

**EIN SIALLITISCHES
VERWITTERUNGSPROFIL DER JURAZEIT
AUS OBERÖSTERREICH**

**VON
FRITZ-ERDMANN KLINGNER**

**SONDER-ABDRUCK AUS DER
ZEITSCHRIFT DER DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT
BAND 81, JAHRGANG 1929, HEFT 8**

**Ein siallitisches Verwitterungsprofil der Jurazeit
aus Oberösterreich.**

(Vortrag (etwas erweitert), gehalten in der Hauptversammlung
zu Karlsruhe am 7. Juli 1929.)

Von FRITZ-ERDMANN KLINGNER, Leoben (Steiermark).

(Hierzu Tafel XIII.)

Wir kennen in Mitteleuropa nur wenige Verwitterungszeugen der Jurazeit, die uns einige Anhaltspunkte über das Klima geben könnten. HARRASSOWITZ (7) hat es ausgesprochen, daß Verwitterungserscheinungen an der Basis transgredierender Formationen bisher nur wenig beobachtet seien. Wir haben einzelne Zeugen für ein warmes Juraklima. ABEL (1) schildert sehr anschaulich, wie zur Oberjurazeit am Solnhofener Strande die Medusen unter der Glut tropischer Sonne ausdörrten und darum so einzigartig konserviert wurden. FRANK (4) hat marine, rotgefärbte Kalke des Mesozoikums und besonders auch des Jura untersucht und lateritische Substanzen darin gefunden. Das läßt auf Einwehung oder auch Einschwemmung lateritischen Staubes schließen, der nur aus den unter Lateritverwitterung stehenden Hochgebieten gekommen sein kann. Ein regelrechtes Lateritprofil aus der Jurazeit hat meines Wissens zum ersten Male KOEHR (19) aus dem östlichen Wiehengebirge beschrieben. Auf einer zur Korallenoolithzeit entstandenen Schwelle verwitterten Korallenoolith und Cordatenschichten unter tropischem Klima zu einem Lateriteisenstein, in dem durch die chemische Analyse auch Tonerdehydrate nachgewiesen wurden. In den folgenden Zeilen möchte ich nun ein Verwitterungsprofil aus etwas älterer Zeit, aus der Doggerzeit, beschreiben. Dieses Profil ist zwar nicht bis zur eigentlichen Lateritbildung gediehen, es darf aber doch, wie gezeigt werden wird, zu den Lateritprofilen im weiteren Sinne gestellt werden.

Eine Erdölbohrung bei Winetsham westlich von Linz a. d. Donau im oberösterreichischen Innkreise hatte folgendes Profil durchsunken:

0 — 265,3 m Tertiär
265,3 — 289,6 m Unterer Malm und Oberer Dogger (zu oberst Kreide?)
289,6 — 314,6 m Diorit, zu oberst stark verwittert.

Nur mit dem Verwitterungsprofil des Diorits beschäftigen sich die folgenden Zeilen. Über die Bohrung im allgemeinen ist eine vorläufige Mitteilung schon erschienen (15) und über die Juraschichten ist eine kleine Studie (16) im Druck.

Der Diorit ist in einem prächtigen, 25 m mächtigen Verwitterungsprofil mit folgenden Zonen erschlossen:

- Hangendes: 3. festes, dunkelkirschrotes Gestein, in dem nur einzelne Quarzkristalle zu erkennen sind;
 „ 2. mürbes, gebleichtes, rötlich und grünlich geflecktes Gestein mit Quarz, kaolinisierten Feldspäten und grünlich zersetztem Glimmer;
 Liegendes: 1. frisches, fast unverwittertes Gestein mit Feldspat, Quarz und Glimmer.

Leider kann die Mächtigkeit dieser drei Verwitterungszonen im einzelnen nicht angegeben werden, da mir nicht sämtliche Bohrkerne vorgelegen haben und bei den mir vorliegenden die Teufenangaben mangelhaft waren, auch fehlten auf den Kernen die Angaben, was oben und unten ist. Das Bohrprotokoll kann keine Auskunft geben, da in diesem die oberste Verwitterungszone als „roter Sandstein“ und darunter lediglich „Granit“ angegeben waren.

Von den drei Gesteinszonen dieses Verwitterungsprofils wurden Dünnschliffe angefertigt. Der Mineralbestand des frischen, unzersetzten Gesteines war (s. Tafel XIII, Abb. 1): Quarz, mit undulöser Auslöschung und leichter Zweiachsigkeit; die Feldspäte sind durch mäßig basische Plagioklasse, Andesin und Labrador, mit schöner Albitlamellierung vertreten, Zonarstruktur macht sich häufig dadurch bemerkbar, daß die randlichen Teile klar und unzersetzt sind, während nach der Mitte zu zerfressene, unfrische Zonen folgen; randlich ist auch eine Art granophyrische Verwachsung mit Quarz zu beobachten; außerdem tritt noch ein perthitischer Feldspat mit deutlichen Striemen von Albitausscheidungen auf, es dürfte sich um Mikroklinperthit handeln, allerdings fehlen Zwillingstreifen nach dem Periklingesetz; Orthoklas konnte nicht mit Sicherheit identifiziert werden. Ferner ist reichlich Biotit vorhanden, der durch zahlreiche pleochroitische Höfe um Zirkon ausgezeichnet ist. Apatit in kleinen Nadeln und Säulchen, schlanke Prismen von Zirkon und Eisenarz vervollständigen das Bild. Das Gestein ist durch diesen Mineralbestand als ein Quarzbiotitdiorit gekennzeichnet. Die Umrechnung der Bauschanalyse (s. unten) ergibt etwa folgenden Mineralbestand:

21%	Quarz
45%	Plagioklas
14%	Perthit
18%	Biotit
2%	übrige Mineralien.

Die über diesem frischen Diorit folgende Zone erscheint im Handstück als mürbes, gebleichtes Gestein. Der Dünnschliff (s. Tafel XIII, Abb. 2) zeigt, daß Quarz, Apatit und Zirkon die einzigen unverwitterten Mineralien sind. Die Feldspäte lassen zwar noch die Umrise erkennen, aber von der Zwillingstreifung auf (001) ist nichts mehr zu sehen. Das Verwitterungsprodukt der Feldspäte, insbesondere der Plagioklasse, ist in der Hauptsache Kaolin, der durch seine niedrige Doppelbrechung sofort auffällt; möglicherweise ist auch Nontronit (Eisenkaolin) entstanden, doch konnten kleine grünliche Mineralfasern mit starker

Doppelbrechung und schwachem Pleochroismus nicht mit Sicherheit als solcher bestimmt werden; ferner ist bei der Zersetzung der Plagioklase auch Muskovit und Kalkspat entstanden. Auffallenderweise ist der Perthit noch recht frisch und weit weniger zersetzt als der Plagioklas. Die braune Farbe des Biotits ist verschwunden, er ist gebleicht und zeigt olivbräunliche Farben (Baueritisierung), randlich ist er aufgeblättert und zerfasert, teilweise ist auch ein chloritisches Mineral entstanden. In den Spaltrissen der Feldspäte und zwischen den einzelnen Mineralien hat sich Limonit ausgeschieden.

Ein ganz anderes Bild zeigt die oberste Verwitterungszone. Ihre Farbe ist tiefkirschrot, so daß ich anfangs geneigt war, sie als einen echten Laterit aufzufassen. Bestimmt man nun aber die Farbe ziffernmäßig nach den OSTWALDSchen Farbnormen¹⁾, so zeigt sich, daß die Farbe der Anreicherungszone von Winetsham nicht das Kreß des typischen Laterites ist, sondern daß die Farbe durchaus als rot bezeichnet werden muß. In den Kernen ist die Farbe nicht gleichmäßig verteilt, einmal ist es Rot 7 li (25 nach der älteren Bezeichnung) von geringer Reinheit — II —, ein andermal 7 ni von Reinheit IV. Die Farbe gehört also noch zum ersten Rot in der Nähe des Kreß. Demgegenüber kommt nach HARRASSOWITZ (7a) einem Laterit aus Deutsch-Ostafrika das Farbzeichen 5 (17) lf und einem solchen von den Karolinen das Zeichen 4 (13) lc zu, sie gehören also dem zweiten bzw. ersten Kreß an und sind außerdem von höherer Reinheit (V und VI). Von der ursprünglichen Struktur des Diorites ist nichts mehr zu sehen. Eine Art Bänderung (schräg durch den Kern ziehend) von abwechselnd 7 ni und 7 li gefärbten Zonen ist zu erkennen (rhythmische Fällung?). In der roten Grundmasse sind mit bloßem Auge eigentlich nur noch Quarzkristalle zu sehen. Das mikroskopische Bild (s. Tafel XIII, Abt. 3 u. 4) ist sehr einfach. Feldspat und Glimmer sind nicht mehr zu erkennen, nur der Quarz ist geblieben, vollkommen klar und durchsichtig, da er von der Verwitterung verschont bleibt. Zwischen den Quarzkörnern liegen teilweise büschelförmige Aggregate von Kaolin und Striemen von rotem Eisenerz, wohl einem wasserarmen Limonit. Ganz selten bemerkt man noch einige Muskovitschüppchen und Feldspatrestchen.

Rein aus dem äußerlichen Bild dieser drei Verwitterungsstadien schloß ich auf ein Lateritprofil mit Zersatz- und Anreicherungszone (diese Bezeichnungen will ich auch im folgenden der Einfachheit halber beibehalten, selbst auf die Gefahr hin, daß sie sich mit den in diesem Gestein vorliegenden Zonen nicht decken). Ich hoffte mit Hilfe chemischer Analysen über die Verwitterungsprodukte dieses Profiles Klarheit gewinnen zu können²⁾. Zu großem Dank verpflichtet bin ich der Notgemeinschaft

¹⁾ W. OSTWALD, Die Farbtonleitern. 3. Auflage. Verlag Unesma G. m. b. H., Leipzig.

²⁾ In der Aussprache über den Vortrag wurde von Herrn H. STREMMER der Einwand erhoben, daß für die Aufklärung der Verwitterungsvorgänge nur eine Analyse aus jeder Zone nicht genüge. Das ist zuzugeben. In diesem Fall wäre es jedoch nicht angängig gewesen, mehrere Analysen anzufertigen (von den Kosten ganz abgesehen), da mir, wie ich eingangs erwähnt habe, keine Angaben vorgelegen haben, was bei den Kernen oben und was unten war; es hätte nicht festgestellt werden können, ob die chemische Zusammensetzung etwa der Anreicherungszone unmittelbar über der Zersatzzone eine andere war als dicht unter

der Deutschen Wissenschaft und meinem Vater, Herrn Dr. med. B. KLINGNER (Salzderhelden), die mir durch Gewährung von Geldmitteln die Anfertigung von chemischen Analysen ermöglichten. Die Analysen, die im Chemischen Laboratorium von Herrn Dr. L. MOESER (Gießen) angefertigt wurden, sind in der Tabelle auf S. 373 abgedruckt.

Die Bauschanalyse des frischen Gesteines zeigt nichts außergewöhnliches, sie ist eine ganz normale Dioritanalyse. Auch die Analyse der Zersatzzone zeigt auf den ersten Blick nur geringe Abweichungen gegenüber der des frischen Gesteines. Es fällt auf, daß das Verhältnis des Eisenoxyd zum Eisenoxyd sich zugunsten des letzteren verschoben hat. CaO, MgO und Na₂O sind beträchtlich vermindert, dagegen hat K₂O an Menge zugenommen, das dürfte auf die reichliche Neubildung von Muskovit zurückzuführen sein, die auch im Dünnschliff zu bemerken war. Der Wert für P₂O₅ ist fast derselbe geblieben, es zeigte sich ja auch im Schliff, daß der Apatit nicht angegriffen war. Wesentlich ist, daß sich die Menge des chemisch gebundenen Wassers fast verdreifacht hat. CO₂ ist der Analyse scheinbar entgangen, denn im Dünnschliff war unverkennbar neu gebildeter Kalkspat zu bemerken. In der Bauschanalyse der Anreicherungszone ist die Menge des SiO₂ kleiner geworden, dagegen ist Al₂O₃ beträchtlich angereichert. Verdoppelt gegenüber der vorigen Analyse hat sich der Wert für Fe₂O₃, ebenso der für TiO₂. Die Basen dagegen haben samt und sonders erheblich abgenommen, auch das MgO, das bei der Lateritisierung häufig angereichert wird, weil es in die Verwitterungsgele eingeht. Um mehr als das Doppelte gegenüber der Zersatzzone ist die Menge des H₂O + 110° gestiegen. Bildet man nach dem Vorgang von HARRASSOWITZ (10) die Verwitterungsquotienten³⁾, so erhält man die folgenden in einer kleinen Tabelle (Seite 374) zusammengestellten Werte.

Vergleicht man nun das Zahlenmaterial der Bauschanalysen, so ist es auffällig, daß in der Zersatzzone die Werte für SiO₂ und Al₂O₃ fast dieselben geblieben sind, auch der Wert ki ändert sich dementsprechend kaum. Es hat also in der Zersatzzone noch keine Abfuhr von Kieselsäure stattgefunden. In der Anreicherungszone sinkt der Wert für SiO₂ auf 58,29%, während Al₂O₃ beträchtlich, bis auf 23,43% ansteigt, deshalb sinkt das Molekularverhältnis ki von 6,94 auf 4,23, entsprechend fällt der Koeffizient K von 1,01 in der Zersatzzone auf 0,61 in der Anreicherungszone. Es ist also deutlich eine Entkieselung und eine Zunahme von Tonerde festzustellen. Beachtenswert ist, daß keine freie Tonerde entstanden ist, denn ki bleibt auch im Salzsäureauszug stets über 2. Ganz erheblich ist die Entbasung. Im frischen Gestein ist der Koeffizient ba noch 6,94, fällt in der Zersatzzone auf 0,58 und in der Anreicherungszone auf 0,02. Wie die Analysen zeigen, sinkt auch der Wert für MgO stetig. Die Basen treten in der von HARRASSOWITZ (10) angegebenen Reihenfolge zurück:

dem transgredierenden Kellaway. So bedauerlich das ist, so glaube ich doch annehmen zu dürfen, daß die im folgenden wiedergegebenen Analysen die chemischen Vorgänge bei der Verwitterung des Diorites hinreichend genau erklären, wenn man sich dieser Fehlerquelle bewußt bleibt.

$$^3) \text{ ki} = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3} \cdot 1,7; \text{ ba} = \frac{\text{CaO} \cdot 1,822 + \text{Na}_2\text{O} \cdot 1,646 + \text{K}_2\text{O} \cdot 1,085}{\text{Al}_2\text{O}_3};$$

$K = \frac{\text{ki des verwitterten Gesteins}}{\text{ki des frischen Gesteins}}$; B ist der entsprechende Quotient von ba.

Analysen des jurassischen Siallitprofiles von
Winetsham in Oberösterreich.

Ausgeführt vom Chemischen Laboratorium

Dr. L. MÖSER, Gießen.

I Bauschanalyse, II Salzsäureauszug, III in Schwefelsäure löslich,
IV in Schwefelsäure unlöslich.

	Quarzbiotitdiorit		Zersatzzone		Anreicherungszone	
	I Prozent	II Prozent	I Prozent	II Prozent	I Prozent	II Prozent
Si O ₂	65,07	6,35	65,13	7,68	58,29	2,23
Ti O ₂	0,81	0,39	0,73	0,34	1,35	0,15
Al ₂ O ₃	16,04	5,10	15,95	5,26	23,43	1,16
Fe ₂ O ₃	0,29	0,11	3,18	2,38	7,57	6,84
Fe O	4,39	4,35	1,92	1,73	0,16	0,12
Mn O	0,11	0,10	0,10	0,08	0,01	0,01
Ca O	2,73	0,56	0,84	0,44	0,06	0,04
Mg O	1,84	0,28	0,73	0,32	0,06	0,04
Na ₂ O	2,25	0,25	1,19	0,33	0,14	0,06
K ₂ O	4,32	1,16	5,47	1,19	0,19	0,05
P ₂ O ₅	0,37	0,20	0,32	0,16	0,16	0,16
S O ₃	0,48	0,48	0,07	0,06	0,07	0,05
H ₂ O + 110°	1,15	19,33	3,54	19,97	8,16	10,91
H ₂ O - 110°	0,30	79,10 Rückst.	0,65	75,70 Rückst.	0,53	80,25 Rückst.
	<u>100,15</u>	<u>H₂ O 1,45</u>	<u>99,82</u>	<u>4,19</u>	<u>100,18</u>	<u>8,69</u>
		<u>99,88</u>		<u>99,86</u>		<u>99,85</u>
	III Prozent	IV	III Prozent	IV	III Prozent	IV
Si O ₂	6,665	58,405	11,965	53,165	19,878	38,412
Ti O ₂	0,733	0,077	0,562	0,168	1,042	0,308
Al ₂ O ₃	5,286	10,754	9,139	6,811	19,770	3,660
Fe ₂ O ₃	0,124	0,166	2,986	0,194	7,450	0,120
Fe O	4,390	—	1,920	—	0,160	—
Mn O	0,110	—	0,100	—	0,010	—
Ca O	0,604	2,126	0,763	0,077	0,043	0,017
Mg O	1,780	0,060	0,672	0,058	0,043	0,017
Na ₂ O	0,479	1,771	0,951	0,239	0,093	0,047
K ₂ O	2,330	1,990	1,667	3,803	0,104	0,086
P ₂ O ₅	0,370	—	0,320	—	0,160	—
S O ₃	0,480	—	0,070	—	0,070	—
	<u>23,351</u>	<u>75,349</u>	<u>31,115</u>	<u>64,515</u>	<u>48,823</u>	<u>42,667</u>

K, Na, Ca, Mg. Der Eisengehalt nimmt stark zu, dabei ist zu bemerken, daß im frischen Gestein FeO überwiegt, das in den beiden Verwitterungszonen durch Oxydation in Fe₂O₃ übergeht.

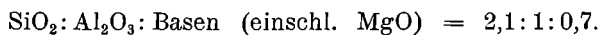
Das Kennzeichnende dieses Verwitterungsprofiles⁴⁾ ist also Entkieselung, Anreicherung von Tonerde, Entbasung, Eisenanreicherung und Oxy-

⁴⁾ Ich spreche absichtlich von einem „Verwitterungsprofil“ und nicht von „Bodenprofil“, denn in unserem Fall ist lediglich der Einfluß der chemischen Verwitterung auf das Ursprungsgestein zu untersuchen. Inwiefern die Vegetation und andere bodenbildende Einflüsse an der Zersetzung beteiligt waren, dürfte kaum noch zu entscheiden sein. Allerdings glaube ich, daß hier tatsächlich ein Verwitterungsprofil „in situ“ vorliegt, das keine irgendwie geartete mechanische Umlagerung im bodenkundlichen Sinne erfahren hat.

Übersichtstabelle.

	Frishes Gestein	Zersatzzone	Anreicherungszone
ki	6,89	6,94	4,23
K	—	1,01	0,61
ba	6,94	0,58	0,02
B	—	0,65	0,03
HCl — löslich	19,33 %	19,97 %	10,91 %
H ₂ SO ₄ — löslich	23,35 %	31,12 %	48,82 %
H ₂ SO ₄ — unlöslich	75,35 %	64,52 %	42,67 %
ki in: Bauschanalyse	6,89	6,94	4,23
HCl — löslich	2,10	2,48	3,27
H ₂ SO ₄ — löslich	2,15	2,2	1,7
H ₂ SO ₄ — unlöslich	9,1	13,4	17,8

dation. Der Gehalt an chemisch gebundenem Wasser steigt auf fast das siebenfache des frischen Gesteines. Eigentümlich sind die Löslichkeitsverhältnisse. Der in HCl lösliche Anteil nimmt in der Zersatzzone etwas zu, fällt aber stark in der Anreicherungszone. Der in Schwefelsäure unlösliche Rückstand wird mit fortschreitender Verwitterung geringer. Dementsprechend steigt natürlich der lösliche Anteil. In der Zersatzzone sind also Tonerdesilikate entstanden, die in Schwefelsäure löslich sind; bei der Besprechung der Dünnschliffe erwähnte ich schon, daß es sich wesentlich um Kaolin handelt („Feldspatrestton“ STREMMES (28)). Daneben sind aber auch salzsäurelösliche Tonerdesilikate vorhanden, wohl in Gelform, also Allophane, doch hat Kaolin stets die Übermacht. In der Übersichtstabelle fällt auf, daß der Wert ki schon im Salzsäureauszug des frischen Gesteines den Wert 2,1 hat. An sich wird von den Mineralien des Diorits keines durch Salzsäure zersetzt. Es müssen also schon salzsäurelösliche Verwitterungsprodukte gebildet sein. Das Dünnschliffbild zeigt ja auch, daß besonders die Plagioklase zonenweise zersetzt sind. Im H₂SO₄-Auszug des frischen Gesteines ist ki = 2,15, dieser Wert entspricht ungefähr dem Kieselsäure-Tonerdeverhältnis des Kaolins. Für den Salzsäureauszug kommt Kaolin jedoch nicht in Frage. Aus der Tatsache, daß bei toniger Verwitterung die im Salzsäure- und Schwefelsäureauszug gelöste Menge Al₂O₃ nahezu gleich ist, schloß GANSSSEN (5) auf das Vorhandensein zweier Verwitterungssilikate (Verwitterungskomplexe A und B bei VAN BEMMELLEN), 1. salzsäurelösliche zeolithische und 2. schwefelsäurelösliche kaolinische Silikate, die er auch aus dem Strukturbau des Feldspates ableitet. Im vorliegenden Fall ist das Mengenverhältnis in dem salzsäurelöslichen Silikat.



Dieses Verhältnis wird in der Zersatz- und Anreicherungszone ein anderes, das hängt mit den Dispersoideigenschaften dieser „Zeolithe“ zusammen, worauf WIEGNER (31) nachdrücklich hingewiesen hat. Wir haben also anfangs eine tonige Verwitterung im Sinne GANSSSENS, die allmählich in eine Kaolinverwitterung übergeht. Besonders beachtenswert und eigenartig ist es, daß in der Anreicherungszone der Wert ki des Schwefelsäureaus-

zuges 1,7 ist. Damit wird das Kaolinverhältnis Kieselsäure: Tonerde = 2:1 unterschritten. Es müssen sich also Tonerdesilikate gebildet haben, die kieselsäureärmer sind als Kaolin. Nach HARRASSOWITZ (10) kennt man ein solches Verhalten bisher nur von Lateriten, wo man es aber auch noch nicht erklären kann, da man solche Substanzen mineralogisch noch nicht kennt. Was die Eisen- und Tonerdeanreicherung anlangt, so kann man wohl recht gut die Ergebnisse der Roterdeuntersuchung von REIFENBERG (26) anwenden. Nach ihm spielt die kolloide Kieselsäure als Schutzkolloid eine wichtige Rolle. Sie peptisiert die aus den Mineralien durch Hydrolyse sich bildenden Sesquioxyde, die nun unter dem Schutze der Kieselsäure nach oben wandern. Elektrolytfällung der bisher durch die Kieselsäure geschützten Aluminiumoxyd- und Eisenoxydhydrosole führt dann zur Bildung des rotgefärbten Siallits der Anreicherungszone. Die tiefrote Farbe der ausgefällten Eisenverbindungen (vgl. auch STREMMER 29) kann durch eine niedrige Hydrationsstufe oder durch einen bestimmten Dispersitätsgrad bedingt sein. Vielleicht ist sie aber auch, worauf REIFENBERG hinweist, durch die Entstehung bedingt, da Eisenoxyd-Kieselsäuresole eine den Roterden ähnliche ziegelrote Farbe aufweisen, während Eisenoxydul-Kieselsäuresole anfangs dunkelgrasgrün aussehen und erst allmählich gelblich werden⁵⁾. Bemerkenswert ist auch das Verhalten des Titans. In den Bauschanalysen steigt seine Menge von 0,81% im frischen Gestein auf 1,35% in der Anreicherungszone. Die Salzsäurelöslichkeit des Titans im frischen Gestein beträgt 0,39%, in der Anreicherungszone nur 0,15%, in Schwefelsäure lösen sich 0,73% und 1,04%. Mechanische Anreicherung von Ilmenit kommt nicht in Frage und konnte auch mikroskopisch nicht nachgewiesen werden. Die Zunahme des Titans muß auf Wanderung in Gelform zurückgeführt werden. Nach HARRASSOWITZ (10) kommt vielleicht das Titanhydrat $TiO_2 \cdot H_2O$ in Betracht, das zwar mineralogisch noch nicht bekannt ist, für das HARRASSOWITZ aber den von LACROIX vorgeschlagenen Namen „Doelterit“ beibehält. Es scheint auch in der Anreicherungszone ein unlösliches Titanmineral entstanden zu sein, das sich vielleicht durch Entwässerung infolge starker Sonnenbestrahlung gebildet hat. Auf diese Erscheinung hat HARRASSOWITZ (10, S. 345) aufmerksam gemacht. Ich wies schon darauf hin, daß sich in der Anreicherungszone noch kein Tonerdehydrat gebildet hat, was ja eines der Kennzeichen echter Lateritisierung wäre. Als Verwitterungsrückstand ist Quarz vorhanden, Tonerdesilikat und Eisenoxydhydrat sind durch Nahaufällung angereichert, während ein Teil der Kieselsäure, die Alkalien und Erdalkalien fast vollständig als Verwitterungsfracht fortgeführt sind. Ein Abbau der Silikate, die Grundbedingung für die Siallitisierung, hat also stattgefunden. Rechnet man die Bauschanalyse der Anreicherungszone auf den Mineralbestand um, so erhält man folgende Zusammensetzung, wie sie auch etwa dem Dünnschliffbild entspricht:

38 % Quarz, 50 % „Kaolin“, 10 % Limonit, 2 % „Doelterit“.

⁵⁾ Ähnliche Ergebnisse hatten die Untersuchungen von G. GOGUEL über „das Farbenproblem der grünen, roten und violetten Letten“ (Dr.-Ing.-Dissertation, Danzig 1927): das farbgebende Agens ist kolloid im Gestein verteilt; reine FeIII-Salze geben reine, rote Farben, geringe Beimengungen von FeII-Salzfällungen geben Farbumschläge, die nur durch das Auftreten von Mischsystemen verschiedener Zerteilungsgrade zu erklären sind.

Diese Ziffern sind natürlich nur annähernd richtig. Besonders der Betrag an Kaolin dürfte zu hoch sein, denn es wurde bei der Umrechnung nicht berücksichtigt, daß sich auch kieselsäureärmere Tonerdesilikate als Kaolin gebildet haben, die aber mineralogisch noch nicht zu erfassen sind. Außerdem sind etwa 4% Al_2O_3 in Schwefelsäure unlöslich, die wohl für unverwittert gebliebene Feldspatreste in Rechnung zu setzen sind. Schließlich sind auch die salzsäurelöslichen Allophane nicht eingerechnet. „Kaolin“ ist in dieser Berechnung als Sammelbegriff aufzufassen.

Nach allem hat es den Anschein, als sei die Verwitterung des Profiles von Winetsham kurz vor der Lateritisierung, man kann wohl ruhig sagen im Stadium der Roterdebildung (wenn auch das Verhältnis $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Fe}_2\text{O}_3$ erst 1:0,2 ist) zum Stillstand gekommen. Hierbei wird vorausgesetzt, daß unter bestimmten klimatischen Bedingungen der Verwitterungsprozeß von der reinen Siallitisierung über die Roterdebildung zur Lateritisierung führen kann. Nach LACROIX (21) entstehen bei lateritischer Verwitterung aus Granit, Gneis und ähnlichen Gesteinen zunächst tonige Verwitterungsprodukte, und die Aluminiumsilikate werden erst allmählich durch Aluminiumhydrate ersetzt.

Eine Einordnung dieses Siallitprofiles in die von HARRASSOWITZ (10) aufgestellten Lateritprofiltypen ist nicht ganz einfach. Vor allem ist ja noch kein Lateritprofil im engeren Sinne entstanden, denn es fehlen die Tonerdehydrate. Vorläufig kann nur festgestellt werden, daß ein gut entwickeltes Siallitprofil vorliegt. Andererseits muß aber beachtet werden, daß kieselsäurearme Tonerdesilikate entstanden sind, die bisher nur aus Lateriten bekannt sind. HARRASSOWITZ (10) unterscheidet Lateritprofile der Ausbildung A bis E bzw. F, je nachdem ob sich Allite nach Siallitbildung oder ohne diese gebildet haben, ob eine Anreicherungszone vorhanden ist und ob sich eine Eisenkruste gebildet hat. Innerhalb des hier behandelten Profiles haben Entbasung und Entkieselung stattgefunden, ebenso eine erhebliche Eisenanreicherung, dagegen haben sich noch keine Allite gebildet. Ich möchte darum das oben beschriebene Profil zwischen die Zonen A und B von HARRASSOWITZ einreihen:

A	Winetsham	B
A Humusboden ?	A Humusboden ?	A Humusboden ?
	B Anreicherungszone: Eisenanreicherung, Siallit, kein Allit	B Anreicherungszone: Roterde mit Siallit ± Allit
Z Zersatzzone: Siallitbildung mit wenig Allit	Z Zersatzzone: z. T. Siallitbildung	Z Zersatzzone mit ± Siallit-Allit
C Frisches Gestein	C Frisches Gestein	C Frisches Gestein

Zwischen der Ausbildung A und B sieht HARRASSOWITZ den grundlegenden Unterschied in dem „Auftreten der Roterde, die sich manchmal nur als eine Rötung ausspricht. In ihr ist Eisen angereichert und zum Teil schon in Fe_2O_3 übergegangen Allit kann wohl auch schon auftreten“. Die Profilausbildung B war bisher nur aus Madagaskar bekannt, das hindert natürlich nicht, daß eine alte Landoberfläche der Jurazeit ein ähnliches Profil zeigt. Bei der Einreihung dieses Winetshamer Profiles in die übrigen Lateritprofile lege ich den Hauptwert auf das Auftreten einer Zersatzzone und einer Anreicherungszone. Die mangelnde Allitbildung mag durch

das Auftreten von kieselsäurearmen Tonerdesilikaten, die nach unserer bisherigen Kenntnis den Lateriten vorbehalten sind, vertreten werden. Aus den kleinen Arbeiten von LACROIX (20, 21) (die beiden großen Arbeiten über Madagaskar und Guinea waren mir leider nicht zugänglich) geht nicht hervor, ob die Profilausbildung B ohne Allit tatsächlich vorkommt. Dann bestünden natürlich keine Bedenken, das Profil von Winetsham als Ausbildung B zu bezeichnen. Es besteht auch eine gewisse Ähnlichkeit mit den von KOERT (18) beschriebenen Krusteneisensteinen von Togo, bei denen über zersetzten Gneisen u. ä. eine Zone toniger Verwitterung folgt und darüber liegt dann eine Eisenkruste. Allerdings zeigt unser Winetshamer Profil einen wesentlich kleineren Eisengehalt. Aber die Entstehungsbedingungen waren einander vielleicht sehr ähnlich.

Der Grund, warum aus dem Siallitprofil kein Lateritprofil mehr geworden ist, dürfte wohl einfach der sein, daß das Kellawaymeer über die alte Landoberfläche vorrückte und über die Verwitterungsdecke seine Sedimente legte⁶⁾. Möglicherweise haben auch besondere klimatische Bedingungen die Hand im Spiel. Seit jener Zeit dürfte das Siallitprofil von späterer Verwitterung kaum mehr angetastet worden sein.

Zum Schluß möchte ich noch ganz kurz die Frage erörtern, welche Klimabedingungen zur Jurazeit geherrscht haben und wie insbesondere sich das oben beschriebene Verwitterungsprofil unter die Klimazeugen der Jurazeit einreihen läßt. Vielleicht ergeben sich daraus die Ursachen dafür, warum das Winetshamer Siallitprofil kein Laterit geworden ist. SCHUCHERT hat wohl zuerst den Gedanken ausgesprochen, daß im Lias gegenüber der Trias und dem oberen Jura das Klima ungünstiger gewesen sei, kühler und feuchter. Für den Lias darf man wohl humides Klima als wahrscheinlich annehmen. Gegen Ende des unteren Malm scheint tropisch-humides Klima geherrscht zu haben; darauf weist jedenfalls die durchaus küstengebundene Fazies des Kieselnierenkalkes hin, die wohl in der Hauptsache in der Abfuhr von Kieselsäure von der Böhmisches Masse her ihre Ursache hat. Zur Zeit der Mündener Mergel mag das Klima dann ziemlich rein arid gewesen sein, denn aus dieser Zeit kennen wir Salz- und Gipsausscheidungen. Es ist nun die Frage, wie das Klima zur Zeit des oberen Dogger war, als sich das Winetshamer Profil bildete⁷⁾. Eingangs habe ich auf verschiedene Anzeichen für ver-

⁶⁾ Bei der Aussprache über den Vortrag wandte sich Herr KRAUS dagegen, das Alter des Verwitterungsprofiles als jurassisch zu bezeichnen; es könnten auch noch ältere Sedimente darauf gelegen haben, die bei der Kellaway-Transgression nicht mehr vorhanden gewesen seien. Darauf ist zu erwidern, daß es doch mindestens ein seltsamer Zufall wäre, wenn gerade mit Beginn der Kellaway-Transgression die letzten Reste einer ehemaligen Sedimentdecke beseitigt worden seien. Außerdem ist es sehr unwahrscheinlich, daß noch ältere Schichten als Jura über der Verwitterungsdecke gelegen haben. Während der Triaszeit war die Böhmisches Masse — und damit auch die Gegend von Winetsham — Abtragsgebiet, damals hätte sich kaum ein so mächtiges Verwitterungsprofil bilden können. Erst zur Jurazeit begann die Senkung und damit traten auch die Bedingungen für einen ungestörten Verlauf der chemischen Verwitterung ein. Aus denselben Gründen kommt auch ein noch höheres Alter, etwa Rotliegendes, nicht in Frage. Deswegen darf man wohl in das Juraalter des Profiles kaum Zweifel setzen.

⁷⁾ In der Aussprache wies Herr POMPECKI darauf hin, daß man für das Klima der Vorzeit lediglich die Begriffe „humid“ und „arid“ gebrauchen dürfe; die Bildung vorwiegend toniger Sedimente weise auf humides Klima hin, vorwiegende Kalk-

hältnismäßig warmes Klima hingewiesen. KOERT (19) hat eine kirschrote Verwitterungszone auf Korallenoolith und Cordatenschichten im Wiehergebirge als lateritisches Verwitterungsprodukt einer alten Landoberfläche gedeutet. Auch im Winetshamer Profil scheinen verschiedene Umstände darauf hinzudeuten, daß eine lateritähnliche Verwitterung begonnen hat. Nach HARRASSOWITZ (10) entstehen Laterite in Gebieten von Wechselklimaten, in denen Trockenzeiten mit Regenzeiten wechseln. LANG (23) hält für Lateritbildung ein mäßig humides, heißes Klima für notwendig. LANG (22) gibt auch bestimmte Temperaturen an, unter denen sich die verschiedenen Verwitterungsböden bilden: Gelberden bei einer Durchschnittstemperatur von etwa 12°, Roterden bis etwa 20°, Laterit bei über 20°. HARRASSOWITZ (7) verlangt für Tonerdehydratbildung auch mindestens 20° C Durchschnittstemperatur. In ausgesprochen aridem Klima fehlt Laterit, eine gewisse Menge Feuchtigkeit muß also vorhanden sein; darum ist neben der Temperatur auch die Regenhöhe wichtig, sie darf für Lateritbildung 1800 mm jährlich wohl nicht unterschreiten. Über die Beziehungen zwischen Regenmenge und Temperatur hat sich KERNER v. MARILAU (13) genauer ausgesprochen, er sagt: „Die Lateritbildung erscheint an den vereinten Eintritt zweier Optima geknüpft: möglichst große Regenmenge bei größtmöglicher (jahreszeitlicher) Ungleichmäßigkeit ihrer Verteilung und möglichst hoher Luftwärme bei größtmöglicher Gleichmäßigkeit ihrer Verteilung über das Jahr“. Nun ist es ja bei Winetsham noch nicht zur Lateritbildung gekommen, nur zur Siallitbildung. Aber zu oberst ist eine eisenreiche Zone entstanden, die einen Vergleich mit den von KOERT (18) beschriebenen Krusteneisensteinen der deutschafrikanischen Schutzgebiete nahelegt. Nach KOERT schwankt in Togos Krusteneisengebiet die jährliche Regenmenge zwischen 750 und 2000 mm (die mittlere Jahrestemperatur dürfte etwa 25° C betragen). Und doch genügen diese Bedingungen einer Lateritbildung noch nicht. Nach der Tabelle bei KERNER v. MARILAU (13) liegt z. B. für Bismarcksburg in Togo die „Lateritzahl“ weit unter dem Schwellenwert für das vollständige Lateritprofil. Es ist natürlich unmöglich, die Klimaverhältnisse der Jurazeit nach dem heutigen Stand unserer Kenntnis der Verteilung von Land und Meer zu jener Zeit auch nur annähernd zahlenmäßig darzustellen. Aber eine ungefähre Vorstellung können wir uns doch machen, denn die physikalischen Gesetze der Atmosphäre haben auch zur Jurazeit schon gegolten. Rein arides Klima dürfte schon deswegen unwahrscheinlich sein, weil das Winetshamer Verwitterungsprofil sehr mächtig ist, in ariden Gebieten pflegt aber die Abtragung und Zerstörung sehr energisch zu wirken. Die Abfuhr von Kieselsäure spricht gleichfalls gegen rein arides Klima, bei dem man nach STORZ (27a) in erster Linie hydratische Verwitterung erwarten müßte. Rein humides Klima ist für den oberen Dogger gleichfalls unwahrscheinlich, dagegen spricht das Auftreten von Eisenhydroxyd in einer wasserarmen Modifikation und die anscheinend eingetretene Entwässerung des Doelterits. Nach Berechnungen von KERNER v. MARILAU

auscheidung auf arides. Betrachtet man diese beiden Begriffe als extreme Klimatypen, so darf man nach dem heutigen Stand unserer Kenntnis von den Klimaten der Vorzeit auch wohl die Zwischenglieder berücksichtigen. Für das Winetshamer Profil glaube ich zeigen zu können, daß das Klima zur Zeit seiner Entstehung weder rein arid noch rein humid gewesen sein kann.

(11), die sich auf die NEUMAYRSche paläogeographische Jurakarte stützen, war das jurassische Mitteleuropa im Sommer Hochdruckgebiet und im Winter Tiefdruckgebiet, das würde etwa dem Winterregentypus der Subtropen entsprechen. Die Sommer brauchen dabei nicht regenlos gewesen zu sein, nur fielen die Sommerregen unregelmäßiger. Daß überhaupt ein Wechsel von Jahreszeiten bestand, hat GOTHAN (6) wenigstens für den obersten Jura paläobotanisch nachzuweisen versucht, man darf dies wohl auch für den obersten Dogger annehmen. Die mittlere Temperatur der Erde zur Jurazeit war nach den Berechnungen von KERNER v. MARILAUN um etwa 2° höher als heute. Seine Berechnungen setzen allerdings voraus, daß die Lage der Erdpole damals keine wesentlich andere war als heute. Über diesen Punkt gehen die Ansichten ja noch sehr auseinander. Darum dürfen auch die klimatischen Untersuchungen von KOEPPEN und WEGENER (17), die auf der Hypothese von der Kontinent- und Polverschiebung beruhen, nur vorsichtig und mit allem Vorbehalt ausgewertet werden. Danach würde Leipzig, heute etwa auf 51° nördlicher Breite, zur Jurazeit auf etwa 19° n. Br. gelegen haben. An heutigen Verhältnissen gemessen würde das besagen, daß zur Jurazeit der Südrand der Böhmisches Masse teilweise im Bereich der tropischen Regen gelegen hätte.

Ohne sich irgendwie auf bestimmte Zahlen festzulegen, darf man wohl sagen: es spricht viel dafür, daß im oberen Dogger, als das Profil von Winetsham entstand, das Klima dem semihumiden recht ähnlich war, einer Lateritbildung war es nicht ganz günstig. Es soll hier nicht das ganze Klimaproblem der Jurazeit aufgerollt werden, das muß besonderen dahin gerichteten Untersuchungen vorbehalten bleiben. Aber zusammenfassend darf wohl jetzt schon gesagt werden, daß sich in dem Zeitraum vom Lias zum Malm die klimatischen Verhältnisse derart verschoben haben, daß bei abnehmender Feuchtigkeit die Lufttemperatur gestiegen ist. Rein schematisch hätte man die extremen Klimate im Lias (humid) und Ober-Portland (arid), dazwischen liegen oberer Dogger mit semihumiden und unterer Malm (Stufe des Kieselnierenkalks) mit tropisch-humidem Klima.

Nachtrag während der Korrektur betr. Lateritprofil
im Wiehengebirge.

Neuere Untersuchungen haben ergeben, daß die KOERTSche Annahme (s. S. 369) einer lateritisierten Landoberfläche im Hangenden der Cordatenschichten und des Korallenooliths im Wiehengebirge sich nicht aufrechterhalten läßt. Auf meine Bitte überließ mir Herr O. GRUPE von der Preuß. Geolog. Landesanstalt einen Revisionsabzug der demnächst erscheinenden Arbeit von O. GRUPE, W. DIENEMANN und W. HAACK, Über die stratigraphische Stellung des Wiehengebirgsquarzites (Jahrb. Preuß. Geol. L.-A. f. 1929, Bd. 50, Berlin 1929), wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank ausspreche. Die stratigraphische Gliederung KOERTS stellt sich nach diesen Untersuchungen um einiges anders dar. Der Korallenoolith geht vom Deister aus in westlicher Richtung durch allmählich zunehmende Versandung in den sogenannten Wiehengebirgsquarzit über. Es ist ersichtlich, daß epirogene Bewegungen wohl eine Verflachung des Meeres zur Folge hatten, es wurde aber nicht,

wie KOERT annahm, eine landfeste Schwelle herausgehoben. Analysen einiger Verwitterungsprodukte ergaben, daß auch in Gesteinen des Unteren Kimmeridge und der Macrocephalenschichten ein Überschuß an freier Tonerde vorhanden war (leider wurde nur ein Auszug mit verdünnter Natronlauge analysiert). Auch die roten Eisenverbindungen sprechen noch nicht für lateritische Verwitterung einer Landoberfläche, denn sie treten sehr häufig auch in den marinen Sandsteinen des Unteren Kimmeridge auf, vorwiegend auf Kluffflächen. Das Auftreten roter Eisenverbindungen in verschiedenen Horizonten, vor allem im Wiehengebirgsquarzit, könnte vielleicht darauf zurückzuführen sein, daß von dem im Westen liegenden Festlande lateritische Verwitterungsprodukte dem Meere zugeführt wurden. Jedenfalls ergibt sich, daß im Wiehengebirge selbst keine Anhaltspunkte für die Annahme einer lateritischen Verwitterung gegeben sind. Auf die oben gezogenen Schlußfolgerungen über das Klima der Jurazeit hat die neue Auffassung keinen Einfluß, da sie ja nur von örtlicher Bedeutung ist.

Literaturverzeichnis.

1. O. ABEL, Lebensbilder aus der Tierwelt der Vorzeit. G. Fischer, Jena 1927.
2. F. BEHREND und G. BERG, Chemische Geologie. F. Enke, Stuttgart 1927.
3. C. S. FOX, Bauxite. London 1927. (Ausführliche Lateritbibliographie.)
4. M. FRANK, Lateritische Substanzen in marinen Kalken. Centralbl. Min. 1928. Abt. B., S. 273.
5. R. GANSSSEN, Die klimatischen Bodenbildungen der Tonerdesilikatgesteine. Mitteil. a. d. Laborat. d. Preuß. Geol. Landesanst. H. 4, Berlin 1922.
6. W. GOTHAN, Die Frage der Klimadifferenzierung im Jura und in der Kreideformation im Lichte paläobotanischer Tatsachen. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. für 1908, Bd. 29, 2. Teil, Berlin 1912.
7. H. HARRASSOWITZ (H. L. F. MEYER), Klimazonen der Verwitterung und ihre Bedeutung für die jüngste geologische Geschichte Deutschlands. Geol. Rundschau, Bd. 7, 1917.
- 7a. —, Die Anwendung der Farbnormen OSTWALDS in der Geologie. Z. prakt. Geol., Jahrg. 30. 1922.
8. —, Klima- und Verwitterungsfragen. N. Jahrb. Min. Beil.-Bd. 47, 1923.
9. —, Studien über mittel- und südeuropäische Verwitterung. Geol. Rundschau, STEINMANN-Festschrift, 1926.
10. —, Laterit; Material und Versuch erdgeschichtlicher Auswertung. Fortschr. d. Geol. u. Paläont. Bd. 4, Heft 14, Gebr. Borntraeger, Berlin 1926.
11. F. KERNER-MARLAUN, Eine paläoklimatologische Studie. Sitzber. Akad. Wissenschaft. Wien, mathem.-naturw. Klasse, Bd. 104, Wien 1895.
12. —, Klimatologische Analysis der Terra-rossa-Bildungen. Ebenda Jahrg. 1923. Bd. 132, Wien 1924.
13. —, Der klimatische Schwellenwert des vollständigen Lateritprofils. Ebenda Bd. 136, Wien 1927.
14. —, Die klimatischen Bildungsbedingungen der deutschen Kaoline und Bauxite. Ebenda Bd. 137, Wien 1928.
15. F. E. KLINGNER, Über das Ergebnis einer auf Erdöl angesetzten Kernbohrung bei Winetsham im oberösterreichischen Innkreis. Montanist. Rundschau 1929, Nr. 11 und Petroleum 1929.
16. —, Der Jura in den Tiefbohrungen von Winetsham in Oberösterreich. Im Druck.
17. W. KÖPPEN, und A. WEGENER, Die Klimate der geologischen Vorzeit. Gebr. Borntraeger, Berlin 1924.
18. W. KOERT, Der Krusteneisenstein in den deutsch-afrikanischen Schutzgebieten, besonders in Togo und im Hinterland von Tanga (Deutsch-Ostafrika). Beitr. geol. Erforsch. deutsch. Schutzgebiete. H. 13, Berlin 1916.
19. —, Über eine epirogene Diskordanz an der Basis des Kimmeridge. Sitzber. Preuß. Geol. Landesanst., Heft 2, Berlin 1927.

20. M. LACROIX, Les latérites de la Guinée. Comptes rendus des séances de l'académie des sciences, Bd. 158, Paris 1914.
21. —, Les produits d'altération des roches silicatées alumineuses, et en particulier les latérites de Madagascar. Ebenda Bd. 159, Paris 1914.
22. R. LANG, Verwitterung und Bodenbildung als Einführung in die Bodenkunde. E. Schweizerbart, Stuttgart 1920.
23. —, Die klimatischen Bildungsbedingungen des Laterits. Chemie der Erde, Bd. 1, H. 2, Jena 1915.
24. —, Die Verwitterung. Fortschritte Min. Kristallogr. und Petrogr., Bd. 7, Jena 1922.
25. W. MEIGEN, Laterit. Geol. Rundschau, Bd. 2, 1911.
26. A. REIFENBERG, Die Entstehung der Mediterran-Roterde (Terra-rossa). Kolloidchemische Beihefte, Bd. 28, Heft 3/5. 1929.
27. M. SEMPER, Das Klimaproblem der Vorzeit. Geol. Rundschau, Bd. 1, 1910.
- 27a. M. STORZ, Die sekundäre authigene Kieselsäure in ihrer petrogenetisch-geologischen Bedeutung. I. Teil: Verwitterung und authigene Kieselsäure führende Gesteine. Monographien zur Geologie und Paläontologie. II, 4. Berlin 1928.
28. H. STREMMER, Über Feldspatresttöne und Allophantone. Diese Ztschr., Bd. 62, 1910. Monatsber.
29. —, Zur Kenntnis der wasserhaltigen und wasserfreien Eisenoxydbildungen in den Sedimentgesteinen. Zeitschr. prakt. Geologie, 18. Jahrgang 1910.
30. —, Wasserhaltige Aluminiumsilikate. In C. DOELTER, Handbuch der Mineralchemie, 2. Abt., 2. Bd., Th. Steinkopff, Dresden 1917.
31. G. WIEGNER, Boden und Bodenbildung in kolloidchemischer Betrachtung. Th. Steinkopff, Dresden 1929.

Dünnschliffbilder des Winetshamer Siallitprofils
(etwa 30fach vergrößert).

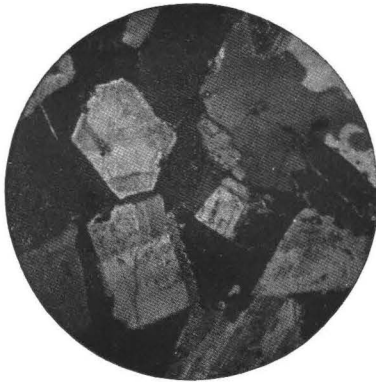


Abb. 1

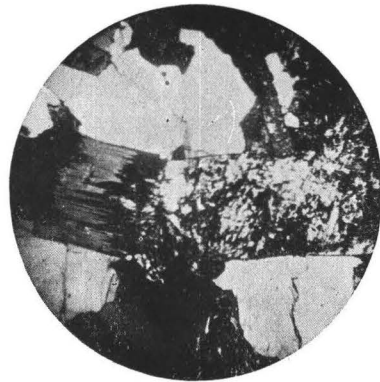


Abb. 2



Abb. 3

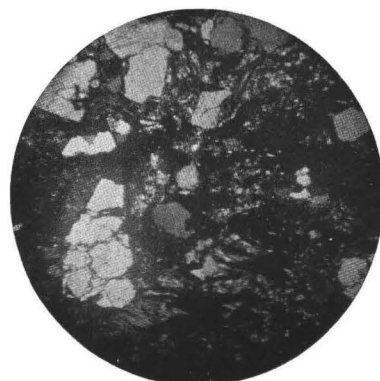


Abb. 4

- Abb. 1. Quarzbiotitdiorit, frisch, + Nikols; in der Mitte und unten rechts Feldspäte, oben rechts, im nordwestlichen Quadranten Quarz, oben in der Mitte Biotit.
- Abb. 2. Zersatzzone, + Nikols; oben und unten Quarz, in der Mitte rechts zersetzter Feldspat, links gebleichter und aufgeblätterter Biotit.
- Abb. 3. Anreicherungszone, Analysator ausgeschaltet; Quarz, dazwischen Kaolinbüschel und Eisenoxydhydrat (schwarz).
- Abb. 4. Anreicherungszone, + Nikols; Quarz (infolge der einhalbstündigen Belichtungszeit trotz lighthoffreier Platten Lichthöfe), dazwischen Kaolin und Eisenoxydhydrat.