zur Ablagerung gebracht, bis schließlich die Transgression des Zechsteinmeeres und die Ablagerungen des untersten Buntsandsteins zur Fossilisierung der Rumpffläche führten.

Von den Gesteinen der Rotliegendzeit üben im Odenwald die Porphyrmassen eine das Nebeneinander der verschiedenen Gesteine noch erhöhende Wirkung, während Zechstein und Buntsandstein nur als Bildner der die kristallinen Gebiete begrenzenden Stufen im Landschaftsbild in Erscheinung treten.

Hatte dieser skizzenhafte Überblick über den Ablauf der Erdgeschichte nur die Aufgabe, eine ursächliche Auffassung des Nebeneinanders der Gesteine zu vermitteln, so bedürfen die Vorgänge der tertiären Tektonik eingehenderer Würdigung, da sie in weitgehendstem Maße unmittelbare Bedeutung für die Entwicklung der Formen in beiden Gebieten haben. Es ist hier für die bisherige Auffassung der tertiären Tektonik der Umstand von ausschlaggebender Bedeutung gewesen, daß die tiefgründige Vergrusung der kristallinen Gesteine, die im offenen Gelände sich findende Lößbedeckung und die weite Verbreitung von Waldgebieten die Feststellung von tertiären Verwerfungslinien mit geologischen Methoden fast unmöglich macht. Als ein brauchbares Hilfsmittel benützt daher Klemm die in den kristallinen Gesteinen sich findenden Quetsch- und Zerrüttungszonen als Anhaltungspunkte für den Verlauf der von ihm als sicher angenommenen zahlreichen tertiären Störungen. Will man ganz sicher gehen, so ist man bei einer Vergleichenden Übersicht der jungen Hauptverwerfungslinien in beiden Gebieten auf solche Störungen angewiesen, wo Schollen von Sedimentgesteinen gegen das Grundgebirge abgesunken sind. Ich habe diese Verhältnisse ausführlich zur Darstellung gebracht[1] und gezeigt, daß ein Verfolgen dieser sicher nachweisbaren Störungen die weit stärkere tektonische Beanspruchung des Odenwaldes gegenüber dem Spessart erkennen läßt, dessen Einheitlichkeit nur durch eine Anzahl, das varistische Streichen wiederholender Sattel- und Muldenbildungen unterbrochen wird, auf die von Bücking[2] hingewiesen ist. Ein Versuch, die Hauptereignisse der Tektonik zeitlich festzulegen, führte zu dem Ergebnis, daß sicher eine Phase der Bruchtektonik zwischen die mitteloligozäne Einbiegung

[1] W. Credner, Die Oberflächengestaltung ..., 1922, S. 19ff.

[2] H. Bücking, Der nordwestliche Spessart. Abh. d. Pr. Geol. Ldsanst. N. F., H. 12, 1892, S. 6ff.

im Gebiet der Rheinebene und eine jüngere Phase kräftiger Heraushebung der Odenwaldscholle fällt. Ist diese letztere durch die Ergebnisse der Bohrung in der Mauerstraße zu Darmstadt[1] sicher als jungpliozän bis altdiluvial festgelegt, so läßt sich die Phase der Bruchtektonik, wo in beiden Gebieten die Sedimentschollen am heutigen Gebirgsrande absanken, ebenso die innerhalb der Sedimentdecke feststellbaren Verwerfungen betätigt wurden, einwandfrei nicht festlegen. Gewisse Beziehungen zu zeitlich festliegenden tektonischen Vorgängen nördl. der Untermainebene[2] lassen ein obermiozänes Alter wahrscheinlich werden.

Aufgabe der morphologischen Untersuchung wird es sein, nun auch die den kristallinen Gebieten innewohnende tektonische Komponente möglichst scharf zu umreißen. Hierin liegt aber nur ein Teil der Aufgabe, deren Lösung nur darin bestehen kann, die uns entgegentretenden Formen aus der Wirksamkeit aller in der Fragestellung entwickelten Faktoren aufzufassen.

## II. Morphologie der Einzellandschaften.

### Der Vor-Spessart.

Scharf hebt sich das Gebiet der kristallinen Landterrasse als morphologisches Individuum aus dem Rahmen der rings sich anschließenden Landschaften heraus, und doch vermag der morphologisch geschulte Beobachter zwei ihrer Formgestaltung nach verschiedene Landschaften abzugliedern. Im ganzen tiefer liegend und infolgedessen von wenig tief eingeschnittenen Talungen durchzogen zeigt die Aschafflandschaft im Süden doch im einzelnen ein unruhiges Relief; im Norden, allmählich sich aus dieser entwickelnd, schließt sich, den größeren Teil des Vor-Spessarts einnehmend, die Kahllandschaft an, der das Bachsystem der Kahl in kräftiger Durchtalung ihr Gepräge gegeben hat.

*Die Aschafflandschaft.* Weite Talungen, aus denen die Hänge sich in meist flachem Anstieg erheben, kennzeichnen das Landschaftsbild. Sie greifen weit hinein in die Buntsandsteintafel, die als Zeugen einer einst größeren Ausdehnung eine Anzahl von Ausliegerbergen im Bereich der kristallinen Landterrasse zurück-

[1] R. Lepsius, Das Bohrloch der Gebrüder Becker in der Mauerstraße zu Darmstadt. Notizbl. d. V. f. Erdk. Darmstadt 1890.

[2] W. Panzer, Studien zur Oberflächengestalt des östlichen Taunus. Dissertation, Freiburg 1921.

gelassen hat. Alle anderen Hohlformen aber an Großräumigkeit übertreffend beherrscht die Talsenke der Aschaff das Landschaftsbild, weitet sich westwärts immer mehr, um schließlich die Häusermassen von Aschaffenburg in sich aufzunehmen. Südlich von ihr entwickelt sich in eigentümlichem Gegensatz zum flachen Anstieg der Hänge eine Landschaft mit recht lebhaftem Relief, mit bewaldeten Bergkuppen, die zur Abgliederung dieses Gebietes führten.

Die flachen weiten Talungen, die in vielfachen Verzweigungen die Buntsandsteinstufe zerlappen, sind in einer Gesteinszone ausgebildet, deren morphologischer Charakter durch eine einheitliche Schieferung der Gesteine bedingt ist. Hornblende- und Biolitgranit (bei Bücking: Diorit-Granitgneis und körnig-streifiger Gneis) haben hier durch Aufschmelzung von Schieferschollen und durch Druckvorgänge diese Struktur erhalten. Andere Verhältnisse zeigt die nördlich anschließende Zone der beiden Granite (bei Bücking: Hauptgneis). Hier wechseln Gebiete von massiger Struktur mit solchen ausgeprägter Schieferung, und der dadurch bedingte Wechsel in der morphologischen Widerständigkeit den Kräften der Abtragung gegenüber hat zur Ausbildung des lebhaften, diese Zone kennzeichnenden Reliefs geführt. Die Erhebungen des Wendelbergs, Büchelbergs, der Gottelsberg, Buchberg, Gartenberg gehören hierher. Die Abhängigkeit der Formen vom Wechsel des Baustoffs ist deutlich.

Dieselben Gesteine waren auch schon im Perm der Abtragung ausgesetzt und in ihrer Verschiedenheit morphologisch wirksam. Die heutigen Formen sind jedoch nicht mit denen der permischen Abtragungsfläche identisch; überall läßt sich im ganzen Verlauf der Buntsandsteinstufe zeigen, daß die kristallinen Gesteine sogleich nach ihrem Auftauchen unter der Sedimentdecke in den Bereich der heute wirksamen Abtragungsorgane gezogen werden.

Auch die weite Senke der Aschaff ist nicht, wie Wilz[1] es annehmen möchte, eine bereits in der permischen Abtragungsfläche vorhandene Hohlform, sondern es ist sowohl im Laufachgebiet durch Verfolg der oberen Grenze der Bröckelschiefer[2], wie auch durch Nachweis der tektonischen Linien in der Gegend von Aschaffenburg[3] die Auffassung gesichert, daß wir hier eine erst in tertiärer

[1] A. Wilz, Über Oberflächengestaltung im Spessart. Programmbeil. d. Städt. Handelsrealschule, Frankfurt, 1911.

[2] H. Bücking, a. a. O. 1892, S. 6ff.

[3] G. Klemm, Erl. z. geol. Spez.-Karte von Hessen, Blatt Schaafheim-Aschaffenburg, 1894.

Zeit entstandene Einbiegung vor uns haben. Zur Zeit ihrer Bildung lag die Decke der Sedimente noch über dem Gebiet[1].

Nach MAULL[2] soll das 300-m-Niveau „im Vor-Spessart allgemeinere Bedeutung" besitzen, 300 m Terrassen sollen das Aschafftal begleiten. Sie sind nicht vorhanden. Im Norden des Tales liegt der nächste 300 m Punkt (Grauer Stein) fast 3 km vom Fluß entfernt und für seine Terrassennatur sind keinerlei Anhaltspunkte vorhanden. Südlich der Aschaff erheben sich einige Punkte wohl in das geforderte Niveau, von Terrassenausbildung kann jedoch nicht die Rede sein.

Die nach FLACH[3] unterpleistozänen Tonablagerungen im Grunde des Aschafftales bei Bahnhof Hösbach zeigen deutlich, daß bereits am Ausgange des Pliozäns das Relief der Landschaft dem heutigen entsprach, daß also die Aschafflandschaft seit dieser Zeit keinerlei erhebliche Schollenbewegungen mehr durchgemacht hat.

Die Kahllandschaft. Einheitlich ist der Anstieg dieses Berglandes nach Westen gegen den Gebirgsrand. Dementsprechend wird die Zerschneidung durch das Kahlsystem nach dem Rande zu stärker. War das lebhaftere Relief im Aschaffgebiet durch den mehrfachen Wechsel verschieden wiederständiger Gesteine bedingt, so sind die ruhigen, sich in ein einheitliches Niveau einfügenden Rückenformen hier eine Funktion der Einheitlichkeit der Baustoffe. Glimmerschiefer und Quarzitglimmerschiefer bauen die Landschaft in regelmäßigem SW-NO-Streichen auf. Einige den Gesamteindruck jedoch nicht störende Erhebungen sind an das Auftreten von Quarzitzonen gebunden, deren mächtigste die Randhöhen des Hahnenkammes aufbaut.

Auch hier im Kahlgebiet ist von einer absoluten Erhaltung der permischen Abtragungsfläche nicht die Rede, wohl aber spiegelt die einheitlich westwärts ansteigende Landterrasse nach gedachter Auffüllung der Täler ihre Formen im großen wieder.

Der Lauf der Kahl durchbricht die Randhöhen des Berglandes fast an ihrer höchsten Stelle. Diese Tatsache und die Größenverhältnisse der Kahl allen anderen Randbächen gegenüber lassen

---

[1] W. CREDNER, Die Oberflächengestalt ...., 1922, S. 57.

[2] O. MAULL, Die Landschaft um Marburg a. d. Lahn in ihren morphologischen Beziehungen z. weiteren Umgebung. Jahresbericht d. Frankf. V. f. Geogr. u. Stat., 81—83. Jahrg., 1916—19.

[3] K. FLACH, Die Käfer der unterpleistozänen Ablagerungen bei Hösbach. Verh. d. phys.-med. Ges. z. Würzburg, N. F. XVIII, 1884.

ihre epigenetische Entwicklung sicher erscheinen. MAULL glaubt für die Ausbildung von Aschaff und Kahl eine jüngere, tertiäre Rumpffläche annehmen zu müssen, die er von der heutigen Buntsandsteinhochfläche zu den höchsten Teilen des Hahnenkammzuges herüberziehen läßt. Es sind keinerlei Anhaltspunkte für deren einstiges Vorhandensein zu erbringen. Auch ich nehme an, daß sich beide Bäche bereits zu einer Zeit entwickelt haben, als noch Sedimente über dem Gebiet lagen. Die erste Einbiegung der Untermainebene im Mitteloligozän schuf ja die westwärts gerichteten Böschungsverhältnisse. Es bedarf hierzu keiner Einschiebung einer tertiären Verebnungsfläche.

Die Tatsache der kräftigeren, aufwärts gerichteten Schollenbewegung der Kahllandschaft im ganzen bestimmt die tiefere Zertalung dem Aschaffgebiet gegenüber. Die Wellungen innerhalb der Scholle treten unmittelbar nicht in gleichem Maße wie dort in Erscheinung. Wohl aber verdankt der Oberlauf der Kahl oberhalb Königshofen dem Verlauf einer solchen schwachen Synklinale sowohl Richtung als auch seine kräftige Entwicklung. Für ihren Nachweis stützte ich mich neben eigenen Beobachtungen auf Untersuchungen KLÜPFELS[1]. Die Auffassung von WILZ, wonach dieser Kahloberlauf ursprünglich der Aschaff zugeflossen sein soll, ist nicht haltbar.

Hat die Aschafflandschaft ihre Lage zur Erosionsbasis seit dem Altdiluvium nicht mehr geändert, so deutet das scharf eingeschnittene Kerbtal der Kahl und die zahlreichen Reste ausgeräumter diluvialer Schlottermassen im Verlauf des ganzen Tales darauf hin, daß sich die Hebung hier noch bis in jüngere Zeit fortgesetzt hat.

### Der Odenwald.

Deutlich trat beim ersten Überblick im Gegensatz zum Spessart das Nebeneinander zahlreicher Hoch- und Tiefgebiete in Erscheinung. Ihr Charakter als Bausteine des ganzen Gebirgskörpers bedingt eine weitgehende Abhängigkeit des einen vom anderen. Mit der ursächlichen Auffassung der Besonderheiten dieser Einzellandschaften wird auch die Deutung der morphologischen Eigenart des Gebirgsganzen erreicht. Von der südlichsten Landschaft aus führt

[1] Herr Privatdozent Dr. KLÜPFEL teilte mir freundlicherweise seine Feststellungen über das Schichtfallen im obersten Kahlgebiet in Gegend Edelbach-Glashütte mit, wo der Buntsandstein sich beiderseits gegen den Talzug neigt.

die Untersuchung allmählich nordwärts, wobei die Tiefenzonen immer im Anschluß an die sie einschließenden Hochgebiete behandelt werden.

*Das südliche Bergland.* Im Süden und Osten von der Stufe des Sandsteins umschlossen, im Westen scharf gegen die Rheinebene absetzend und im Norden bis zum Abfall zur Weschnitzsenke reichend bildet das südliche Bergland eine geschlossene Einheit, deren Übergang nur zum Trommgebiet fließend ist.

Der häufige Wechsel des Baustoffes, von Graniten, Diorit, Hornfelsen, Granatfels und Amphiboliten wird durch die unregelmäßige Anordnung der Gesteinsgebiete und das Auftreten von Porphyrmassen in seiner morphologischen Wirkung noch erhöht. Das lebhafte Relief ist durch diese Verhältnisse bedingt.

Vor der Buntsandsteinstufe sind besonders in der Gegend von Oberabtsteinach deutliche Ebenheiten entwickelt, die unter der Stufe herauskriechen und damit ihre Zugehörigkeit zur permischen Abtragungsfläche kundtun. Weiter westwärts ist die Zerschneidung so weit fortgeschritten, daß die alte Rumpffläche in zahlreiche z. T. schon erheblich erniedrigte Rücken aufgelöst ist.

Für die Entwicklung der Bachläufe, die diese scharfe Zertalung bewirken, sind die Besonderheiten des Ablaufs der Schollenbewegungen entscheidend. Kräftige Hebung der weiträumigen Scholle hat ihre Ausbildung möglich gemacht. Einer alten N-S-Richtung von Bächen stehen die zur Rheinebene und zur Weschnitzsenke gerichteten Bachsysteme gegenüber. Die Richtung zur Rheinebene ist bereits mit den ersten mitteloligozänen Einbiegungen gegeben. Die gleichkräftige Entwicklung der zur Weschnitz fließenden Bäche läßt es wahrscheinlich werden, daß die Böschungsverhältnisse in dieser Richtung sich annähernd gleichzeitig ausbildeten. Beide Bachsysteme sind mit ihren Hauptwasseradern aus der Sedimentdecke auf das Grundgebirge vererbt. Die Verdrängung des N-S-Systems war bereits vorher abgeschlossen[1].

Auch auf das Relief innerhalb der Landschaft sind die jungen Schollenbewegungen von Einfluß. So ist die Höhenlage der Oberabtsteinacher Flächen und der südlich anschließenden Höhenzone die am Hirtenstein unter die Sedimentdecke untertaucht durch eine Aufbiegung des alten Rumpfes bedingt. Die mächtige Berg-

[1] W. Credner, Die Oberflächengestalt ...., 1922, S. 101 ff.

gestalt des Eichelberges hält KLEMM[1] für eine horstartig aufgepreßte Scholle.

*Zug der Tromm.* Scharf begrenzt ist dieser Landschaftsteil westwärts gegen die Weschnitzsenke, gegen die er in steiler Landstufe abfällt, ostwärts durch die Auflagerung des Buntsandsteins, im Süden ist der Übergang zum südlichen Bergland ein allmählicher, und auch im Norden sinkt er langsam zur Gersprenzsenke ab.

Den Baustoff bildet der widerstandsfähige Trommgranit und die ruhigen Formen der Oberfläche dieses Hochgebietes geben der Einheitlichkeit des Baustoffs Ausdruck.

Die Wasserscheidenhöhen des schmalen Zuges zeigen Flächencharakter und dürften als Reste der permischen Abtragungsfläche anzusprechen sein.

Der Gegensatz in der Höhenlage dieser Flächenreste gegenüber den weiter im Osten unter der Buntsandsteindecke liegenden Teile des kristallinen Rumpfes ist aber nicht bereits der permischen Abtragungsfläche eigen gewesen, wie STRIGEL[2] dies annehmen möchte; ich habe vielmehr den morphologischen Nachweis führen können[3], daß er erst durch junge teils an Verwerfungen (Otzbergspalte) teils (weiter südlich) flexurartig erfolgte Heraushebung bedingt ist. Dieser Nachweis macht mit der geologischen Feststellung von Quetsch- und Ruschelzonen im Verlauf des Westhanges des Trommzuges neben dem morphologischen Bild auch die junge tektonische Entstehung dieses Steilabfalls zur Weschnitzsenke wahrscheinlich.

*Die Neunkircher Höhengruppe* ist das dritte der die Weschnitzsenke einschließenden Hochgebiete. Von Heppenheim a. d. Bergstraße streicht sie in nordöstlicher Richtung bis an die Gersprenzsenke heran. Das gleiche Streichen zeigen auch die Zonen der Gesteine. Metamorphe Schiefer, Diorite und Granite, die beiden letzteren in vielfacher Durchdringung treten hier auf, und die Kräfte der Abtragung haben diesem Wechsel der Gesteine entsprechend ein Bergland herauspräpariert, dessen Höhen in ihrer Anordnung sich dem Streichen der Gesteinszonen einfügen, in deutlichem Gegensatz zu der Unregelmäßigkeit des südlichen Berglandes.

---

[1] G. KLEMM, Bemerkungen über die Gliederung des Odenwaldes. Notizblatt d. Ver. f. Erdk. Darmstadt, IV. Folge, H. 29, 1908, S. 49.

[2] A. STRIGEL, Geolog. Unters. der permischen Abtragungsfläche im Odenwald und in den übrigen Mittelgebirgen. Verh. d. Naturh.-Med. V. z. Heidelberg, N. F. Bd. XII u. XIII, 1912 u. 1914.

[3] W CREDNER, Die Oberflächengestalt ...., 1922, S. 127ff.

Die Landschaft ist bereits länger als der Zug der Tromm und die im Osten des südlichen Berglandes erhaltenen Hochflächengebiete der Abtragung ausgesetzt und so sind die Spuren der permischen Abtragungsfläche fast überall völlig geschwunden. Nur auf den höchsten Teilen, der Neunkircher Höhe selbst, scheint die Ebenheit, die den Kaiserturm trägt noch infolge der Wasserscheidenlage, die hier schützend wirkte, die alte Fläche widerzuspiegeln.

Charakteristisch ist die junge Belebung der Erosion, die allen von der Höhengruppe aus den Tiefenzonen zufließenden Bächen eigen ist. Sie hat hier überall zur Einschneidung tiefer Täler in das flachwellige Bergland geführt und zur Ausbildung von deutlichen Gefällsknicken, die in allen diesen Bächen auftreten, ohne irgendwie durch den Gesteinscharakter bedingt zu sein[1]. Wir erkennen hierin die Folge junger Hebung der ganzen Höhengruppe gegen die sie im Süden, Osten und Westen umgebenden Senkengebiete.

*Die Juhöhenscholle*, die die Weschnitz-Tiefenzone gegen die Rheinebene abschließt, ist durch die Einheitlichkeit der Bruchstufe, mit der sie zwischen Weinheim und Heppenheim zur Bergstraße abfällt, gekennzeichnet. Diese Einheitlichkeit ist bedingt durch den im ganzen Landschaftsgebiet gleichmäßigen Baustoff und durch die geringe Zertalung der Bruchstufe. Während die übrigen Hochgebiete in ziemlich schroffem Abfall gegen das Senkengebiet der Weschnitz absetzen, leiten die Hochflächen der Juhöhenscholle ganz allmählich in das Niveau der Senke über. Besondere Bedingungen haben hier in so weiter Entfernung von der Stufe die Erhaltung von Teilen der permischen Abtragungsfläche ermöglicht. Die heutige Höhenlage hat die Scholle nämlich erst durch Heraushebung in allerjüngster Zeit erlangt, wie dies deutlich aus der Entwicklung der Bruchstufentäler am Westrande hervorgeht, die in etwa 200 m Höhe deutliche Knicke der Längsprofile zeigen und damit verbunden eine Änderung des Querprofils der Täler, die im Unterlauf scharf eingeschnitten sind, im Oberlauf dagegen weit, hier also von der durch die Hebung der Scholle bewirkten Neubelebung der Erosion noch nicht ergriffen sind.

Die Tatsache, daß sich aber hier im Gebiet der Juhöhenscholle nicht ebenso wie im südlichen Bergland kräftige, weit ins Innere des Gebirges zurückgreifende Bachläufe entwickelten, ist nur dadurch zu erklären, daß sich hier bei der ersten Einbiegung

[1] W. Credner, Die Oberflächengestalt ..... 1922, S. 145ff.

des Rheinischen Grabens auch bereits ostwärts gerichtete Gefällsverhältnisse ausbildeten. Diese führten zur Entwicklung von Bachläufen, die der also damals bereits angelegten Senke zuflossen und den westwärts gerichteten heutigen Bruchstufenbächen die Entwicklungsmöglichkeiten abschnitten. Die Herausbildung des Nebeneinanders von Hoch- und Tiefgebieten sieht also auf eine längere Entwicklungsgeschichte zurück.

*Die Weschnitzsenke.* Nun ist der Rahmen um die Weschnitzsenke geschlossen. Die großen Tatsachen ihrer Entstehung liegen bereits fest. Die Tiefenzone ist erst in junger geologischer Vergangenheit tektonisch entstanden. Dieses Ergebnis steht in Widerspruch zu der Auffassung Haucks[1], der die Senke für eine bereits in der permischen Abtragungsfläche vorhandene Hohlform hält. Jäger[2], der bereits früher einen Erklärungsversuch unternahm, kam zu keiner bestimmten Entscheidung. Strigel[3] lehnt die Hauckssche Auffassung unter eingehender Kritik ab und schließt sich wohl im ganzen der Auffassung von Klemm[4] an, der für tektonische Entstehung der Senke eintritt. Über diese nunmehr gesicherte Erkenntnis hinaus ist es auf Grund der morphologischen Untersuchung möglich geworden, einen allmählichen Entwicklungsgang in der Ausgestaltung des heutigen Reliefs zu erkennen.

Die Bewegungen der Rahmenschollen gegen die Senke haben bereits begonnen, als noch die Decke der Sedimente über dem Gebiete lag. Daß die Sedimentmassen von den heute noch das Bergland durchtalenden Bachsystemen abgeräumt sein müssen, haben die Untersuchungen im südlichen Bergland ergeben[5]. Die ungefähr gleiche Ausbildung der in diesem zur Rheinebene und zur Weschnitz fließenden Bachläufe macht ein ziemlich gleichzeitiges Entstehen beider Systeme wahrscheinlich. Für jene waren die Anlagebedingungen durch die mitteloligozäne Einbiegung der Rheinischen Zone gegeben. Ich möchte für die erste Anlage der Weschnitzsenke auch diese frühe Zeit annehmen und die im Gegensatz zum süd-

---

[1] F. Hauck, Morphologie des kristallinen Odenwaldes. Verh. d. Naturh.-Med. V. z. Heidelberg, N. F., X. Bd., 3. H., 1909, S. 259ff.

[2] F. Jäger, Über Oberflächengestaltung im Odenwald. Dissert. Heidelberg 1904, S. 16f.

[3] A. Strigel, a. a. O. 1912/14., S. 143ff.

[4] G. Klemm, Erläuterungen z. Geol. Spez.-Karte v. Hessen, Blatt Birkenau (Weinheim), 1905, S. 66.

[5] W. Credner, Die Oberflächengestalt ...., 1922, S. 33ff.

lichen Bergland so schwächliche Entwicklung der Bruchstufenbäche der Juhöhenscholle mit zur Erhärtung dieser Annahme heranziehen. Sichere Beweise sind nicht möglich.

Erst die später erfolgenden Einbrüche im Verlauf der Rheinebene haben auch die Bruchtektonik im Innern der Odenwaldscholle ausgelöst[1]. In jene Zeit fällt die Betätigung der Otzbergspalte, an der der Zug der Tromm sich horstartig heraushob. Zweifellos fällt in diese Phase auch die Aufbiegung der Oberabtsteinacher Flächen, die ja in unmittelbarer Verlängerung des Trommzuges liegen. Auch die Neunkircher Höhengruppe und das südliche Bergland werden Bewegungen ausgeführt haben, wie dies durch die damals am Gebirgsrande absinkenden Schollen wahrscheinlich wird. Daß aber die Bewegungen sich nicht auf diese Phase zur Zeit der noch bis an den Gebirgsrand reichenden Sedimentbedeckung beschränkten, sondern sich auch nach Abräumung der Sedimentdecke noch fortsetzten, beweisen ja die Randbäche der Juhöhenscholle mit der jungen Eintiefung ihrer Unterläufe, der Erhaltung weiter Talformen im Oberlauf. Auch die bereits von Hauck[2] betonte Ausbildung scharfer Kerbtäler am ganzen Odenwaldrande weist auf diese jüngsten Hebungsbewegungen hin. Durch diese sind die am Rande abgebrochenen Sedimentschollen erst in ihre heutige Höhenlage gekommen, während die Sedimentmassen aus der Weschnitzsenke zu jener Zeit bereits herausgeschafft waren. Das Fehlen von Sedimentresten im Innern der Senke, die Erhaltung derselben am Gebirgsrande stehen nun nicht mehr in Widerspruch miteinander.

So wird uns nun auch die eigenartige Form der Tiefenzone verständlich. Sie ist kein eigentlich selbständiges tektonisches Element, ist in ihrer Topographie vielmehr abhängig von den Eigenarten der sie umgebenden Rahmenschollen. Die Konvergenz in der Streichrichtung der Haupthebungsgebiete engte die Senke am Gumpener Kreuz ein und läßt die Weitung der Tiefenzone bei Fürth erklärlich werden. Auch die verschiedene Steilheit des Absinkens der verschiedenen Hochgebiete zur Senke ist von der Art ihrer Heraushebung abhängig.

Der Senkenboden scheint infolge der ja noch lange Perioden hindurch bewahrten Sedimentbedeckung im großen noch die Züge der permischen Abtragungsfläche wiederzuspiegeln, deren

[1] W. Credner, Die Oberflächengestalt . . . ., 1922, S. 101 ff.

[2] F. Hauck, a. a. O., 1909, S. 279.

große Ebenheit hier der Einheitlichkeit des Baustoffs Ausdruck verleiht und damit den Flächen der Juhöhenscholle und der Tromm verwandte Züge trägt.

*Das nördliche Bergland.* Ganz allmählich taucht die kristalline Landschaft in der Linie Darmstadt-Roßdorf unter der Bedeckung durch Rotliegendmassen auf; langsam steigt sie südwärts an und leitet ohne scharfen Absatz zur Neunkircher Höhengruppe über. Das nördliche Bergland ist erheblich niedriger als die bisher besprochenen Hochgebiete. Von 230 m im Norden und Osten steigt es langsam bis zu 400 m im Süden an und über das ziemlich einheitlich ansteigende Gebiet erheben sich am Westrand nur die Höhen des Frankensteinzuges (400 m) und des Melibokus (517 m), des Felsberges (514 m).

Die Mannigfaltigkeit des Baustoffes, die der Neunkircher Höhengruppe ähnelt, kommt in der Morphologie weit weniger zum Ausdruck. Die Abtragung arbeitet hier nicht so kräftig wie in dem südlich anschließenden Hochgebiet, das nach drei Seiten steil zu den Tiefenzonen abfällt.

Die flachen zwischen den nicht sehr kräftig eingetieften Tälern liegenden Rücken scheinen nur wenig erniedrigt zu sein und dürften wohl im Großen die Züge der alten Abtragungsfläche wiederspiegeln, wenigstens geht diese im Norden, wo sie ja unter dem Rotliegenden auftaucht, unmittelbar, ohne irgendwelche Besonderheiten aufzuweisen, in die Morphologie des Berglandes über.

Deutet der allmähliche Anstieg nach Süden auf gleichmäßige Hebungsbewegungen der weiträumigen Landschaft, so sind doch die Höhen des Frankensteinzuges und auch des Melibokus als Randschollen aufzufassen, die ihre Höhenlage besonderen Bewegungen verdanken, während der Felsberg seine in der Landschaft überragende Wirkung wohl mehr dem unmittelbaren Angrenzen der *Senke von Gronau* verdankt, der wir uns nun zuwenden. Nördliches Bergland und Neunkircher Höhengruppe sind die Rahmenhöhen. Sie sind uns bereits als Hebungsgebiete bekannt. Ein Wechsel des Baustoffs kommt für die Ausbildung der Senke nicht in Frage. Wie in der Weschnitzsenke streichen auch hier die Gesteine der Nachbargebiete unmittelbar in die Tiefenzone über. Der Senkenboden ist in Riedel zerschnitten, die sich in ein einheitliches Niveau einfügen, infolge mehrfachen Wechsels der Gesteine sind die härteren von diesen als Erhebungen herausgearbeitet, so der aus Biolitgranit bestehende Hemsberg und die Hubenhecke, die

granitische Injektionen widerständiger machten. Nur weit kleiner als die Weschnitzsenke dürfte die Tiefenzone von Gronau gleichen Ursprungs wie diese sein.

Als letztes der Hochgebiete bleibt im Osten die *Böllsteiner Höhe*. Die Regelmäßigkeit in der Anordnung der NNO streichenden Gesteinsstreifen und die meist wagerecht liegende Schieferung bedingt ein wenig ausgeprägtes Relief.

Die zahlreichen auf der Hochfläche noch vorhandenen Reste von Sedimenten, von Zechstein und Sandstein zeigen, daß die permische Abtragungsfläche noch nicht völliger Zerstörung anheimfiel.

Die relative Hebung der Böllsteiner Höhe gegenüber den im Osten an Verwerfungen abgesunkenen Buntsandsteintafeln kommt im Fehlen jeder Stufenausbildung beim Übergang auf den Sandstein zum Ausdruck. Diese beginnt erst weiter im Süden, wo der Sandstein dem kristallinen Rumpf ohne Störungen auflagert. Nach Westen sinkt die Böllsteiner Höhe allmählich zur Gersprenz-Senke ab, die wie die Weschnitzsenke in ihrer Gestalt durch die tektonische Eigenart der Rahmengebiete, der Neunkircher Höhe, des Trommzuges und der Böllsteiner Höhe bedingt ist.

Wir haben es hier mit einer Verbiegung der permischen Abtragungsfläche zu tun, und wie diese auf der Höhe von Böllstein noch zu erkennen war, so dürfte auch der Senkenboden, der allerdings im Gegensatz zu den dortigen Ebenheiten des starken Gesteinswechsels wegen ein lebhaftes Relief zeigt, auch dieser im Großen zuzurechnen sein.

Von allen Seiten tauchen nördliches Bergland, Böllsteiner Höhe mit ihren nördlichen Ausläufern und auch die Gersprenzsenke unter die Aufschüttungen der Bucht von Reinheim und Dieburg unter. Nur im Westen erstreckt sich noch weit nach Norden die *Rotliegendlandschaft von Messel* mit ganz flachem waldbedeckten Hügelgelände. Sedimente und Melaphyre des Rotliegenden, dazu junge Eruptivgesteine und im Süden auch einzelne Grundgebirgsinseln bilden die Oberfläche. Die härteren kristallinen Gesteine geben sich aber nicht irgendwie durch Erhebungen zu erkennen. Die Abtragung geht unendlich langsam vor sich. Die Vergrusung eilt ihr vorauf und gleicht die ursprünglichen Härteunterschiede aus. So hat sich die Landschaft fast dem Stadium der Peneplain genähert; durch junge Hebung gegen die östlich und westlich anschließenden Aufschüttungsgebiete scheint die Ero-

sion von neuem ein wenig belebt zu sein, ohne den Gesamteindruck der Landschaft geändert zu haben, deren ausdruckslose Formen durch Einwehung von Löß und Dünensand noch mehr verwischt sind.

## III. Vor-Spessart und vorderer Odenwald.

Die Untersuchung der Einzellandschaften ist abgeschlossen, und es hat sich gezeigt, daß die Vorgänge junger Tektonik von ausschlaggebender Bedeutung für die uns entgegentretenden Landschaftsformen sind. Das Ausmaß der bewegten Schollen ist entscheidend für die Entwicklungsmöglichkeiten des Gewässernetzes, der Grad der Hebung oder Senkung ausschlaggebend für die Stärke der exogenen Kraftwirkungen; diese Tatsachen des Ablaufs der Schollenbewegungen äußern sich auch wieder in dem Grade der Erhaltung von Teilen der permischen Abtragungsfläche, sie würden Veranlassung sein können für die Ausbildung von jungen Verebnungsflächen, sie verhelfen dem Wechsel der am Aufbau beteiligten Gesteine zum morphologischen Ausdruck.

So wird nun bei der Darstellung der Formentwicklung der beiden Gebirge im Ganzen, die ein Bild entwerfen soll von den Ursachen, die den anfangs festgestellten großen Formverschiedenheiten beider zugrunde liegen, die Abhängigkeit der Formen vom Ablauf der Schollenbewegungen in den Vordergrund treten. Der Einfluß des Baustoffes und seiner Anordnung, dessen Wichtigkeit immer wieder deutlich wurde, tritt ihr zur Seite. Wenn auch Teile der permischen Abtragungsfläche in ihrem ursprünglichen Zustand wohl nicht feststellbar sind, so sahen wir doch vielfach ihre Formen im großen noch vom heutigen Landschaftsbilde widergespiegelt. Formen, die jungen Flußverebnungen ihre Entstehung verdankten, vermochte ich in beiden Gebirgen nicht nachzuweisen; doch auch dieser Frage wird nochmals das Augenmerk zugewandt.

### Formen und Schollenbewegungen.

Sind in beiden Gebirgen die Kräfte der Abtragung schon seit einer Reihe von geologischen Perioden tätig, so kommt in der Höhenlage der größeren Erhebungen doch noch der für beide Schollen verschiedene Betrag der Schollenbewegung zum Ausdruck. Im Hahnenkamm erreicht der Vor-Spessart mit 437 m seine größte Höhe, während im Odenwald die hochliegenden Flächen der Neunkircher Höhe noch bis 600 m heranreichen. Am Gebirgsrand ragt

der Melibokus mit 517 m auf und unmittelbar an der Buntsandsteinstufe werden bei Oberabtsteinach noch 500 m erreicht. Die Tatsache der stärkeren Heraushebung des Odenwaldgebietes kommt auch in der verschiedenen Ausdehnung der von der Sedimentdecke befreiten Teile der kristallinen Schollenkerne zum Ausdruck.

Wichtiger aber für die Verschiedenheiten des Formenbildes beider Gebiete ist die verschiedene Art der Schollenbewegung. Hier wird der Grundzug der Verschiedenheit beider offenbar. Die Einheitlichkeit des Landschaftsbildes im Spessart mit dem allmählichen Absinken vom am stärksten gehobenen Rande gegen die Buntsandsteinstufe ist der Ausdruck der einfachen Kippbewegung der nur wenig gestörten weiträumigen Scholle. Im Westen begrenzt sie die Zone der Randverwerfungen, von denen morphologisch wenigstens im Hahnenkammgebiet zwei Staffeln deutlich erkennbar sind. An der Umbiegungsstelle dieser Hauptverwerfung in die NO-Richtung bei Wasserlos liegt der Punkt größter Heraushebung, von dem aus sich die Scholle einheitlich nach Osten und Süden absenkt. Ganz untergeordnete Störungen waren bei Geiselbach feststellbar. Nur die Aschaffsenke, die wir als eine sekundäre Wellung der ganzen Scholle auffassen, unterbricht wohl die Einheitlichkeit dieses Bildes aber doch nicht so nachhaltig, daß sie es verwischte. Erst im Osten innerhalb der Buntsandsteindecke treten dann in den Verwerfungen des Sandrückens Störungen auf, die dieser Einheitlichkeit der schräggestellten Scholle ein Ende machen.

Völlig anders, geradezu im Gegensatz zu dieser einfachen Schrägstellung des Vor-Spessarts haben sich die Schollenbewegungen im Odenwald vollzogen. Schon der Verfolg der innerhalb der Sedimentdecke feststellbaren Störungen und eine Übersicht über die innerhalb und am Rande der kristallinen Landterrasse erfolgten Einbrüche von Sedimentschollen zeigt deutlich die stärkere Beanspruchung des Odenwaldes in der Phase der tertiären Bruchtektonik. Diese ist auch durch die morphologische Untersuchung bestätigt worden. Im Süden die weiträumige kräftig gehobene Scholle des südlichen Berglandes, die im Osten vor der heutigen Buntsandsteinstufe noch eine Zone intensiver Aufbiegung erkennen läßt. In deren nördlicher Verlängerung der horstartig gegen die östlich und westlich angrenzenden Gebiete gehobene Zug der Tromm. In seiner Richtung konvergiert er mit dem varistisch streichenden Hebungsgebiet der Neunkircher Höhengruppe, und zwischen sich

schließen diese Gebiete kräftiger Heraushebung die Senke der Weschnitz ein, die dann im Westen gegen die Rheinebene durch die an der Randverwerfung gehobene und ostwärts zur Senke langsam abfallende Juhöhenscholle abgegrenzt wird. Zwischen die südwestlichen Ausläufer der Neunkircher Höhengruppe und das nördliche Bergland ist eine tektonische Senke, das Tiefgebiet von Gronau eingelassen, das den Abstieg von diesen zur Rheinebene vermittelt, und ebenso stellt die Senke der Gersprenz eine Zone der Einbiegung dar, zu der sich die Höhen von Neunkirchen und Böllstein neigen und in deren Niveau auch die nördlichsten Ausläufer des Trommzuges langsam absinken.

So liegen die Ursachen der wichtigsten Verschiedenheit, die sich beim ersten Überblick über beide Gebirge aufdrängte, klar vor uns. Die Einheitlichkeit des Landschaftsbildes im Spessart ist durch den einfachen Vorgang der Schrägstellung der ganzen Scholle bedingt. Das Nebeneinander zahlreicher Hoch- und Tiefgebiete im Odenwald dagegen ist der unmittelbare morphologische Ausdruck der weit stärkeren tektonischen Beanspruchung dieses dem Rheinischen Graben als der Zone der Hauptkraftäußerung des Tertiärs näher liegenden Gebietes. Hier hat sich die Heraushebung nicht einheitlich vollzogen, vielmehr hat eine Zerstückelung in Einzelschollen stattgefunden, die teils als Gebiete kräftiger Hebung aufstiegen, teils zwischen diesen als Senkengebiete in der Bewegung zurückgeblieben sind.

Dürfte diese Feststellung über die Ursachen der Verschiedenheit der beiden Gebiete der geographischen Fragestellung genügen, so ist darüber hinaus die Tatsache wichtig, daß nicht nur Betrag und Art der Schollenbewegungen, sondern auch die Zeit ihres Ablaufs in beiden verschieden ist. Während wir ja in beiden Gebirgen die erste Anlage der Ost-West gerichteten Bachsysteme mit den ersten Einbiegungen im Gebiete der Main- und Rheinebene in Zusammenhang bringen und die Einbiegung der Aschaffsenke ebenso wie die erste Anlage der Odenwaldsenken dieser ersten Phase des Mitteloligozän zuschreiben möchten, wie wir weiter die für beide Gebirge entscheidende Bedeutung der in der ersten Phase der Bruchtektonik (obermiozän?) sich vollziehenden Bewegungen erkannten, so spielt im Gegensatz hierzu die jüngste tektonische Phase, die des Altdiluviums in beiden eine sehr verschiedene Rolle. Der Spessart hat in dieser entscheidende Veränderungen nicht mehr erfahren. Hier glich im ältesten Diluvium das Relief bereits fast völlig dem

heutigen, wie dies aus der Feststellung der fast im Niveau der heutigen Talaue liegenden nach Flach unterpleistozänen Tonlager am Bahnhof Hösbach und im Hösbachtal klar hervorgeht. Etwas anders scheint sich die Kahllandschaft verhalten zu haben, die wohl noch schwache Hebung erfuhr, eine Fortsetzung der Schrägstellung mit der Zone stärkster Heraushebung im Hahnenkamm. Ungleich kräftiger ist die Inanspruchnahme des Odenwaldes. Besonders deutlich wird die Hebung dieser jüngsten Phase in der Morphologie des Gebirgsrandes und besonders ihr Einfluß auf die Bäche der Juhöhenscholle, und die Höhenlage ihrer flachen von der neubelebten Erosion noch nicht betroffenen Oberläufe macht den von SCHMITTHENNER[1] durch den Verfolg der Terrassenzüge des Neckartales erbrachten Nachweis eines jungpliozän-altdiluvialen Hebungsbetrages am Odenwaldrande von etwa 100 m auch für diese nördlicheren Gebiete wahrscheinlich. Auch hierin haben wir die Wirkung der unmittelbaren Nähe der Odenwaldscholle zur Hauptstörungszone zu erkennen, an der sich der von Süden aus dem Gebiet der Alpenfaltung kommende Schub äußert.

## Formen und Baustoff.

Zerklüftung, Textur und chemische Zusammensetzung der kristallinen Gesteine sind von ausschlaggebender Bedeutung für ihre Widerständigkeit den Kräften der Abtragung gegenüber. Am widerständigsten sind die massig struierten Intrusivgesteine und zwar die saueren Granite in höherem Maße als die basischeren Diorite und Gabbros. Tritt aber infolge von Druckvorgängen, denen die Gesteine in der Zeit ihrer Erstarrung ausgesetzt waren, eine Parallelstruktur in Erscheinung oder eine durch Aufschmelzung von sedimentären Schollen bewirkte Schieferung, so läßt die Widerständigkeit schon den massigen Gesteinen gegenüber nach, und schließlich kann die Schieferung der metamorphen Sedimente einen noch höheren Grad der Angreifbarkeit darstellen. Diese Verschiedenheit ist nun nicht so groß, daß etwa geschlossene Gebiete metamorpher Schiefer als Tiefenzonen, solche massig struierter Granite als Hochgebiete in Erscheinung treten und das Landschaftsbild durch diesen Wechsel beherrscht würde. Wohl aber macht sich innerhalb der Einzellandschaften die Art der an ihrem Aufbau be-

[1] H. SCHMITTHENNER, Die Entstehung des Neckartals im Odenwald. Z. d. Ges. f. Erdk. 1922, H. 3/4.

teiligten Gesteine bemerkbar. Überall, wo wir einen lebhaften Wechsel in der Gesteinszusammensetzung feststellten, verband sich dieser mit einem lebhaften Relief der Landschaft und im Gegensatz hierzu zeigt sich in Landschaftsteilen, die durch Einheitlichkeit des Baustoffs gekennzeichnet sind, auch eine überall ausgeprägte einheitliche Entwicklung der Formen.

Dieser letzte Typus tritt uns zweifellos in reinster Form in der Kahllandschaft entgegen, die wohl die regelmäßigste Formentwicklung unserer Gebiete zeigt und, da sie deren größeren Teil einnimmt, für den Gesamteindruck der Spessartlandschaft entscheidend ist. Eine ähnliche Einfachheit der Oberflächenformen zeigt im Odenwald der Zug der Tromm. Auch der fast einheitlich aus Hornblendegranit bestehende Boden der Weschnitzsenke und die aus dem gleichen Gestein aufgebaute Juhöhenscholle läßt diese Einheitlichkeit in der Einfachheit der Formen zum Ausdruck kommen. Aber diese Gebiete sind nicht entscheidend für den Gesamteindruck der Odenwaldlandschaft. Das südliche Bergland, die Neunkircher Höhengruppe, das nördliche Bergland, der Boden der Gersprenzsenke zeigen als morphologischen Ausdruck des vielfach wechselnden Nebeneinanders verschieden widerständiger Gesteine jenes unruhige Relief, das schon beim ersten Überblick über die Landschaft als ein wesentliches Moment der Besonderheiten, die den Odenwald gegenüber dem Spessart kennzeichnen, in Erscheinung trat. Daß im Odenwald dieser Wechsel des Gesteins so besonders deutlich wird, ist zum guten Teil auch durch die kräftigere Heraushebung und die dadurch bedingte lebhaftere Wirkung der Abtragungskräfte bedingt, ein Umstand, der auch innerhalb des Odenwaldes in den verschiedenen Landschaften feststellbar ist. So tritt als Ursache dieser Verschiedenheit der Gebirge neben die Tatsachen der Baustoffverteilung die durch die verschiedene Art der Hebungsvorgänge bedingte Intensität der exogenen Kraftwirkungen.

### Formen und permische Abtragungsfläche. Jüngere Verebnungen?

Auch die permische Abtragungsfläche war in ihren Formen abhängig vom Baustoff. Deutlich zeigt dies der verschiedene Grad der Einebnung, den das transgredierende Zechsteinmeer im Schiefergebiet der Kahllandschaft und im Granitgebiet der Aschafflandschaft vorfand, deutlich auch im Odenwald das lebhafte Relief der Oberabtsteinacher Fläche im Gegensatz zur Ebenheit der Böllsteiner Höhe.

Ein absolutes Wiederaufleben der alten Fläche findet bei der Bloßlegung der kristallinen Landterrasse nicht statt; überall wird sie gleich bei ihrem Auftauchen in den Bereich der Abtragung gezogen. Dennoch vermögen die Formen der heutigen Landschaft im Großen, wenn die Erniedrigung der zwischen den Tälern liegenden Rücken nicht zu weit fortgeschritten ist, das Bild der alten Fläche noch wiederzuspiegeln, zumal die auf den flachen Rücken arbeitende Dellenabtragung nur eine langsame flächenhafte Erniedrigung bewirkt. So gibt die Spessartlandschaft nach gedachter Auffüllung der Täler das Bild der alten, nur schräggestellten Fläche besser wieder als der Odenwald, wo die Zerstückelung der Gebirgsscholle zu einer völligen Zerstörung der einst einheitlichen Fläche geführt hat. Während nun im Spessart die Wirkung der Abtragung langsam und stetig und im ganzen Gebiet mehr gleichmäßig an der Verwischung der alten Fläche arbeitet, sind diese Bedingungen im Odenwald sehr verschieden, teilweise für die bessere Erhaltung von kleineren Flächenstücken günstig z. B. da, wo sie in der Senke noch längere Zeit durch die Sedimentdecke geschützt war, und vor allem vor der Buntsandsteinstufe, die hier im Odenwald noch in jüngster geologischer Vergangenheit wohl als Folge der letzten Gebirgsbewegungen scheinbar noch wieder einzelne Teile der alten Fläche freigegeben hat, während sie im Spessart seit dem Pliozän ihre Lage kaum mehr verändert haben dürfte. So treten uns vor allem die Hochflächen von Oberabtsteinach, die Flächen von Waldmichelbach, die Wasserscheidenhöhen der Tromm und die Böllsteiner Höhe als Landschaften mit noch recht reiner Erhaltung der alten Fläche entgegen, wie sie sich im Spessart nicht findet, und es wird diese Verschiedenheit beider Gebirge letzthin auch wieder zu einer Funktion des in beiden Gebieten verschiedenen Ablaufs der Schollenbewegungen und der dadurch bedingten verschiedenen Erhaltungsmöglichkeiten der alten Fläche.

Jüngere Verebnungsflächen lassen sich in beiden Gebieten nicht nachweisen. Noch in der ersten Phase der Bruchtektonik, wohl im Obermiozän reicht ja auch in beiden die Sedimentdecke bis an den Rand des Gebirges; erst die damals einsetzenden Hebungen führen zur endgültigen Abdeckung. Daß am Ausgange der Pliozänzeit das Relief der Spessartlandschaft schon dem heutigen fast gleich war, habe ich nachgewiesen. Anders im Odenwald! Wissen wir doch, daß sich hier noch Hebungen von nicht weniger als 100 m vollzogen haben, daß durch diese Hebung die am Gebirgsrand

abgebrochenen Sedimentschollen erst in ihre heutige Höhenlage gehoben sind, daß die Neubelebung der Erosion die Täler sich bis zu ihrer heutigen Tiefe eingraben ließ und wohl auch einen, wenn auch in seiner Bedeutung noch nicht aufzufassenden Rückgang der Stufe zur Folge gehabt hat. Auf die Bedeutung dieses Vorgangs für die Morphologie Südwestdeutschlands hat ja SALOMON[1] nachdrücklich hingewiesen. Es war aber keine Peneplain, die von diesen Bewegungen betroffen wurde, sondern bereits eine Stufenlandschaft wie heute, nur mit geringerem Relief, das aber im Bereich der kristallinen Landterrasse des Odenwaldes kaum hinter dem noch heute im Vorspessart, etwa im Gebiet der Aschafflandschaft sich findenden zurückgeblieben sein dürfte, vielmehr in dem ja damals schon herausgebildeten Nebeneinander von Hoch und Tief wohl eher kräftigere Züge aufgewiesen hat.

In beiden Gebirgen stellen sich die Formen als ein Augenblicksbild in dem Kampfe dar, den die an der Erdoberfläche unablässig arbeitenden Kräfte der Abtragung gegen die aus dem Innern der Erde wirkenden Mächte führen. In der ganzen Zeit, während deren wir diesem Kampf in den bloßgelegten kristallinen Schollenkernen von Spessart und Odenwald zu folgen vermögen, ist es ihnen nicht gelungen die tektonischen Formen auszulöschen. Noch heute beherrschen sie das Landschaftsbild.

[1] W. SALOMON, Die Bedeutung des Pliozäns für die Morphologie Südwestdeutschlands. Sitz.-Ber. d. Heidelb. Ak. d. W. 1919, Abh. 1 d. Math.-Naturw. Kl.

# ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Verhandlungen des Naturhistorisch-medizinischen Vereins zu Heidelberg

Jahr/Year: 1922-1927

Band/Volume: 15

Autor(en)/Author(s): Credner Wilhelm

Artikel/Article: Grundzüge einer vergleichenden Morphologie der kristallinen Gebiete von Spessart und Odenwald 71-94