

Schichtenfolge und Oberflächenformen im Winterberggebiete des Elbsandsteingebirges.

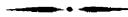
Von der Sächsischen Technischen Hochschule zu Dresden
zur Erlangung der Würde eines Doktors der techn. Wissenschaften
(doctor rerum technicarum)

genehmigte Dissertation.

Vorgelegt von
Studienrat Friedrich Lamprecht aus Dresden.

Referent:
Professor Dr. phil. Eberhard Rimann.

Korreferent:
Professor Dr. phil. Kurt Hassert.



1 9 2 8

Druck von Emil Helle, Bad Liebenwerda.

Die vorliegende Arbeit wurde in den Jahren 1926 und 1927 im Mineralogisch-geologischen Institut der Technischen Hochschule zu Dresden ausgeführt. Ich erlaube mir, meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. R i m a n n meinen herzlichen Dank auszusprechen für die weitgehende Unterstützung, die allein es mir ermöglichte, den seit einer Reihe von Jahren mich beschäftigenden Gedanken durch die experimentelle Grundlage Gestalt geben zu können. Seine Anregungen und Ratschläge, sowohl im Gelände, als im Institut, förderten die Arbeit ebenso, wie die entgegenkommende Aufnahme, die ich in den ihm unterstellten Einrichtungen, dem Mineralogisch-geologischen Institut der Technischen Hochschule und dem Mineralogisch-geologischen Museum fand. Besonders möchte ich auch Herrn Dipl.-Ing. T r ö g e r danken für die Unterstützung bei den petrographischen Untersuchungen.

* * *

Einleitung.

In den Arbeiten von Beck¹⁾, Beyer²⁾, Hettner³⁾ und von Staff und Raßmus⁴⁾, die uns über die Entstehung der Groß- und Kleinformen des Elbsandsteingebirges grundlegend unterrichten, tritt die Frage auf, inwieweit diese Oberflächenformen von der Gesteinsbeschaffenheit, Denudation oder Erosion abhängig sind, In seiner älteren Arbeit lehnt Hettner die Abhängigkeit der Terrassen, Talstufen und Ebenheiten von der Gesteinsbeschaffenheit ab oder erkennt ihr nur einen beschränkten Einfluß zu. Die Ebenheitsplatten der südlichen sächsischen Schweiz läßt er durch rückschreitende Kesselbildung entstehen und erkennt, daß „Platten aus dieser Zerstörung der Felswände freilich nur dann hervorgehen können, wenn der Fluß oder See, dem die Gewässer der Gegend zufließen, für längere Zeit mehr oder weniger dieselbe Lage behält.“⁵⁾ Nur für die Platten der Goldenen Höhe, für die Basis der Stufe, die die Struppener von der Gottaer Ebenheit trennt und für die Oberfläche der Cottaer Ebenheit macht er den Gesteinswechsel verantwortlich⁶⁾. Aber „die größeren, fast in keinem Tale fehlenden Stufen lassen sich weder durch Unterschiede in der Härte noch durch Unregelmäßigkeiten der Wasservermehrung erklären“.⁷⁾ Sie sind alte Talböden, die sich in Erosionsterrassen fortsetzen. Von diesem Gesichtspunkte aus konstruiert er aus der Anlage der die Täler begleitenden Terrassen alte Talböden, aus deren Neigung sich sodann ihre ehemalige Mündungshöhe auf den Hauptfluß errechnen läßt. Diese errechneten Mündungshöhen gestatten einen Schluß auf einen alten Talboden des Hauptflusses. Für eine Terrasse, die dem heutigen Elblauf in etwa 40 Meter Höhe parallel läuft, stimmen die errechneten Werte mit vorhandenen Terrassen „nicht ganz, aber doch ziemlich gut“

überein.⁸⁾ Bei höher angelegten Terrassen tritt aber eine Reihe von Schwierigkeiten auf, von denen zwei hervorgehoben sein mögen.

1. Zu der oberen Terrasse der Kirnitzsch und Kamnitz fehlt eine äquivalente der Elbe, während hier zusammengehörende Ebenheiten in einer 10 m höheren Lage auftreten.

2. Die untere Terrasse der Elbe liegt bei Pirna fast in derselben Höhe wie die Copitzer und Struppener Ebenheit; die Terrassen schneiden also die Ebenheitsfläche in einem spitzen Winkel.

Diese Schwierigkeiten häufen sich derart, daß Hettner verzichtet, eine befriedigende Antwort zu geben.⁹⁾

In seiner späteren Arbeit unterscheidet Hettner neben den oben erwähnten, durch den Gesteinswechsel bedingten, Erosionsterrassen und Denudationsebenheiten. Zu diesen rechnet er nunmehr auch die Krippener, Ostrauer und Rathmannsdorfer Ebenheiten und bemerkt, daß er sich früher leider durch die annähernd gleiche Meereshöhe dieser Ebenheiten habe täuschen lassen und sie für die Stücke einer großen, einheitlich gebildeten Ebene gehalten habe, in die die Talterrassen eingesenkt seien¹⁰⁾ Der Gegensatz zwischen der Ebenheitsfläche „beruht nicht auf einem Gegensatz der Art, sondern lediglich des Grades der Zerstörung. Er beruht darauf, daß die Erosion der Elbe und ihrer Nebenflüsse aus irgend einem Grunde, den wir noch nicht kennen, für lange Zeit in einem bestimmten Niveau, daß noch heute durch ein System von Talterrassen deutlich gekennzeichnet wird, Halt machte und erst in verhältnismäßig junger Zeit, erst nach der großen Vergletscherung, von neuem einsetzte und die Täler bis zu ihrer jetzigen Tiefe eingrub.¹¹⁾ Eine Beziehung zur Gesteinszusammensetzung wird abgelehnt, da der obere Quadersandstein der östlichen Teile der Sächsischen Schweiz „hier keine trennende Zwischenschicht zeigt.“¹²⁾

Hettner hebt besonders die Schwierigkeiten hervor, die dadurch entstehen, daß „zwei verschiedene Arten von

Terrassen und Ebenheiten nebeneinander liegen und sich berühren, vielleicht ineinander greifen, und daß sie bei der flachen Lagerung der Schichten und der ungefähren Uebereinstimmung der Schichtenneigung und der Flußrichtung auch äußerlich so schwer zu unterscheiden sind.“¹³⁾ Er kommt zu dem Schluß, daß „uns immer noch der letzte Schlüssel für das morphologische Verständnis der Sächsischen Schweiz fehlt.“¹⁴⁾

Beck weicht von Hettners Anschauung ab, indem er die Ebenheiten außer den oben erwähnten, vom Gesteinswechsel abhängigen „als ein jetzt vielfach von der Erosion zerschnittenes und zerstückeltes Ganzes“ betrachtet. Sie „erscheinen dann als eine flach muldenförmige Hochebene, deren Tiefenlinie ihrer Lage nach ungefähr mit dem Elblauf zusammenfällt.“¹⁵⁾ „Die Einheitlichkeit der Hochflächen von Binsdorf, Elbleiten, Johnsdorf, Stimmersdorf, Ostrau und Rathmannsdorf und ihr Charakter als ein etwa unter 2° geneigter, alter, jetzt hochgelegener Elbtalboden läßt sich vom Hohen Schneeberg aus deutlich demonstrieren.“¹⁶⁾

In viel weitergehendem Maße stellen v. Staff und Raßmus die Ebenheiten und Terrassen als Auswirkungen von Erosionszyklen dar. Während eine „präbasaltische“ Fläche in unserem Gebiete nicht mehr erhalten ist, fassen sie die Oberflächen der Steine zu einer „postbasaltischen“ Fläche, die Ebenheiten zu einer „Ebenheitsfläche“ zusammen. Im letzten, jetzt laufenden Zyklus folgten in längeren, durch Ruhepausen getrennten Abständen weitere Aufwärtsbewegungen, „deren zugehörige Epizykel sich an der Hand von Terrassen an der Elbe verfolgen lassen.“¹⁷⁾

Diese Verschiedenheit in der Auffassung der Terrassen, Talstufen und Ebenheiten pflanzt sich in die jüngeren Arbeiten fort. Rußner und Kittler geben der Erosion und Denudation den Vorzug.¹⁸⁾ Penck weist für die Formwelt der Schrammsteine die Abhängigkeit vom Gestein nach,¹⁹⁾ während der Verfasser aus anderen Erwägungen zu ähnlichen Schlüssen gelangt und auf die morpholo-

gische Wirkung zwischengeschalteter relativ wasserundurchlässiger Schichten aufmerksam macht.²⁰⁾

Der Kampf der Meinungen um Erosion, Denudation oder Gesteinswechsel ist also noch nicht entschieden und mit den angewandten Methoden nicht zu entscheiden. So mehren sich die Stimmen, die eine Lösung der Fragen, soweit sie überhaupt möglich ist, von eingehenderen Untersuchungen des Gesteins erwarten.²¹⁾ Die vorliegende Arbeit soll einen Beitrag hierzu liefern.

Das der Untersuchung dienende Gebiet mußte zwei Bedingungen erfüllen: Der Sandstein mußte erstens in genügender Mächtigkeit erschlossen sein, und zweitens durften sich keine fremden Einflüsse geltend machen.

Aus diesen Gründen erwies sich zunächst das gesamte linke Elbufer als ungeeignet, da hier die Zwischenlagerung verhältnismäßig wasserundurchlässiger Schichten, des Pläners und des Grünsandsteins, bewirkt, daß weite Teile von einem Humuskleid verhüllt sind, und nur die darüber hinausragenden Tafelberge offene Verhältnisse zeigen. Diese liegen aber so verstreut, daß sich bei einer Vergleichung zu leicht Fehler einschleichen können.

Dann mußte das Gebiet der glazialen Lehmbedeckung ausscheiden, also das Gebiet nördlich der Linie Königstein-Sebnitz. Wir treffen nördlich dieser Linie nur dort gute Querschnitte des Sandsteines, wo er entweder wie am Lilienstein sich über die Fläche der Lehmbedeckung erhebt, oder wo diese durchschnitten ist, wie im Gebiete des Polenztales und Amselgrundes.

So bleibt uns als einziges Gebiet von größerer räumlicher Ausdehnung das Gebiet des Großen Winterberges, das sich ganz vorzüglich für die folgenden Untersuchungen eignet. Es gestattet einen Einblick in die Schichten des Brongniartquaders in einem etwa 350 m mächtigen Querschnitt, der sich nur an wenigen Stellen, etwa im Bereiche der Basaltschuttströme der Winterberge, unseren Blicken entzieht. Das von mir gewählte Untersuchungsgebiet wird begrenzt durch folgende Linie: Zahnsgrund, Nasser Grund, Kirnitzschtal, Großer Zschand, Teichstein, Torwalder Wän-

de, Reinwiese, Bezirksstraße bis Herrnskretsch, Elbe von Herrnskretsch bis zum Zahnsgrund. Doch wurden in zahlreichen Wanderungen auch in den übrigen Teilen des Elbsandsteingebirges die aus den Untersuchungen folgenden Leitsätze der Oberflächengestaltung überprüft.

Das Gebiet ist dargestellt auf den Blättern 85 und 104 des Meßtischblattes und der geologischen Spezialkarte, die gebrauchten Namen befinden sich eingetragen auf der Spezialkarte des Schrammsteingebietes von Schulz-Störzner (1 : 12500). Für das Gebiet der Vorderen Schrammsteine empfiehlt sich die Spezialkarte 1 : 10 000 der Landesaufnahme.

I. Der Gesteinswechsel im Brongniartiquader.

Die Stufe des Brongniartiquaders ist uns im Winterberggebiet in etwa 350 m Mächtigkeit erschlossen. Das Leitfossil, der *Inoceramus Brongniarti* Sow. wäre jetzt richtiger *Volviceramus Lamarcki* Park. zu nennen, doch soll der alte Name hier wegen seiner Einbürgerung beibehalten werden. Es muß weiter darauf aufmerksam gemacht werden, daß H. Andert¹⁾ neuerdings eine von der jetzigen Auffassung stark abweichende Einteilung des sächsischen Turons vorgenommen hat, wonach die später geschilderten Zonen a und b der Brongniartizone, die Zone c der Spondyluszone, die Zonen d und e aber der Zone des *Inoceramus Schloenbachi* J. Böhm (= *In. Cuvieri* Sow.) zuzurechnen wären.

Der Brongniartiquader wird uns als ein „fein- bis grobkörniger, meist mittelkörniger Quarzsandstein mit nur spärlichem, tonigem, mitunter schwach eisenschüssigem Bindemittel“ beschrieben.²⁾ Seine petrographische Beschaffenheit gestattet im allgemeinen nicht, ihn vom Labiatusquader zu unterscheiden³⁾; nur im südlichen Gebiet, auf Sektion Großer Winterberg-Tetschen, hebt er sich dadurch gut vom festen Labiatusquader ab, daß seine untersten, 30—60 m mächtigen Bänke „feinkörnig, ziemlich weich, plattig oder bankig geschichtet, und lichtgelblich braun verwitternd“ ausgebildet sind.⁴⁾ Dieser Unterschied ist so

auffallend, daß die Trennung beider Stufen auch ohne organische Reste durchführbar ist.

Die Stufe des *Inoceramus Brongniarti* Sow. gliedert sich, wie allenthalben im Elbsandstein, in Bänke konkordanter Lagerung, die durch tonreiche Zwischenlagen getrennt werden. Diese können plastischen Ton führen oder aus einem tonreicheren Sandstein bestehen. Erstere Ausbildung wurde in den Postelwitzer Steinbrüchen⁵⁾, im Schlenkrich'schen Steinbruch südöstlich Schöna,⁶⁾ häufig auf Sektion Rosental-Hoher Schneeberg⁷⁾, selten (z. B. in den Weißen Brüchen) auf Sektion Königstein-Hohnstein beobachtet.⁸⁾ Hierzu kommen die jüngeren Aufschlüsse an der neuen Fahrstraße in den Zahnsgrund, am Grenzweg oberhalb des Schmilkaer Steinbruchs und am Felssturz des Himbeergründels.

Diese Zwischenlagen sind nur an gut erhaltenen Aufschlüssen zu beobachten, da sie sonst weit in den Fels hinein durch die Arbeit des Wassers zerstört sind. Ein Eindringen verwehren uns besonders die der Verwitterung des hangenden Sandsteines entstammenden losen Sandmassen. Nur dort, wo ein günstiger Felssturz das Felsinnere bloßgelegt hat, wird die Vermutung einer solchen Zwischenlage bestätigt.

In welcher Weise diese stattfindet, soll ein Profil darstellen, das von der Sohle der Postelwitzer Steinbrüche ausgehend, aus der später mit a 3 bezeichneten Gesteinszone entnommen ist.

- | | | |
|-----|-------|---|
| 14. | cm | grauer, feinkörniger Sandstein. |
| 13. | 20 | feinkörniger, tonreicher Sandstein. |
| 12. | 95 | grauer, feinkörniger Sandstein. |
| 11. | 10—20 | grober, gelblicher Sandstein mit Toneinlagerungen. |
| 10. | 85—90 | grauer, feinkörniger Sandstein. |
| 9. | 5—10 | grauer und roter Ton mit Zwischenlagerung fester Sandsteinschichten. Sandsteinwülste und Spongiten. Ausbildung von Großrippeln. |
| 8. | 95 | grauer bis rosaer, feinkörniger Sandstein, reichlich mit Spongiten durchsetzt. |

7. 30 gelber, stark tonhaltiger Sandstein, oben begrenzt von einer grobkörnigen Lage,
 6. 260 grauer, feinkörniger Sandstein.
 5. 5—10 grauer und roter Ton mit Einlagerung von Spongites.
 4. 0—40 durch Brauneisen stark verhärteter Sandstein.
 3. 5—10 grauer und roter Ton.
 2. 600 schwach rosa gefärbter, feinkörniger Sandstein mit mehreren grauen Bändern. Reichliche Spuren schlecht erhaltener Organismen (Spongites, Rhynchonellen, Exogyren).
 1. 20 grauer bis roter Ton mit Zwischenlagerung von Spongites.

Steinbruchsohle.

Ueber die mechanische Zusammensetzung des Materials gibt uns folgende Kornprüfung Aufschluß:

Korngröße mm (0/0)	2	1	1/2	1/5	Rückstand
14.	—	—	0,2	11,8	88
13.	0,2	0,5	0,3	23,6	75,4
12.	0,2	0,6	0,6	25,6	73,0
11.	14,7	23,0	4,6	17,6	40,1
10.	3,4	22,3	14,5	42,1	17,7
9. (Sandteinschmitzen)	—	1,5	5,2	15,2	78,1
9. (Ton)	—	—	—	0,1	99,9
8.	—	0,3	1,4	67,9	30,4
7.	3,0	10,7	5,7	39,0	41,6
6.	0,3	3,7	6,7	60,4	28,9
5. (Spongites)	0,1	1,8	1,2	21,1	75,8
5. (Ton)	1,7	20,8	16,7	28,6	32,2
4.	13,3	47,8	15,9	16,7	6,3
3.	3,4	22,2	17,5	30,2	26,5
2. (oben)	—	0,3	1,5	63,3	34,9
2. (unten)	—	0,7	1,3	26,9	71,1
1.	8,0	16,2	6,0	24,0	45,8

Hiernach lassen sich folgende Typen unterscheiden:

1. Schichten feinsten Materials:

- a) die feinkörnigen Sandsteine 2 (unten), 12 und 14
 b) die Toneinlagerungen von 9, die tonreiche Schicht 13 sowie Sandsteineinlagerung in Ton bei 5 und 9

2. Schichten mit Korngrößen-Maximum bei $\frac{1}{5}$ mm die Sandsteine 2 (oben), 6 und 8
3. Schichten mit Korngrößen-Maximum bei 1 mm der Sandstein 4
4. Schichten mit 2 Maxima, d. h. ungleichmäßigen, tonigen und sandigen Materials.
Die tonreichen Schichten 1, 3, 5, 7, 11 und der Sandstein 10.

Nicht so ausgedehnt, aber in morphologischer Beziehung noch lehrreicher ist der Aufschluß durch den 1910 niedergegangenen Felssturz im Himbeergründel. Hier steht das von der Verwitterung in langen Zeiträumen herausgearbeitete Wandprofil unmittelbar neben dem frischen Abbruch, sodaß man die später zu erörternde Abhängigkeit dieses Profiles vom Gestein prächtig beobachten kann. Man gelangt zu dem Felssturz, indem man den Weg durch das Himbeergründel bis da hinaufsteigt, wo auf der im Sinne des Aufstieges linken Seite gewaltig überhängende Wände eine tief eingeschnittene Schichthöhle bilden. Die von hier nach links folgende Terrasse verfolge man zum Felssturz, der ebenso wie die Terrasse seine Entstehung der Schichtfolge δ 1 verdankt, sodaß der Aufschluß an der Grenze der Zonen d1 und d2 sich befindet.

Wir beobachten nachstehende Schichtfolge:

- 8—10 m Hohe Wand eines grauen, feinkörnigen Sandsteines.
- 1—10 cm eisenschüssiges Konglomerat mit bis 3 cm großen Quarzen.
- 120 cm grauer, feinkörniger Sandstein.
- 1—5 cm eisenschüssiger, grobkörniger Sandstein.
- 20 cm grauer, feinkörniger Sandstein.
- 1—20 cm grauer, grobkörniger Sandstein, Korngröße bis 1 cm.
- 160 cm grauer, feinkörniger Sandstein.
- 1—20 cm eisenschüssiger, grobkörniger Sandstein, stellenweise in Diagonalschichtung.
- 120 cm grauer, feinkörniger Sandstein, hin und wieder mit Einlagerung verschiedener grobkörniger, zu Diagonalschichtung neigender Lagen.
- 5—20 cm eisenschüssiges Konglomerat, Korngröße bis 3 cm.

40—60 cm Schicht δ 1.

0—10 cm graugrüner bis grauroter plastischer Ton mit Einlagerung der Spongites Saxonicus Gein. genannten Sandsteinwülste, nach oben begrenzt durch eine Platte, die mit diesen Wülsten bedeckt ist. Der Ton ist in welligen Lagen entwickelt oder in Schmitzen, die sich um die mehr oder minder starken Sandsteineinlagerungen legen.

Weiter rechts verliert sich die Toneinlagerung; links von der tonigen Ausbildung geht sie jedoch in einen tonreichen, eisenschüssigen, zunächst festen Sandstein über, der aber alsbald in einen gelben Sand sich auflöst, den man in etwa 10 cm Mächtigkeit bis tief in den Fels hinein ausräumen kann. Darunter folgt

1—10 cm eisenschüssiger, sehr grober Sandstein
 20 cm grauer bis gelber, feinkörniger Sandstein.
 5—20 cm konglomeratiger Sandstein, weiter rechts mit einer Lage grauen, plastischen Tones bedeckt, etwa vier Meter grauer, feinkörniger Sandstein, nicht mehr angebrochen. Er befindet sich über einem tiefeingeschnittenen oder als Terrasse absetzenden Felsband, das man vom Weg aus verfolgen muß, um zum Felssturz zu gelangen, da das Band der Schicht δ 1 durch den Felssturz abgebrochen ist.

Durch die verschieden starke Ausbildung der einzelnen Partien der Schicht δ 1 erscheinen diese fast nie ganz parallel, sodaß sie schon hierdurch den Eindruck von Küstenbildungen machen. Die mächtigeren Bänke des grauen, feinkörnigen Sandsteins zeigen dagegen eine ausgeglichene Lagerung. Außerhalb des Bereiches des Felssturzes setzt sich die Schicht δ 1 nach rechts in das überwölbte Band fort, das sich schließlich zu den am Weg befindlichen Höhlen erweitert. (Bild 6). Hier können wir auch das feststellen, was schon oben erwähnt wurde, daß es uns nämlich nicht möglich ist, in der Tiefe der Höhlungen die eigentliche Ausbildung der entsprechenden Schichten zu beobachten.

In den Sandsteinschichten dieses Profils beobachten wir eine überaus große Menge von mehr oder weniger gut erhaltenen Abdrücken oder Steinkernen von Organismen, unter denen Exogyren und Rhynchonellen, seltener Seeigel zu erkennen sind. Diese organischen Reste sind meist zonenweise angehäuft und folgen an einer Stelle auch der Diagonalschichtung.

Innerhalb des gesamten Brongniartquaderstocks lassen sich nun weiterhin Zonen häufigen Gesteinswechsels, wie z. B. in dem Profil der Postelwitzer Steinbrüche, von Zonen geringen Gesteinswechsels trennen, wie im Liegenden und Hangenden des Profils vom Himbeergründel. Diese letzteren zeichnen sich durch größere Mächtigkeit der zwischengelagerten Sandsteinbänke und geringere Entwicklung der tonführenden Schichten aus. Wir können also im Brongniartquader unterscheiden

1. klein bis mittelbankige Zonen, deren Sandsteinschichten 6 m selten überschreiten.
2. großbankige Zonen mit gleichförmigen Sandsteinschichten von bis zu 20 m Mächtigkeit.

Sie gliedern sich im Winterberggebiet in folgender Weise:

Zone a.	klein bis mittelbankig	ca. 120—140 m
Zone b.	mittel- bis großbankig	ca. 33—71 m
Zone c.	kleinbankig	ca. 37—83 m
Zone d.	großbankig	ca. 43—65 m
Zone e.	großbankig, gegen d scharf abgesetzt	obere Grenze nicht erhalten (bis 80 m).

Die Zonen a, c und d werden nach oben abgeschlossen durch Horizonte besonders dünnplattiger und tonreicher Entwicklung des Sandsteins, die sich recht gut zur Horizontierung eignen. Die hauptsächlichsten Sandsteinbänke innerhalb der Zonen a—e sollen im Folgenden durch Hinzufügen einer Zahl, die sie nach oben abschließenden tonreichen Schichten durch den entsprechenden griechischen Buchstaben bezeichnet werden. c 2 soll also z. B. die von

unten gerechnete 2. bedeutende Sandsteinbank der Zone c, γ 2 die die Bank c 2 nach oben abschließende tonreiche Schicht bezeichnen.

II. Die Gesteinsbeschaffenheit innerhalb der Zonen.

Das Gestein gleicher Horizonte zeigt im Gebiete des Winterbergs auf weite Strecken nur geringfügige Aenderungen. Einige Kornprüfungen mögen hierfür als Beispiele folgen:

Korngröße mm (‰)	5	2	1	1/2	1/5	Rückstand
b 3 Obriegensteig	—	5,9	37,0	27,7	21,3	8,1
Pechschlüchte	—	6,0	20,8	30,6	36,2	6,4
d 1 Wildschützensteig	1,8	5,6	11,6	47,6	30,4	3,0
Poblätzschwände	—	0,7	9,0	51,4	36,4	2,5
Goldstein	—	0,4	9,3	35,7	43,3	11,3
Weberschluchtgrotte	—	2,1	18,4	35,1	34,8	9,6
d 2 Vordere Schrammsteine (Tante)	—	—	—	0,9	13,1	86,0
Poblätzschwände	—	—	0,4	2,1	32,4	65,1
e 1 Schrammsteine	—	0,7	10,2	26,0	46,0	17,1
Bergweg zum Großen Winterberg	—	0,1	10,2	23,6	58,8	7,3
Goldstein	—	3,4	12,1	25,5	48,6	10,4
Oberste Weberschlüchte	—	0,5	15,8	23,4	49,3	11,0

Eine Prüfung der Uebergemengteile ergab Uebereinstimmung aller Zonen, was auf gleiche Herkunft schließen läßt.

III. Die Sedimentationsverhältnisse.

Die Schichtung des Brongniartiquaders weist, wie schon oben angedeutet wurde, eine Anzahl Erscheinungen auf, die als Flachseebildungen zu deuten sind. Es sind dies die Diagonal- und Kreuzschichtung, Wellenfurchen sowie Tongallen und Tongerölle und deren Verbindung in den tonführenden Schichten.

Diagonalschichtung von selten mehr als 30 cm Mächtigkeit beschreibt schon Beck als im Labiatusquader besonders häufig, bisweilen aber auch im Brongniartiquader auftretend.¹⁾ Aus ihrem Vorkommen sowie dem von Wellenfurchen schließt er auf die Ablagerung des Sandsteines in

einer Flachsee. Er schreibt hierüber: Direkte Vergleiche mit Verhältnissen an Meeresküsten der Jetztzeit anzustellen, dürfte schwer ausführbar sein, und läßt die Frage offen, ob die Ablagerung vor der Mündung eines oder mehrerer großer Flüsse oder durch die Gezeiten erfolgt sei.²⁾ Heute liegen die Forschungen Weigels aus der Flachsee der Ost- und Nordsee³⁾ sowie die Richters aus dem Wattenmeer vor. Richter weist die Diagonal- und Kreuzschichtung als Gezeitenschichtung nach, wobei noch nicht zu entscheiden ist, „ob die Schichten sämtlichen Gezeiten entsprechen oder nur solchen mit besonderer Sedimentzufuhr.“⁴⁾

Die Diagonalschichtung finden wir im Brongniartiquader unseres Gebietes allgemein verbreitet, besonders aber im Anschluß an die tonreichen Zwischenschichten. Als Besonderheit möchte ich die 8 m mächtige, diskordante Parallelstruktur zeigende Sedimentationsstörung erwähnen, die sich oberhalb der Schicht δ 2 am Wurzelborn oberhalb Schmilka über einige 100 m im Geviert erstreckt. (Bild 5) Sie entspricht wohl einer lokalen starken Einschwemmung.

Wellenfurchen werden aus dem Grenzbruch bei Schmilka⁵⁾ und den Postelwitzer Steinbrüchen⁶⁾ von Beck, aus dem Mergel (t2) von Zehista von Schönfeld⁷⁾ beschrieben. Da über die Ausbildung in den Postelwitzer Steinbrüchen keine näheren Angaben vorliegen, sei hier erwähnt, daß sie ein Streichen von N 30° O, eine Höhe von 9—13 Zentimeter und einen Abstand von Berg zu Berg von 60—120 cm besitzen. (Bild 1 und 4).

Richter gibt an, daß diese „Großrippeln“ in Flüssen und im Meere beobachtet wurden, und daß sie, „soweit Beobachtungen vorliegen, immer der Strömung ihre Entstehung verdanken⁸⁾“ Im Wattenmeer war die Ursache stets der Gezeitenstrom. Aus ihrem Streichen läßt sich kein Schluß auf den Verlauf der einstigen Küste ziehen, da sowohl Streichen senkrecht als parallel zur Küste beobachtet wurde je nach dem Verlauf der Gezeitenströmung.

Daß die Großrippeln an einer mit Ton bedeckten Schicht auftreten, der darüber lagernde Sandstein aber wieder normale Lagerung zeigt, erklärt folgende, von Richter zitierte Ueberlegung Buchers: Gelegentliche, durch Sturm außerordentlich verstärkte Gezeitenströme arbeiteten das Sediment auf und hinterließen den ausgewaschenen Sand als eine in Rippeln gelegte Schicht.⁹⁾ Bucher setzt die Wassertiefe bis zu höchstens 25 m an. Das völlige Fehlen von Kleinrippeln zeigt hier wie im Pirnaer Fall an, „daß die Großrippeln beim Nachlassen der starken Strömung von den schwächeren Bewegungen der Oberfläche nicht mehr erreicht wurden,“ daß sie also nicht in ganz flachem Wasser gebildet wurden.

Die Anordnung der Tonlagen in unserem Gebiete, die in dickeren Schichten aus eckig begrenzten Tonscherben, in dünneren Lagen aber aus gekrümmten Fetzen bestehen, entspricht durchaus den untermeerischen Einbettungen heutiger Tongallen Richters.¹⁰⁾ (Bild 3) Dies würde auf ähnliche Verhältnisse wie im Wattenmeer deuten. Die über dem Sand abgelagerte Tonhaut kann dadurch zerreißen, daß sie zur Ebbe auftaucht und durch Trockenrisse zerlegt wird, worauf sie vom Wasser verfrachtet und zur Bildung der tongallenführenden Schichten benutzt wird. Dieses Auftauchen der Schlickhaut ist nach Richter nicht notwendig, da beobachtet wurde, daß der Schlick sich auch unter Wasser so schnell erhärten kann, daß ein Zerreißen in Fetzen durch Unterspülung eintritt.

In der Nähe der tonführenden Schichten unseres Gebietes wurden auch mit Ton ausgefüllte, kugel- bis walzenförmige Hohlräume im Sandstein beobachtet, die wie die von Richter beschriebenen Tongerölle¹¹⁾ von einer Kruste gröberer Sandes umgeben sind. Umgekehrt sind die Tonschichten erfüllt und bedeckt mit einem Netzwerk walzenförmiger bis zylindrischer Sandsteineinlagerungen der verschiedensten Größe, deren Entstehung wohl ebenso wie die der Tongerölle mechanisch zu deuten ist. Oft ähneln sie Ausfüllungen von Trockenrissen. (Bild 2). Eine Trennung dieser mechanischen Bildungen von denen organischen Ur-

sprungs, seien es Spongiten, Bohrlöcher oder Kriechspuren, dürfte nur schwer durchzuführen sein.

Die Anhäufung gröberer Sandes an den tonführenden Schichten entspricht ebenfalls dem Befund im Wattenmeer, daß nämlich der die Bildung dieser Schichten bewirkende Ebbestrom eine Sichtung des Materials vornimmt.¹²⁾

Die Art der Schichtung unseres Sandsteines stimmt also ausgezeichnet mit den Beobachtungen aus der heutigen Flachsee überein. Das Aushalten der tonführenden Schichten sowie der Rythmus ihrer Ausbildung kann zur Zeit noch nicht erklärt werden. Doch scheint das Beispiel der großen Einspülung am Wurzelborn darauf hinzuweisen, daß die Aufschüttung des Meeresbodens im Kreidemeer unseres Gebietes ziemlich schnell verlaufen ist.

IV. Gesteinswechsel und die im Gestein wandernden Lösungen.

Die Untersuchungen von O. Beyer¹⁾ und E. Blanck²⁾ im Elbsandstein, von D. Haeberle³⁾ im pfälzischen und von E. Blanck und W. Geilmann⁴⁾, E. Blanck und L. Zapff⁵⁾ sowie F. Klander⁶⁾ im Göttinger Buntsandsteingebiet haben klargelegt, welche Lösungen den Sandstein durchwandern und welche Verwitterungserscheinungen durch sie hervorgerufen werden.

Während O. Beyer die dem Gestein so verderbliche Schwefelsäure aus dem im Elbsandstein stets vorhandenen Pyrit oder Markasit entstehen läßt, führen E. Blanck und seine Schüler ihre Herkunft auf die die Felsen bedeckenden Humusschichten zurück. Meines Erachtens dürfte für den Elbsandstein Beyers Erklärung zutreffen, da eine Anzahl von Felsen, die im letzten Jahrhundert ganz sicher keine Humusbedeckung getragen haben, Alaunbildungen zeigen (z. B. Hinterer Lorentzturm). Für das Folgende ist es jedoch belanglos, wie die Lösungen entstehen.

Während nun die Sandsteinbänke die Lösungen ungehindert hindurchlassen, bewirkt jede tonreiche Schicht eine Stauung des Sickerwasserstromes. Ueber jeder solchen Schicht ist der Sandstein, der ja bis 10% seines Eigenge-

wichtiges an Wasser aufzunehmen vermag, wie ein Schwamm mit Wasser durchtränkt, das an freistehenden Wänden zum Austritt gelangt. Hier werden also mechanische und chemische Verwitterungsvorgänge am kräftigsten wirken. Die Folgen werden aber je nach der Mächtigkeit der zwischengelagerten tonreichen Schichten in verschiedener Weise morphologisch in Erscheinung treten.

Hat die tonreiche Schicht nur die Stärke einer papierdünnen Lage, so wird meist nur eine Einkerbung der Wand anzutreffen sein, häufen sich aber diese Lagen innerhalb einer vielleicht mehrere Meter dicken Zone, so werden tiefeingreifende Höhlungen entstehen. Zwischen beiden Grenzen, den feinen Einkerbungen, die wir an für den Wasseraustritt besonders geeigneten überhängenden Wandstellen allorts beobachten können, und den Höhlenhorizonten, die weite Teile des Winterbergmassivs umsäumen, lassen sich nun alle Zwischenstufen je nach der Mächtigkeit und den austretenden Wassermengen finden. Am geringsten werden sie entwickelt sein an freistehenden Felsen der großbankigen Zonen, also vor allem im Bereiche der Zonen d und e. Als Beispiele seien aufgeführt die oberen Partien des Falkensteins, des Rauschensteins und des Hinteren Raubschlosses. Je tiefer wir aber in die Gründe eindringen, desto größer werden die austretenden Sickerwassermassen sein und desto tiefere Höhlungen werden wir antreffen. Hier seien die Grotten genannt, die viele Gründe abschließen, wie Richterschlüchte, Weberschlüchte, Hiekelschlüchte, Rauschengrund, Falkoniergrund usw. Diese Talschlüsse sind ja die geeignetsten Ausfallpforten für das sich stauende Sickerwasser.

Hier kann es sogar zu Quellbildungen kommen, die freilich stark in ihrer Wasserführung, entsprechend den im Gebiet fallenden Niederschlägen, schwanken. Sehr gut läßt sich diese Erscheinung auf der Schicht α 3 zwischen Postelwitz und Schmilka erkennen. Wandern wir den Obrigensteig vom Zahnsgrund aus empor, so sehen wir beim Beginn der Wände diese Schicht an tiefeingeschnittenen Ueberhängen, über denen der Fels selbst in ziemlich trockener

Jahreszeit noch von Nässe trieft. In dem zur Elbe ziehenden Tälchen „Gutes Bier“ entspringt auf ihr die schwache, aber das ganze Jahr durchhaltende Quelle, während im Langengrund nur einige Wildtränken vorhanden sind.

Die Waldwege sind auf diesen Horizonten meist durch Knüppelbelag vor Versumpfung geschützt, vor allem im Bereich der Schicht β 3, die im Winterberggebiet etwa der Ebenheitsfläche entspricht. Aber auch in höheren Lagen zeigen uns zahlreiche versumpfte Stellen in den Schlüchten derartige Schichten an, besonders häufig auf der Seite des Schichteneinfallens, also an der Nordseite des Winterbergmassivs auf γ 3, δ 1, δ 2 und ε 1 (z. B. im Schwarzen Loch, den Lorenzlöchern, im Großen und Kleinen Dom). Hier kommt es zu vorübergehenden Quellbildungen wie auch auf δ 1 am Vorderen Raubschloß und der westlich vom Sattanskopfe zum Reitsteig führenden Talung. Der Wurzelborn am Wurzelweg entspricht der Schicht δ 2. Die dunkle Farbe, sowie der reiche Flechten- und Moosüberzug des vom Wasser durchtränkten Gesteins über einer solchen Zone machen uns schon von weitem auf diese Verhältnisse aufmerksam.

Erreicht die tonreiche Schichtfolge größere Mächtigkeit, so wird in ihrem Bereiche durch das seitwärts ablaufende Wasser eine Böschung erzeugt, die im Gegensatz zu den senkrechten Wänden der wasserdurchlässigen Sandsteinbänke Gelegenheit zu reichem Pflanzenwachstum bietet. Es entstehen also die begrünten Bänder und Terrassen, die allorts die Wände unterbrechen und besonders geeignet zu Weganlagen sind.

Die kleinbankigen Zonen a und c werden also durch begrünte Hänge sich von den Steilwänden der mittel- bis großbankigen Zonen b, d und e scharf im Gelände abheben. Die Zonen d und e werden wiederum durch eine mehr oder weniger entwickelte, begrünte Terrasse getrennt, die ihren Ursprung hat in einer etwas kleinbankigen Anlage der obersten Partien von d und einer auffallend starken tonreichen Grenzschicht (δ 2). Eine Reihe von Profilen soll diese Verhältnisse anschaulich machen. (Profil 1—7).

Eine unmittelbare Folge der verhältnismäßigen Wasserundurchlässigkeit der tonreichen Schichten ist die Ausfällung der kolloiden Eisenoxyhydratlösungen, die diesen eine gelbe, oft bis zum Rot sich vertiefende Farbe verleiht. Für den Steinbruchbetrieb sind sie wegen ihrer morschen Beschaffenheit unbrauchbar. In den Postelwitzer Steinbrüchen schieden sie eine obere von einer unteren Werkbank.

Jedem Besucher des Elbsandsteingebirges wird auffallen, daß ganz bestimmte Horizonte durch größere Höhlenbildungen ausgezeichnet sind. Einige dieser Horizonte, die also an besonders den Wasserdurchgang hemmende, tonreiche Schichten gebunden sind, lassen sich nun um das ganze Winterbergmassiv herum verfolgen und können somit als Leitschichten in dem paläontologisch gar nicht und petrographisch nur sehr schwierig zu differenzierenden Bronniartiquader dienen. Diese Tatsache konnte nur durch sorgfältiges Abwandern der betreffenden Schichten festgestellt werden, da ja allorts die Möglichkeit vorliegt, daß eine tonreiche Schicht an Mächtigkeit und somit auch an oberflächengestaltender Kraft verliert, während bei einer eng benachbarten das Umgekehrte der Fall ist. Solange die Wände dem Auge freiliegen, ließen sich solche Unregelmäßigkeiten feststellen, soweit aber Humusbedeckung die Beobachtung unmöglich macht, was besonders im Bereiche der Basaltschuttströme des Großen und Kleinen Winterberges gilt, konnte nur sorgfältigstes Vergleichen zum Ziele führen. Auf Grund von über 600 barometrischen Höhenmessungen wurde eine Horizontierung innerhalb des Bronniartiquaders im Winterberggebiet durchgeführt, deren Hauptglieder im Folgenden besprochen werden sollen.

V. Die Gesteinszonen des Bronniartiquaders.

Zone a.

Die Auflagerungsfläche des Bronniartiquaders auf dem Labiatusquader ist nur an der Südwestecke unseres Gebietes angeschnitten.¹⁾ In dem Steinbruch südlich von Schmilka etwa 150 m hoch, steigt sie gegen Herrnskretschchen und an der Bezirksstraße bei der Jungfernquelle bis zu

167 m. Das sich darüber aufbauende Stockwerk der Zone a zeigt eine Reihe harter Felsbänke, die zwischen den bewaldeten Böschungen der kleinbankigen Zwischenlagerungen als Leisten oder Felsstufen hervortreten. So überlagert den Labiatusquader eine feste Steinbank α 1 die bei P 124 an der Straße Postelwitz-Schmilka knapp nördlich Schmilka emportaucht, beim Austritt des Schmilkaer Tälchens ins Elbtal in 159 m Höhe kleine Aussichtskanzeln bildet, um am Grenzbach schon 182 m erreicht zu haben. Dies steile Ansteigen der untersten Schichten des Brongniartquaders gegen Herrnskretsch zu hängt mit der Ueberlagerung des Niedergrunder Höhenzuges zusammen, der selbst aus Granit und paläozoischen Schiefeln besteht. Aus dem Abnehmen der Mächtigkeit gegen den Höhenzug hin ist zu schließen, daß dieser bereits eine Bodenschwelle im Kreidemeer darstellte. Seine höchste Erhebung hat er heute am Rosenkamm bei Tetschen; südlich davon verhindert leider die erzgebirgische Bruchzone den weiteren Verlauf zu beobachten. Während bei Niedergrund die Auflagerungsfläche des Cenomans 120 m beträgt, unterm Rosenkamm 330 m, liegt die des Labiatusquaders gegenüber dem Gelobtbach 120 m, gegenüber Niedergrund 200 m, am Rosenkamm 380 m. Die Mächtigkeit des Cenomans beträgt also bei Niedergrund etwa 80 m, am Rosenkamm nur mehr 50 m. Auf der untermeerischen Bodenschwelle sind die Ablagerungen eben geringer, als an den sie umgebenden tieferen Stellen.

Als besonders in die Augen springendes Band morscher Schichten fällt die Grenzschicht α 3 auf, die vielerorts zu Höhenbildungen führte. Der Zahngrund schneidet sie vom Ueberhang des Backofenfelsens an in 198 m; sie steigt gegen den Ausgang des Zahngrundes auf 208 m, um bei Herrnskretsch 295 m Höhe zu erreichen, entsprechend dem Steigen der Auflagerungsfläche. Im Großen Zschand ist sie von der Einmündung des Zeichengrundes (280 m), im Kleinen Zschand von P 241,6 an zu beobachten. In beiden Tälern zeigt sich ein starkes Nordeinfallen, was folgende Zahlenangaben beweisen:

Schicht α 3, Großer Zschand: Zeichengrund	280 m
Mittlere Pechschlüchte	246 m
Zeughausstraße	236 m
Am Reibetöpf	229 m
Spitzsteinschlüchte	220 m
Kleiner Zschand: Hirschleckschlüchte	242 m
Zeughausstraße	231 m
Hintere Naßschlüchte	224 m
Ferkelschlüchte	212 m
Felsenmühle	211 m
Für das Kirnitzschtal gelten außerdem folgende Angaben:	
Arnstein	204 m
Buschmühle	211 m
Neumannmühle	220 m
Felsenmühle	211 m
Großer Wasserfall	191 m
Beuthenfall	197 m

Zone b.

Die Zone b ist groß- bis mittelbankig entwickelt und zwar nimmt die Anteilnahme kleinbankiger Schichten gegen Süden und Osten zu, sodaß die Bildung steiler Wandabbrüche unter den Vorderen Schrammsteinen geschlossen ist, als etwa unter den Flügelwänden. Während hier die Felsleisten b 1—b 3 getrennt sind durch längere bewaldete Steilhänge, schließen sie sich dort, z. B. im Zahnsgrund, zu einer Felswand zusammen.

Der Horizont β 3 gewinnt dadurch an Bedeutung, daß er auf weite Strecken mit der Ebenheitsfläche zusammenfällt. Die Lagerungsverhältnisse gehen am besten aus der beiliegenden Kartenskizze hervor.

Zone c.

Hier herrscht vorwiegend Kleinbankigkeit, sodaß nur wenige unbedeutende Felsleisten die bewaldeten Hänge unterbrechen. Nur die oberste Sandsteinbank c 3 vermag größere Mächtigkeit anzunehmen, sodaß sie stellenweise den Felswänden der Zone d als Felssockel dient. Dies gilt

insbesondere für die Vorderen Schrammsteine. Die Lagerungsverhältnisse gehen aus der Karte für den Horizont γ 3 hervor.

Zone d.

Zone d liefert die eindrucksvollsten Felswände unseres Gebietes. Nach unten wird sie begrenzt durch die bis 4 m mächtige tonreiche Schicht γ 3, die oft Veranlassung zu riesigen Höhlenbildungen gibt. Als breite Felsterrasse umzieht sie in den Vorderen Schrammsteinen den Hohen Torstein, wo sie den Kletterern den Zugang zu den Einstiegen vermittelt, wölbt die Dreifingerturmhöhle, die mächtige Osterkapelle, verschmälert sich dann aber an den Ostertürmen zu einem teilweise ungangbaren Band. Als solches ziert sie die schlanke Säule des Torwächters, bildet an der Zackenkronen ein überwölbtes Band und trifft noch die Gipfelfelsen der Flasche, des Kelchs und des Kesselturmes. Am Meurerturm bildet sie ein Band etwa 5 m über der Scharte zwischen diesem und dem Friedrich-August-Fels, über dessen Südpfeiler sie austreicht. Wandern wir den Elbleitenweg entlang, so können wir sie bis zum Winterberg verfolgen, wo Basaltschuttströme sie verhüllen. So entspricht ihr an der Jungfer die Höhe des Vorgipfels, das Band im Unterbau des Teufelsturmes, die breite Terrasse im Felskessel der Breiten Kluff. Vergleichen wir ihre Lage am Breiten Kluffturm, so erkennen wir, daß dieser 6—8 m abgesunken und überdies schief gestellt ist. Am Rauschensteinriff bildet sie die Höhlen zwischen den Rauschentürmen, die starke Einwölbung unterm Gipfelbau des Rauschentorwächters, die Einstiegterrasse des Rauschensteins, die in das breite Band der Südwand übergeht.

Als ganz großartige Terrasse mit prächtigen Höhlenbildungen umzieht sie nunmehr den Großvaterstuhl und das Verborgene Horn und bietet Raum zu einem hochinteressanten, wenn auch manchmal etwas schwindligen Schleichpfad längs der Wände bis zur Heiligen Stiege und darüber hinaus über die Einstiegterrasse der Fluchtwand, unterm Püschnerturm hindurch zum Breiten Horn, wo sie die Einstiege zu den Lehttürmen vermittelt, und unter den Stein-

löchern bis zum Wurzelweg. Weiterhin bezeichnet sie den Wandfuß bis zum Kipphorn, wo sie unter die Basaltschuttströme taucht, um erst wieder unter der Silberwand aufzutauchen.

Von hier aus führt wieder ein Pfad auf ihr unter den Wänden der Zone d entlang, den Silber-, Auerhahn-, Matzseidel- und Langegrundwänden, der sich dann unter der Alten Wenzelwand am Prebischor verliert. Von hier aus verfolgen wir sie am Gabrielensteig bis zum Zschand, wo sie in den östlichen Flügelwänden ihre höchste Lage in 388 m erreicht.

Auch im Großen Zschand gibt sie Veranlassung zu schönen Weganlagen wie z. B. dem Reitsteig an den Torwallerwänden, dem Goldsteig oder dem Weg von der Sommerwand bis zum Partschenhorn. Weberschlucht- und Richterschluchtgrotte, Sommerwandloch und die Grotte am Goldloch liegen auf ihr, während die Hiekelhöhle einem tieferen Horizont (γ 2) entspricht.

Am Teichstein sinkt sie bis 343 m. Die Sockelterrasse am Hinteren Raubschlosse, Terrassen am Bärenhorn und Heringstein bezeichnen ihren weiteren Verlauf, wobei sie am Kleinen Winterberg sich wieder bis zu 367 m erhebt, um aber nördlich davon am Kuhstall nur mehr 309 m Höhe zu besitzen. Hier bildet sie die Sohle des gewaltigen Felstores. Während sie in den Affensteinen sich meist nur als schmales Band und nur selten als Terrasse zeigt, entwickelt sie sich an den Dom- und Lorenzwänden zu einem breiten überwölbten Band, das sich oft bis 5 m Tiefe in die Felsen einschneidet. Unterm Müllerstein ist sie sodann nur wenig ausgeprägt, geht aber am Hohen Torstein in die oben erwähnte breite Terrasse über.

Oberhalb der eben beschriebenen Schicht γ 3 starren nun die senkrechten Wände des Winterbergmassivs empor, die besonders in ihren unteren Teilen nur selten von tonreicheren Schichten mit erheblicher Bandausbildung unterbrochen werden, sodaß die unterste Wandstufe gegen 20 m beträgt, während nach oben kürzere Wandstufen folgen. Die morphologische Auswirkung dieser Anordnung soll spä-

ter besprochen werden. Die der unteren Wandstufe folgende Zwischenschicht δ 1 ist in den Vorderen Schrammsteinen nur gering entwickelt, gewinnt aber alsbald bis in den Großen Zschand größere Mächtigkeit, sodaß sie hier zu tief eingeschnittenen Bändern und bewaldeten Terrassen Anlaß gibt. Unterm Müllerstein noch kaum ins Auge fallend, bildet δ 1 gegen das Schwarze Loch hin eine Terrasse, die nunmehr das Felsriff zwischen Schwarzem Loch und Lehne sowie die Lorenzwände umzieht. Am Riff des Domerkers ist sie wieder größtenteils ungangbar, springt aber unterm Domerker als weiter Felssporn vor, ebenso am Lorenzhorn, während sie im gesamten Gebiet der Affensteine bald gänzlich zurücktritt, jedoch im Hängetal am Satanskopf einen langen Talboden bildet und hier wie am Vorderen Raubschloß Anlaß zu vorübergehenden Quellen gibt. Vom Gleitmannshorn im Kleinen Zschand beginnt sie wiederum sich mehr und mehr bemerkbar zu machen, um bald als breite Terrasse die Wände zu umsäumen. Am Felsbau des Heringsteines bildet sie die 2. Terrasse, am Bärenhorn die große Terrasse am Westkamin, im Himbeergründel die des Felssturzes, am Goldstein die der Goldsteinscharte, das Gipfelband der Sommerwand, die breite Terrasse oberhalb des Reitsteiges in den Torwalderwänden, um in den Südwänden des Winterbergmassivs wieder an Bedeutung zu verlieren.

Morphologisch am bedeutungsvollsten ist aber die Zwischenschicht δ 2, die, fast allenthalben zu einer breiten Terrasse ausgebildet, die Gipfelzonen des Winterbergmassivs umsäumt. Sie gibt Veranlassung zu den für den Wanderer so angenehm fast eben verlaufenden Höhenwegen, die auf ihren zahlreichen Windungen um die Felsriffe stets abwechslungsreiche Bilder gewähren. Wer von der Ostraer Scheibe kommend den Schrammsteinen zustrebt, erblickt sie als bewaldete Terrasse rings um den Hohen Torstein in etwa 380 m Höhe, während sie über die Gipfelfläche des Falkensteins streicht. Man erreicht die Terrasse des Hohen Torsteins am leichtesten von der Schrammsteinaussicht, indem man durch eine Schlucht zu ihr hinabsteigt. An

drei Stellen freilich widersetzt sie sich einer Umwanderung des Gipfelbaues, wo sie sich zu schmalen überwölbten Bändern verengt, die nur dem Kletterer zugänglich sind. Sie trägt nach Osten zu den Felsbau des Müllersteins und nimmt alsbald den „Gratweg“ auf, der bald unter den Namen „Schrammsteinweg“ und später „Obere Affensteinpromenade“ die Felswände des Nordmassivs bis zum Fremdenweg am Kleinen Winterberg umzieht. Besonders interessant ist sie am Satanskopf, wo sie ein riesiges Felsentor bildet und am Vorderen Raubschloß, wo sie sich zur gewaltigen Idagrotte auswölbt. Als wuchtige Felsterrasse zieht sie sich, nunmehr nicht mehr von Wegenlagen benutzt, um die Felswände des Kleinen und Großen Zschandes. Hier trägt sie u. a. den so merkwürdigen, fast $\frac{1}{2}$ km langen ebenen Talboden der obersten Weberschluchte, der in Ostwestrichtung in etwa 435 m Höhe knapp nördlich unterm Grenzkamm hinzieht. In den Flügelwänden zeigt sie sich als die bewaldete Terrasse, der das „Jägerhorn“ und der „Zuckerhut“ entwachsen. Die auffallendste Erscheinung an den Südwänden des Winterbergs bietet sie uns aber im großen Felsbogen des Prebischtors, zu dessen Bildung sie Veranlassung gab. Weiterhin wird sie gekennzeichnet durch die Gipffläche des Silberhorns, während sie dann bis unter das Kipphorn vom Basaltschuttstrom des Winterbergs verhüllt ist. Um die Poblätzschwände herum können wir sie, abgesehen von einer ungangbaren Stelle oberhalb des Wurzelweges bis zur Wurzelquelle verfolgen. Von hier ab folgt ihr wieder ein kleiner Pfad um den „Schadeturm“ herum in die Steinlöcher, wo sie aber sodann am Breiten Horn ein Stück ungangbar ist. Nördlich hiervon läßt sie sich wieder auf einem Pfad verfolgen, der aber zwischen Püschnerturm, Neuer Wenzelwand und Fluchtwand unterbrochen ist. Auch am Verborgenen Horn ist eine Stelle zwischen „Bussardturm“ und „Muschelkopf“ nur geübten und schwindelfreien Kletterern gangbar. Als dann aber läßt sie sich wieder gefahrlos begehen, sodaß man auf ihr, sich stets oberhalb der Südabbrüche haltend, bis zum Schrammsteinweg wandern kann, den man ober-

halb der breiten Kluft trifft, und sodann wieder südlich abbiegend bis zum Gratweg, auf den man etwas nördlich des Langen Grundes trifft.

Zone e.

Die Felswände der Zone e werden nach oben durch die Gipfflächen des heutigen Erosionsstandes begrenzt, am Großen Winterberg überragt durch den Basaltgang. Hier zeigen sie auch größere Mächtigkeit, so am Kipphorn (480 m) 60 m. Am Kleinen Winterberg überragen sie sogar, sich in 4 Stufen von zusammen etwa 80 m Mächtigkeit aufbauend, den Basaltgang. Die Wandstufen betragen etwa je 20 m und sind von Felsbänden und Terrassen voneinander getrennt. Die dritte und vierte Felsstufe ist entsprechend den Lagerungsverhältnissen nur nordwestlich der Linie Großer Winterberg—Kleiner Winterberg erhalten.

VI. Schichtwechsel und Profil der Täler.

Betrachten wir die stufenförmige Anlage der Täler (Lorenzlöcher und Großer Dom, Profil 2), so erkennen wir, daß jeder Talboden mit geringem Gefälle einer tonreichen Zwischenschicht, jede Steilstufe aber einer Sandsteinbank entspricht.

Dieses Gesetz gilt für alle Täler und Gründe nicht nur des Winterberggebietes, sondern des ganzen Elbsandsteingebirges. Aus ihm geht auch hervor, daß die morphologisch wichtigeren Zwischenschichten auch die bedeutender ausgeprägten Talböden veranlassen. Eine kurze Uebersicht der Verhältnisse in den Tälern unseres Gebietes soll dies belegen.

1. Zahnsgrund: Der lange Talboden des Zahngrundes liegt im Bereiche der Zone a 3. Am Backofenfels durchsinkt er die Schicht α 3 und zeigt zwischen 200 und 180 m Höhe ein Gefälle von 1:22, das auf der Schicht α 2 zwischen 170 und 180 m in ein Gefälle von 1:47 übergeht. Die Mündungsstufe zur Elbe entspricht mit einem Gefälle von 1:11 der Zone a 2.

2. Schießgrund: In einer Steilstufe (Gefäll 1 : 6) erreicht man vom Talboden des Zahnsgrundes (α 2) den des Schießgrundes, der auf α 3 ein Gefälle von 1 : 19 zeigt.
3. Nasser Grund: Vom Talausgang bis zur Einmündung der Eulentilke, die dem langen Talboden des Nassen Grundes auf α 2 entsprechen, folgt ein steilerer Aufstieg im Bereiche der Zone b, worauf die Stufentäler Großer und Kleiner Dom, Lorenzschluchte, Lehne und Schwarzes Loch sich anschließen. Letztere zeigen die Abhängigkeit ihres Längsprofils vom Gesteinswechsel unverhüllt; für den Nassen Grund mögen folgende Zahlen dienen:

	Länge	Gefälle
Bereich der Zone b und α 3 (α 3 bis α 2)	625 m	60 m 1:14
Talboden auf α 2	500 m	25 m 1:20
Mündungsgebiet (Zone a 2)	600 m	35 m 1:17

4. Diedrichsgrund und Vordere Pechschluchte. Der lange Talboden des Diedrichsgrund liegt auf α 3. Sein Längsprofil zeigt folgende Verhältnisse:

	Länge	Gefälle
Zone b: Königsweg 306—226 m	500 m	80 m 1:6
α 3: 226 m — P 197 m	1150 m	29 m 1:40
Zone a 2: Mündungsgebiet 197—157 m	400 m	40 m 1:10

5. Kleiner Zschand: Himbeergründl, Försterloch, Heringsloch und Gleitmannsloch sind Stufentäler mit klar zu Tage liegender Abhängigkeit vom Gesteinswechsel. Von P 242 bis fast zur Ausmündung auf das Kirnitzschtal 211 m folgt der Kleine Zschand der nördlich einfallenden Zwischenschicht α 3. Gerade dieses Einfallen begünstigte die Bildung eines auffallend langen Talbodens. Es gelten folgende Verhältnisse:

Zone b	880 m	64 m	1:14
α 3	1745 m	30 m	1:58
a 2	80 m	17 m	1:5

6. Großer Zschand: Der größte Teil dieses Tales gleitet in schwachem Gefälle auf der Stufe α 3 dahin, etwa von der Einmündung des Zeichengrundes bis zum Reibetöpfel, wo α 3 durchsunken ist. Es ergeben sich folgende Verhält-

nisse: Vom Paß (321 m) bis zur Einmündung des Zeichengrundes

Bereich der Zone b	750 m	41 m	1:18
α 3	4200 m	51 m	1:82
a 3	200 m	31 m	1:6
α 2	600 m	eben	eben

Die Seitenschluchte sind Stufentäler, deren Ausbildung durch den Gesteinswechsel bedingt ist. Dies zeigt besonders schön die größte der Seitenschluchte, die Weberschluchte. Biegen wir vom Fremdenweg den Weberschluchtweg ab, so treffen wir folgende Talböden an, die bis γ 3 durch senkrechte Wandstufen, alsdann durch Strecken steileren Gefälles getrennt werden.

langer Talboden auf ϵ 1 ca. 439 m,

ebener Felskessel auf δ 1 ca. 400 m

Von diesem erreicht man rechts auf einer Leiter den fast $\frac{1}{2}$ km langen, schon früher erwähnten Talboden auf δ 2 in 424 m Höhe. Leitern führen uns hinab zum Talboden auf γ 3 (367 m) der mit der Weberschluchtgrotte abschließt. In diesem Schlußteile ist er durch herabgebrochene Felsmassen so stark erhöht, daß die Schicht γ 3 verschüttet ist.

Im Bereich der Zone c ist noch ein Talboden in 342 m Höhe entwickelt.

In Zone b treffen wir folgende Talböden an: auf β 2 in 319 m Höhe, auf β 2 in 304 m Höhe und auf β 1 in 275 m Höhe, wobei die Steilstufen zwischen β 2 und β 1 sowie β 1 und α 3 durch eine unbedeutendere, ebene Strecke unterbrochen sind.

In 260 m Höhe gelangen wir zu dem Talboden auf α 3 und haben somit 300 m vor der Einmündung in den Großen Zschand das Niveau dieses Tales erreicht.

7. Lange Biele: Von Reinwiese bis knapp vor den Viehgrund durchsinkt die Bezirksstraße die Sandsteinbänke der Zone a 3 auf eine Erstreckung von 600 m in einem Gefälle von 1 : 20, um sodann auf α 2 und im weiteren Bereiche der Zone a auf eine Erstreckung von 3550 m die sanfte, fast gleichmäßige Neigung von 1 : 49 anzunehmen. Der Straßenanlage wegen ist es nicht möglich, hier die

einzelnen Stufen festzustellen. Besser gelingt dies in den Seitengründen, dem Prebischgrund, dem Langen Grund und der Dürrenbiele, die vom Gesteinswechsel klar abhängige Stufentäler sind.

8. Schmilkaer Kessel: Wie schon oben erwähnt, sind die obersten Talgründe als Hängetäler auf der Schicht δ 2 (Schneeberger Löcher, Steinlöcher, oberste Talungen der Poblätzschwände) entwickelt. Es folgen sodann Talböden auf γ 3, die teilweise auch als Hängetäler über den Wänden abbrechen (so am Rübezahweg). Die Stufe b wird in einem steilen Gefälle von 1 : 10 durchsunken, während sich im Bereiche der Stufe a der Wegebauten halber genaue Werte nicht ermitteln lassen.
9. In der Breiten Kluff ist ein schöner Talboden auf β 3 entwickelt.

Aus diesen Beispielen ergibt sich, daß die Steilstufe dort ansetzt, wo die tonreiche Zwischenschicht durchsunken ist, während in ihrem Bereiche talaufwärts der Talboden eben oder langsam ansteigend verläuft.

Oeffnen sich die Täler, so setzen sich die oberen Talböden an den Talwänden in Form von Terrassen oder Bändern fort, vereinigen sich zwei Täler, so umziehen diese Terrassen oder Bänder treppenförmig das beide Täler trennende Felsriff.

Es gibt im gesamten Winterberggebiet keine Terrasse, deren Ausbildung nicht durch den Gesteinswechsel bedingt wäre. Es ist also nicht angängig, aus der Anlage von Talböden in Nebentälern zu berechnen, in welcher Höhe diese das Haupttal einst erreicht haben und daraus den einstigen Talboden des Haupttales zu konstruieren.¹⁾ Eine solche Berechnung würde nur dann richtige Werte zeitigen, wenn die den Talboden verursachende tonreiche Zwischenschicht sich bis zum Haupttal in gleichsinniger Lagerung fortsetzte. Wir wissen aber nie, ob zu der Zeit, wo der Hauptfluß auf der betreffenden Schicht dahinflöß, auch schon der Nebenfluß dieselbe Tiefe erreicht hatte, oder ob er nicht

vielmehr, auf einem höheren Stockwerk fließend, ebenso wie heute ungleichsohlig auf das Haupttal mündete.

Alle diese Erscheinungen erklären sich leicht, wenn wir den Widerstand in Betracht ziehen, den die verschiedenen Gesteinsschichten dem durchsickernden Wasser bieten. Der poröse, feste Sandstein läßt das Wasser leicht durch, sein Bindemittel wird also leicht zerstört werden, ein in seinem Bereiche arbeitender Wasserlauf ihn demnach bald in einer Klamm durchschneiden. Die tonreicheren Schichten hingegen werden, obgleich sie an sich weicher sind als die Sandsteinbänke, das Wasser auf ihrer Oberfläche ableiten und aus diesem Grunde länger der Zerstörung trotzen.

Es ergibt sich weiter, daß jede Tieferverlegung eines Wasserlaufes längere Zeit halt machen wird im Niveau einer tonreichen Zwischenschicht; eine jede solche Zwischenschicht wird also Veranlassung zu einer mehr oder weniger langen Stillstandsperiode in der Tieferverlegung eines Wasserlaufes.

Ein besonders schönes Beispiel bietet hierfür das Kirnitzthal im Bereiche der Hohen Liebe. Die Terrassierung, die hier wie überall durch die Schichtung des Sandsteins bedingt ist, setzt sich in den Granit fort, in dem hier, oberhalb und unterhalb der Mittelndorfer Mühle, einige Felskanzeln deutlich ausgebildet sind, die sich als Reste eines alten Talbodens der Kirnitz erwiesen.

Eine weitere Folgerung ist, daß ein Fluß zum Durchschneiden der großbankigen Zonen b, d und e kürzere Zeit brauchen wird als zu dem der kleinbankigen Zonen a und c. Eine Ebenheit kann sich also nur im Bereiche der kleinbankigen Zonen ausbilden.²⁾ Im Winterberggebiet kommt hierfür vor allem die Zone c in Betracht, in deren Bereich die Teilebenheiten der großen Ebenheitsfläche des Elbsandsteingebirges liegen, also die Ostraer Scheibe, die Schrammsteinebenheit sowie die Ebenheiten, die dem Großen und Kleinen Winterberg vorgelagert sind. Ueber das Verhältnis der „Ebenheitsfläche“ zum Gestein soll später gesprochen werden.

Es ist also nicht notwendig, zur Erklärung der Längsprofile mehrere von größeren Zeiträumen getrennte Hebungsvorgänge anzunehmen, die dann jeweils einen neuen geographischen Zyklus einleiten, wie dies H. v. Staff und ff. Raßmus³⁾ beschrieben haben. Diese Annahme muß an der Tatsache scheitern, daß dann die Hebungsvorgänge jeweils dem Höhenunterschied zwischen zwei besonders tonreichen Zwischenschichten entsprächen. Der Gesteinswechsel bedingt also auch bei vollkommen gleichmäßiger Tieferlegung der Erosionsbasis Stillstandsperioden der Tieferosion der Flüsse, auch der Elbe,⁴⁾ unterstützt also die Herausbildung der heutigen Großformen des Elbsandsteingebirges, der Regionen der „Steine“, „Ebenheiten“ und „Gründe.“

Die Fußhänge unserer Tafelberge entstanden also nicht nur dadurch, daß Sand und Gesteinsschutt die tieferliegenden Felspartien vor Verwitterung und Abtragung schützten; stets finden wir vielmehr, daß der „Stein“ selbst einer großbankigen Zone (d), der Fußhang aber einer kleinbankigen Zone (c) angehört. Der Lilienstein ist hierfür das beste Beispiel.

Auch das Problem der Hängetäler findet hierdurch seine einfachste Lösung. Ob ein Seitental gleichsohlig oder als Hängetal auf das Haupttal einmündet, hängt von seiner Länge und seiner Wasserführung ab. Die kurzen, wasserarmen Basteigründe enden als Hängetäler, während der lange, wasserreiche Amselgrund gleichsohlig ausmündet. Die Schneeberger Löcher und die Steinlöcher erweisen sich als Hängetäler über dem Heringsgrund, in den der Rauschen- und Falkoniergrund gleichsohlig einmünden. Wir brauchen also nicht anzunehmen, daß hier früher gleichsohlig mündende Nebentäler durch Laufverlegungen des Haupttales zu Hängetälern geworden sind.⁵⁾

VII. Erosions- und Denudationsflächen in Beziehung zum Gestein.

Es soll nun der Frage nähergetreten werden, wie eine unser Gebiet durchschneidende Erosions- oder Denudations-

fläche durch das Gestein beeinflusst wird. Es handelt sich hierbei um drei Zyklen: die postbasaltische Fläche, die Ebenheitsfläche sowie Systeme tiefer gelegener Terrassen. Es ist hierbei gleichgültig, ob Erosion allein oder Denudation diese Stufen gebildet hat, wesentlich ist nur, ob sie unabhängig vom Gestein entstanden sind. In beiden Fällen entsprechen sie Stillstandsperioden in der Tieferlegung der Erosionsbasis.

Die postbasaltische Fläche wird dargestellt durch die Oberflächen der „Steine“ und die des Winterbergmassivs, wenn man von den Basalthärtlingen der Winterberge selbst absieht. Altdiluviale Schotter wurden auf ihr nur am Pfaffen- und Lilienstein beobachtet.¹⁾ Die ihr von v. Staff und Raßmus²⁾ zugewiesene Stellung als eine durch wiedererwachte Erosion zerschnittene Fastebene wird heute abgelehnt. So wendet sich A. Penck³⁾ wieder der Hettnerschen Auffassung⁴⁾ zu, die diese Fläche als Oberfläche eines Sandsteinstockwerkes deutet. Diese Annahme wird durch die Verhältnisse in unserem Gebiet voll gestützt: die Mächtigkeit der Erhaltung der obersten Gesteinszone, der Zone e, hängt ausnahmslos von der Breite des Unterbaues ab.

Während die Stufe e am Hohen Torstein 47 m, an den Schrammsteinaussichten 28 m zeigt, ist sie an den nach Osten folgenden Einschnürungen des Schrammsteinkammes völlig abgeräumt, so am Vorder-, Mittel-, Hinterwinkel und am Zusammentreffen von Schwarzem Loch und Lehne einerseits, der Breiten Kluft andererseits. An der Verbreiterung des Carolafelsens hingegen steigt ihre Mächtigkeit wieder auf 53 m, am Härtling des Kleinen Winterberges auf 72 m, an dem des Großen Winterberges auf etwa 80 m. Die Kammeinschnürung zwischen Großem und Kleinem Winterberg zeigt die Stufe e mit 37 m, der Uebergang Dürre Biele-Richterschlüchte östlich des Großen Winterberges mit etwa 33 m Mächtigkeit. Von hier ab nimmt ihre Erhaltung gegen Osten ab, da wir in den Bereich der Schichtkulmination der Flügelwände (hier 25 m) gelangen.

Wir müssen also ablehnen, diese Fläche als stark verbreiterte Terrasse der Elbe⁵⁾ anzusehen. Als die Elbe in

ihrem Niveau floß, war die Stufe e allenthalben in größerer Breite und Mächtigkeit erhalten; ihre heutige Oberfläche wurde erst durch den auch heute noch wirkenden Abbau der die oberen Teile des Winterbergmassivs und der „Steine“ bildenden Sandsteinplatte geschaffen.

Anders liegen die Verhältnisse bei der Ebenheitsfläche, die sich durch zahlreiche altdiluviale Elbschotter sowie eiszeitliche Ueberreste als fossile Fläche erweist, „deren Ausreifen sich nach Beck und Hibsich bis in die Mitte der dortigen Vereisung erstreckte, also zum größten Teile ins jüngste Tertiär zu setzen wäre.“⁶⁾

Der Ausbildung dieser Fläche wird das Gestein dort keine Schwierigkeiten bereitet haben, wo diese Fläche ins Niveau einer kleinbankigen Zone fällt, also im Bereich der Zone c. Wo kein oder nur geringe Mengen diluvialen Lehm die Formen verhüllen, wird jedoch auch hier ein den Sandsteinbänken entsprechender, treppenförmiger Bau zu erkennen sein, wie das A. Penck für die Schrammsteinebenheit nachgewiesen hat. Dieselben Stufen lassen sich wohl auch noch auf der gegenüberliegenden Ostrauer Ebenheit erkennen, sind aber vor allem wegen der landwirtschaftlichen Nutzung des Bodens nicht mit Sicherheit zu verfolgen.

Der Typus der Schrammsteinebenheit, flach treppenförmiger Bau im Bereich der Zone c, begleitet das Winterbergmassiv im Norden, während der Typus der Ostrauer Ebenheit, verschleierter Stufenbau im Bereich der Zone c, in der Rathmannsdorfer und Waltersdorfer Ebenheit auf dem rechten, der Schönaer, Reinhardsdorfer, Papstdorfer, Gohrischer, Pfaffendorfer und Weissiger Ebenheit auf dem linken Elbufer vertreten ist.

Wie gestalten sich aber die Verhältnisse dort, wo die Ebenheitsfläche mittel- und großbankige Zonen schneidet? Dies muß an zwei Fronten geschehen: südlich des Winterbergmassives tritt die Ebenheitsfläche in den Bereich der mittel- bis großbankigen Zone b, um alsbald, gegen Herrnskretsch und die Bezirksstraße nach Reinwiese die klein-

bis mittelbankige Zone a zu erreichen, die ihrer Entwicklung günstigere Bedingungen bietet.

Sodann durchschneidet die Ebenheitsfläche gegen das Bastei- und Brandgebiet die oberen, großbankigen Zonen d und e, auf deren Höhe schließlich die Hochflächen der Bastei-, Polenz- und Ochelwände sowie die Wehler Ebenheit liegen.

Während noch in der Breiten Kluft der Ebenheitsrand mit dem Hangenden der Stufe b zusammenfällt, wird diese bereits bei Schmilka infolge des starken Ansteigens der Schichten im Elbtal angeschnitten. Da jedoch die zu Tage tretenden Zonen des Winterbergmassivs in den Poblätzschwänden und am Kipphorn dieses Ansteigen nicht mitmachen, müssen gegen Herrnskretsch zu die Schichtköpfe der Zone b in gegen den Winterberg einfallender Neigung austreichen. Dies ist vom Tal der Dürren Biele ab östlich vorzüglich zu beobachten: die Stufe b bildet steile Felswände, während die Ebenheit erst in der klein- bis mittelbankigen Zone a ausgebildet ist. Gerade aber in dem Gebiet zwischen dem Schmilkaer Tale und an dem der Dürren Biele sind die Verhältnisse derart von dem Verwitterungslehm der Basaltschuttströme des Großen Winterberges verschleiert, daß Gehängestufen sich nicht verfolgen lassen.

Weit auffälliger muß sich jedoch die Abhängigkeit vom Gestein bei dem Durchgang der Ebenheitsfläche durch die großbankigen Zonen d und e erweisen, in deren Bereich nach den früheren Ausführungen die Bildung einer Ebenheit unmöglich ist. Verfolgen wir die Ebenheitsfläche, die als Rathmannsdorfer und Waltersdorfer Teilebenheit noch im Bereiche der Zone c liegt, so sehen wir sie an der Mauer der Basteiwände, der Feldwand, des Ziegenrückens, der Polenz-, Brand-, Waitzdorfer- und Ochelwände anbränden. Es ist dies die Landstufe der Zonen d und e, der der Gammerig als Restberg vorgelagert ist. Erst dort, wo in der Verlängerung der Ebenheitsfläche das Hangende der Zonen d und e erreicht wird, am Rande des Granits und westlich und nordwestlich der Bastei, finden wir wieder die dieser Fläche eigenen, ruhigen Formen.

Die westlichen Ebenheiten des linken Elbufers wurden schon von Hettner⁷⁾ und Beck⁸⁾ als vom Gestein abhängige Landstufen erkannt.

Diese Verhältnisse zeigen uns, daß die Ebenheitsfläche in ihrer Ausbildung stark vom Gestein abhängig ist. Ihre Anlage wurde durch tektonische Vorgänge, über deren Natur wir nur Vermutungen anstellen können, ihre Ausgestaltung aber vom Gestein bedingt.

In die Ebenheitsfläche eingesenkt erscheinen Systeme von Terrassen des Elbtales und seiner Nebentäler, die alten Talböden entsprechen sollen.⁹⁾ Die auf diesen Terrassen liegenden Schotterreste sind aber so dürftig, daß sie zum Ableiten eines zusammenhängenden Tallaufes gänzlich ungeeignet sind. Einwandfrei als Erosionsterrassen sind nur die der Tetschener und Pirnaer Talweitung anzusprechen, sowie die in die Wehlener und Struppener Ebenheit flach eingesenkte Hochterrasse. Alle übrigen erweisen sich als durch das Gestein bedingte Terrassen, auf denen allein die Möglichkeit gegeben war, daß Schotter in primärer, wohl meist aber sekundärer Lagerung erhalten blieben.

Dies gilt besonders auch für die Polenzschotter des Polenz- und Lachsbachtales und des Tümpelgrundes, die Hängetäler und Terrassen des Bastei- und Polenzgebietes sowie die „Burgterrasse“ der Elbe, die Russner als alten Talboden deutet.¹⁰⁾ Die Terrassen der Rathener und Wehlener Gegend haben mit denen von Schandau nichts zu tun; diese gehören viel tieferen Gesteinshorizonten an. Abzulehnen ist auch der Versuch, aus dem Ansteigen der Terrassen im Elbtale südlich Herrnskretsch auf ein stärkeres Gefälle des früher dort fließenden Wasserlaufes schließen zu wollen. Die dortigen Terrassen entsprechen durchaus den Sandsteinbänken, die gegen den Niedergrunder Granitrücken hin ansteigen.¹¹⁾

VIII. Lagerung und Mächtigkeit.

Die folgenden Angaben sollen zur Ergänzung der beigefügten Karten und Profile dienen. Es sind aus der großen Zahl der Zwischenschichten die morphologisch wichtigsten

herausgegriffen worden, doch muß immer beachtet werden, daß lokal eine solche Schicht hinter einer benachbarten, hier nicht erwähnten, an Bedeutung zurücktreten kann. Weiterhin ist zu bemerken, daß in den Gründen die tieferen Horizonte nicht immer senkrecht unter den höheren, sondern oft nur weiter talaus angemessen werden konnten. Solche Messungen können keine scharfen Werte für die Mächtigkeit liefern.

Ueber die Methode der Messungen ist folgendes zu bemerken: Verwendet wurde ein empfindliches Barometer der Firma Lufft, die Barometerstände wurden nach der vorgeschriebenen Methode ausgewertet. Als Grundlage dienten die topographischen Punkte des Meßtischblattes. Die anzumessenden Punkte wurden möglichst so gewählt, daß eine größere Anzahl topographischer Punkte zur Verfolgung des Barometerganges eingeschaltet war. Machten sich infolge veränderlichen Barometerstandes größere Korrekturen nötig, so wurde der aus der Anmessung der topographischen Punkte gewonnene Barometergang mit dem der Landeswetterwarte verglichen.

Die für die Horizonte angegebenen Werte dieser Arbeit entstammen drei verschiedenen Verfahren:

1. Es wurde die tonreiche Zwischenschicht an einem günstigen Aufschluß direkt angemessen.
2. Die tonreiche Zwischenschicht selbst ist nicht aufgeschlossen, in ihrem Bereiche ist aber eine Terrasse entwickelt. Sie muß also in dem Bereiche zwischen dem Wandfuß, der die Terrasse nach oben abschließt, und der Felskante der Terrasse liegen. Um einheitlich vorzugehen, wurde in diesem Falle stets der Terrassenabbruch als Wert angegeben, auf die Gefahr hin, daß dieser Wert um eine geringe Größe (1-2 m) zu tief ist.
3. Die tonreiche Zwischenschicht ist nicht aufgeschlossen, verrät sich aber durch Entwicklung eines Talbodens. Nach dem im vorigen Kapitel Gesagten ist die tonreiche Schicht dort durchsunken, wo im Längsprofil des Tales auf den Talboden die Steilstufe folgt. Um auch hier

einheitlich vorzugehen, wurde dieser Punkt zur Messung gewählt.

Es ist ersichtlich, daß nur das erste Verfahren völlig genaue Werte liefert, während beim zweiten und dritten Verfahren Fehler von 1—2 m eintreten können. Bei beiden letzteren Verfahren ließ sich aber stets in der Verlängerung der Horizonte irgend ein Aufschluß der Zwischenschicht feststellen, sodaß die Abhängigkeit der angemessenen morphologischen Punkte vom Gesteinswechsel erwiesen war. Es liegt auf der Hand, daß in den höheren Lagen infolge der besseren Aufgeschlossenheit der Sandsteinwände das erste Verfahren, in den tieferen aber das zweite und dritte Verfahren vorwalten mußte. Im folgenden ist für das erste Verfahren den Werten ein Ausrufungszeichen, für das zweite ein Kreuz und für das dritte ein Strich beigefügt.

Aus diesen Zahlen ergibt sich folgende Anordnung:

1. Ein allgemeines Einfallen der Sandsteinplatte nach Norden,
2. Kulminationen:
 - a. in der Linie östliche Flügelwände — Sommerwand, die sich auch noch gegen das Tal des Großen Zschandes am Goldstein und Torwalder Turm sowie an der Neumannmühle bemerkbar macht, sich nach Norden aber verflacht,
 - b) am Kleinen Winterberge.

Zwischen den Kulminationen a) und b) liegt eine flache Senke.

Ueber die Ursachen dieser Störungen des allgemeinen Schichteneinfallens gibt uns die Mächtigkeit der Schichten Aufschluß. Schon oben wurde erwähnt, daß diese gegen den Niedergrunder paläozoischen Höhenzug abnimmt, und es wurden die Zahlen für die Carinaten- und Labiatusstufe angegeben. Betrachten wir die beiliegende Tabelle der Mächtigkeiten, so erkennen wir, daß die Kulmination Großer Zschand Flügelwände von einer Abnahme der Mächtigkeit begleitet ist. Hieraus können wir schließen, daß der Niedergrunder Höhenrücken sich unter dem Sandstein bis

	α 3	—	—	β 1	—	β 2	β 3
Lehne							269 -
Günthers Börnel	197 -			215†		236 -	260†
Eulentilke	191†			214†		234†	258 -
Bloßstock	197†			210†		227†	252†
Vord. Naßschlüchte	220 -					249†	276†
Vord. Pechschlüchte	226 -					255†	293†
Winterbergspitzen							306†
Wappen							298†
Heringsloch							302†
Försterloch	241!			255†		270†	
Försterloch oben						288†	302†
Buchschlüchte	231!			269†		275†	293†
Kl. Zschand, Schn. 20	216!			244†		257†	272†
Ferkelschlüchte	215!			225†		240†	261†
Alter Wildenstein							252†
Großer Wasserfall	191†			205†		221†	239†
Münzbach	206!						
Spitzsteinschlüchte	227!			246!		256!	265†
Hinteres Raubschloß							293†
Neumannsmühle	220!						
Reibetöpfel	229!			251!			273†
Zschandstraße	236†						
Böses Horn	245†	256!		274†		285†	293†
Teichstein	243†			266			281†
Mittl. Pechschl.	246†			274†		285†	293†
Richterschlüchte	254†	276†	284†	296†	302†		316!
Weberschlüchte	259†	275†	287†	295†	304†		319-
Sommerwand	255†	280†	288†	297†	306†	313†	321†
Schwarzschlüchte	273†	285†	297†	309†			336!
Hinteres Partschenh.	280†						
Oestl. Fögelwände	295†			312!		325!	335!
Prebischgrund	304†						227!
Langer Grund	295†			315!		329!	335!
Jungfernquelle	297†			312†			333†
Matzseidelgrund	284!			307 -			324 -
Silberwand						319†	332!
Grenzbach	289†						
Schmilka	271†			293†			
Wurzelweg							289†
Breites Horn							290†
Breite Kluff	251!						275†
Teufelsturm	246†						271†
Langer Grund							265†
Gutes Bier	229!						261†

	β 1	—	β 2	β 3
Teichstein			275†	286†
Brücknerschlüchte	275†		288†	297†
Klingermassiv	280†		298†	313†
Zeichengrund	284†		295†	310†

3. Bereich der Zonen c, d und e.

	γ 1	γ 2	γ 3	δ 1	δ 2	ϵ 1	ϵ 2
Hoher Torstein	283†	306!	333!		378!		
Hinterwinkel	284†	306!	338!				
Lehnweg	295†		342!		393!		
Lorenzlöcher	298†		353!	373!	402!		
Domerker	298†		345!				
Kleiner Dom			350!		403†		
Großer Dom		311-	348!	377-	402!		
Kleines Bauerloch			340!		408†		
Bloßstock		316!	336!		388!		
Großes Bauerloch					413!	424!	441†
Wolfsturm			341!		412!		
Talung am Satanskopf			353!	395-	414!	433!	
Idagrotte					415!		
Bergfried			360!				
Winterbergspitzen		334!	366!		428!	434!	447!
Försterloch			341!	372!	413-		
Himbeergründel		326!	355!	386!	408†	422†	435†
Hinteres Raubschloß	316†		355!				
Böses Horn	315†	326†	351!				
Goldstein			356!	397!	412!	425†	
Mittlere Pechschlüchte			359!	385!	412-	427†	
Richterschlüchte	341!		361!		424!	431!	
Weberschlüchte	342-		367!	400!	424!	439!	455†
Sommerwand	339!	347!	372!	400!	417!		
Kampfturm			385!				
Schwarzschlüchte				405!	425!		
Hinteres							
Partschenhorn	352!		378!	399!		437!	446†
Raingrund	356!		380!	400!	423!		
Oestl. Flügelwände	365!		388!	407!	437†		
Westl. Flügelwände			383!		433†		
Prebischgrund	356†		382!	411!	437-		
Prebischtor	351†		365!	395!	421!	436†	
Huschenwächter	354!		367!	391!	414!		
Silberwand			369!		415†	431†	
Bergweg			365!	379!	410!	425†	

	γ 1	γ 2	γ 3	δ 1	δ 2	ε 1	ε 2
Poblätzschwand			356!	374!	405!		
Wurzelweg		331†	348†	378†	412!		447†
Schneeberger Löcher		325!	348†		407!	424!	440!
Breite Kluff			344!	366!	398!		
Teufelsturm	293†	312!	338!		393!		
Teichstein	307†	332†	343!	386!	400†		
Brücknerschluchte	329†		347!				
Klingermassiv		346†	358!	385†	399†		
Zeichengrund		348†	363!	386!	402†		

Mächtigkeitstabelle:

	α 3— β 3	β 3— γ 3	γ 3— δ 2	α 3— δ 2
Hoher Torstein	60	74	43	177
Teufelsturm	34	67	56	157
Lorenzschluchte	40	83	49	172
Bloßstock	54	76	52	182
Breites Horn (Schmilka)	45	54	65	164
Vorderes Raubschloß	53	65	62	180
Kl. Winterberg	71	60	62	193
Wurzelweg	50	52	60	162
Poblätzschwand	50	51	49	150
Silberwand	52	37	46	135
Himbeergründel	50	55	53	158
Goldstein	50	61	56	167
Spitzes Horn	50	49	53	152
Innere Richterschluchte	50	41	65	154
Auerhahnwände	50	37	47	134
Innerer Langer Grund	40	39	47	126
Sommerwand	61	51	45	157
Inenere Weberschluchte	45	45	44	134
Prebischgrund	33	45	55	133
Innere Schwarzschluchte	50	48	47	145
Oestl. Flügelwände	35	53	49	137
Zeichengrund	50	45	47	142

Zusammenstellung der Ergebnisse.

Die Stufe des *Inoceramus Brongniarti* Sow. gliedert sich im Winterberggebiete in Sandsteinbänke mit zwischengelagerten, tonreicheren Schichten. Diese treten besonders häufig auf in bestimmten Horizonten, die sich durch das ganze Gebiet und über dessen Grenzen hinaus gut verfolgen lassen. Die wichtigsten unter ihnen scheiden klein-

bankige Sandsteinzonen mit häufigem Gesteinswechsel von großbankigen mit geringem Gesteinswechsel, wobei das Gestein gleicher Horizonte sehr gleichmäßig zusammengesetzt ist. Die Sedimentationsverhältnisse stimmen gut mit den Beobachtungen aus der heutigen Flachsee überein.

Der Gesteinswechsel bedingt das Relief unseres Gebietes in weit höherem Maße, als dies bis jetzt angenommen wurde. Die tonreichen Zwischenschichten verursachen je nach ihrer Entwicklung im Querschnitt der Berge und Täler Bänder und Terrassen, im Längsschnitt der Täler einen stufenförmigen Bau. Es gibt im gesamten Winterberggebiet keine Terrasse und keinen Talboden, deren Ausbildung nicht vom Gestein bedingt wäre. Jede tonreiche Zwischenschicht wird aber ihrerseits Veranlassung zu einer Stillstandsperiode in der Tieferverlegung eines Wasserlaufes geben. Ebenheiten können sich nur im Bereiche der kleinbankigen Zonen mit häufigem Gesteinswechsel ausbilden, während die großbankigen Zonen mit geringem Gesteinswechsel Wandbildung bedingen. Wo die einzige sich einwandfrei als Erosions- oder Denudationsfläche erweisende Fläche, die „Ebenheitsfläche“, letztere durchschneidet, treten Landstufen auf.

Die Lagerung der Schichten zeigt ein allgemeines Einfallen der Sandsteinplatte nach Norden, das unterbrochen wird durch eine Schichtenkulmination in der Linie Flügelwände-Mündung des Großen Zschandes und am Kleinen Winterberge. Erstere ist von einer Abnahme der Mächtigkeit begleitet und steht im Zusammenhang mit dem Niedergrunder paläozoischen Gesteinsrücken, letztere wird ihre Ursache in den Sedimentationsverhältnissen des Kreidemeeres haben.

Anmerkungen zu den einzelnen Kapiteln:

I.

- 1) R. Beck, Geologischer Führer durch das Dresdner Elbtalgebiet 1914
- 2) O. Beyer, Alaun und Gips als Mineral-Neubildungen und als Ursachen der chemischen Verwitterung in den Quadersandsteinen des sächs. Kreidegebiets. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 63, 1911, S. 432—465.
- 3) A. Hettner, Gebirgsbau und Oberflächengestaltung der sächs. Schweiz. Forschg. z. deutschen Landes- und Volkskunde Bd. II Heft 4, Stuttgart 1887.
Die Felsbildungen der sächsischen Schweiz. Geogr. Zeitschr. 1903, Jg. IX, S. 608—626.
- 4) H. v. Staff u. H. Rassmus. Zur Morphogenie der Sächs. Schweiz. Geol. Rundsch. 1911, 2. Bd. S. 373.
- 5) 1. c. S. 96.
- 6) 1. c. S. 97.
- 7) 1. c. S. 79.
- 8) 1. c. S. 100.
- 9) 1. c. S. 105.
- 10) 1. c. S. 620.
- 11) 1. c. S. 621.
- 12) 1. c. S. 621.
- 13) 1. c. S. 624.
- 14) 1. c. S. 625.
- 15) R. Beck, Erläuterung z. S. Königstein-Hohnstein. 1893. S. 3.
- 16) R. Beck, Geol. F. d. d. Dresdner Elbtalgeb. 1914. S. 241.
- 17) v. Staff u. Raßmus. Zur Morphologie d. S. Schw. Geol. R. 1911, S. 378.
- 18) J. Rußner, Sächs. Schweiz. 1925. Wanderung 5. Die Basteigründe S. 50—61.
Dr. A. Kittler, daselbst 14. Wanderung, Zschirnstene, S. 147—157.
- 19) A. Penck, Die neue Schrammsteinkarte. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1922, 5—6, S. 235—241.
- 20) F. Lamprecht, in Rußner, Sächs. Schweiz, 11. Wanderung, Die Schrammsteine, S. 117—126.
- 21) A. Ratsburg, Zur Morphologie des Heuscheuergebirges. Ber. d. naturwiss. Ges. z. Chemnitz Bd. 18, 1911, S. 120—188.

R. Oehme, Klein- und Großformen der Süd-West-Lausitz und des angrenzenden Quadersandgebietes. Sonderveröffentlichung der Naturw. Ges. Isis in Bautzen 1926. S. 60.

II.

- 1) H. Andert, Zur Stratigraphie der turonen Kreide des sächs. Elbtals, Abh. d. Sächs. Geol. Landesamtes, Leipzig, 1927.
- 2) Erl. der einschlägigen Sektionen der geol. Landesaufnahme.
- 3) Erl. z. Sekt. Rosental, S. 35.
- 4) Erl. z. Sekt. Gr. Winterberg-Tetschen, S. 34.
- 5) Erl. z. S. Sebnitz-Wirnitzschal, S. 18.
- 6) Erl. z. S. Gr. Winterberg-Tetschen, S. 32.
- 7) Erl. z. S. Rosental-Hoher Schneeberg, S. 35.
- 8) Erl. z. S. Königstein-Hohnstein S. 12 u. 13.

III.

- 1) R. Beck, Ueber Litoralbildungen in der sächsischen Kreideformation, Ber. der Naturf. Ges. zu Leipzig, Jahrg. 1895—96. Erl. S. Sebnitz-Kirnitzschal, S. 18 und Erl. S. Winterberg-Tetschen, S. 28.
- 2) R. Beck, Litoralbildungen S. 7.
- 3) J. Weigelt, Angewandte Geologie und Paläontologie der Flachseesteine und das Erzlager von Salzgitter. Fortschr. d. Geol. und Paläont. Heft 4, 1923. — Die Flachmeersäume und die Gesetzmäßigkeit ihres geologischen Baues. Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. Bd. 72, Jg. 1920 S. 274. — Geologie und Nordseefauna. Der Steinbruch, Jg. 1919, S. 228 u. 244.
- 4) R. Richter, Eine geologische Exkursion in das Wattenmeer. 56. Ber. d. Senckenbergischen Naturf. Ges., Frankfurt a. M. 1926, S. 296.
- 5) R. Beck, Litoralbildungen, S. 8.
- 6) R. Beck, Erl. S. Sebnitz-Kirnitzschal, S. 18.
- 7) G. Schönfeld, Bemerkenswerte Rippeln im Turon von Pirna. Senckenbergiana, Bd. 8, Heft 5—8, Frankfurt a. M. 1926, S. 296.
- 8) R. Richter, Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie XV—XVI, daselbst S. 297 ff.
- 9) R. Richter, Flachseebeobachtungen, S. 304.
- 10) R. Richter, daselbst S. 312 ff.
- 11) R. Richter, Flachseebeobachtungen, S. 308.
- 12) daselbst S. 311.

IV.

- 1) O. Beyer, Alaun und Gips als Mineralneubildungen und als Ursache der chemischen Verwitterungen in den Quadersandsteinen des sächs. Kreidegebietes. Z. d. geol. Ges. Bd. 63, 1911,

- 2) E. Blanck, die ariden Denudationsformen der sächs.-böhmisch-Schweiz als Folge organischer Verwitterungsfaktoren im humiden Klimagebiet. Tharadter Forstl. Jahrb. 1922, 73, S. 33.
- 3) D. Haerberle, Geol. Rundschau VI 1915 u. Verhandl. des naturw. med. Vereins zu Heidelberg, Neue Folge 11 S. 193.
- 4) E. Blanck und W. Geilmann, Chemische Untersuchungen über Verwitterungserscheinungen im Buntsandstein, insbesondere über die Natur der im Gestein wandernden Lösungen und deren Ausscheidungen. Tharadter Forstl. Jahrbuch 1924, 75, S. 89.
- 5) E. Blanck, und L. Zapff: Ueber Tiefenverwitterungserscheinungen im mittleren Buntsandstein des Rheinhardtwaldes. Chemie der Erde, Bd. 2 (1926) S. 446.
- 6) F. Klander: Ueber die im Buntsandstein wandernden Verwitterungslösungen in ihrer Abhängigkeit von äußeren Einflüssen. Jena, Gustav Fischer 1925.

V.

- 1) Die Bestimmung dieses Horizontes stützt sich auf die geologische Landesaufnahme.

VI.

- 1) A. Hettner, Sächs. Schweiz 1887. S. 98 ff.
- 2) R. Oehme, Klein- und Großformen der Süd-West-Lausitz und des angrenzenden Quadersandsteingebietes, „Isis“ Bautzen 1926. S. 59. „Für eine solche Anschauung fehlen bis jetzt die Anknüpfungspunkte“ und A. Hettner, Die Felsbildungen der Sächs. Schweiz S. 621.
- 3) H. v. Staff und H. Raßmus, Zur Morphogenie der Sächs. Schweiz. Geol. Rundschau 1911 2. Bd. S. 373.
- 4) A. Hettner, Sächs. Schweiz 1887 S. 79, 100 ff.
 Rußner, Sächs. Schweiz, 1925, Wanderung 5 S. 50--61 daselbst Lamprecht, Wanderung 11, S. 117--126.
 Oehme, Klein- und Großformen der Süd-West-Lausitz und des angrenzenden Quadersandsteingebietes 1926. S. 28, S. 59.
 Penck, A., Die neue Schrammsteinkarte. Zeitschr. d. Ges. für Erdkunde Berlin 1922 5-6 S. 235--241.
- 5) Für die Basteigründe: A. Penck, Die Kluftsysteme im Basteigebiet, Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1925 1--2, S. 60.
 Für die Terrassen der Biela: A. Hettner, S. Schweiz, S. 102.

VII.

- 1) J. Deichmüller, Sitzungsber. und Abh. der naturw. Ges. Isis Dresden 1897 XI S. 74 sowie Mitteilung des Herrn Geheimrat Prof. Dr. Kalkowsky.
- 2) v. Staff und Raßmus, 1 c.
- 3) A. Penck. Die neue Schrammsteinkarte.
- 4) A. Hettner, S. Schweiz, S. 92.

- 4) A. Hettner, S. Schweiz, S. 92.
 5) v. Staff und Raßmus, l.c. S. 377.
 6) daselbst S. 377.
 7) A. Hettner, S. Schweiz. S. 97.
 8) R. Beck, Erl. zu Sekt. Pirna, S. 4.
 9) A. Hettner, S. Schweiz, S. 98, ff., J. Rußner, S. Schweiz, S. 33 ff.
 10) J. Rußner, S. Schweiz, S. 37.
 11) A. Hettner, Die Felsbildungen der S. Schweiz. S. 617.

VIII.

- 1) v. Staff und Raßmus, Zur Morphogenie der Sächs. Schweiz, Geol. Rundschau 1911 2. Bd. S. 373.
 2) H. Foerster, Beiträge zur tektonischen Deutung der Kluftsysteme im sächs. Quadergebirge. Zeitschr. der Deutschen Geol. Ges. Bd. 76 1925 S. 79. Foerster spricht von an benachbarten Klüften unmeßbar kleinen, aber sich summierenden Verwerfungen an den Klüften westlich der Linie Hoher Schneeberg — Hohe Liebe.

* * *

Literatur.

- Andert, H. Zur Stratigraphie der turonen Kreide des sächsischen Elbtals, Abh. d. Sächs. Geol. Landesamtes, H. 4. Leipzig, 1927.
 Beck, R. Ueber die korrodierende Wirkung des Windes im Quadersandsteingebirge. Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 46, 1894, S. 537.
 — Ueber Litoralbildungen in der sächsischen Kreideformation. Sitz. Ber. d. naturf. Ges. z. Leipzig, 1895—96, S. 1.
 — Geologischer Führer durch das Dresdner Elbtalgebiet 1914.
 — Erläut. z. geol. Spezialkarte Sachsens, Bl. 83, 84, 85.
 — und Herrmann, O. daselbst, Blatt 86.
 — und Hibs, J. daselbst, Blatt 104.
 Beyer, O. Alaun und Gips als Mineralneubildungen und als Ursachen der chemischen Verwitterung in den Quadersandsteinen des sächs. Kreidegebiets. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 63, 1911, S. 432.
 — Ueber Quellen in der Sächs. Böhm. Schweiz. Mitt. d. Ver. f. Erdk. zu Dresden. II. 7, 1913 S. 803.

- Blanck, E. Die ariden Denudationsformen der sächs. böhm. Schweiz als Folge organischer Verwitterungsfaktoren im humiden Klimagebiet. Tharandter Forstl. Jahrb. 1922, 73, S. 33.
- und W. Geilmann, Chemische Untersuchungen über Verwitterungserscheinungen im Buntsandstein, insbesondere über die Natur der im Gestein wandernden Lösungen und deren Ausscheidungen. Tharandter Forstl. Jahrb. 1924, 75, S. 89.
- und L. Zapff, Ueber Tiefenverwitterungserscheinungen im mittleren Buntsandstein des Reinhardtwaldes. Chemie der Erde, Bd. 2 (1926) S. 446.
- Deichmüller, J. Eine vorgeschichtliche Niederlassung auf dem Pfaffenstein in der Sächs. Schweiz, Abdr. aus Abh. d. naturw. Ges. Isis in Dresden 1897, S. 73.
- Foerster, H. Beiträge zur tektonischen Deutung der Kluftsysteme im sächs. Quadergebirge. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 76, 1925 S. 79.
- Häberle, D. Die Kleinformen der Verwitterung im Hauptbuntsandstein des Pfälzerwaldes. Heidelberg 1911.
- Die gitter-, netz- und wabenförmige Verwitterung der Sandsteine. Geol. Rundsch. VI 1915, S. 264.
- Die Zerstörung der Steilwände im Buntsandsteingebiet des Pfälzerwaldes. Naturw. Wochenschr. 1919 Nr. 23 S. 321.
- Hettner, A. Gebirgsbau und Oberflächengestaltung der Sächs. Schweiz. Forsch. z. deutsch. Landes- und Volkskunde Bd. III Heft 4. Stuttgart 1887.
- Die Felsbildungen der Sächs. Schweiz, Geogr. Zeitschr. 1903, Jg. IX, S. 608.
- Hettner, A. Wüstenformen in Deutschland? Geogr. Zeitschr. Jg. XVI, 1910, S. 690.
- Klander, F. Ueber die im Buntsandstein wandernden Verwitterungslösungen in ihrer Abhängigkeit von äußeren Einflüssen. Jena, Gustav Fischer 1925.
- Kossmat, F. Uebersicht der Geologie von Sachsen, Leipzig, 1916.
- Lamprecht, F. Das Werden und Vergehen des Elbsandsteingebirges, Dresden, 1922. Der Bergsteiger, Heft 1.
- Nessig, R. Geol. Exkursionen in der Umgebung von Dresden, Dresden 1928.
- Obst, F. Die Oberflächengestaltung d. schles. böhm. Kreideablagerungen, Geogr. Ges. Hamburg Bd. XXIV. 1909 S. 88.

- Oehme, R. Klein- und Großformen der Süd-West-Lausitz und des angrenzenden Quadersandsteingebietes, Sonderveröffentl. d. naturw. Ges. Isis in Bautzen, 1926.
- Penck, A. Die neue Schrammsteinkarte, Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin, 1922, S. 5—6, S. 235.
- Die Kluftsysteme im Basteigebiet. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1925, 1—2, S. 60.
- Penck, W. Die morphologische Analyse, Stuttgart 1924.
- Petrascheck, W. Studien über Faciesbildungen im Gebiete der sächs. Kreideformation. Abh. d. naturw. Ges. Isis, Dresden, 1899.
- Pietzsch, K. Erläut. z. geol. Spezialk. Sachsens, Bl. 83. II. Aufl. 1916.
- Rathsburg, A. Zur Morphologie des Heuscheuergebirges. Ber. d. naturw. Ges. z. Chemnitz, Bd. 18, 1911, S. 120.
- Richter, R. Eine geologische Exkursion in das Wattenmeer. 56. Ber. d. Senckenberg. Naturf. Ges. Frankfurt a. M. 1926, S. 296
- Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie, Senckenbergiana, Bd. 8, H. 5—6, S. 297.
- Rußner, J. Sächsische Schweiz. Sächs. Wanderbücher, Dresden 1225.
- Schalch, F. Erläut. z. geol. Spezialk. Sachsens, Bl. 103.
- Schönfeld, G. Bemerkenswerte Rippeln im Turon von Pirna, Senckenbergiana, Bd. 8. H. 5—6, Frankfurt a. M., 1926.
- Staff, H. v. Die Geomorphogenie und Tektonik des Gebietes der Lausitzer Ueberschiebung. Geol. u. Paläont. Abh. Bd. XVII Jena 1914.
- Staff, H. v. und H. Raßmus. Zur Morphogenie der Sächs. Schweiz, Geol. Rundsch. 1911, Bd. 2, S. 373.
- Vater, H. Das Elbsandsteingebirge. Ber. d. 48. Vers. d. Sächs. Forstvereine zu Wehlen, 1904, S. 165.
- Weigelt, J. Angewandte Geologie und Paläontologie der Flachsee- und Sandsteine und das Erzlager von Salzgitter. Fortschr. d. Geol. u. Paläont. Heft 4, 1923.
- Die Flachmeersäume und die Gesetzmäßigkeit ihres geologischen Baues. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges.; Bd. 72, Jg. 1920 S. 274.
- Geologie und Nordseeafauna. Der Steinbruch, Jg. 1919, S. 228 u. 244.
-

Tonschicht

Diagonal-
schichtung

Tonzwischen-
lagerung

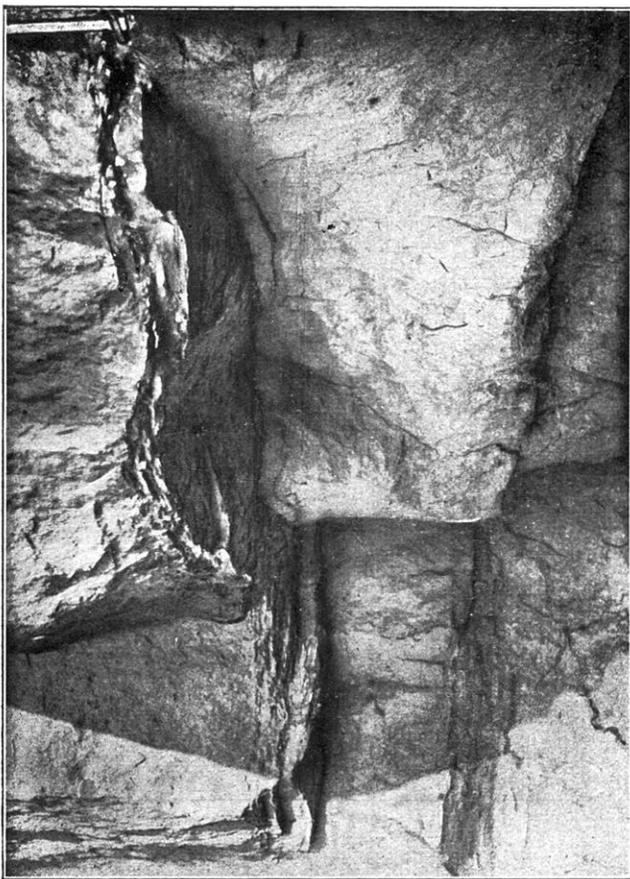


Bild 1. Großrippeln in den Postelwitzer Steinbrüchen

Höhe der Welle rechts vorn: 13 cm Entfernung (von Berg zu Berg): 90 cm

Höhe der Welle links hinten: 9 cm Entfernung (von Berg zu Berg): 60 cm

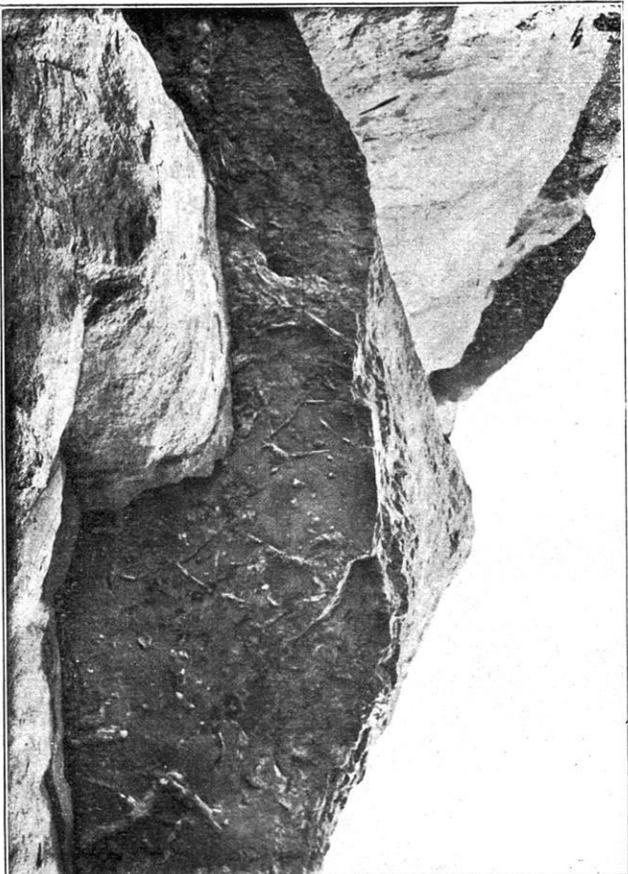


Bild 2: Die rechte Wellenfläche des Bildes 1, von unten gesehen.
(Sandsteinwülste, Spongiliten. Die die Schicht senkrecht durchsetzenden
Spongiliten erscheinen als breisähnliche, helle Flecken.)



Bild 3: Tonschicht in den Postelwitzer Steinbrüchen.
Der Ton umlagert in eckigen Scherben und gekrümmten Fetzen Sandsteinwülste. Links ein Wellenberg.

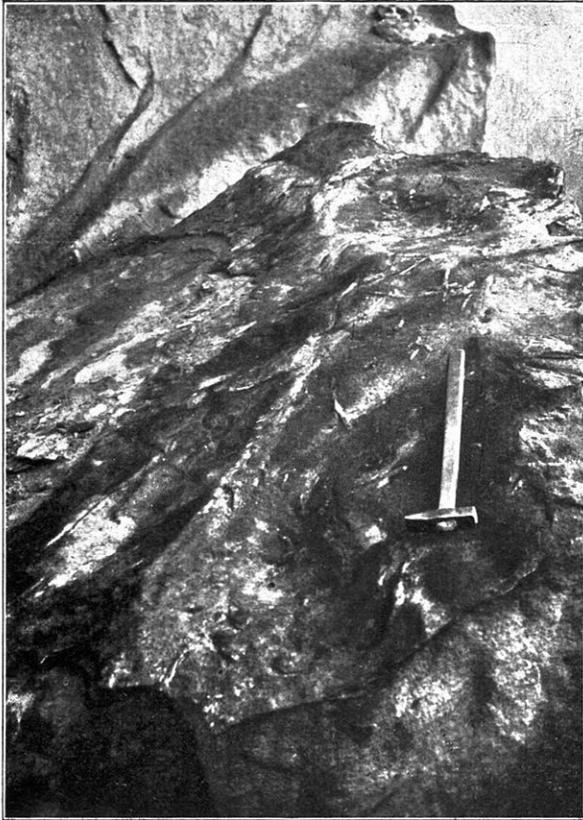


Bild 4: Herabgebrochene Platte mit wellenförmiger Oberfläche, die von Sandsteinwülsten bedeckt ist. Die Oberfläche ist durch Brauneiseneinlagerung gehärtet. Wo diese Kruste zerstört ist (links), tritt ein lockerer Sandstein hervor.

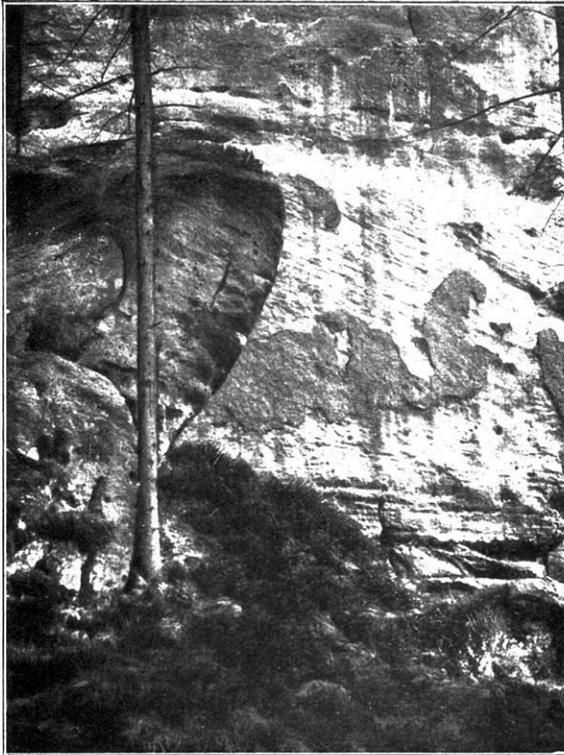


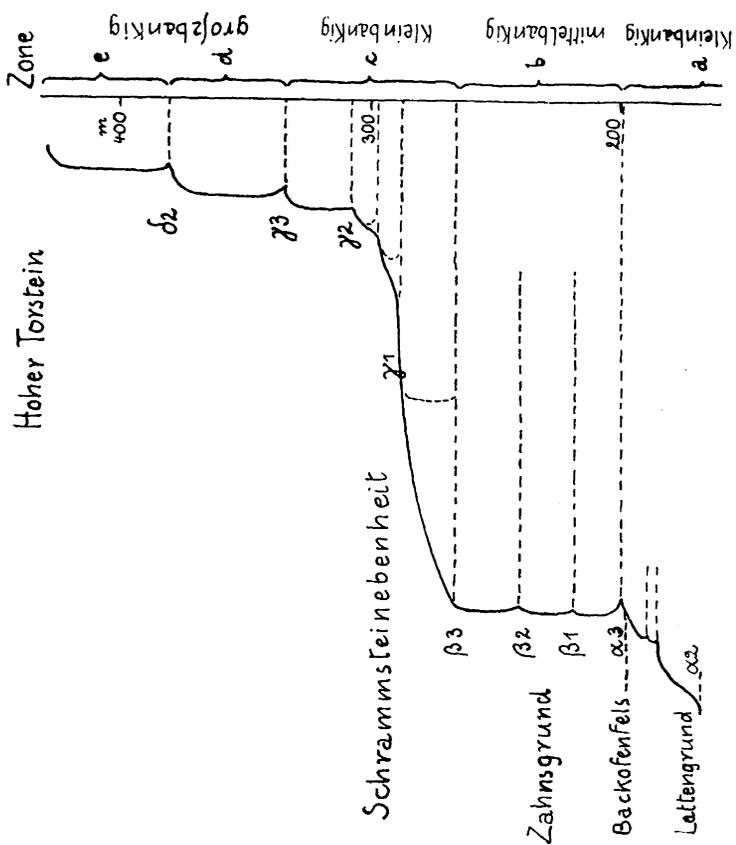
Bild 5: Die 8 m mächtige Bank mit diskordenter Parallelstruktur beim Wurzelborn am Wurzelweg oberhalb Schmilka.

Die erhabenen, dunklen Partien sind brauneisenreiche Kluftausfüllungen, die senkrechten Streifen Ausfällungen aus Sickerwasser. Am Fuße der Bank eine tonreiche Lage mit Überhang. Der Felsen links entstammt einem Felssturz.

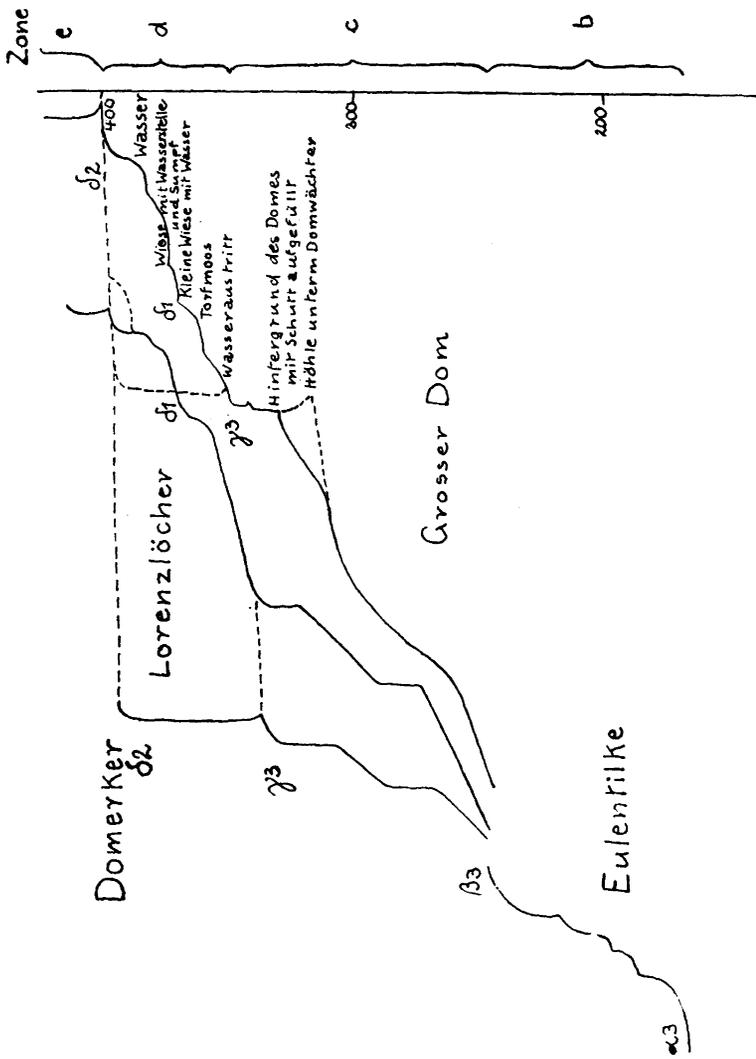


Bild 6: Am Felssturz des Himbeergründels.

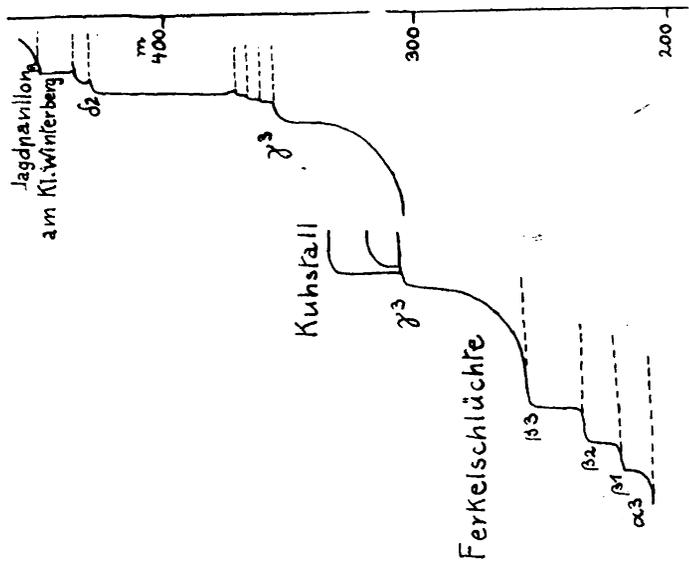
Unter dem Überhang links aufgeschlossen die Tonschichten der Schicht 8 1, die zur Herausbildung der gewaltigen, sich nach rechts fortsetzenden Überhänge führten. Auf der hellen, herabgebrochenen Felsplatte links Sandsteinwüste, auf der Wand rechts davon beginnende Wabenverwitterung.



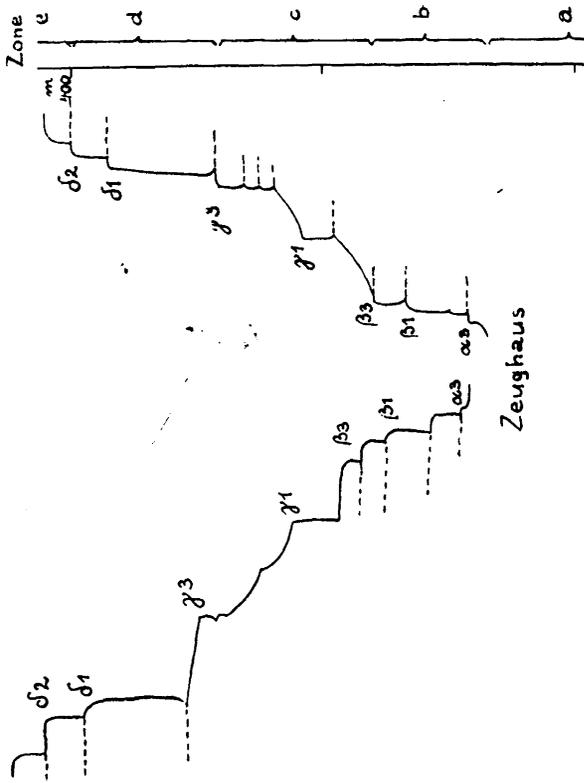
Profil 1: Der Aufbau der Vorderen Schrammsteine
 1 : 15000, fünffach überhöht.



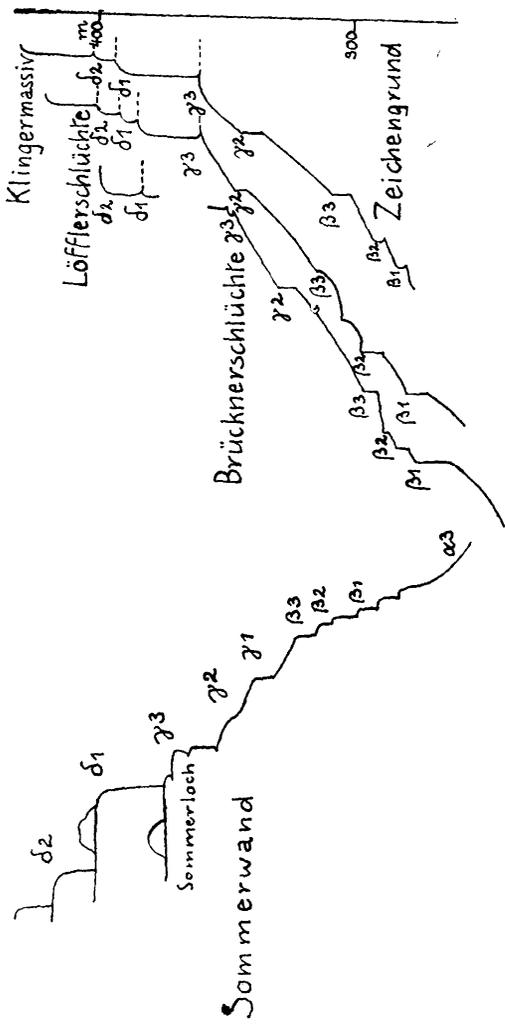
Profil 2: Affensteine
 1 : 15000, fünfmal überhöht



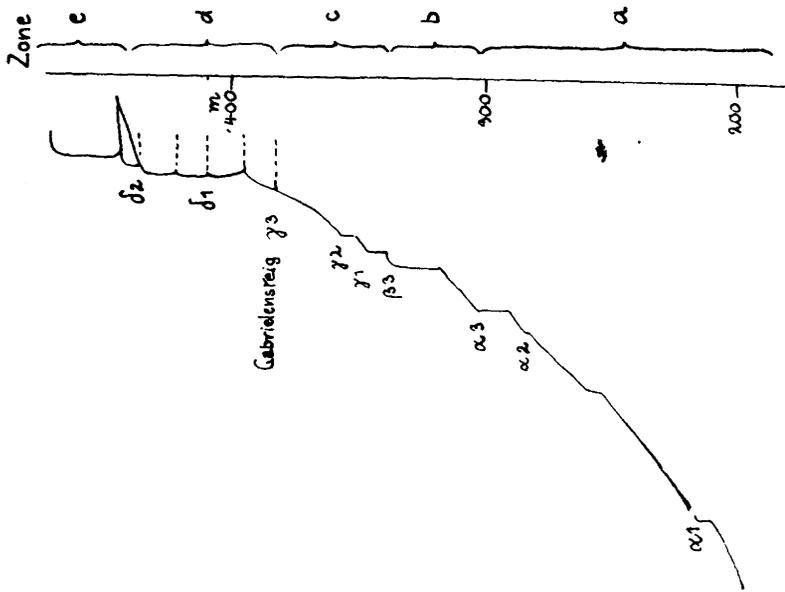
Profil 5: Kuhstall — Kleiner Winterberg
 1 : 15000, fünffach überhöht



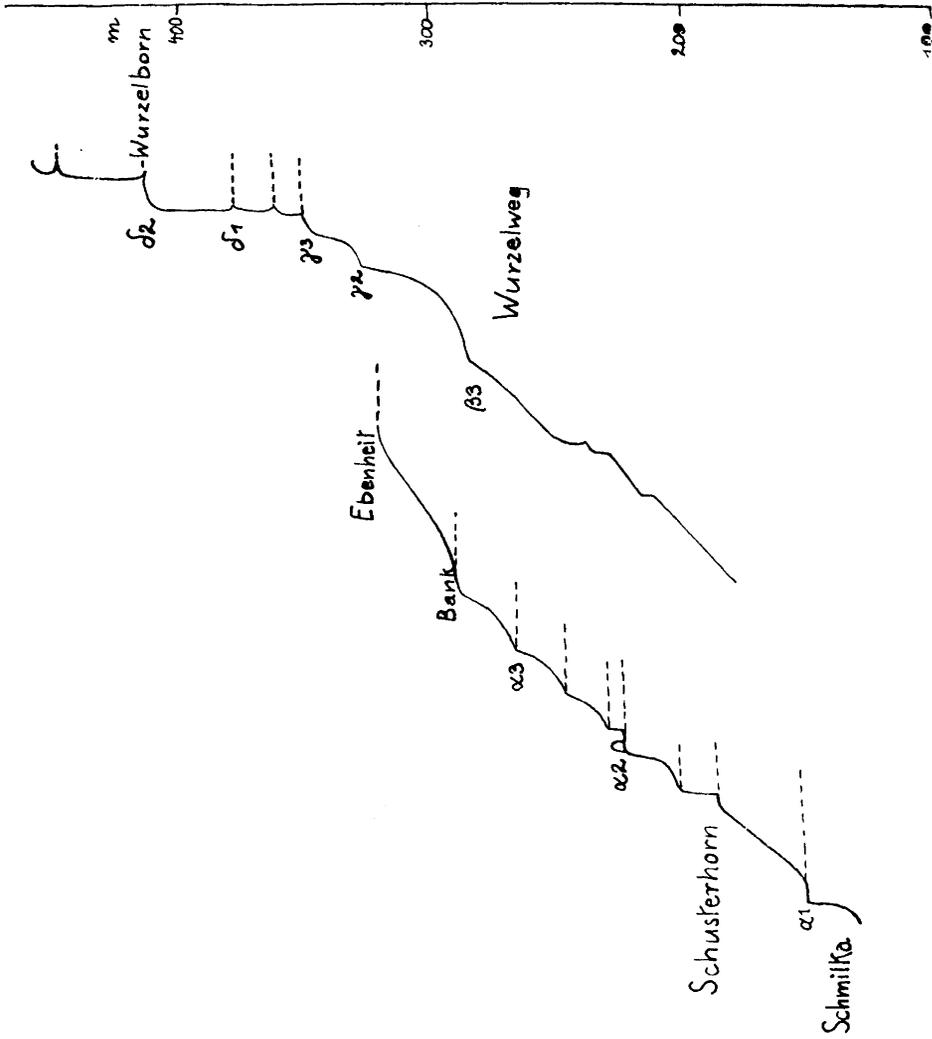
Profil 4: Goldstein — Böses Horn — Teichtstein
 1 : 15000, fünffach überhöht.



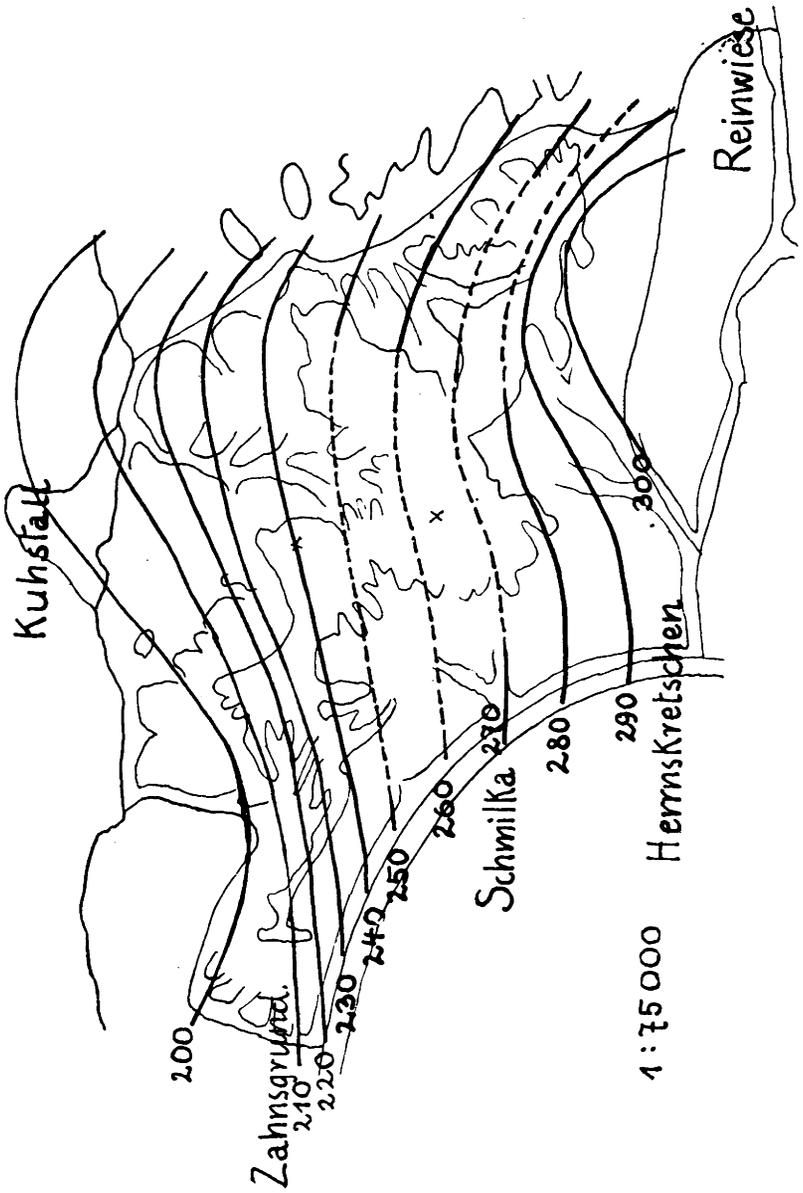
Profil 5: Großer Zschand
 1 : 15000, fünffach überhöht.

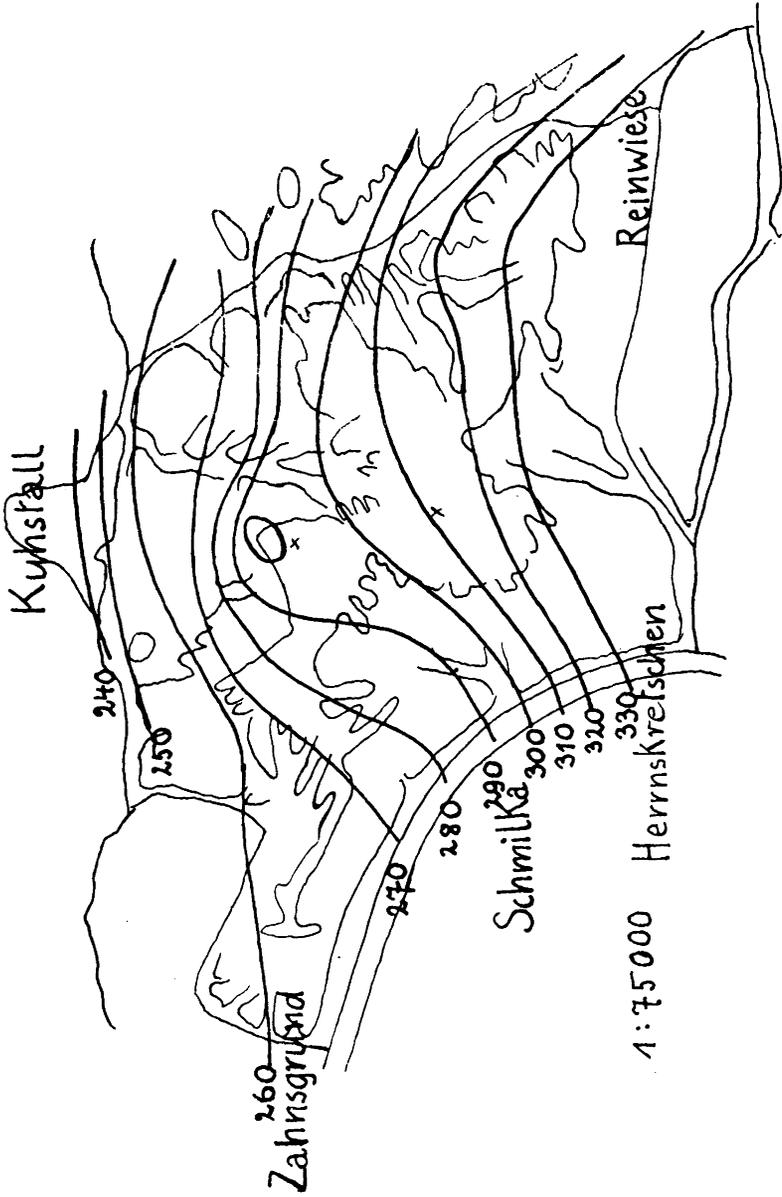


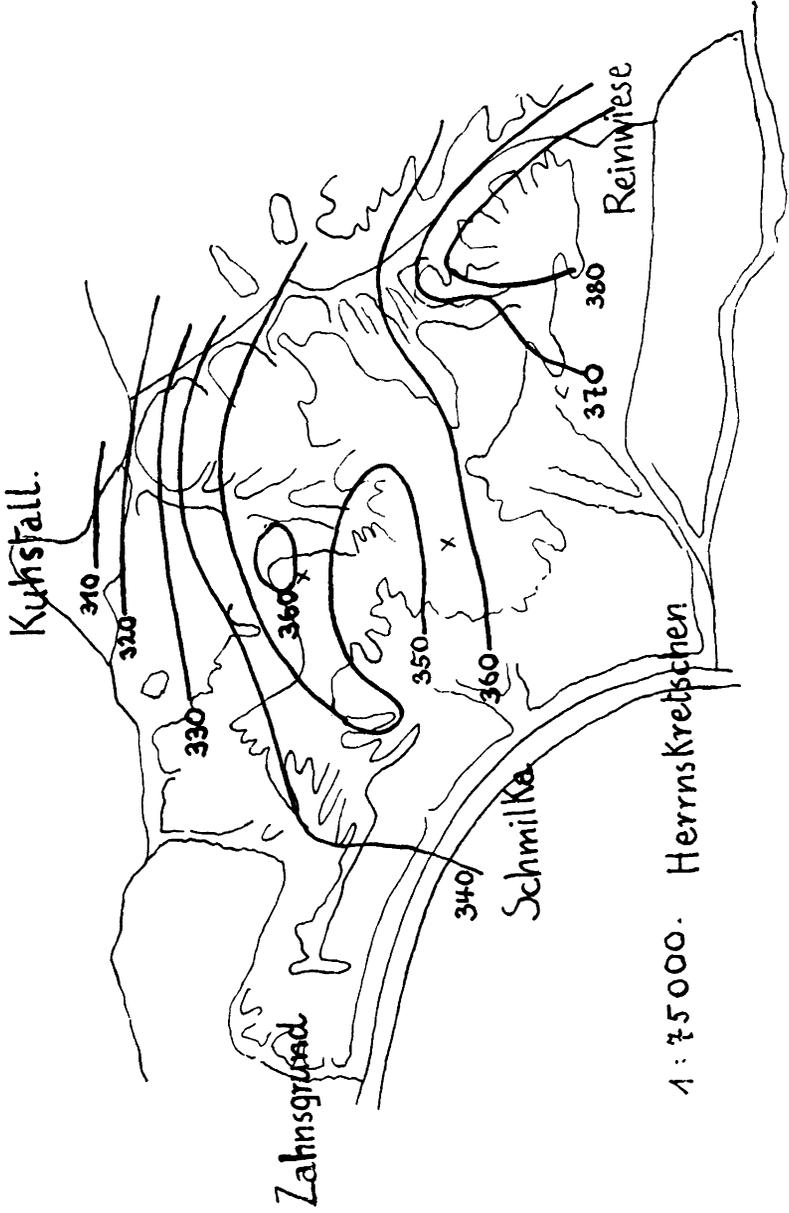
Profil 6: Prebisgrund
 1 : 15000, fünffach überhöht

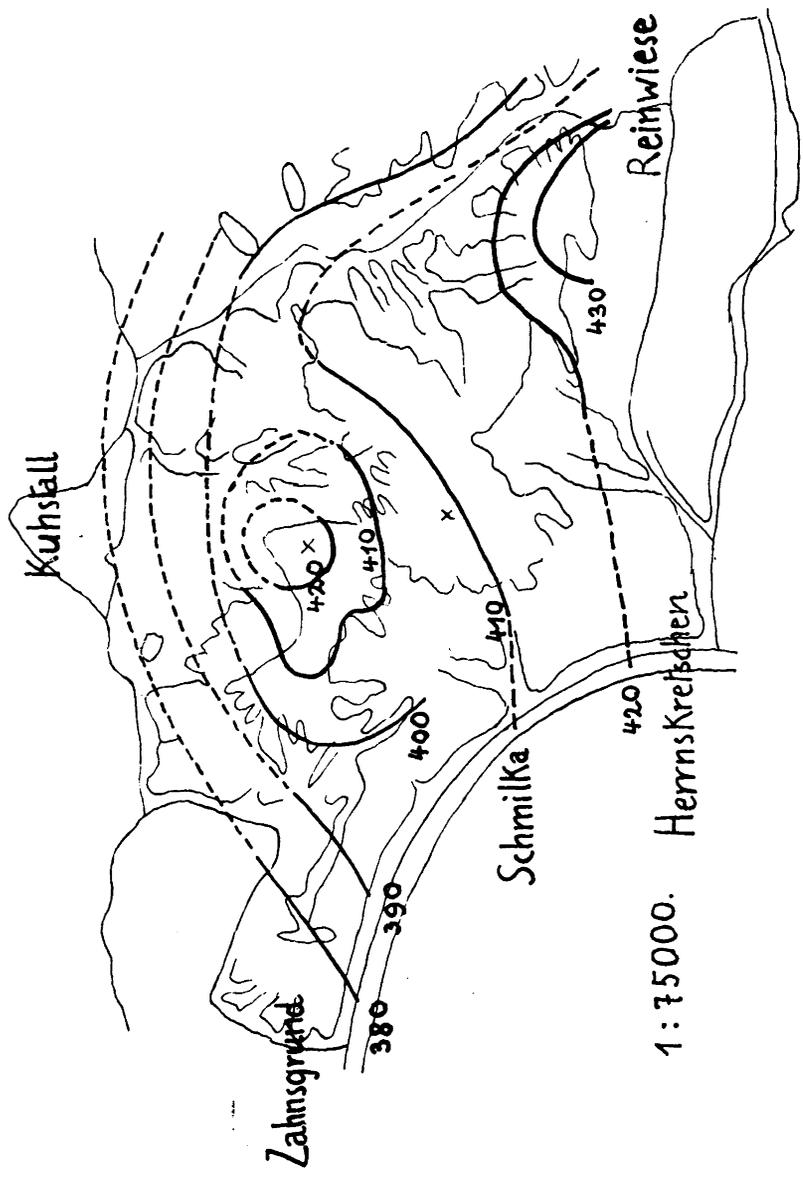


Profil 7: Schmilka — Großer Winterberg
 1 : 15000, fünffach überhöht

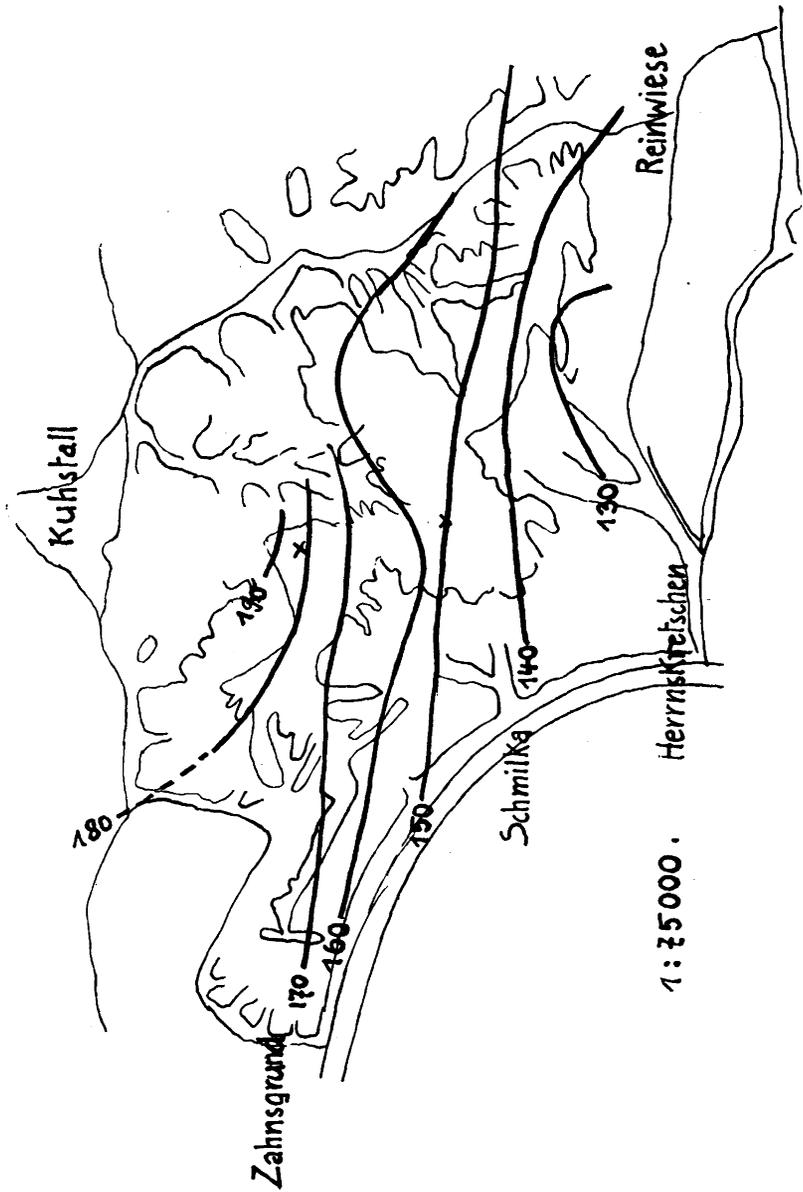








Zonen b—d



Mächtigkeit der Zonen b—d