

Aus dem Geographischen Institut der Martin-Luther-Universität
Halle-Wittenberg
(Direktor: Prof. Dr. R. Käubler)

Zur Großformung der Hochfläche des östlichen Harzes

Von

Erwin Mücke

Mit 1 Karte und 5 Profilen
(Eingegangen am 23. Dezember 1965)

Einer Insel gleich stellt der Harz das am weitesten nach Norden vorgeschobene deutsche Mittelgebirge dar. In seiner eigenartigen, gedrungenen Gestalt ragt er schroff als isolierter Gebirgskomplex aus den ihn umgebenden Hügelländern heraus, wobei besonders die steilgeböschte Nordrandstufe eine markante Landschaftsgrenze bildet. Nur nach Osten geht das Gebirge ohne erkennbare morphologische Grenze in sein Vorland über. Diese geographische Lage und die eigenartige Formung — der Gegensatz zwischen den flachwelligen Hochflächen und den steilwandigen Taleinschnitten sowie die großen Blockmeere mit ihren Felsburgen — lenkten schon vor zwei Jahrhunderten das Interesse der Geologen und später auch der Geographen auf dieses Gebirge. Die umfangreiche Literatur, die als ein Ergebnis der intensiven Forschungsarbeit zu werten ist, enthält aber heute noch manche Widersprüche und ungeklärte Probleme.

I. Forschungsstand

Die älteren Arbeiten erschöpfen sich in allgemeinen Beschreibungen oder sie behandeln nur Detailfragen, zumeist im Anschluß an die geologische Erforschung des Gebirges.

Erst die Dissertation von Gehne (1911) umfaßt einen größeren Teil des Harzes. Gehne weist im östlichen Harz der Hochfläche den Charakter einer Rumpffläche zu, die sich aus Rumpfmulden und Rumpfschwellen zusammensetzt. Ein älteres, prätertiäres Niveau vermutet er in den aufragenden „Monadnocks“. Umgeben wird die Rumpffläche von tieferliegenden Randterrassen, die er zu drei Flächensystemen zusammenfaßt. Sie sollen infolge jungtertiärer Hebungen bei anhaltender flächenhafter Tendenz der morphologischen Prozesse entstanden sein. Eine pleistozäne Hebung des Harzes lehnt er ab.

In Anlehnung an Philippi (1910) nimmt Gehne ein präoligozänes Alter für die Harzrumpffläche an. Als Belege dienen die von Lossen (1891) beschriebenen Tertiärablagerungen um Elbingerode, die sich vorwiegend aus hellen Tonen und Quarzsanden zusammensetzen. Die Bildung der Tone versucht Gehne durch die Einwirkung großer Moore zu erklären, deren säurehaltige Wässer eine starke Zersetzung der Feldspäte bewirkten. Die Sande dagegen sollen Verwitterungsreste von den die Vermoorung überragenden Monad-

nocks darstellen. Sehen wir von diesem veralteten Deutungsversuch ab, so sind doch seine Beobachtungen über die morphologische Lage der Verwitterungsreste von Bedeutung. Sie belegen bis zu einem gewissen Grade seine Auffassung von einer stark gewellten Rumpffläche des Harzes.

Ähnlich Gehne beschreibt auch Behrmann (1912) drei Formenelemente im Harz: eine alte Landoberfläche, die sie überragenden Härtlinge und junge Erosionstäler. Größeren Wert legt er bei der Betrachtung der Harzoberfläche auf Strukturformen. Neben einer genaueren Lagebeschreibung sind auch seine Erörterungen über die morphologische Härte der Gesteine tiefgründiger. Besondere Beachtung schenkt er dem Brockengebiet. Er weist hier auf die unterschiedliche Formung im Granit und im Hornfels hin und erklärt die ganze Erhebung als Härtlingsform, die sich ursprünglich im Schutze des Hornfelsmantels entwickelt habe.

Das Alter der Rumpffläche bestimmte er an Hand der Braunkohlenablagerungen von Wienrode, die zum Teil vom Vorland auf das Grundgebirge übergreifen. Die unterschiedliche Höhenlage der Flächenreste führte er im Gegensatz zu Gehne auf postoligozäne Bewegungen zurück. Die eigentliche Heraushebung des Harzes soll erst im Pleistozän erfolgt sein, in deren Folge dann die Talbildung einsetzte. Sie weist bei den Nordharzflüssen zwei Verjüngungen und bei den Südharzflüssen eine Verjüngung der Erosion auf. Die aus der Zertalung resultierende unterschiedliche Formung des Harzes veranlaßte Behrmann, von einer „jugendlichen“ Nordharzzone und einer „reifen“ Südharzzone zu sprechen, die sich deutlich von der flachwelligen „greisenhaften“ Mittelharzzone abheben.

W. Penck (1924) ging in seiner Arbeit „Morphologische Analyse“ beiläufig auf die Formgestaltung des Harzes ein. Er faßt das Brockenmassiv als zentrales Bergland auf, das die Rumpfflächen des Harzes überragt. Tektonische und petrographische Gründe für Einzelerhebungen lehnt er ab. Darüber hinaus werden Zwischentalscheiden in mindestens drei Niveaus, die die Harzhochfläche überragen, ausgeschieden. Meistens sind sie an Härtlingszüge gebunden. Den Einfluß des Gesteins beschränkt er auf die räumliche Lage der höheren Verebnungen, während deren Höhenlage von exogenen Vorgängen abhängig sei. Die tieferliegenden Zwischentalrücken am Harzrand führt er auf das dichte Talnetz zurück, das infolge Hangverschneidung eine Zerstörung der Rumpffläche bewirkte.

Den Beziehungen zwischen Struktur und Skulptur sowie dem Problem der Piedmontflächen geht Frebold (1932) im Brockengebiet nach. Mit einer statistisch-mittelnden Methode bemühte er sich, die auftretenden Flächenreste in ein System einzuordnen. Über der Harzhochfläche scheidet er 5 Niveaus (N1 bis N5) aus, die noch vom Brockengipfel (NO) überragt werden. Entscheidend für die Untergliederung waren die Hangverflachungen, die Höhenlage der Klippen und die Flachgefällstrecken der Brockenflüsse. Die Höhenlage dieser drei Formenelemente stellte er zusammen, berechnete die Mittelwerte und kam so zur Ausscheidung seiner Niveaus, die er im Sinne von W. Penck zu einer Piedmonttreppe zusammenfaßte. Sehen wir davon ab, daß Klippen und Flächenreste in ihrer morphologischen Aussagekraft nicht gleichgesetzt werden können, so ist auch der Wert derartiger statistischer Methoden in der Geomorphologie anzuzweifeln.

Auf die Frage der Harzhebung eingehend, unternimmt Spreitzer (1937) den Versuch, die Harzhochfläche und die Piedmonttreppe des Brockens zu untergliedern und ihre Genese zu deuten. Er glaubt auch, eine pleistozäne Hebung des Harzes neben präglazialen Hebungen vertreten zu können. Quer zur Heraushebung des Harzes in hercynischer Richtung nimmt er eine besondere Aufwölbung des Brockengebietes an. Für die Ausbildung der Piedmonttreppe habe nur eine kurze Zeitspanne zur Verfügung gestanden, so daß nur schmale Verebnungsflächen entstehen konnten. Die Harzhochfläche untergliedert er in drei verschiedene Niveaus, die sich miteinander verzahnen, aber dennoch als selbständige Glieder deutlich voneinander absetzen. Er unterscheidet dabei die altplozäne Rumpffläche des Osthazes (Rumpfmulden Gehnes), ein miozänes Niveau, das schon Becksmann (1930) in der Gegend um Elbingerode ausgeschieden hatte, und die prämitteleozäne Harzhochfläche.

Auch Herrmann (1940) glaubt, für die Brockenauftragung tektonische Ursachen annehmen zu müssen. Die höchsten Erhebungen im Harz sollen im Bereich einer mesozoischen Wölbungszone mit variskischer Streichrichtung liegen. Die Hebung ging noch während der mesozoischen Bedeckung des Harzkörpers vonstatten. Die heutigen Auftragungen seien noch nicht abgetragene Reste der Wölbungszone.

Von ähnlichen Überlegungen wird auch v. d. Sahle (1942) geleitet: Während einer gesonderten Heraushebung des Brockengebietes konnten sich Gesimse und Flächen ausbilden, die heute noch in verschiedenen Niveaus (700-m-Niveau, 800-m-Niveau, 900-m-Niveau und 1000-m-Niveau) über der Hauptrumpffläche zu erkennen sind. Die Erhaltung der „Rumpftreppenkuppel“ führt er auf die Härtlingsnatur und gleichzeitig auf die Fernlingslage zurück. Den Acker-Bruchbergzug stellt er als Härtling dar, dessen morphologische und geologische Grenzen zusammenfallen. Zwischen der Haupt-rumpffläche und der sanft gewellten Firstlinie des Höhenrückens erkennt er eine „meist simsartig eingeeengte Zwischenstufe“ von 650 bis 700 m Höhe. Die anderen im Brockengebiet erkannten Einebnungen konnte er nicht ins Acker-Bruchberggebiet hinein verfolgen.

Mortensen (1948) verweist darauf, daß eine Erhaltung der Aufwölbung nur dann möglich war, wenn sich die Gesteine durch eine große Widerständigkeit von der Umgebung unterscheiden. Auf das Härteverhältnis Hornfels-Granit eingehend, zeigt er, daß der Granit durchaus als hartes Gestein anzusprechen ist. Der Hornfels besitze nur dann eine größere Widerständigkeit, wenn er im geschlossenen Komplex und in großer Mächtigkeit vorliege.

Hövermann (1951) sieht in der Brockenerhebung weder einen Härtling noch ein besonders aufgewölbttes Gebiet. Er führt die Auftragung auf seine Lage in der Mitte des Harzkörpers zurück, von dem allseitig die gleichen Massen abgetragen wurden. Die Verschiebung der Erhebung von der Mitte des Gebirges nach Norden sei der asymmetrischen Hebung des Harzkomplexes zuzuschreiben.

Aus dem Mittelharz beschreibt Hövermann (1949) eine vielgliedrige Rumpftreppe, die neun verschiedene Niveaus aufweist. Über der Haupt-rumpffläche fand er im Brockenmassiv und im Acker-Bruchberggebiet die Brockengipffläche (1100 m), die Fläche des Kleinen Brockens (1000 m), das

Bruchbergplateau (930 m), das Torfhäuser Hügelland (720 bis 800 m) und die Andreasberger Rumpffläche (680 bis 700 m), während unter der Haupt-rumpffläche am Harzrand und in den Haupttälern noch drei pliozäne Terrassen in einer tieferen Lage von ihm kartiert wurden. Seine Flächenreste will Hövermann nicht als Ebenen, sondern durchweg als Hügelländer aufgefaßt wissen. Dies gilt im besonderen für das Torfhäuser Hügelland. Eine farbige, der Arbeit beigegebene Karte über die „Formengruppen der Erosion im Landschaftsbild des Mittelharzes“ ist zu stark schematisiert und zeigt vor allem nicht die wirkliche Verbreitung der Altflächenreste.

In einer kleineren Arbeit hat Hövermann (1950) die in diesem Gebiet gewonnenen Ergebnisse auf den ganzen Harz übertragen, die Franz (1956) vollinhaltlich übernommen hat. Danach verbreitern sich die pliozänen Landterrassen, die im Westen des Harzes nur einen schmalen Saum bilden, ganz gewaltig und nehmen fast die gesamte Unterharzfläche ein. Die Haupt-rumpffläche sei nur noch in kleinen Resten erhalten geblieben.

Die Haupt-rumpffläche und die älteren Flächenreste tragen eine Roterde-verwitterungsdecke, die in ihren tieferen Horizonten feste und abgerundete Gesteinsblöcke enthält. Nach den pliozänen Hebungen und der damit verbundenen Zerschneidung der Haupt-rumpffläche setzten im Pleistozän starke Abtragungsprozesse ein, die besonders die oberen Teile der tertiären Verwitterungsdecke beseitigten und das blockreiche Material freilegten. Es bildete sich im Mittelharz ein Blockmantel aus, der sein letztes Gepräge durch die solifluidalen Prozesse erhielt.

Die Zusammenstellung der bisherigen Forschungsergebnisse zeigt, daß im allgemeinen die Flachformen der Harzhochfläche als Reste einer tertiären Landoberfläche angesehen werden. Während die älteren Bearbeiter, wie Gehne und Behrmann, nur von einer Rumpffläche sprechen, die von Härtlingen überragt wird, ist in den jüngeren Darstellungen das Streben nach einer stärkeren Untergliederung der Rumpffläche zu bemerken. Die Flächenreste werden nach ihrer Höhenlage altersverschiedenen Niveaus zugerechnet. Becksmann und Spreitzer unterscheiden drei Niveaus, Hövermann und Franz sogar vier Niveaus im Bereich der Rumpffläche.

Die gleiche Entwicklung ist in den Auffassungen über die Gestaltung der Harzoberfläche überragenden Erhebungen festzustellen. Gehne vermutet in der annähernd gleichen Höhenlage der Härtlinge ein älteres prätertiäres Niveau. W. Penck scheidet schon drei Niveaus aus, und in der weiteren Entwicklung über Frebold, v. d. Sahle, Hövermann und Franz wird die Untergliederung bis zu fünf altersverschiedenen Niveaus getrieben.

Diese Tendenzen lassen sich auch in den Untersuchungen zur Oberflächengestaltung der anderen mitteldeutschen Mittelgebirge nachweisen. So beschreibt Büdel (1934) aus dem westlichen Erzgebirge eine viergliedrige Rumpftreppe. Gellert (1962) dagegen stellt im sächsisch-thüringischen Gebirge eine Rumpftreppe dar, die ein System von fünf verschiedenen Niveaus umfaßt.

Mit welcher großen Unsicherheitsfaktoren diese Gliederungen behaftet sind, zeigen die Arbeiten von Richter (1955/56), Weber (1956) und Käubler (1959), in denen nachgewiesen wird, daß die markanten Geländestufen dieses

Gebietes meistens an besonders widerständige Gesteine oder an tektonische Linien gebunden sind. Diese Formen tragen also strukturelle und keine skulpturellen Züge. Käubler (1966) hat neuerdings eine umfassende kritische Würdigung dieser Arbeiten gegeben.

Der gleiche Eindruck drängt sich dem Betrachter der Karten der Rumpfflächenreste des Harzes von Hövermann (1950) und Franz (1956) auf. Sie spiegeln in wesentlichen Teilen die petrographischen Verhältnisse dieses Mittelgebirges wider. Die Härtlingszüge des Kieselschiefers und der Quarzite, die die Hochflächen überragen, werden jeweils einem höheren, älteren Niveau zugeordnet. Auch die Stufe, die sich zwischen die widerständigen Grauwacken und Lyditschiefer der „Selkemulde“ einerseits und die weichen Tonschiefer des „Ostharzer Silursattels“ andererseits schiebt, wird als Rumpfstufe hingestellt. Neben den Diabas- und Porphyrhärtlingen werden auch die Graniterhebungen in das Flächensystem einbezogen.

Eine Vernachlässigung der strukturellen Elemente bei der Betrachtung der Oberflächengestaltung liegt auf der Hand. Es erhebt sich daher die Frage, ob hier wirklich Glieder verschiedener Rumpfflächen oder nur einer einzigen Rumpffläche vorliegen. Die Höhenlage der Rumpfflächenteile allein gibt uns hierauf keine eindeutige Antwort, zumal auch die pleistozäne Abtragung örtlich größere Beträge erreicht hat, die zu einer stärkeren Erniedrigung der Altflächen führten. Besonders in Harzrandnähe ist diesem Problem Beachtung zu schenken. Die Zertalung ist hier intensiver, und so kommt es im Verein mit der Abtragung zu einer stärkeren Höhengliederung der Zwischentalrücken, die bis zur Stufung führen kann. In diesen Formenelementen Reste einer tertiären Oberfläche zu sehen, ist ohne eindeutigen Beleg gewagt.

II. Die Großformen der Hochfläche

Die Hochfläche des östlichen Harzes steigt allmählich von Osten nach Westen an. Während ihre Höhenlage am Ostrand zwischen 240 m und 260 m schwankt, erreicht sie am Fuß des Brockenmassivs Höhen um 600 m. Dieses Bild zeigt sich auch dem vom nördlichen Harzvorland her kommenden Betrachter. An einer markanten Bruchstufe erhebt sich der Harz mauerartig aus der Subhercynen Kreidemulde und spiegelt in seiner Silhouette den ebenen bis flachwelligen Charakter seiner Hochfläche wider. Zugleich zeichnen sich einzelne Erhebungen ab.

Diese Formenelemente zeigen in ihrer räumlichen Anordnung eine Anlehnung an die strukturellen Züge des Gebirges. Die tektonische Schrägstellung des Harzes spiegelt sich in der West-Ost-Abdachung der Hochfläche und in der Anlage des Flußnetzes wider. Die größten Flüsse des östlichen Harzes folgen dieser Abdachung und besitzen im wesentlichen einen West-Ost-Verlauf, wie das an der Bode zu erkennen ist. Die Selke und ihre östlichen Nachbarflüsse erfahren dabei eine Ablenkung nach Norden, die wohl auf einer stärkeren Heraushebung des Südflügels der Harzscholle beruht. Diese quer zur Hauptabdachung erfolgte Kippung wird auch durch einen Vergleich der unterschiedlichen Höhenlage der Hochfläche erkennbar. Besonders ausgeprägt ist sie im Ostflügel zu beobachten, wo die Höhendifferenz ungefähr 100 m beträgt. Nach Westen zu wird diese Kippung immer

geringer, so daß zwischen Nordhausen und Wernigerode kaum noch Unterschiede in der Höhenlage der Hochfläche auftreten. Hier greifen auch die Südharzflüsse weiter in den Harz hinein. Das Einzugsgebiet der Zorge und Thyra bleibt zwar gegenüber dem der Nordharzflüsse relativ klein, der Unterschied zum stärker gekippten Ostflügel des Unterharzes ist aber augenfällig. Östlich der Thyra schieben sich nur noch sehr kurze Talungen vom Süden in den Harz hinein, so daß die Wasserscheide fast mit dem Südrand des Gebirges zusammenfällt.

Im einzelnen wird aber die Formung weniger von der Tektonik als vielmehr von den petrographischen Verhältnissen beeinflusst. Der Grundgebirgskörper des Harzes zeichnet sich durch eine starke Spezialgliederung in einzelne geologische Einheiten aus, die als das Ergebnis einer im wesentlichen autochthonen und zugleich disharmonischen Faltung der sudetischen Phase anzusehen ist. Diese Einheiten besitzen nicht nur einen eigenen Baustil, sondern auch einen mehr oder weniger eigentümlichen Gesteinsaufbau. So zieht eine Reihe von Gesteinszügen in erzgebirgischer Richtung — meistens S-förmig verbogen — quer durch den Harz, deren unterschiedliche Widerständigkeit sich im Relief äußert.

An die widerständigen Gesteinskomplexe sind Höhenzüge gebunden, die die Flachformen um 20 bis 70 m überragen. Nicht selten ist dabei eine Beziehung zwischen der Höhe der Härtlingszüge und der Breite des Gesteinsausstriches zu beobachten. Dort, wo die Gesteinszüge sehr schmal werden, sind meistens nur flache Rücken ausgebildet, während bei einer Verbreiterung des Komplexes die Härtlinge an Höhe zunehmen.

Die bedeutendsten Vollformen sind an die Granitmassive gebunden. Im Brockenmassiv treten die höchsten Erhebungen des Harzes auf. Dieser Komplex ist sehr stark aufgelöst und im östlichen Teil in eine Reihe von der zentralen Erhebung radial ausstrahlender Höhenrücken untergliedert. Das kleinere Rambergmassiv bildet dagegen eine geschlossene uhrglasförmige Aufwölbung.

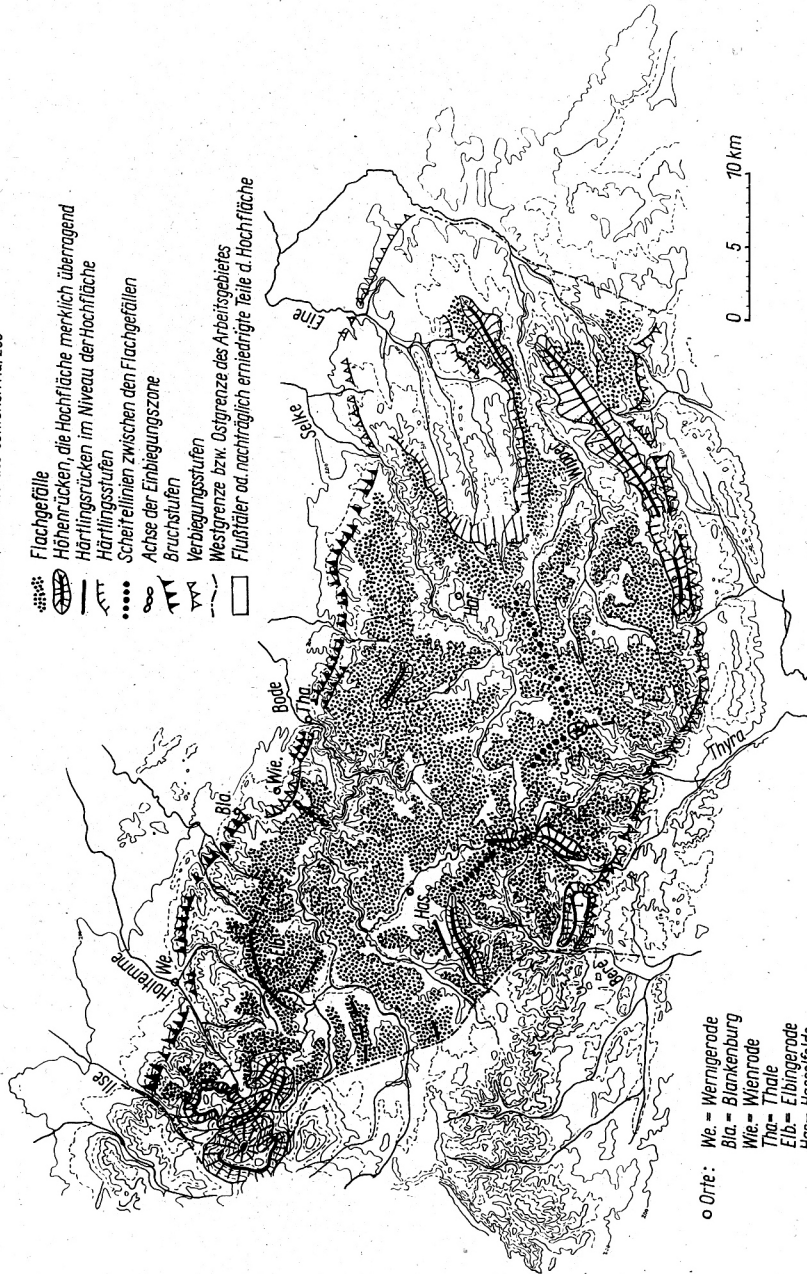
Der Porphyroklotz des Gr. Auerberges ist die markanteste Erhebung des Unterharzes. Mit einer relativen Höhe von 75 bis 80 m überragt er mit seinen allseitig steilgeböschten Hängen die Hochfläche.

An den Ausstrich der Lydite und Kiesel-schiefer in der Randzone der Südharzmulde ist ein Höhenrücken gebunden, der nur dort ausgebildet ist, wo diese widerständigen Gesteine breitflächig auftreten, so daß er mehrfach unterbrochen ist. In seinem Verlauf von der Lichtenhöhe über die Bärenhöhe, die Schalliete, die Gr. Harzhöhe zum Bettler erreicht er Höhen um 600 m und überragt damit recht deutlich die eigentliche Hochfläche des Unterharzes.

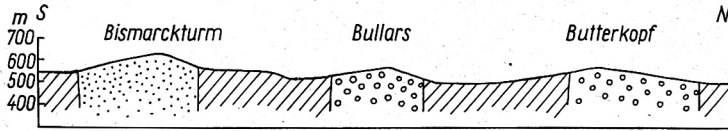
Eine ähnliche Formung ist auch im „Wippraer Sattel“ zu beobachten. Hier sind vor allem die in die Schichtserien eingelagerten Quarzite und Kiesel-schiefer zu erwähnen, die der geologischen Einheit insgesamt eine größere Widerständigkeit gegenüber den angrenzenden Gesteinskomplexen verleihen. Der Höhenrücken beginnt östlich von Breitung und ist bis Greifenhagen zu verfolgen, wo er allmählich ausklingt. Er zeigt in seiner Längserstreckung keine Stufungen, sondern fällt kontinuierlich von 450 m im Südwesten auf

Die Großformen des östlichen Harzes

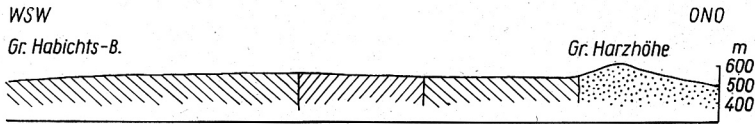
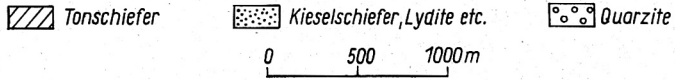
- Flachgefälle
- Höhentrüben, die Hochfläche merklich überragend
- Härtlingsrücken im Niveau der Hochfläche
- Härtlingsstufen
- Scheitellinien zwischen den Flachgefällen
- Achse der Einbiegungszone
- Bruchstufen
- Verbiegungsstufen
- Westgrenze bzw. Ostgrenze des Arbeitsgebietes
- Flußtäler od. nachträglich erniedrigte Teile d. Hochfläche



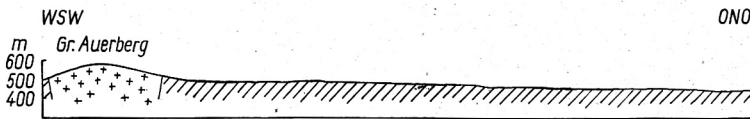
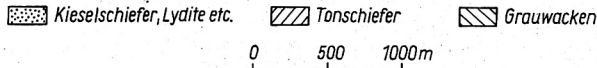
- o Orte: We. = Wernigerode
- Bla. = Blankenburg
- Wie. = Wienrode
- Tha. = Thale
- Elb. = Elbingerode
- Has. = Hasselde
- Har. = Harzgerode



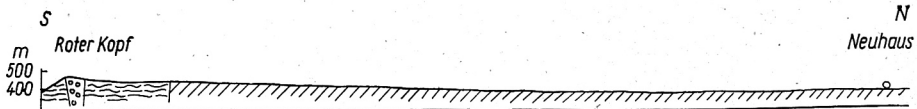
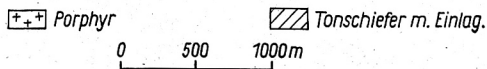
Prof. 1 Profil durch den Südharzer Kieselschieferrücken u. sein nördl. Vorland südl. von Trautenstein mit strukturbestimmten Formen



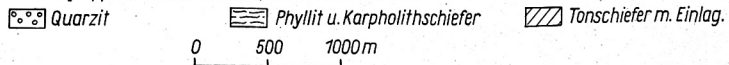
Prof. 2 Profil von der Gr. Harzhöhe zum Gr. Habichtsberg, einen Härtlingszug mit anschließendem Flachgefälle zeigend



Prof. 3 Profil vom Gr. Auerberg nach ONO mit Porphyrhärtling u. anschl. Flachgefälle



Prof. 4 Profil vom Roten Kopf nach Norden. Es zeigt das Flachgefälle, das sich vom „Wippraer Sattel“ zum Wippertal hin erstreckt.



300 m im Nordosten ab. Dabei erhebt er sich an ganz schwach geböschten Hängen nur um 10 bis 20 m über seine Umgebung.

In etwas abgewandelter Form machen sich die petrographischen Verhältnisse der „Selkemuße“ bemerkbar. Die Kieselschiefer und Lydite bilden hier eine Stufe nach Südosten, wo im Bereich des „Hauptsilursattels“ wenig widerständige Tonschiefer anstehen. Diese Stufe biegt im Forst Neudorf nach Süden um und verläuft, obgleich nicht mehr so klar ausgebildet, als morphologische Trennungslinie zwischen den kieselschieferreichen Silurschichten im Westen und den Tonschiefern im Osten.

An der Westgrenze der „Selkemuße“ werden die Kieselschiefer von Grauwacken verdrängt, denen die Gesteine des Tanner Zuges gegenüberstehen. Da beide Schichtkomplexe etwa die gleiche Widerständigkeit besitzen, kommt es hier nicht zur Ausbildung einer durchgehenden Stufe. Nur die Kieselschiefer an der Hohen Warte bilden eine kleine Erhebung.

Alle diese Höhenrücken tragen nur eine dünne Solifluktsionsdecke aus der Würmkaltzeit über dem anstehenden Gestein. Dies ist als Ausdruck einer sehr intensiven Abtragung während des Pleistozäns zu werten, die zu einer Beseitigung älterer Formen und Verwitterungsbildungen geführt hat. Nicht zuletzt ist dies aus der Formung der Höhenrücken ersichtlich, die weithin durch periglaziale Prozesse geprägt wurde.

Besondere Beachtung verdienen die Granitrücken im Brockengebiet. Sie wurden ja von Hövermann (1950) u. a. je nach ihrer Höhenlage in ältere tertiäre Flächensysteme eingeordnet. Im östlichen Brockengebiet heben sich die Renneckenberge und der Hohnekamm besonders ab. Es sind schmale Höhenzüge, auf deren Kamm keinerlei Verebnungen zu finden sind. Sie zeigen vielmehr schon auf engem Raum erhebliche Höhenunterschiede, sind von mächtigen Felsklippen gekrönt und werden von Blockmeeren bedeckt. Die bedeutendste Felsform ist die Höllenklippe auf dem Hohnekamm, die eine Höhe von 30 m erreicht. Sie steckt fast vollständig in einem Blockmantel, den sie nur in der höchsten Partie durchragt.

Argumente für die Annahme einer alttertiären Landoberfläche liefert dieser Formenschatz nicht. Gerade die Klippen, also anstehendes Gestein, das die Verwitterungsdecke durchragt, zeigen hier einen Bereich verstärkter Abtragung an. Ähnliches gilt auch für ein Klippenniveau nördlich der Renneckenberge, das sich um die Sonnenklippe und den Gr. Jägerkopf in einer Höhe von 720 m einstellt.

Insgesamt gesehen bilden die Strukturformen ein Gerüst, dem sich die Flächenreste anpassen. Die Hochfläche ist in einzelne Flachgefälle aufgelöst, die sich vom Fuße dieser Höhenrücken in Richtung der großen Flußtäler abdachen. Im allgemeinen setzen sie an der Grenze vom härteren zum weicheren Gestein an, greifen aber besonders weit in die Granitgebiete hinein. So ist der gesamte Nordosten des Brockenmassivs in den Bereich der Flachgefälle einbezogen worden. Auch im Rambergmassiv ziehen sie allseitig, wenn auch steiler gebösch, weit in das Granitgebiet hinein und sparen nur eine schmale zentrale Höhenzone im Bereiche des porphyritischen Granits aus. Sie zieht in Südost-Nordwest-Richtung von der Victorshöhe zum Mailaubenkopf, wo sie bis in die Kontaktzone hineinreicht. Breitgewölbte Bergkuppen, von

klippendurchsetzten Blockmeeren eingehüllt, bestimmen dort das Landschaftsbild.

Zwischen die pedimentartigen Verebnungen und die steilwandigen Flußeinschnitte schiebt sich sehr oft noch ein jungtertiärer Talboden ein, dessen unterschiedliche Breite sich auffallend den petrographischen Verhältnissen anpaßt. Er ist in den weichen tonschieferreichen Sedimentserien besser ausgebildet als in widerständigen Gesteinen, wo er sehr schmal wird oder ganz fehlt. Diese von Gehne (1912) als Trogtal bezeichnete Terrasse zeigt die erste pliozäne Eintiefungsphase der Flüsse an.

Die Flachgefälle sind dort besonders gut zu beobachten, wo einheitliche Schichtkomplexe größere Verbreitung besitzen, wie im Grauwackenbereich der „Südharz- und Selkemuße“ oder in der „Südharzer Devonmulde“. In anderen Gebieten zeigen sie eine stärkere Anpassung an die strukturellen Bedingungen. Es sind vor allem Quarzite, Grauwacken, Keratophyre, Diabase und Porphyre, die einen kuppigen Landschaftscharakter hervorrufen können und zuweilen auch flache Höhenzüge bilden. Dies soll am Beispiel der Flächen um Elbingerode gezeigt werden.

Diese Hochfläche, die ihre Wurzel in der Randzone des Granits zwischen 600 und 650 m Höhe hat und dort stärker geneigt ist, fällt dann allmählich von 550 m nach Osten ab, wo sie westlich Hüttenrode Höhen zwischen 450 bis 480 m aufweist.

Im allgemeinen sind hier flachwellige Formen vorherrschend. In ihrer Anordnung zeigen sie eine weitgehende Abhängigkeit vom geologischen Untergrund. Mitten durch die Elbingeröder Hochfläche zieht ein flachgewölbter Höhenrücken, der am Ahrendfeld beginnt und über den Ort-Berg nördlich Elbingerode bis zum Bärenrücken westlich Hüttenrode verläuft. Er ist durchweg an widerständige Gesteine gebunden und bildet die Wasserscheide zwischen den Harznordrandflüssen und den Nebenflüssen der Bode. Der Abdachung der Hochfläche entsprechend, weist er im Ahrendfeld Höhen um 550 m und im Osten am Bärenrücken nur noch solche von 500 m auf.

Es sind kulmische Kieselschiefer und Lydite sowie die devonischen Keratophyre und Mandelsteine, die das petrographische Gerüst bilden. Dort, wo sich weniger widerständige Gesteine wie Tonschiefer und Grauwacken einschieben, verliert er sofort an Höhe. Nach Norden und Süden schließen sich Flachgefälle an, die gleichfalls gesteinsbedingte Einflüsse zeigen.

Ausgeprägt sind diese Züge vor allem nördlich des zentralen Höhenrückens. Die Harzhochfläche dacht sich hier allmählich nach Norden ab und wird besonders in Harzrandnähe in schmale Rücken und Einzelberge von sehr unterschiedlicher Höhe aufgelöst.

Vom Vorland greifen zahlreiche Täler in das Gebirge hinein, die in dieser Randzone die pleistozäne Abtragung gefördert haben. Die stärkere Erniedrigung der Zentralrücken führte zu einer weitgehenden Zerstörung der tertiären Flächenreste. Die Höhenverhältnisse, die hier auf engem Raum zwischen 440 und 300 m schwanken, bestätigen dies.

Im einzelnen sind strukturelle Formen zu beobachten. Als besonders widerständig erweisen sich die Kieselschiefer und mächtigere Konglomerat-

bänke. Auch die Gesteine der Mittelharzer Gänge heben sich als schmale Rücken heraus, die oft von Klippen gekrönt werden.

Nach Süden zu wird die Intensität der Zertalung geringer. Flächenhafte Formen werden vorherrschend. Die Mittelharzer Gänge verlieren allmählich ihre morphologische Wirksamkeit. Nur selten bilden sie noch flache Geländewellen. Teilweise zeigen sie eine mehrere Meter tiefe Vergrusung, so daß sogar Tiefenzonen diesen Ganggesteinen folgen. Auch Diabase, welche die Tonschieferfolgen durchsetzen, zeigen teilweise Vergrusungserscheinungen. Meist bilden sie aber sanft geböschte Kuppen, die ein belebendes Element der Hochfläche darstellen.

So muß der Nordflügel der Elbingeröder Hochfläche in zwei wesensverschiedene Teile untergliedert werden: in eine harzrandnahe Zone, wo Zertalung und Abtragung die Altflächenreste zerstört und ein sehr bewegtes Relief geschaffen haben, und in eine innere, durch Flachformen gekennzeichnete Zone.

Die Flachgefälle südlich des zentralen Höhenrückens sind eindeutig als tertiäre Formen zu belegen. Um Elbingerode treten verbreitet Sedimente dieser Zeitstellung auf, die weiter unten eingehender besprochen werden.

Hier ist eine weitgespannte Hochflächenmulde ausgebildet, in deren Zentrum Elbingerode liegt. Die erhöhten Ränder dieser Mulde werden im Norden vom zentralen Höhenzug gebildet, während im Süden die Keratophyrerhebungen des Gr. Hornberges und des Gr. Schmidtskopfes den Verlauf der Umrandung beeinflussen.

Die Flächen senken sich vom Rand zu den zentralen Teilen auf einer Strecke von 2 km um 40 bis 50 m. Ihr flachwelliges Relief wird petrographisch nur vom Keratophyr des Kl. Hornberges beeinflusst. Die Gesteinsgrenze zwischen Kalken und Grauwacken macht sich nicht bemerkbar. Die Gesteine der Mittelharzer Gänge sind vergrust. Ihr Verlauf wird an der Oberfläche von Dellen nachgezeichnet.

Nach Osten werden die Kalke von den Keratophyren und Mandelsteinen des Braunesumpf-Sattels abgelöst. Das Relief ist hier weit gewellt und zeigt keine bevorzugte Abdachungsrichtung. Die gleichbleibende Höhenlage der Hochfläche ist wohl auf die großflächige Verbreitung der widerständigen Gesteine zurückzuführen.

Eine Erniedrigung und Zerstörung der Flachgefälle ist nicht nur wie nördlich von Elbingerode in Harzrandnähe zu beobachten, sondern ist auch häufig an besonders wenig widerständige Schichtkomplexe gebunden. Dies gilt besonders für den Bereich des „Ostharzer Hauptsilursattels“. Die Hochfläche wird hier von einem dichten Talnetz zerfurcht. Die Täler der Eine, Wiebeck, Leine, Schwennecke und Mukarehne haben zur Bildung schmaler Höhenrücken geführt, die wiederum durch kleine Seitentäler gegliedert werden. Ein Geäst pleistozäner Dellen verstärkt den unruhigen Charakter des Reliefs.

Ähnlich wie um Benneckenstein und Hasselfelde waren die weichen, kalkhaltigen Tonschiefer des Silurs einer besonders intensiven Abtragung im Pleistozän unterworfen, die zur Zerstörung der tertiären Flächen geführt

hat. Die widerständigen Diabasvorkommen wurden dabei herauspräpariert, so daß zahllose Kuppen im Gelände aufragen und die Energie des Kleinreliefs vergrößern.

Da auch tertiäre Verwitterungsböden fehlen, wollen wir diese Ausräumungszone nicht zum Altflächenbereich zählen, der sich durch seine höhere Lage an den Rändern des Silursattels merklich abhebt. Im Süden ist der Höhenunterschied zu den Hochflächen in den devonischen Tonschiefern mit 20 bis 30 m am geringsten. Nach Norden zur Selkemuße hin steigt das Gelände aber stark an. Die Kieselschiefer und Lydite bilden dort eine Stufe, deren relative Höhe bis zu 70 m beträgt.

Westlich Schielo ist die silurische Schieferfolge stärker mit Quarzit- und Grauwackenbänken durchsetzt und erhält dadurch eine größere Widerständigkeit. Das Gelände steigt hier stärker an und erreicht in dem Waldgebiet zwischen Friederikenstraße und Königerode Höhen um 400 m. Reste tertiärer Verwitterungsdecken zeigen an, daß wir uns hier wieder im Niveau der Altflächen befinden.

Die Hochfläche des östlichen Harzes zeigt neben den petrographischen Einflüssen auch solche, die auf tektonische Bewegungen zurückzuführen sind. So werden im Ramberggebiet die sich nach Norden abdachenden Flachgefälle durch eine 50 bis 80 m hohe Geländestufe gestört. Die Stufe lehnt sich an eine Verwerfungslinie an, die den Granit von einem schmal ausgebildeten Sedimentband am Nordharzrand trennt. Nördlich der Stufe ist das Gelände in der randlichen Sedimentzone stark zertalt, so daß hier schmale Berg Rücken und Einzelberge mit unterschiedlicher Höhenlage einander ablösen. Verebnungen und tertiäre Verwitterungsreste fehlen hier. Deshalb können wir dieses Gebiet nicht mehr zum Altflächenbereich rechnen. Daraus ist zu schließen, daß die Höhe der Stufe wohl nicht nur auf tektonische Bewegungen, sondern auch auf die unterschiedliche Widerständigkeit der hier aneinandergrenzenden Gesteine und die damit verbundene verschieden starke Abtragung zurückzuführen ist.

Andersartig ist der tektonische Einfluß südlich von Wienrode, wo die Harzhochfläche stärker eingebogen ist. Sie fällt von Hüttenrode von Höhen um 490 m nach Südosten bis auf 430 m ab und steigt dann wieder langsam an, um in den Steinköpfen eine Höhe von 446 m zu erreichen. Die Achse der Tiefenzone fällt mit dem Verlauf der Wendefurth-Blankenburger Chaussee zusammen.

Parallel zu der Einwölbung der Hochfläche ist am Harzrand eine flache Einbuchtung zu erkennen. Sie wird als die Bucht von Wienrode bezeichnet. Zugleich erfährt der Harzrand eine besondere Gestaltung. Während er bei Blankenburg oder Thale als steile Bruchstufe ausgebildet ist, fällt die Harzhochfläche bei Wienrode allmählich zum Vorland ab.

Die etwa 180 m hohe Stufe ist besonders in ihren unteren Teilen ganz flach geböscht und von einer pleistozänen Soliflukationsdecke eingehüllt. Die Grenze zwischen dem Grundgebirge des Harzes und den Deckschichten des Vorlandes ist morphologisch nicht ausgeprägt. Über dem Zechsteinstreifen sind in Dolinen mittel- bis oberoligozäne Kiese und Braunkohlen abgelagert. Die Kiese greifen auf den Harzkörper über. Auch die Braunkohle wird in

Form eines geringmächtigen Flözes dort angetroffen. Die Sedimente sind nach dem Harzinneren zu flach aufgebogen. Kompliziert werden die Lagerungsverhältnisse aber im Bereich des Zechsteinbandes. Nach Voigt (1940) dürfte dies jedoch nicht durch tektonische Bewegungen, sondern durch Verstürzungen infolge Auslaugung bedingt sein. Auf jeden Fall zeigen die geologischen Verhältnisse am Harzrand eindeutig eine starke Abbiegung des Grundgebirges bis in das Vorlandniveau hinab. Demnach ist die flache Harzrandstufe als Flexur zu deuten, die sich auf der Harzhochfläche als Einbiegung fortsetzt.

Die Anlage dieser Form erfolgte im Oligozän. Auch in jüngeren tektonischen Phasen, vor allem im Pliozän, als die Harzrandstufe herausgebildet wurde, blieb diese Bewegungstendenz erhalten, so daß auch in der Folgezeit die exogenen von den endogenen Prozessen übertönt wurden.

III. Die tertiären Verwitterungsbildungen der Hochfläche

Die beschriebenen Großformen tragen in Resten alte Verwitterungsdecken, die dem Tertiär entstammen. Diese Bildungen wurden bei der räumlichen Erfassung der Altflächenreste berücksichtigt, da die alleinige Beachtung der Höhenverhältnisse zu Fehlschlüssen führen kann. Die Harzhochfläche ist im Laufe ihrer Entwicklungsgeschichte einem mehrfachen Klimawechsel unterworfen gewesen, der sich nicht nur im mannigfaltigen Formenschatz widerspiegelt. Die altersverschiedenen Formengruppen zeichnen sich durch spezifische Bodenbildungen aus, mit deren Hilfe erst eine exakte Trennung der verschiedenen Reliefelemente möglich ist. Es zeigt sich dabei, daß nicht immer die höchsten Teile des Geländes den ältesten Formenschatz tragen, sondern daß sie durch jüngere Prozesse wesentlich umgestaltet wurden.

Die wichtigsten tertiären Verwitterungsbildungen sind die Graulehme. Sie treten im Unterharz in weiter Verbreitung auf und zeigen sich häufig an der Oberfläche durch Staunässe an. Von anderen Bildungen heben sie sich durch ihre größere Plastizität ab. Die Geologen haben diese intensive Verwitterung der Gesteine auch in anderen deutschen Mittelgebirgen beobachtet und sprechen von einer „Weißverwitterung“.

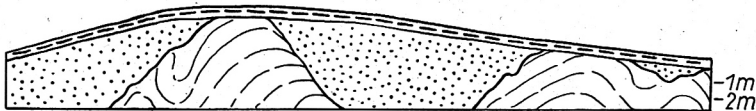
Mückenhausen (1953, 1959) hat diese Graulehme in der Eifel untersucht und sie mit rezenten tropischen Böden verglichen. Er konnte nachweisen, daß sie unter gleichen Klimabedingungen entstanden sein müssen, Bedingungen also, wie sie bei uns im Tertiär auftraten. Als wichtige Zeitmarken verdienen die Graulehme größere Beachtung, da mit ihrer Hilfe eine Datierung der Flächenreste möglich ist.

Am besten sind die Graulehme auf Tonschiefern ausgebildet. Hier können sie Mächtigkeiten bis zu 5 m erreichen. Häufig werden sie von pleistozänem Wanderschutt überdeckt. Sie können aber auch direkt an der Oberfläche anstehen. Die obersten Horizonte sind dann durch solifluidalen Transport mit kantigem Fremdmaterial durchmischt.

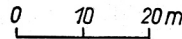
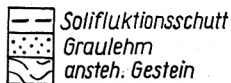
Ihrem Gefüge nach ordnet sie Mückenhausen den Lehmen zu. Häufig werden die grauen Partien von rötlichen oder orangefarbenen Flecken durchsetzt, die besonders in den unteren Teilen der Bodenprofile auftreten.

Bei Straßberg, wo die Graulehme durch den Bau einer Wasserleitung auf einer Strecke von über 300 m aufgeschlossen waren, hielten sich solche Eisenanflüge in einer schwach ausgebildeten Übergangszone zum festen Gestein hin besonders an Gesteinsklüften. Die Graufärbung der Böden zeigt, daß eine starke Enteisung um sich gegriffen hat und nur örtlich Eisenschlamm Massen in Form rötlicher Flecken auftreten.

In der Übergangszone zum frischen Gestein treten zunächst einzelne morsche Schieferbrocken auf, die nach unten immer häufiger werden, sich verdichten und ihrem Aussehen nach weniger von der chemischen Verwitterung angegriffen sind. Häufiger ist aber ein schneller Wechsel von Graulehm zum Schiefer zu beobachten.



Prof. 5 Graulehmvorkommen bei Straßberg



Die Unterkante der Verwitterung zeigt keine Beziehungen zum heutigen Kleinrelief. In weiten Wellen schwingt sie auf und ab. Die Wellenscheitel sind etwa 100 m voneinander entfernt. Die Graulehme bilden keine zusammenhängende Decke mehr. Durch die pleistozäne Abtragung wurden in den Wellenscheiteln die Graulehme vollständig beseitigt. Sogar Schiefergestein muß hier entfernt worden sein. Diese Gesteinsbuckel waren auch die Gesteinslieferanten für die Solifluktionsdecke, die mit ihrem scharfkantigen und frischen Material den fossilen Graulehm bedeckt.

Nach vorsichtiger Schätzung dürfte demnach die Unterkante der Verwitterung ursprünglich Höhenunterschiede zwischen 10 und 15 m aufgewiesen haben. Diese Wellung ist nicht auf Gesteinsunterschiede zurückzuführen, da überall, auch in den Aufragungen, nur Tonschiefer angetroffen wurden. So gehen wir nicht fehl, wenn wir in der flachen Wellung eine Abbildung des tertiären Kleinreliefs sehen.

Eine über 2 m mächtige Decke von Graulehm lagert der Hochfläche westlich von Elbingerode auf. Sie beginnt im Liegenden mit sandigen Partien, die in feine Quarzsande übergehen können. Die obersten Partien sind stark geknetet und enthalten schwachgerundete oder scharfkantige Gesteinsstücke aus Quarziten, verkieselten Kalken, Kieselschiefern, Gangquarz, Grauwacken und auch Tonschiefern.

Die Ausbildung des Hangenden veranlaßte Mainzer (1932), die gesamte Decke als Solifluktionsschutt anzusprechen. Zweifellos ist aus den kantigen und frischen Gesteinsstücken eine pleistozäne Umlagerung der oberen Partien abzulesen. Die unteren Horizonte zeigen jedoch, daß die Decke schon früher unter anderen Bedingungen gebildet wurde. Dort fehlen die scharfkantigen frischen Gesteinsstücke.

Die Zuführung des Materials erfolgte von Westen her und setzte mit einer Quarzsandschüttung ein. Die reinen Quarzsande und die sandigen Lehme sind Verwitterungsprodukte aus der nahen Umgebung. Als Ausgangsgesteine sind die Kieselschiefer, Lydite und Grauwacken anzusehen. Vor allem die sandigen Lehme besitzen das gleiche Aussehen und die gleiche Zusammensetzung wie die tertiären Verwitterungsreste auf den Grauwacken des „Tanner Zuges“ und der „Südharzmulde“.

Die hangenden Graulehme enthalten neben den sekundären Tonmineralien Quarz, Anatas und K-Feldspat. Anatas ist ein Mineral, das in Tonschiefern auftritt. Demnach müßten Teile der Graulehme aus dem westlich angrenzenden Tonschieferbereich stammen, wo derartige Verwitterungsreste noch anzutreffen sind. Der K-Feldspat ist ein schwer verwitterndes Mineral. Es ist häufig in den alten Verwitterungsdecken der Granitgebiete zu beobachten, so daß die Graulehme wenigstens zum Teil ihren Ursprung im Brockengebiet haben. Genauer läßt sich die Herkunft nicht bestimmen, da Schwerminerale fehlen. Sie sind durch die intensive tertiäre Verwitterung zerstört worden.

Da diese Decke einem Flachgefälle direkt aufgelagert ist, ist ihr besondere Bedeutung für die Altersbestimmung der Flachform beizumessen. Aus diesem Grunde wurde ihr Tonmineralbestand röntgenographisch untersucht.

Die Art und die Intensität eines Verwitterungsprozesses lassen sich ja aus der mineralogischen Zusammensetzung des Verwitterungsproduktes ablesen, da die Bildung von sekundären Tonmineralien wesentlich von den klimatischen Bedingungen abhängig ist. In tropischen Klimaten greift bei höherer Temperatur eine beschleunigte Verwitterung das Gestein an, die vorwiegend zur Bildung von Kaolinit und teilweise auch von Montmorillonit führt. In kühlen Klimaten geht die Verwitterung langsamer vor sich. Als wichtigstes Tonmineral tritt hier Illit auf. Aus dem Mengenverhältnis der festgestellten Tonminerale lassen sich so Rückschlüsse ziehen auf die Bildungsbedingungen und damit auf die Bildungszeit des Verwitterungsproduktes.

Die Proben wurden mit dem Zählrohrgoniometer auf ihren qualitativen und, soweit möglich, ihren quantitativen Mineralbestand untersucht. Neben Übersichtsaufnahmen wurden Texturaufnahmen zur näheren Charakterisierung der nebeneinander auftretenden Tonminerale durchgeführt: 1. unbehandelt, 2. mit Glycerin gequollen, 3. bei 500 °C gebrannt. Die Untersuchungen wurden vom Zentralen Geologischen Institut, Berlin, durchgeführt. Die quantitative Kaolinitbestimmung erfolgte nach einer in diesem Institut entwickelten Methode mit Ca-Oxalat als innerem Standard.

Die Probe hatte eine etwas kompliziertere Zusammensetzung als Proben anderer Graulehme. Hier treten neben Quarz, etwas Feldspat, etwas Plagio-

klas und etwas Anatas noch eine Reihe von dioktaedrischen Tonmineralien auf, die mit Hilfe von Texturaufnahmen näher identifiziert wurden. Sicher ist ein Mineral der Kaolinitgruppe (sehr wahrscheinlich Kaolinit selbst, bei 500 °C zerstört); daneben treten ein Glimmermineral (Illit) und ein oder zwei weitere Komponenten in Erscheinung. Deutlich ist die erste und zweite Ordnung eines 24,5-Å-Basisreflexes zu erkennen, was auf ein regelmäßiges Wechsellagerungsmineral aus zwei verschiedenen Schichtsilikaten hinweist. Bei Glycerinbehandlung ist nur eine unvollkommene Quellung (teilweise bis zu 26 Å, dabei Verschmierung der Reflexe) festzustellen. Beim Brennen (2 Stunden bei 500 °C) bleibt nur ein kräftig verstärkter 10-Å-Reflex übrig, d. h. die Bausteine hatten glimmerähnliche Struktur mit teilweiser Quellbarkeit. Der „Mixed-layer“ baut sich aus gleichen Anteilen regelmäßig abwechselnder Schichten von Illit (10 Å) und Vermikulit (ein Mineral der Montmorillonitgruppe, teilweise quellbar, normal auf 14,5 Å) auf. Solche „Mixed-layer“-Minerale sind in der Natur nicht selten, jedoch ist in den überwiegenden Fällen die Folge unregelmäßig. Es entsteht kein deutlich feststellbarer Doppelschichtcharakter (24,5 Å). Anteile solcher unregelmäßiger Wechsellagerungen sind untergeordnet auf Grund der Linienverschmierungen ebenfalls vertreten. Quantitativ wurden der Quarzgehalt zu $31 \pm 2\%$ und der Kaolinitgehalt zu $15 \pm 3\%$ ermittelt.

Aus dem geringen Kaolinitgehalt, der im Höchstfalle 18% betragen kann, ist ein höherer Anteil von Illit und Vermikulit abzuleiten. Die Klimabedingungen während der Bildung dieser Verwitterungsprodukte können deshalb nicht mehr rein tropischer Natur gewesen sein. Die Böden aus den warmen und feuchten Perioden des Miozäns und des Unterpliozäns zeichnen sich durch ihren hohen Kaolinitgehalt aus. Das Zurückgehen der Kaolinitanteile bei gleichzeitigem Ansteigen von Illit in unserer Probe ist auf ein kühleres Klima zurückzuführen, so wie es sich im Pliozän einstellte.

Die Graulehme bei Elbingerode wären demnach im Oberpliozän entstanden und hätten das gleiche Alter wie die von Steinmüller (1962) untersuchten Füllmassen in den Karsttrichtern am Garkenholz. Die Ergebnisse der röntgenographischen Untersuchungen lassen sich aber schlecht vergleichen, da über die Proben vom Garkenholz keine genauen quantitativen Angaben über den Mineralgehalt vorliegen.

Der Erhaltungszustand des Füllmaterials, der es erlaubte, die einzelnen Gesteinsstücke nach ihrer Herkunft relativ gut zu unterscheiden, zeigt doch einen geringen Verwitterungsgrad an. So möchte ich die Graulehme westlich von Elbingerode als etwas ältere Bildungen ansehen.

Etwa gleichaltrig dürften die Karstschlottenfüllungen im Bereich des Elbingeröder Kalkkomplexes sein. Sie bestehen zum Teil aus grauen Lehmen und Quarzsanden, zum Teil aus braunen Tonen, die in ihren untersten Lagen Brauneisenerze enthalten.

Älter sind aber Verkieselungszonen, die nur auf den höchsten Stellen der Flachgefälle um Elbingerode angetroffen wurden. Es handelt sich hier um Kalkbreccien, die durch Kieselsäure vollständig verbacken wurden.

Der Tagebau in dem fiskalischen Grubenfelde Devon G zeigt die Lageverhältnisse am besten. Schmale Schlotten, die oben selten breiter als

1 bis 2 m sind, setzen steil in die Tiefe, wo die Seitenbegrenzungen im spitzen Winkel aufeinander zulaufen. Die Wände tragen Korrosionsformen. Häufig springen scharfkantige, nach oben gerichtete Kalkrippen in die Hohlform vor. Ausgefüllt werden diese spitzen Schlotten von eckigen und runden Kalkstücken, die, wie auch Teile der angrenzenden Kalkpartien, völlig verkieselt sind. Die schmalen Schlotten können nicht als Einbruchsform gedeutet werden. Sie sind Zeugen eines Oberflächenkarstes. Erdmannsdörffer (Erl. z. Geol. Spezialkarte, Bl. Elbingerode, 1926) erwähnt das Auftreten solcher Quarzite in kleinen Gruben am Prinzenhäu.

Diese Verkieselungen können unter ariden Klimabedingungen entstanden sein. Im Tertiär zeichnen sich vor allem Perioden des Miozäns durch ihre hohe Aridität aus. Sie fallen in das Aquitan und Sarmat. Die Verkieselungen sind demnach in einem dieser beiden Zeitabschnitte entstanden.

Diese Karstschlotten werden von der heutigen Oberfläche abgeschnitten. Die Abtragung hat die oberen Teile der Hohlformen mit ihren Ausfüllungen beseitigt. Erhalten blieben nur die unteren Partien. Als Reste der Abtragungsprodukte können die Quarzitblöcke auf der Hochfläche angesehen werden. Sie sind auch auf anderen Teilen der Hochfläche des Unterharzes zu beobachten. Da sie stets in sekundärer Lagerstätte, niemals aber in primärer, anzutreffen sind, muß eine weitgehende Erniedrigung und Zerstörung der miozänen Landoberfläche schon während des Pliozäns stattgefunden haben.

Die Granitgebiete zeigen anders geartete Verwitterungsbildungen. Sie werden von Grusdecken überzogen, deren Mächtigkeit recht unterschiedlich ist. An einigen Stellen greift die Vergrusung bis zu 12 m in den Granit hinein, während anderenorts nur ein dünner Grusschleier ausgebildet ist. Im wesentlichen ist die Granitvergrusung fossil. Sie wird von pleistozänen Wanderschuttdecken überlagert. Das Alter der Vergrusung ist aber umstritten, da die Grusdecken sehr häufig ohne chemische Veränderungen aus dem anstehenden Granit hervorgehen.

Das makroskopische Bild der Vergrusung ist vielfältig. Im westlichen Harz werden die zersetzten Granite häufig von einer roten Verwitterungsrinde bedeckt, die von Blanck (1926) chemisch untersucht und als rezente Bildung angesehen wurde. Im östlichen Brockengebiet fehlt eine großflächige Rotverwitterung ebenso wie im Rambergmassiv. Nur selten ist der fahlgraue oder bräunliche Grus rotgefleckt.

Die stärksten Grusdecken finden wir auf den Flachgefällen. Sie sind hier durch sogenannte „Kiesgruben“ aufgeschlossen, in denen Baumaterial für die Forstwege gewonnen wird.

Auf den Flachgefällen wird im allgemeinen eine Vergrusungstiefe von 5 m angetroffen. Größer wird sie nur am Fuße von Erhebungen, wo sie im Schutze eines Hangknickes nicht so stark abgetragen werden konnte. Im allgemeinen sind also nur die unteren Partien eines alten Verwitterungsprofils erhalten geblieben. Dies ist von Bedeutung, wenn man die chemische Veränderung des Gruses richtig bewerten will.

Auf den Flachgefällen nördlich der Wolfsklippen sind höhere Partien der Verwitterungsdecke erhalten geblieben. Das Material wird hier fein-

sandiger und zeigt einen höheren Tongehalt, der auf 4 bis 7 % anschwellen kann. Bei Durchfeuchtung zeichnet es sich durch seine Plastizität aus und ist dem äußeren Aussehen nach den Graulehmen gleichzusetzen. Eine röntgenographische Untersuchung der Tonsubstanz ergab einen Kaolinitanteil von 18 %.

Daraus ist zu entnehmen, daß hier die Verwitterung im Pliozän begann. Die starke Vergrusung setzt sich aber wohl bis ins Altpleistozän fort, da andere Proben nur Illit als sekundäres Tonmaterial enthielten.

IV. Die Beziehungen zwischen Großformung und tertiären Verwitterungsresten

Tertiäre Verwitterungsbildungen treten auf der Hochfläche vorwiegend in Form der Graulehme auf. Nach ihrem Kaolinitgehalt von 15 bis 20 % sind sie im Oberpliozän entstanden. Zur gleichen Zeit beginnt die Bildung der mächtigen Grusdecken in den Granitgebieten. Neben der Gleichaltrigkeit besitzen diese Verwitterungsdecken noch ein gemeinsames Merkmal: sie sind in ihrer Verbreitung auf die Flachgefälle beschränkt. Besonders deutlich ist dies bei den Graulehmen ausgeprägt. Sie weisen auf eine engere Bindung an die Tonschiefer hin, die offensichtlich günstige petrographische Bedingungen für ihre Entstehung bieten. Auf den Grauwacken sind ähnliche Verwitterungsböden zu beobachten. Sie zeichnen sich aber durch ihre sandigere Beschaffenheit aus.

Die Flachgefälle im Bereich dieser Gesteine schließen sich nun hauptsächlich an Höhenzüge an, deren Gesteinsaufbau aus Kieselschiefern, Lyditen u. a. besteht. Hier fehlen die Graulehme. Wir haben dies auf eine verstärkte pleistozäne Abtragung und die damit verbundene Erniedrigung der zentralen Höhenrücken zurückgeführt. Gewiß könnte nun behauptet werden, daß auf diesen Gesteinen im Tertiär eine völlig anders geartete Verwitterungsdecke entstanden sei und Graulehmreste dort gar nicht zu erwarten wären.

Aus dem Quarzitgebiet des Acker-Bruchberges beschreibt Hövermann (1949) eine Bildung von Blöcken, die in einem rotgefärbten Bodensubstrat liegen. Eine derartige Bodenentwicklung ist im östlichen Harz nicht zu beobachten.

Hinweise über die Art der Verwitterung dieser Gesteine finden wir im Liegenden der Elbingeröder Graulehmdecke. Dort treten sandige Lehme, Feinsande und auch kieselige Gerölle auf. Da es sich um ein Umlagerungsprodukt handelt, ist die Herkunft nicht eindeutig zu bestimmen. Es kann auch eine Materialsortierung vorliegen. Immerhin besteht doch eine größere Gewißheit, daß hier Verwitterungsprodukte solcher Gesteine lagern.

Die gebleichten Quarzite und Kieselschiefer, die östlich Harzgerode in der Nähe der Graulehme anstehen, zeigen stellenweise auch einen sandigen Zerfall. Häufiger sind sie aber zu einem splittrigen Grus verwittert, dessen Entstehung unterschiedlich gedeutet werden kann. Da die Zersetzung nicht tiefgründig ist, kann sie auch auf kaltzeitliche Frostsprengung zurückgeführt werden.

Im Bereich der „Selkemulde“ sind die Kieselschiefer und Lydite an der Hohen Warte weitgehend in die Flachgefälle einbezogen worden. Bleichungen des verwitterten Gesteins sind öfter zu beobachten. An der „Alten Harzgeröder Straße“ geben größere Aufschlüsse einen Einblick in die Verwitterungsdecke. Die Gesteine sind hier sehr tiefgründig zersetzt und zu einem feinsplittrigen Grus zerfallen. Das Material hat dem äußeren Aussehen nach sehr viel Ähnlichkeit mit dem Granitgrus. Auffallend ist auch die Mächtigkeit der Verwitterungsdecke, die über 8 m beträgt. Obwohl die kleinen Gesteinssplitter sehr scharfkantig sind, kommt eine Entstehung durch Spaltenfrost nicht in Frage. Kaltzeitliche Temperaturschwankungen können sich nicht bis in diese Tiefe in so starkem Ausmaß ausgewirkt haben.

In den Gesteinsverband sind dünne Tonschieferlagen eingeschaltet. Sie sind nicht zu Frostschutt, sondern zu grauen Lehmen verwittert. Die Gesteinszersetzung ist also warmzeitlicher Natur. Eine chemische Veränderung der Kieselschiefer ist aber nicht festzustellen. Wahrscheinlich ist der Zersatz hier gleichfalls durch Hydratationssprengung entstanden. Eine genaue Altersdatierung kann aber nicht gegeben werden, da eine röntgenographische Untersuchung der Graulehne nicht vorliegt. Die große Mächtigkeit der Decke spricht aber für eine tertiäre Altersstellung.

Die zentralen Höhenrücken sind frei von solchen Verwitterungsbildungen, so daß sie sich nicht nur ihrer Formung nach von den Flachgefällen unterscheiden. Auch für die Granitgebiete besitzt diese Feststellung Gültigkeit. Die Höhenrücken sind dort mit einem dichten Blockschuttmantel bedeckt, der von zum Teil gewaltigen Klippen durchsetzt ist. Der grusige Detritus ist weithin ausgespült. Auf den Flachgefällen fehlt meistens die Blockdecke. Hier liegen die Blöcke noch in autochthoner Lage im Granitgrus.

Die räumliche Verbindung der oberpliozänen Verwitterungsreste mit den Flachgefällen gibt uns die Möglichkeit, die Entstehung dieser Form zeitlich festzulegen. Die Bildung setzte im Pliozän ein und fand im Oberpliozän ihren Abschluß. Die Flachformen besaßen einen leicht welligen Charakter, wie er heute in tropischen Savannengebieten zu beobachten ist. Die denudativen Prozesse werden wohl im wesentlichen von der Flächenspülung bestimmt worden sein. Dafür spricht auch die breitflächige Aufschüttungsdecke westlich von Elbingerode.

Überragt werden die Flachgefälle von echten Härtlingsrücken. Die pleistozäne Abtragung hat diese aber merklich erniedrigt und prägte ihnen einen neuen Kleinformenschatz auf. Es ist deshalb nicht zulässig, diese Vollformen als Teile einer höheren und älteren Rumpffläche anzusprechen.

Schwierigkeiten bietet die Deutung der Erhebungen in den Granitgebieten. Zunächst wurde das Brockenmassiv als Härtling angesehen, der sich im Schutze des Hornfelsens gebildet habe. Wunderlich (1953) hat aber in den Sedimenten der Oberen Kreide schon Granitgerölle nachgewiesen, die eine Zerstörung des Hornfelsmantels zu dieser Zeit belegen. Später hielt man eine besondere Aufwölbung des Brockengebietes für möglich, die von Herrmann (1940) ins Kimmeridge datiert wurde. Während dieser Zeit soll der Harz noch von den mesozoischen Deckschichten verhüllt gewesen sein. Die

später einsetzende Abtragung habe diese Wölbungszone freigelegt, von der aber heute nur noch der Acker-Bruchberg und das Brockenmassiv Erhebungszonen bilden. Mortensen (1948) verweist darauf, daß dieser von der Abtragung verschonte Rest der Aufwölbung nur als Härtling zu deuten ist. Da auch das Rambergmassiv eine Erhebung bildet, müssen die Granite im Harz als widerständige Gesteine angesehen werden. Dagegen spricht zunächst die starke Vergrusung des Granits. Sie ist aber in erster Linie auf die Flachgefälle beschränkt. Zudem ist eine tiefgreifende Verwitterung im Bereich dieser Flachformen auch auf anderen Gesteinen festzustellen. Selbst die sehr widerständigen Kieselschiefer und Lydite bilden in dieser Hinsicht keine Ausnahme und sind teilweise sehr tiefgründig zersetzt.

Wo die widerständigen Schichtserien Höhenrücken bilden, sind nur sehr dünne Verwitterungsdecken zu beobachten. In den Graniterhebungen treten aber zum Teil sehr starke Blockdecken auf, unter denen stellenweise immer noch Grusdecken liegen können. Eine geringere Widerständigkeit des Granits kann durchaus nicht gefolgert werden. Im Pleistozän setzte auf allen Höhenrücken eine verstärkte Abtragung ein. In den Granitgebieten erfaßten die solifluidalen Prozesse die Grusdecke und legten die Blöcke frei, die sich allmählich zu einem dichten Blockmantel zusammenschlossen. Gewiß hat auch ein Transport der Blöcke stattgefunden. Die Solifluktion wurde aber durch den Blockmantel in viel stärkerem Maße behindert als in blockfreiem Material. So ist die Erhaltung von Grusresten unter dem Blockschutt gar nicht verwunderlich.

Südlich von Elbingerode weisen Verkieselungen auf ein miozänes Alter kleiner Hochflächenreste hin. Braunkohlenquarzite, die in den gleichen Trockenperioden entstanden sein müssen, finden wir auf der Harzoberfläche öfter. Sie liegen entweder direkt an der Oberfläche oder sind in den Solifluktionsschutt eingebakken. Die zu diesen Verwitterungsresten gehörende Landoberfläche ist in ihrer ursprünglichen Form nicht mehr erhalten geblieben, sondern wurde bei der Bildung der oberpliozänen Flachgefälle erniedrigt und beseitigt. In größeren Höhenlagen ist der pleistozänen Abtragung bei der Zerstörung der Altformen größere Bedeutung beizumessen.

V. Zur Frage der Rumpftreppe des Harzes

Aus diesen Darlegungen ist zu entnehmen, daß eine Rumpftreppe im Unterharz nicht nachweisbar ist. Lediglich die Hochtalböden deuten eine jüngere Reliefgeneration an.

Hövermann (1949) hat im Mittelharz unter der Hauptrumpffläche noch drei jüngere Randterrassen ausgeschieden und später dieses Ergebnis auf den gesamten Harz übertragen. Blenk (1960) zeigte aber schon, daß die Stufen am Harzrand mit Linien bevorzugter Abtragung zusammenfallen.

Am Nordabbruch des östlichen Harzes ist an zwei Stellen eine Stufung zu beobachten: im Gebiet südlich von Wernigerode und bei Thale. Wir können aber jeweils nur einen Gefällsknick feststellen. Südlich von Wernigerode ist das tiefere Niveau am breitesten ausgebildet. Wir hatten bei der

Beschreibung der Hochfläche um Elbingerode nachgewiesen, daß hier infolge einer engen Zertalung die Zwischentalrücken im Pleistozän stärker erniedrigt wurden. Die unterschiedliche Höhenlage der Kämme konnte auf Gesteins-einflüsse zurückgeführt werden.

Eine ähnliche Randterrasse ist auch bei Thale anzutreffen, wo nördlich des Ramberggranites ein schmales Tonschieferband an einer Stufe sich deutlich absetzt. Wir hatten die Stufung auf tektonische Bewegungen und auf die petrographischen Verhältnisse zurückgeführt. Das Fehlen tertiärer Verwitterungsreste bestätigt, daß sowohl bei Wernigerode als auch bei Thale keine tertiären Flächenreste vorliegen. Die starke Zerstörung der älteren Formung erlaubt auch nicht, die Möglichkeit einer Pedimentbildung während der pliozänen Heraushebung des Harzes in Betracht zu ziehen.

Die Rumpfflächengliederung Hövermanns läßt die strukturellen Züge völlig außer acht. Die Ausräumungszone im „Ostharzer Hauptsilursattel“ wird als unterste Randterrasse ausgeschieden, und die Härtlingsrücken werden jeweils einem älteren Niveau zugeordnet. Während so pleistozän stärker erniedrigte Gebiete als tertiäre Verebnungsreste ausgeschieden werden, liegen Flachgefälle mit tertiären Verwitterungsresten in Bereichen, in denen Hövermann eine Zerstörung der Rumpfflächengliederung annimmt. Die Möglichkeit einer ehemaligen Ausbildung einer Rumpftreppe im Harz soll mit diesen Feststellungen nicht völlig negiert werden. Sie kann vor dem Pliozän vorhanden gewesen sein. In den heutigen Oberflächenformen findet sie aber keinen Ausdruck mehr. Mit der Herausmodellierung der Flachgefälle sind ältere Formen im Unterharz zerstört worden. Engräumige und stark abgeflachte Stufen südlich des Ramberges und nördlich von Benneckenstein könnten als letzte verwaschene Formenrelikte jener Zeit gedeutet werden.

Flächengliederungen im Bereiche des Brockens wurden sehr häufig vorgenommen. Als wichtigste erwiesen sich die von Frebold (1932/33) und Hövermann (1949). Bei der Diskussion der Freboldschen Forschungsergebnisse kommt Hövermann zu der Feststellung, daß die von Frebold benutzte statistisch-mittelnde Methode sehr anfechtbar sei. Trotzdem bemerkt er, daß die von ihm beobachteten Verebnungen mit den Flächenresten Frebolds weithin übereinstimmen.

Frebold hat sehr heterogene Elemente als Leitformen für seine Piedmont-treppe benutzt. Die Parallelisierung von Flachgefällen, Klippen und Hanggratverflachungen ist zunächst verwunderlich, da diese Formen in bezug auf die Reliefentwicklung unterschiedlich zu bewerten sind. Flachgefälle zeigen eine weitgehende Erhaltung alter Flächen an, während Klippen, die an Zonen verstärkter Abtragung gebunden sein müssen, auf deren Zerstörung hinweisen. Diese Widersprüche sind im östlichen Brockengebiet leicht zu lösen. Flachgefälle treten hier über der Harzoberfläche nicht mehr auf. Sie werden durch Klippenniveaus vertreten, die keine tertiären Verwitterungsböden mehr tragen und eine starke Erniedrigung alter Landoberflächen anzeigen. Aus diesem Grunde können wir die Hangverflachungen und die Kammzonen der Granitrücken nicht mehr als tertiäre Reliefelemente ansehen. Sowohl ihre Formen als auch ihre Höhenlage sind durch jüngere morphologische Prozesse wesentlich verändert worden.

Schrifttum

- Baethge, H.: Verwitterungserscheinungen und Oberflächenform im Brockenmassiv. Diss. Halle, 1924.
- Bakker, J. P.: Zur Granitverwitterung und Methodik der Inselbergforschung in Surinam. Dt. Geographentag, Würzburg 1957, Tagungsber. u. wiss. Abh., Wiesbaden (1958) 122–131.
- Becksmann, E.: Geologische Untersuchungen an jungpaläozoischen und tertiären Landoberflächen im Unterharzgebiet. N. Jb. Min. Geol. Pal. B., Beil. Bd. 64 (1930) 79–146.
- Behrmann, W.: Die Oberflächengestaltung des Harzes. FLV 20 (1912) 147–245.
- Behrmann, W.: Die diluvialen Bewegungen des mitteldeutschen Bodens. Pet. Mitt. Erg. H. 209 (1930) 110–135.
- Blanck, E., F. Alten und F. Heide: Über rotgefärbte Bodenbildungen und Verwitterungsprodukte im Gebiet des Harzes. Chemie d. Erde 2 (1926) 114–133.
- Blanck, E., A. Rieser und H. Mortensen: Die wissenschaftlichen Ergebnisse einer bodenkundlichen Forschungsreise nach Spitzbergen im Sommer 1926. Chemie der Erde 3 (1928) 588–698.
- Blanck, E. und F. Ziesecke: Über Verwitterung und Bodenbildung des Granits auf Spitzbergen. Geol. Rdsch. 33a (1933) 143–147.
- Blenk, Marianne: Morphologie des nordwestlichen Harzes und seines Vorlandes. Göttinger Geogr. Abh. 24 (1960).
- Bocht, B.: Über rezente und fossile Granitverwitterung im Gebiet des Harzes. Chemie d. Erde 12 (1940/41) 104–134.
- Brüning, K.: Die Reliefenergie des Harzes. Jb. Geogr. Ges. Hann. (1927) 44–50.
- Büdel, J.: Die Rumpftreppe des westlichen Erzgebirges. Verhandlg. u. wiss. Abh. 25. Dt. Geographentag Bad Nauheim (1934) 138–147.
- Büdel, J.: Die Flächenbildung in den feuchten Tropen und die Rolle fossiler solcher Flächen in anderen Klimazonen. Tagungsber. u. wiss. Abh. d. Dt. Geographentages Würzburg (1957) 89–121.
- Büdel, J.: Die „Doppelten Einebnungsflächen“ in den feuchten Tropen. Z. f. Geomorph. N. F. 1 (1957) 201–228.
- Chapman, R. W., and M. A. Greenfield: Spheroidal weathering of igneous rocks. Americ. Journ. of Science 147 (1949) 407–429.
- Dahlgrün, F., O. H. Erdmannsdörffer und W. Schriel: Geologischer Führer durch den Harz, Teil II, Unterharz und Kyffhäuser, Berlin 1925.
- Erdmannsdörffer, O. H.: Zur Oberflächengestaltung des Mittelharzes. 7. Jahresber. Nieders. Geol. Ver. Hann. (1914) 48–52.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, herausgeb. v. d. Preuß. Geol. L. A.
- Franz, H.-J.: Die Oberflächengestaltung des Harzes. Z. f. d. Erdkd. Unt. 8 (1956) 1–13.
- Frebold, G.: Die Oberflächengestaltung des Brockengebietes. Jb. Geogr. Ges. Hann. (1932/33) 89–120.
- Freyberg, B. v.: Die tertiären Landoberflächen in Thüringen. Fortschr. d. Geol. u. Pal. 6 (1923).
- Gehne, H.: Beiträge zur Morphologie des östlichen Harzes. Diss. Halle 1911.
- Gehne, H.: Geomorphologische Karte der Umgebung von Thale. Mitt. d. Sächs.-Thür. Ver. f. Erdk. 36 (1912) 1–8.

- Gellert, J. F.: Morphologische Probleme im Rumpftreppengebirge und Schichtstufenland. *Wiss. Z. d. Päd. Hochschule Potsdam, Math.-Nat. R.* (1955) 65–80.
- Gellert, J. F.: Morphogenetische Untersuchungen in den Sächsisch-Thüringischen Mittelgebirgen. *Geogr. Ber.* **7** (1962) 209–214.
- Große, W.: *Der Brocken*. Braunschweig 1926.
- Herrmann, R.: Erdgeschichtliche Grundfragen der Oberflächenformen in Mitteldeutschland. „Beiträge z. Landeskde. v. Mitteldeutschland“, *Festschr. Dt. Geogr. Tag Magdeburg* (1929) 71–108.
- Herrmann, R.: Erdgeschichtliche Voraussetzungen der Oberflächengestaltung im Harz und Fichtelgebirge. *Jb. d. Reichsstelle f. Bodenforsch.* **61** (1940) 68–78.
- Hövermann, J.: Morphologische Untersuchungen im Mittelharz. *Göttinger Geogr. Abh.* **2** (1949).
- Hövermann, J.: Die Oberflächenformen des Harzes. *Geogr. Rdsch.* **2** (1950) 208–212.
- Hövermann, J.: Warum liegen die höchsten Erhebungen des Harzes im Brockenmassiv? *Dt. Geogr. Blätter* **46** (1951) 29–32.
- Hövermann, J.: Zur Altersdatierung der Granitvergrusung. *Neues Archiv. f. Niedersachs.* **18** (1951) 489–491.
- Käubler, R.: Die Großformen des Erzgebirges. *Wiss. Z. d. M.-L.-Univ. Halle-Wittenberg, Math.-Nat.* **8** (1959) 631–639.
- Käubler, R.: Zur regionalen Rumpftreppendarstellung vom Lausitzer Gebirge bis zum Thüringer Wald und Harz. *Hercynia N. F.* **3** (1966)
- Krutzsch, W., und D. Lotsch: Zur stratigraphischen Stellung der Latdorfstufe im Paläogen. *Geologie* **6** (1957) 476–501.
- Lossen, K. A.: Über die fraglichen Tertiärablagerungen in der Elbingeröder Mulde etc. *Schr. naturwiss. Ver. d. Harzes* **6** (1891).
- Mainzer, J.: Diluvialmorphologische Probleme des Harzes mit besonderer Berücksichtigung der Vergletscherungsfrage. Würzburg 1932.
- Meinecke, F.: Zur Morphologie des Harzes und seines südlichen Vorlandes. in: *Festschr. z. 39. Hauptversammlung usw., Nordhausen* 1937.
- Mensching, H.: Glacis – Fußfläche – Pediment. *Z. f. Geomorph. N. F.* **2** (1958) 165–186.
- Mortensen, H.: Blockmeere und Felsburgen in den deutschen Mittelgebirgen. *Z. Ges. f. Erdkd. Berlin* (1932) 279–287.
- Mortensen, H.: Das morphologische Härteverhältnis Hornfels-Granit im Harz. *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen Math.-Phys. Kl.* (1948) 8–20.
- Mortensen, H.: Über die morphologische Härte des Granits. *Congr. Géogr., Rés. des Communications, Lisbonne* (1949) 51–53.
- Mortensen, H.: Rumpffläche, Stufenlandschaft, alternierende Abtragung. *Pet. Mitt.* **93** (1949) 1–14.
- Mückenhausen, E.: Die fossilen Böden der nördlichen Eifel. *Geol. Rundsch.* **41** (1953) 253–268.
- Mückenhausen, E.: Bildungsbedingungen und Umlagerung der fossilen Böden der Eifel. *Geol. Rheinld. u. Westf.* **2** (1958) 495–502.
- Mückenhausen, E., W. Gerkhausen und W. Kerpen: Entstehung und Eigenschaften der Böden auf den fossilen Verwitterungsdecken der Eifel. *Z. f. Acker- und Pflanzenbau* **108** (1959) 201–222.
- Neef, E.: Zur Genese des Formenbildes der Rumpfgebirge. *Pet. Mitt.* **99** (1955) 183–192.

- Penck, W.: Die morphologische Analyse. Stuttgart 1924.
- Philippi, E.: Über die präoligozäne Landoberfläche in Thüringen. Ztschr. Dt. Geol. Ges. **62** (1910) 305–404.
- Piller, H.: Über Verwitterungsbildungen des Brockengranits nördlich St. Andreasberg. Heidelberger Beitr. z. Min. u. Petrogr. **2** (1951) 498–522.
- Richter, H.: Beiträge zur morphologischen Untersuchung des Erzgebirges. Wiss. Z. d. Univ. Leipzig, Math.-Nat. R. **4.5** (1955/56) 543–559.
- Sahle, E. v. d.: „Härtlingszüge“ Morphologische Studien aus deutschen Mittelgebirgen. Berl. Geogr. Arb. H **21** (1942).
- Schick, M.: Zur Altersstellung der Granitvergrusung im Harz. Mitt. Geogr. Ges. Wien **98** (1956) 209–212.
- Schott, C.: Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. FLV. **92** (1931).
- Schriel, W.: Die Geologie des Harzes. Hannover 1954.
- Schwan, W.: Gliederung und Faltung des Harzes in Raum und Zeit. Geotekton. Symp. z. Ehren v. H. Stille (1956) 272–288.
- Schwarzbach, M.: Das Klima der Vorzeit. Stuttgart 1950.
- Spreitzer, H.: Die Talgeschichte und Oberflächengestalt im Flußgebiet der Innerste. Jb. Geogr. Ges. Hann. (1931) 1–19.
- Spreitzer, H.: Zum Problem der Piedmonttreppe. Mitt. Geogr. Ges. Wien **75** (1932) 327–346.
- Spreitzer, H.: Zur Frage der Harzhebung. Jb. d. Naturhist. Ges. Hann. 1937.
- Spreitzer, H.: Die Piedmonttreppe in der regionalen Geomorphologie. Erdkunde **5** (1951) 294–305.
- Steinmüller, A.: Fossile Karst- und Verwitterungserscheinungen im Unterharz. Z. f. Geomorph. NF **6** (1962) 70–92.
- Storz, M.: Die sekundäre authigene Kieselsäure in ihrer petrogenetisch-geologischen Bedeutung. Berlin 1928.
- Voigt, E.: Das Tertiär des nördlichen Harzrandes und seine Bedeutung für die jüngere geologische Geschichte des Harzes. Mitt. a. d. Geol. Staatsinst. Hamburg **17** (1940) 1–58.
- Weber, H.: Formenkundliche Probleme im Thüringischen Gebirge. Hall. Jb. f. Mitteldeutsche Erdgesch. **2** (1956) 142–165.
- Wilhelmy, H.: Klimamorphologie der Massengesteine. Braunschweig 1958.
- Wunderlich, H. G.: Bau und Entwicklung des Harznordrandes bei Bad Harzburg. Geol. Rdsch. **41** (1953) 200–224.
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000: Bad Harzburg, Wernigerode, Derenburg, St. Andreasberg, Elbingerode, Blankenburg, Quedlinburg, Ballenstedt, Aschersleben, Benneckenstein, Hasselfelde, Harzgerode, Pansfelde, Leimbach, Nordhausen, Stolberg, Schwenda, Wippra, Mansfeld, Eisleben.

Dr. Erwin Mücke,
40 H a l l e, Windthorststraße 2