

Vorkommen und Entstehung von tri-oktaedrischen Smektiten in den Basalten und Böden der König-Georg-Insel (S-Shetlands/West-Antarktis)

Von W. D. Blümel, R. Emmermann und W. Smykatz-Kloss*

Zusammenfassung: Die olivinführenden tholeiitischen Basalte der König-Georg-Insel wie die darauf entwickelten Braunerden und Verwitterungsdecken enthalten 2—20% eines quellfähigen Tonminerals. Aus chemischen, optischen, röntgenographischen und differentialthermoanalytischen Untersuchungen geht hervor, daß es sich bei diesem Tonmineral um einen Mg-reichen, Fe²⁺- und Al-haltigen tri-oktaedrischen Smektit, d. h. um einen Mg-Saponit handelt. Entsprechend seinen petrographischen und kristallchemischen Eigenschaften sollte der Saponit durch hydrothermale Alteration der primären Mg-Fe-Mineralen Olivin und Klinopyroxen entstanden sein. Die Bodengemengteile bestehen aus Plagioklas, Saponit und Goethit, der durch chemische Verwitterung innerhalb der Bodendecke gebildet wurde. In den obersten Bereichen des Bodenprofils finden sich Humus und Phosphate, letztere stammen aus Guano-Ablagerungen.

Summary: Both the olivine-bearing tholeiite basalts of the island and the brown soils which have developed on the basalts contain 2—20% of a swelling clay mineral. It emerges from chemical, optical, X-ray diffraction and differential thermal analytical studies that this clay mineral is a Mg-rich, Fe²⁺ and Al-bearing tri-octahedral smectite, e. g. Mg-saponite. Due to petrographic and crystal chemical properties the saponite should have been formed by hydrothermal alteration of the primary Mg-Fe-minerals olivine and clinopyroxene. The soils consist of plagioclase, saponite and goethite which has been formed by chemical weathering within the soils. In the uppermost layer some of the soils contain humic substances and phosphatic material, the latter may be related to the recent production of guano.

1. EINLEITUNG

Als Teilprojekt der physisch-geographischen Arbeiten in der West-Antarktis**) wurde im Südsommer 1983/84 auf der König-Georg-Insel (Abb. 1) mit Untersuchungen zur Verwitterung und Bodenbildung begonnen (BLÜMEL 1984). Dabei interessierte besonders die Frage, wieweit — neben den deutlichen Auswirkungen der physikalischen Verwitterung (s. Abschnitt 2) — auch chemische Prozesse zur Umwandlung der anstehenden tertiären Basalte und zur Bodenbildung auf diesen Vulkaniten beigetragen haben. In ersten Röntgenaufnahmen fanden sich in einigen Bodenproben etwa 10—20 Gew.-% eines quellfähigen Tonminerals, das als Verwitterungsprodukt des primären Basalts gedeutet wurde (BLÜMEL 1984). Smektite in Basalten und ihren Umwandlungsprodukten sind nicht selten, doch ihre Bildung durch chemische Verwitterungsprozesse in (sub-)antarktischen Klimaregionen wäre ein petrogenetisches Novum. Generell kann das Vorkommen von Smektiten in basaltischen Gesteinen (und ihren Umwandlungsprodukten) die folgenden Ursachen haben:

- (1) chemische Verwitterungsprozesse
- (2) kontaktmetamorph-metasomatische Prozesse
- (3) autohydrothermale Alteration während des Abkühlens eines basaltischen Magmas
- (4) spätere hydrothermale Überprägungen
- (5) oder — im Falle von Ozeanbodenbasalten — Wechselwirkungen Gestein/Meerwasser

Alle diese Prozesse führen zur Bildung von Smektiten, also zu quellfähigen Al-Mg-Fe-Silikaten mit Dreischicht-Struktur, jedoch zu kristallchemisch unterschiedlichen Typen. So entsteht bei der Basaltverwitterung in humidem Klima gewöhnlich der di-oktaedrische Montmorillonit (SHERMAN 1952, COR-

* Prof. Dr. Wolf Dieter Blümel, Geographisches Institut der Universität (TH), Kaiserstraße 12, 7500 Karlsruhe 1.
Prof. Dr. Rolf Emmermann, Mineralogisch-Petrologisches Institut der Universität, Senckenbergstraße 3, 6300 Gießen.
Prof. Dr. Werner Smykatz-Kloss, Mineralogisches Institut der Universität (TH), Kaiserstraße 12, 7500 Karlsruhe 1.

** Zur Arbeitsgruppe und Thematik s. BARSCH et al. 1985.

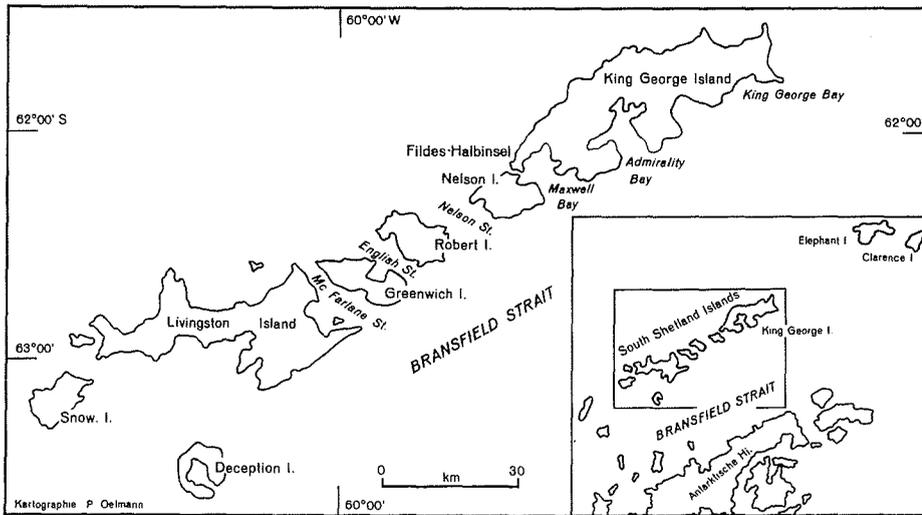


Abb. 1: Die Süd-Shetland-Inseln vor der Nordspitze der Antarktischen Halbinsel.

Fig. 1: The South Shetland Islands north of the Antarctic Peninsula.

RENS 1968, BAIN et al. 1980), während kontaktmetamorphe Prozesse zu di-tri-oktaedrischen Fe^{3+} -Mg-Smektiten (FERRY 1985) oder sogar zu reinen di-oktaedrischen Nontroniten (Fe^{3+} -Smektiten), Basalt/Meerwasser-Alterationen zu Fe^{2+} -reichen Saponiten (KRISTMANNSDOTTIR 1979, SEYFRIED & BISCHOFF 1979) und hydrothermale Überprägungen häufig zu Mg-reichen Saponiten führen (COLE & LANCUCKI 1976, PEVEAR et al. 1980). Die Bestimmung des kristallchemischen Smektittyps sollte demnach Hinweise auf die Entstehungsprozesse geben.

2. LAGE, VERWITTERUNGSMILIEU UND BODENBILDUNG

2.1 Lage, Klima, Verwitterung

Die König-Georg-Insel gehört zur Hauptgruppe der SW-NE gestreckten Kette der S-Shetland-Inseln (Abb. 1). Von der Nordspitze der Antarktischen Halbinsel wird sie durch die ca. 130 km breite Bransfield-Straße getrennt. Kap Horn liegt etwa 1200 km entfernt in nördlicher Richtung. Bei 80 km Längserstreckung und bis zu 24 km Breite umfaßt die Insel eine Fläche von ca. 1500 qkm. Etwa 95% des Inselareals liegen unter einer radial abfließenden Eiskappe, die in Meereshöhen von 686 m und 679 m ü. M. kulminiert. Eiskliffe bis zu 100 m Höhe zeichnen den heutigen Küstenverlauf nach. Das Eis ist randlich spaltenreich. Nur an wenigen Landzungen („Halbinseln“) läuft der Eisschild flach aus, so auch an der SW-Spitze (Fildes-Halbinsel, Abb. 2). Hier liegt mit ca. 25 qkm das größte Periglazialgebiet der Insel. Andere gegenwärtig unvergletscherte Areale — ebenfalls Proben-Lokalitäten — finden sich an der Maxwell- und Admiralty-Bucht.

Mit 62° S und $58^\circ 30'$ W gehört die König-Georg-Insel zwar zum international definierten Antarktisch-Bereich (südlich 60°), klimatisch aber wird sie durch ihre Lage unterhalb des Polarkreises beeinflusst. So herrscht ganzjährig Tag-Nacht-Wechsel — wenn auch mit zeitweilig sehr kurzen Nächten bzw. Tageslängen. Hierin liegt eine besondere Variation antarktischen Klimas: Es kommt auch in den Sommermonaten oft zu Frostwechsel (BARSCH et al 1985, BLÜMEL 1984) und an schneefreien Geländeoberflächen während der Wintermonate gelegentlich zu Temperaturen über 0° C.



Abb. 2: Der Büdel-Berg (131 m ü. M.) auf der Filides-Halbinsel/König-Georg-Insel: Teil eines tertiären Stratovulkans. Olivin-Basalte wechseln mit morphologisch weicherer Basalt-Tuff-Lagen. Auf Flachformen haben sich Antarktische Braunerden entwickelt; Hänge über 3° Neigung tragen schwächer verbrauchte Solifluktsdecken.

Fig. 2: Mount Büdel (131 m) situated on Filides Peninsula/King George Island is part of a Tertiary strato volcano. Layers of olivine-basalt alternate with less resistant basaltic tufas. Horizontal surfaces are covered with antarctic brown soils, slopes with an inclination of more than 3° have brownish solifluction profiles.

Häufige Temperaturschwankungen kennzeichnen das oberflächennahe physikalische Verwitterungs-geschehen. Die dominante Frostverwitterung wird durch thermisch verursachte Schwächungen im Mineralverband (Kontraktion und Expansion durch strahlungsbedingte Oberflächenerwärmung) in ihrer quantitativen Wirkung verstärkt. Verschiedene Formen der Abgrusung, des Absandens und der Desquamation — typisch ‚semiaride‘ Verwitterungsprozesse — sind hier als kombinatorisches Ergebnis der Temperatur- und Frostverwitterung an exponierten Härtlingsgesteinen zu beobachten (Abb. 3). Ob hydratisierte oder rekrystallisierende marine Salze einen nennenswerten Verstärkungseffekt ausüben, konnte noch nicht eindeutig geklärt werden. Der Gehalt an aus der Gischtausgewehten Salzen liegt in Böden und Grusdecken bei 0,01—0,06%. Auf besonders dicht gefügten Gesteinen sind Krusten- und stellenweise Bartflechten am Zersatz beteiligt.

Hydratation, Hydrolyse und Oxidation benutzen die großen Reaktionsoberflächen oder interkristallinen Fissuren (Abb. 3 u. 12). Gegenüber den Verwitterungsmechanismen und -produkten trocken-kalter Antarktis-Regionen (MIOTKE 1979, 1980; TEDROW 1977; TEDROW & UGOLINI 1966) heben sich die marginalen ozeanischen Periglazialstandorte durch beachtliche Verbraunungsprozesse (Eisen-Freisetzung, Verlehmung) ab (Tab. 2). Der maritime Klimacharakter der S-Shetlands bedingt ein vielseitiges Verwitterungsmilieu, das syngenetisch zu kryo- und thermoklastischem Zersatz mineralische Stoffneubildungen ermöglichen könnte.

Die für die Verwitterungsabläufe relevanten Wesenszüge des ozeanischen Antarktisklimas seien noch einmal zusammengefaßt (vgl. BLÜMEL 1984, BARSCH et al. 1985; Abb. 4). Nach der TROLLSchen (1944) Unterteilung der Periglazialklimate wären die S-Shetlands zu den ‚kalten Klimaten mit geringen



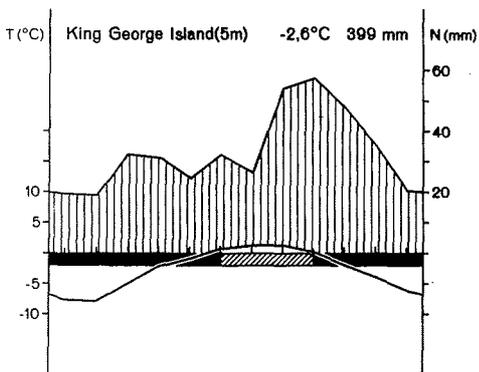
Abb. 3: Abgrusung und Absanden an einem porphyrischen Basaltgang. Die feuchte Zersatzschleppe ist verbraunt und zeigt erste Sortierungserscheinungen sowie Kammeisformen in sandig-schluffiger Feinerde (Mitte und rechts; Länge des Maßstabs: 1 m).

Fig. 3: Detrital weathering of a porphyric basalt dyke. The moist debris slope shows chemical decomposition, the beginning of cryogenic sorting and evidence of needle ice (middle and right; scale: 1 m).

Jahrestemperatur-Schwankungen'', darunter zum „Inseltyp in hohen Breiten'' (Beispiel Kerguelen-Inseln) zu rechnen:

Kerguelen-Inseln (49° S)
 — Jahresmitteltemperatur um 0° C
 — geringe Jahresamplitude: 10° C
 — kein Permafrost
 — starke wechselnde Witterung,
 große Frostwechselhäufigkeit
 zu allen Jahreszeiten
 — keine Windwirkung
 — Niederschlag ~400 mm

König-Georg-Insel (62° S)
 —2,6° C
 10,5° C (wärmster Monat Februar: + 1,5° C;
 kältester Monat August: -9,0° C)
 kontinuierlicher Permafrost
 ~ 50% Frostwechseltage im Sommer
 (Jan./Febr. 1984)
 starke Winde (bis >130 kmh)
 ~500 mm (300—600 mm)



Klimakennzeichen

Jahresmitteltemperatur: -2,6° C
 Amplitude der Jahresmittelwerte
 (1970—1980): -1,7 — -4,0° C
 gemessene Extremwerte: -23,2° C/ +8,7° C
 1979: 286 Frosttage (164 Eis-, 122 Frostwechseltage)
 Luftfeuchte: 95—70%
 Niederschlag: ca. 500 mm, 180 Regentage; häufig Nebel;
 170 Schneefalltage (Schneedecke 3 m von Mai bis Dezember)
 Bewölkung: 1—13 Tage mit <25% Bedeckung
 Sonnenschein: selten
 Meerwassertemperaturen: -1,5 — +1,6° C

Abb. 4: Klimadiagramm der König-Georg-Insel (chil. Station Pres. R. Frei; 5 m ü. M.).

Fig. 4: Climatic data of King George Island (chil. meteorological base Pres. R. Frei; 5 m a. s. l.).

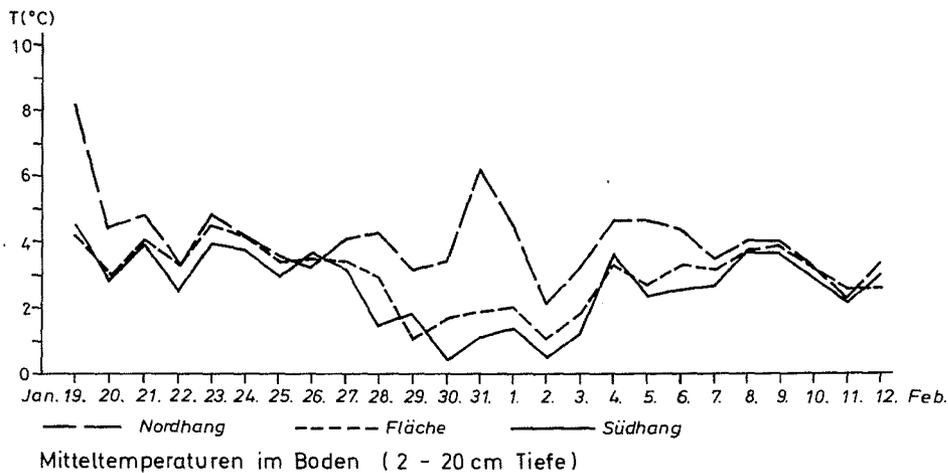


Abb. 5: Expositionsbedingte Unterschiede durchschnittlicher Bodentemperaturen.

Fig. 5: Medium soil-temperatures (different exposition and geomorphic position).

Die Gegenüberstellung zeigt Gemeinsamkeiten wie Divergenzen und damit eine gewisse klimatische Eigenständigkeit dieses Antarktis-Bereichs: Trotz einer Jahresmitteltemperatur von nur $-2,6^{\circ}\text{C}$ konnte auf der König-Georg-Insel kontinuierlicher Permafrost nachgewiesen werden (BARSCH et al. 1985). Hinzu kommt eine ganzjährig starke Windwirkung mit entsprechenden abkühlenden oder austrocknenden Effekten z. B. für oberflächennah ablaufende Verwitterungsvorgänge.

Nach BARSCH et al. (1984) ist das polarozeanische Klima unvergletschelter Bereiche dieser Insel zu charakterisieren durch auch sommerlich niedrige Lufttemperaturen und andauernden, nur mäßigen Winterfrost, durch relativ geringe Niederschlagsmengen trotz Meeresnähe ohne signifikante jahreszeitliche Schwankungen, durch sommerlich geringe Einstrahlung, hohe relative Luftfeuchte, kräftige Winde und Stürme.

2.2 Bodentemperaturen

Die niedrigen Lufttemperaturen nehmen kaum Einfluß auf den Wärmehaushalt des sommerlichem Auftaubodens (Abb. 6), der erst nach vollständigem Abschmelzen der unterschiedlich mächtigen winterlichen Schneeakkumulationen aufgeht. Größte Auftautiefen zeigen früh apere Nordhänge mit Maximal-

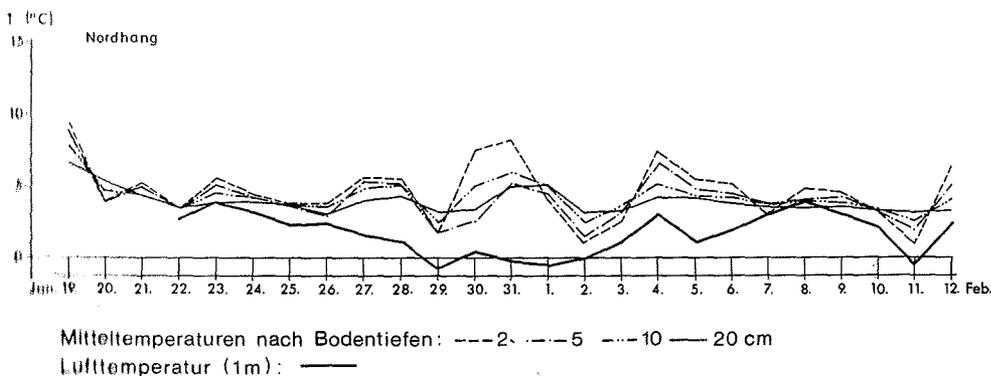


Abb. 6: Luft- und Bodentemperaturen am strahlungsbegünstigten Nord-Hang.

Fig. 6: Air- and soil-temperatures on a north-exposed slope.

werten knapp über 100 cm; mittlere Maxima liegen bei 60–80 cm (BLÜMEL 1984, BARSCH et al. 1985). Entscheidend für das Temperaturniveau in der Verwitterungsdecke — und damit für chemische Prozesse — ist die Exposition (Abb. 5, Tab. 1). Strahlungsbedingt treten bei kurzen Aufhellungen Gesteinsoberflächentemperaturen bis zu 20 °C auf. Die eigentlichen Bodentemperaturen liegen weit darunter (Tab. 1; BLÜMEL 1984). Tagesschwankungen werden bis in ca. 25 cm Tiefe wirksam; darunter erfolgt kontinuierliche Temperaturabnahme bis zur Permafrosttafel.

	Nordhang	Ebene	Südhang
mittlere Lufttemp. 1 m Höhe	2,1	2,3	2,3
mittl. Bodentemperatur, Oberfläche	4,6	3,9	3,5
mittl. Bodentemperatur, 5 cm Tiefe	4,4	3,3	2,9
mittl. Bodentemperatur, 20 cm Tiefe	4,0	2,8	2,0
mittl. Bodentemperatur, 2–20 cm Tiefe	4,4	3,1	2,8

Tab. 1: Luft- und Bodentemperaturen Nähe Station Teniente R. Marsh; ca. 45 m. ü. M.

Tab. 1: Air and soil-temperatures near base Teniente R. Marsh; 45 m a. s. l.

Die thermische Begünstigung des strahlungsexponierten Nordhanges gegenüber der Schattenlage wird im Vergleich (Abb. 5; Tab. 1) sichtbar. Die Bodentemperaturen auf dem Südhang sind in 20 cm Tiefe um die Hälfte niedriger.

Das Wasserangebot in Auftauböden ist allgemein hoch. Auch gut drainierte Standorte werden durch sommerliche Regen- und Schneeniederschläge ständig feucht gehalten. Chemische Prozesse werden durch Austrocknung allenfalls oberflächennah abgeschwächt insgesamt also kaum unterbrochen; ebensowenig durch die nächtlichen Fröste, deren Tiefgang sich auf wenige Zentimeter beschränkt. Je nach Standort sind etwa 4 Monate durchgehender bodenchemischer Aktivität in den obersten Dezimetern möglich.

2.3 Antarktische Braunerden

Für die kontinentalen Periglazialgebiete der Antarktis forderte TEDROW (1977) eine eigene Definition des Begriffs ‚Boden‘, da dort keine Organismen an der Bodenbildung beteiligt sind. Anders die Situation in der ozeanischen W-Antarktis: Gut drainierte, kryoturbar oder solifluidal nicht bzw. nur äußerst gering bewegte Standorte zeigen einen unterschiedlich dichten Besatz von Krusten- und Bartflechten (letztere v. a. *Usnea fasciata* und *U. antarctica*, Abb. 7). Dazwischen siedeln kleine Moospolster. Blütenpflanzen fehlen weitgehend. Nur auf kleinen Arealen wachsen vereinzelt das Gras *Dechampsia antarctica* und der Perlwurz *Colobanthus quitensis*.

Tiefe -cm-	Humus %	pH-Wert		T- Wert mval/100 g	S- Wert	V-Wert %	pedogenes Eisen mg/Liter
		H ₂ O	0,1n KCl				
ant. Braunerde (in-situ)							
0–5	4,6 (0,7–9,1)	5,5	4,7	29	17	57 (37–96)	4,6 (3,4–6,9)
5–10	4,1 (0,5–10,2)	5,9	4,7	25	17	65 (34–99)	5,9 (3,6–8,3)
15–25	0,3–7,8	5,7–8,4	4,2–7,5	9–44	9–15	33–100	7,1
30–40	0,2–0,7	5,9–8,4	4,3–7,5	9–43	9–13	29–100	6,5
Soliflukationsprofile							
0–5	0,4	6,8	5,9	30	27	96	6,4 (3,7–9,1)
10–15	—	7,3	6,1	32	32	100	6,6 (4,6–10,7)
20–30	—	7,3	6,1	25	25	100	7,4 (4,3–10,5)
30–40	—	8,0	7,3	34	34	100	n. b.

Tab. 2: Bodenchemische Kennwerte antarktischer Braunerden und schwach verbraunter Soliflukationsprofile. (Humusbestimmung: Methode Lichterfelde; pH H₂O und 0,1n KCl-Lösung; T-Wert = Gesamtaustauschkapazität, S-Wert = sorbierte Alkali- und Erdalkali-Kationen, V-Wert = Basenanteil in %; pedogenes Eisen = dithionitlösliches Fe / nach BLUME & SCHLICHTING 1966).

Tab. 2: Chemical characteristics of Antarctic brown soils and brownish solifluction debris.



Abb. 7: Skelettreiche Antarktische Braunerde auf Plagioklas-Olivin-Basalt unter Flechten- und Moostrundra (Fildes-Halbinsel; ca. 45 m ü. M.). Die oberen 10–15 cm sind durch Auffrierprozesse relativ mit Feinmaterial angereichert, an der Oberfläche Mikropolygone entwickelt. Humusgehalt im A_h -Hor.: 4,5%; pH KCl: 4,8.

Fig. 7: Antarctic brown soil on weathered plagioclase-olivine-basalt covered by lichen-moss-tundra (Fildes Peninsula, 45 m a. s. l.). The upper 10–15 cm are relatively enriched by fine grained material; micro polygons on the surface. Organic matter in the upper soil: 4,5%; pH KCl: 4,8.

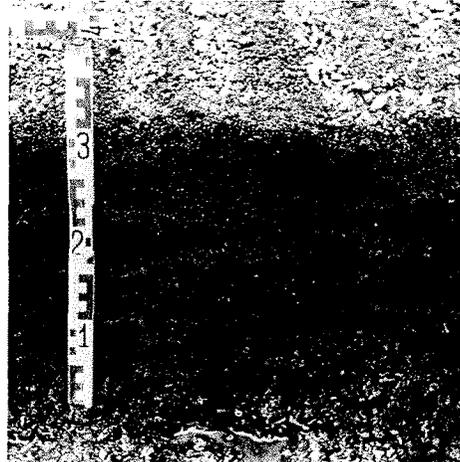


Abb. 8: Verbrautes Solifluktionsprofil an einem ca. 7° geneigten Hang (Zentrales Bergland, ca. 150 m ü. M.; Fildes-Halbinsel). Aus den oberen 10 cm aufgefrorener Grus bildet eine lockere, 3–4 cm dicke Auflage; Scherbenschutt ist zu Steinstreifen sortiert. Kein Humusgehalt, pH KCl: 5,8.

Fig. 8: Brownish solifluction profile on a 7° inclined slope (Central Highland, about 150 m a. s. l.; Fildes Peninsula). Debris frozen up out of the upper 10 cm covers the surface (3–4 cm); coarse grains are sorted to stonelines. No organic material; pH KCl: 5,8.

Zugehörige Bodenprofile erweisen sich als unerwartet tiefgründig verbraut (bis zu 70 cm). Die oberen 15 bis 25 cm sind stärker feinmaterialhaltig (Probe A-1: 23% Skelett > 2 mm Ø, 61% Sand bis Mittelschluff, 16% Feinschluff und Ton); der Skelettanteil ist besonders in den unteren Profilabschnitten hoch (meist > 80%). Im Gelände war keine genetische oder horizontbildende Beziehung zwischen Flechten- und Moos-Tundra und dem Solum erkennbar. Die Flechten stocken auf Schutt, sind nicht im Feinmaterial verankert. Eine Humusakkumulation mit Anlage eines humosen Oberbodens (A_h -Horizont) schien nicht gegeben. Analysen der organischen Substanz weisen jedoch hohe Humusgehalte von 4,3–10,2% (Tab. 2) für alle von Flechten und Moos lückenhaft besiedelten, gut entwässerten Standorte nach. Äußerst dürrig bestandene Profile besitzen immerhin noch ca. 1% Humusanteil. Die Mineralisierungsrate ist folglich noch bei weitem kleiner als die ohnehin niedrige pflanzliche Zuwachsrates. Derartige Böden mit Verbraunungsprozessen können in Analogie zum ‚arctic brown‘ (TEDROW 1977) als ‚antarctic brown‘ (Antarktische Braunerde, Abb. 7) bezeichnet werden. Arktische Braunerden unterscheiden sich im wesentlichen durch die darauf stockende polare Tundra mit zahlreichen Vertretern höherer Pflanzen (vgl. TEDROW 1977, STÄBLEIN 1977). Braunerden i. e. S. sollten kaum Horizontdifferenzierungen oder Stoffverlagerungsprozesse erkennen lassen. Die Bestimmungen der Korngrößenverteilung ergab für die oberen 0–5 cm Werte um 2%, bei 10–15 cm Profiltiefe ca. 6% Tongehalt. Ursache für die Anreicherung der Tonfraktion kann die überall beobachtete Pseudo-Horizontierung durch Auffrierprozesse (Abb. 7 u. 8) sein. Sie führt zu einer relativen Anreicherung größerer Klaster direkt an der Bodenoberfläche, wo sie in Mikropolygone und Trockenrißstrukturen sortiert werden (BLÜMEL 1984). Der sommerlich häufige Frostwechsel erzeugt in den obersten 2–3 cm ein lockeres Kammeisgefüge. Auffrierende Kammeisnadeln exponieren Teile der Feinfraktion, die von den stürmischen Winden abgeweht und durch Niederschläge verspült werden kann. Eine aktive Tonverlagerung bei in-situ-Profilen ist nicht auszuschließen, obwohl direkte Indikatoren wie Fließstrukturen im Gelände nicht erkennbar waren. Alle solifluktuale unbewegten Braunerden reagieren stark bis mäßig sauer (Tab. 2, pH KCl 4,4–5,5). Bei diesen pH-Werten könnten Lessivierungsprozesse in Gang gebracht werden, zumal Frostlockerungen die Permeabilität unterstützen. Die Basensättigung (V-Wert in Tab. 2) liegt zudem bei allen stationären Profilen

zwischen 37 und max. 88% (durchschnittlich 50%). Hierin liegt ein deutlicher Unterschied zu Solifluk-tionsdecken, bei denen die Basensättigung durchweg 95—100% beträgt.

2.4 Solifluk-tionsdecken

Beobachtungen an einem weitgehend zum Stillstand gekommenen Solifluk-tionsprofil (stärkere Drainage?) zeigen eine Ton- und Eisenanreicherung im Mittelteil des Bodens (20—25 cm Tiefe; BARSCH et al. 1985) und an der Basis eine deutliche, teilweise wohl durch laterale Prozesse angelegte Tonanreicherung. Inwieweit eine höher reichende Permafrosttafel und Vergleyungsprozesse neben Drainage- und Filterspü-lung an der Stoffverlagerung beteiligt waren, läßt sich gegenwärtig nicht klären.

Aktive Solifluk-tionsprofile sind allesamt durch mechanische Sortierung bzw. Horizontierung gekenn-zeichnet (Abb. 8). Saisonale wie tägliche Frostwechselwirkungen sind hierfür verantwortlich. Bewuchs durch Bartflechten oder Moose tritt bei bewegten Bodenoberflächen kaum auf. Bei wenigen Profilen ist ein Humusgehalt bis zu 0,25% nachzuweisen (Tab. 2). Feinmaterialdurchschlammung und Lösungs-fracht sind offenkundig. Die pH-Werte unterscheiden sich signifikant von den stärker verbrauchten Bö-den: In den oberen Zentimetern liegen die Werte bei 6,1—7,0, also im schwach sauren bis neutralen Be-reich. Die Tongehalte mit 2—5% ähneln den teilweise lessivierten Braunerden. Die Kationenaustauschka-pazität der Solifluk-tionsdecken erreicht 30—40 mval/100 g und ist damit etwas höher als die Durch-schnittswerte bei den Braunerden.

3. PROBENLOKALITÄTEN UND PROBENANALYTIK

3.1 Probenlokalitäten

Für die nachfolgenden Beobachtungen wurden fünf verschiedene Probenlokalitäten ausgewählt, und zwar Verwitterungs- oder Bodenmaterial sowie zugehöriges Ausgangsgestein.

- Probe A-1: Antarktische Braunerde in Plateaulage ca. 45 m ü. M. Nähe Station R. Marsh (vgl. Abb. 7); Bewuchs durch Flechten- und Moostundra, mit 4,5% relativ hoher Humusgehalt im Ober-boden; anstehend: Plagioklas-Olivinporphyrischer Basalt.
- Probe A-2: Antarktische Braunerde in flacher Mulde auf einem Rundbuckel; nördlich Flugpiste, ca. 300 m von W-Küste entfernt; 70 m ü. M.; kaum Bewuchs, nur randlich sporadisch von klei-nen Moospolstern besetzt, Humusgehalt 1%; Ausgangsgestein ähnlich Probe A 1.
- Probe A-10: Verbraunter Grus auf konvexer flacher Kuppe, mit 105 m ü. M. höchstes Niveau der Fildes-Halbinsel (Zentrales Bergland); vereinzelt Bartflechten auf größeren Klasten, Humusgehalt in oberen 5 cm: 0,25%; Ausgangsgestein: Plagioklas-Olivin-Basalt mit Olivin-Pseudomorphosen.
- Probe A-19: Rötlicher basaltischer Tuff, kugelig-polyedrisch abrusend; Lockermaterial nur schwach chemisch weiter verwittert; östliches Ende der Flugpiste/Station R. Marsh.
- Probe A-20: Physikalisch-chemischer Zersatz eines Plagioklas-Olivin-Basalt mit feinkörnig-dichter Matrix; Lokalität wie A-19.

3.2 Probenanalytik

Gesteine und Böden wurden getrennt analysiert: Die bodenchemische Kennzeichnung erfolgte im Geo-graphischen Institut der Universität Karlsruhe (W. D. Blümel) und in der LUFA Augustenberg (Karlsruhe-Durlach), die der Gesteine in Dünnschliffen und röntgenfluoreszenzanalytisch im Mineralogisch-Petrologischen Institut der Universität Gießen (R. Emmermann). Röntgendiffraktometri-sche, differenzthermoanalytische und ebenfalls röntgenfluoreszenzanalytische Bestimmungen von Bo-denproben wurden im Mineralogischen Institut der Universität Karlsruhe (W. Smykatz-Kloss) durchge-führt. Die Tonkomponente der Böden wurde durch einfaches Aufschlammern im Reagenzglas und Ab-trennen der Suspension vom größeren Bodensatz gewonnen. Von diesen feinkörnigen, in ihrem Ton-Gehalt angereicherten Bodenproben wurden Texturpräparate angefertigt; außerdem wurden sie diffe-

renzthermoanalytisch untersucht. Im einzelnen wurden die Proben wie folgt bearbeitet:

- (a) röntgendiffraktometrisch (Gesamt-Bodenprobe): Bestimmung des qualitativen und halbquantitativen Mineralbestandes;
- (b) röntgenfluoreszenzanalytisch (Gesamt-Bodenprobe): Bestimmung der chemischen Zusammensetzung;
- (c) differenzthermoanalytisch (tonreiche Probe): Mineral-Bestimmung und Tonmineral-Typ-Charakterisierung;
- (d) röntgendiffraktometrisch an Texturpräparaten (tonreiche Probe): Tonmineral-Bestimmung an luft-trockenen Proben;
- (e) röntgendiffraktometrisch an mit Äthylenglykol gequollenen Tonmineral-Proben, Texturpräparate wie (d).

Zur Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) stand ein halbautomatisches RF-Spektrometer (Philips PW 1400) zur Verfügung. Die Analysen wurden an Li-Borat-Schmelztabletten durchgeführt (Standards, Eichkurven und Meßprogramme: G. Ott, Mineralogisches Institut, Karlsruhe). Röntgendiffraktometrisch wurde an einem Philips-Diffraktometer mit Cu $K\alpha$ -Strahlung (Ni-Filter; 45 kV, 25 mA) gearbeitet. Die Differenzthermoanalysen (DTA) wurden an einem Netsch-Gerät (TA 409) unter Standard-Bedingungen (vgl. SMYKATZ-KLOSS 1974) durchgeführt. Zur Anfertigung der Texturpräparate wurden Ton-Suspensionen in kleinen, mit Zaponlack auf gläserne Objektträger geklebten Glaszylindern an der Luft eingetrocknet. Durch langsames Sedimentieren der feinen Ton-Partikel wird eine schichtparallele Orientierung der Tonminerale und damit eine Verstärkung der Basis-Interferenzen (00 ℓ) im Röntgendiagramm erreicht. Diese Texturpräparate können dann im Exsikkator über einer Glykol-Bodenlösung an Äthylenglykol gesättigt, quellfähige Tonminerale so gezielt gequollen und anschließend röntgenographisch besser identifiziert werden. Für die vergleichenden Untersuchungen an den Basalten (Gießen) und ihren Böden (Karlsruhe) wurden die fünf besonders typisch erscheinenden Proben A-1, A-2, A-10, A-19 und A-20 ausgewählt (s. 3.1).

4. MINERALBESTAND UND CHEMISMUS DER VULKANISCHEN GESTEINE

4.1 Mineralbestand und Gefüge

Nach optischen Untersuchungen an Gesteinsdünnschliffen handelt es sich bei vier der fünf Proben um porphyrische, olivin-tholeiitische Basalte mit Plagioklas und (stark zersetztem) Olivin als Einsprenglingen und einer holokristallinen, feinkörnigen Matrix aus Plagioklas, Klinopyroxen und Erz (Titanomagnetit). Die fünfte Probe (A-19) ist deutlich oxidiert, die Minerale sind sämtlich pseudomorph ersetzt und Fe-Oxide sind weit verbreitet. Bei dieser Probe A-19 scheint es sich um einen basaltischen Tuff zu handeln.

Die Basaltproben im einzelnen:

A-1: Die Einsprenglings-Plagioklase werden bis zu 5 mm groß, sind stark angereichert und repräsentieren wahrscheinlich Xenokristalle, d. h. sie wurden von der basaltischen Schmelze bei ihrem Aufdringen aufgenommen. Die Olivine sind Mikro-Einsprenglinge und durch Alterationsprodukte (Iddingsit und Tonminerale) ersetzt. Verbreitet treten Tonmineral-Neubildungen auf (Seladonit? Saponit?). Das häufige Vorkommen von Fe-Oxid-Hydroxiden spricht für eine Alteration unter oxidativen Bedingungen. Insgesamt ist das Gestein aber durchaus nicht als stark verwittert zu bezeichnen. Derartige Alterationen sind auch für relativ frische Ozeanbodenbasalte recht typisch.

A-2 ist mineralogisch und vom Gefüge her ganz ähnlich wie A-1. Auffällig ist hier, daß das Erz z. T. in Einsprenglingskristallen vorkommt. Außerdem ist der Alterationsgrad deutlich geringer.

A-10 hat qualitativ den gleichen Mineralbestand. Die Einsprenglingsplagioklase sind kleiner, sie treten auch in geringerer Menge auf. Verbreitet sind Pseudomorphosen von Alterationsprodukten nach Olivin (Abb. 9). Der Klinopyroxen bildet z. T. Mikro-Einsprenglinge. Der Alterationsgrad des Gesteins ist dem

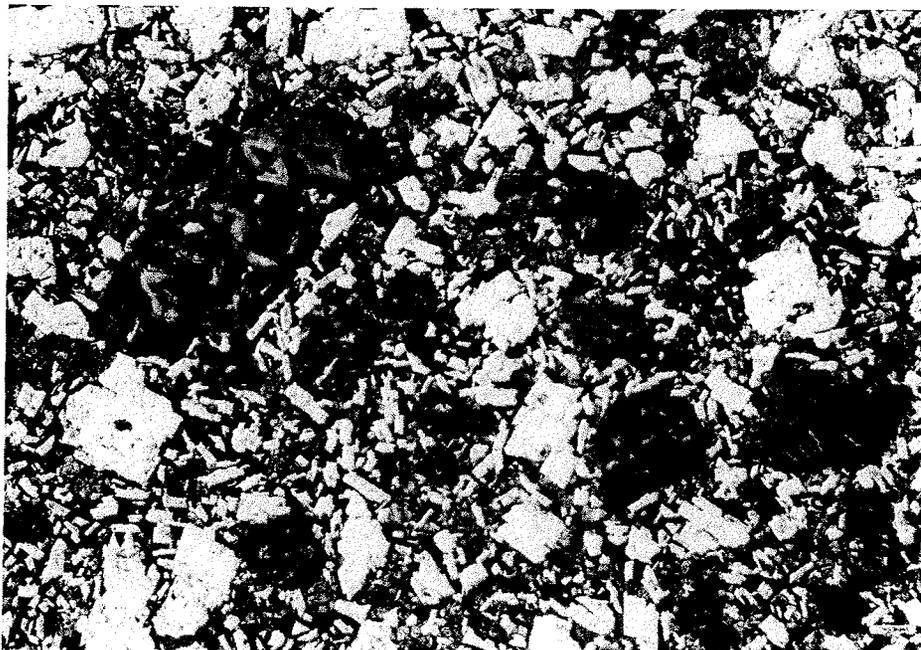


Abb. 9: Dünnschliff Probe A10: Plagioklasse (hell) in feinkörniger Grundmasse und Pseudomorphosen von Saponit nach Olivin und Pyroxen (dunkel). (Nichols parallel; längere Kante: 8 mm).

Fig. 9: Thin section of sample no. A 10: Plagioklas (bright) in finegrained matrix and pseudomorphosis of saponite to olivine and pyroxen (scale: 8 mm).

der Probe A-1 vergleichbar. Tonminerale machen die hauptsächlichlichen Sekundärprodukte aus. A-20 ist mineralogisch entsprechend, aber infolge einer sehr raschen Kristallisation (Skelettwachstum der Plagioklasse) in der Matrix feinkörnig bis dicht ausgebildet. Als Einsprenglinge treten (bis zu 3 mm große) Plagioklasse und zersetzte Olivine auf.

Insgesamt können die Vulkanitproben optisch so charakterisiert werden: Es handelt sich um porphyrische, olivintholeitische Basalte mit Plagioklas und (stets zersetztem) Olivin als den hauptsächlichlichen Einsprenglingsphasen und Klinopyroxen, Plagioklasse sowie reichlich Ti-Magnetit in der Matrix. Die Plagioklasse sind z. T. Fremdkristalle, d. h. beim Aufstieg der Schmelze z. B. durch eine Magmenkammer aufgenommen worden. In A-2 tritt zusätzlich Erz als Einsprenglingsphase auf. Alle Proben sind mehr oder weniger stark alteriert, wobei Tonminerale (Seladonit? Saponit?) die vorherrschenden Mineralneubildungen darstellen. Gelegentlich sind Fe-Oxid-Hydroxide als Indikatoren einer oxidativen Alteration anwesend (A-1, A-19).

Vom Gefüge her und auch vom sonstigen Erscheinungsbild könnte es sich bei diesen Basalten durchaus um ehemalige Ozeanbodenbasalte handeln. Die exakte Kenntnis der Tonminerale könnte diese Frage entscheiden. Zur eindeutigen petrogenetischen Charakterisierung sollten außerdem die Gehalte der seltenen Erdelemente bestimmt werden.

4.2 Chemismus

Die chemischen Analysendaten der fünf Gesteine (und die ihrer Böden) sind in Tab. 3 enthalten. Die sehr hohen Al_2O_3 -Gehalte (19—23,4 Gew.-% gegenüber 15—16% Al_2O_3 in basaltischen Schmelzen) unterstreichen die in 4.1 geäußerte Vermutung, daß hier die Plagioklas-Einsprenglinge ganz offensichtlich nicht aus der Schmelze selbst entstanden sind, sondern als Fremdminerale von der Schmelze mitgebracht wur-

den. Für Olivintholeite ungewöhnlich niedrig sind die MgO-Gehalte (A-1, A-2, A-20). Möglicherweise ist ein Teil des Magnesiums bei der Alteration des Olivins (dem Hauptträger des Mg) gelöst und verfrachtet worden. Die Na₂O-Gehalte von A-19 und A-20 könnten durch sekundäre Prozesse erhöht worden, die (ebenfalls etwas zu hohen) K₂O-Gehalte durch Fixierung an die Tonmineral-Neubildungen zu erklären sein.

Gew.-%	A - 1		A - 2		A - 10		A - 20		A - 19	
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
SiO ₂	47,9	47,4	49,0	46,7	48,8	46,7	49,4	47,8	43,1	47,9
TiO ₂	0,64	0,73	0,68	1,13	0,41	0,55	1,01	0,81	0,76	0,87
Al ₂ O ₃	23,4	19,0	23,2	18,7	20,6	12,8	19,0	18,1	21,7	17,3
Fe ₂ O ₃₍₄₎	7,90	7,84	7,76	10,82	7,82	10,95	12,4	10,38	8,19	10,55
MnO	0,14	0,12	0,13	0,16	0,14	0,19	0,21	0,20	0,14	0,17
MgO	3,64	2,99	3,40	4,40	6,88	11,33	4,32	4,48	2,91	3,94
CaO	12,4	4,95	12,2	6,01	12,3	5,76	8,79	5,82	9,27	5,44
Na ₂ O	2,40	1,7	2,75	2,50	1,80	1,50	3,34	2,5	4,30	3,90
K ₂ O	0,45	0,51	0,27	0,45	0,30	0,42	0,39	0,27	0,20	0,40
P ₂ O ₅	0,10	2,21	0,09	0,38	0,09	0,11	0,13	0,10	0,12	0,13
(H ₂ O)	n. b.		n. b.		n. b.		n. b.		n. b.	
Sa	98,97	87,45	99,48	91,25	99,14	90,31	98,99	90,46	90,63	90,60

Tab. 3: Geochemische Analysen von Gesteinen und Bodenproben
(I: Gestein / RFA-Bestimmung Mineralogisches Inst. Univ. Gießen)
(II: Bodenproben / RFA-Bestimmung Mineral. Inst. Univ. Karlsruhe).

Tab. 3: Geochemical analyses of rocks and soils (I = rock, II = soil-samples).

5. MINERALBESTAND DER BÖDEN

Das Bodengefüge ist bereits im Abschnitt 2 ausführlich beschrieben worden. Manche der größeren Basaltscherben in den Bodenhorizonten weisen eine wenige mm bis 1 cm dicke Verwitterungsrinde auf, in der sich feinstkörnige Fe-Oxid-Hydroxid-Partikel angereichert haben. Diese Zeugen für eine beginnende chemische Verwitterung sind auch auf feinen Spaltrissen in die sonst noch relativ intakt erscheinenden Plagioklasse eingedrungen (Abb. 12).

Von den primären Basaltmineralen ist in den Böden nur noch Plagioklas vorhanden. Olivin, Klinopyroxen und Ti-Magnetit sind röntgenographisch nicht mehr nachzuweisen. Dafür tritt in den Röntgendiffraktogrammen ein quellfähiger Smektit auf. In den DTA-Kurven sind weiterhin geringe Gehalte (< 5%) an Goethit, α-FeOOH, und Spuren organischer Substanzen (Humus! s. Abschnitt 2) zu erkennen (Abb. 10). Der Goethit ist schlecht geordnet (breiter, nicht sehr intensiver Dehydroxylationseffekt bei 350° C, Abb. 10). Die Humus-Gehalte sind unterschiedlich; sie betragen 0,25 bis max. 10 Gew.-% (exothermer Effekt vor der Goethit-Dehydroxylation, Abb. 10).

In einer empfindlichen Guinier-Röntgenaufnahme erscheint die (060)-Interferenz des Smektit bei 1,54 Å. Dieser Wert charakterisiert das Mineral als tri-oktaedrisch (Besetzung der zentralen Kationenpositionen der Oktaeder-Lagen mit zweiwertigen Kationen: Mg²⁺ und Fe²⁺). Zur exakteren Charakterisierung des Smektit ist (neben der chemischen Analyse) die Differenzthermoanalyse (DTA) besonders geeignet (MACKENZIE 1970; SMYKATZ-KLOSS 1974, 1975): Die verschiedenen Smektit-Typen weisen z. T. stark unterschiedliche Dehydroxylations-Temperaturen auf.

Smektit-Typ	Oktaeder-Kation	Dehydrox-Temp.
Nontronit di-oktaedr.	Fe ²⁺	450—500 °C
Belderrit di-oktaedr.	Al ³⁺	660—700 °C
Montmorillonit di-oktaedr.	Al ³⁺ , Mg ²⁺	700—725 °C
Fe-Saponit tri-oktaedr.	Fe ²⁺ , Mg ²⁺	500—540 °C
Mg-Saponit tri-oktaedr.	Mg ²⁺ , Fe ²⁺	{ (Fe-Komp.) 780—850 °C (Mg-Komp.)

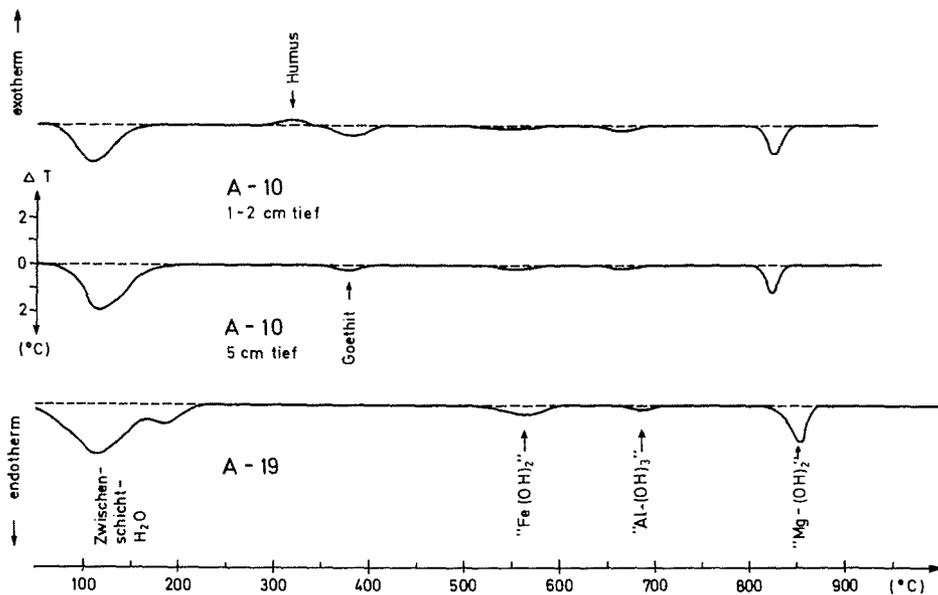


Abb. 10: DTA-Kurven der Proben A-19 und A-10. Der erste endotherme Effekt (unter 200° C) spiegelt die Zwischenschicht-Entwässerung des Smektitis wider. Die drei endothermen Effekte bei 550, 670 und 820–850° C werden durch die Dehydroxylation der Fe-, Al- bzw. Mg-Komponente des Smektitis verursacht. Goethit ist an einem Dehydroxylationseffekt um 380° C, Humus-Substanz (nur in der obersten Bodenschicht von A-10) an einem exothermen Effekt bei 310° C zu erkennen.

Fig. 10: DTA peaks (Differential-Thermo-Analysis) of sample no. A-19 and A-10. The first endothermic effect (< 200° C) reflects the interior dehydration of the smectite. The three endothermic effects of 550, 670 and 820–850° C are caused by the dehydroxylation of the Fe-, Al- resp. Mg-components of the smectite. Goethit can be identified by an effect of dehydroxylation at about 380° C, organic matter (only in the uppermost horizon of A-10) by an exotherm effect at 310° C.

Tri-oktaedrische Fe-Mg-Smektite (Saponite) zeigen gewöhnlich zwei Dehydroxylationseffekte, einen Effekt um 500–540° C, der die OH-Entwässerung der Fe-Komponente widerspiegelt, und einen zweiten zwischen 780 und 850° C, der auf die Dehydroxylation der Mg-Komponente zurückzuführen ist. Beim Vorliegen deutlicher Al-Gehalte in den Oktaederlagen (neben Mg und Fe), also bei einem Übergangstyp vom tri-oktaedrischen Saponit zum di-oktaedrischen Montmorillonit oder Beidellit, erscheint in der DTA-Kurve häufig noch ein geringer intensiver dritter endothermer Effekt um 660–690° C, der die Dehydroxylation der Al-Komponente widerspiegelt (vgl. mit Abb. 10).

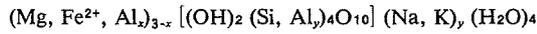
Das Mg/Fe-Verhältnis tri-oktaedrischer Saponite läßt sich aus dem Verhältnis der Flächen der beiden endothermen Dehydroxylationseffekte (~500–540° C; 780–850° C) abschätzen.

Der vorliegende Smektit kann weder durch Schlämmen, noch durch Ultraschall — oder organochemische Behandlung von feinkörnigem Feldspat und Goethit vollständig abgetrennt werden. Er läßt sich daher nur indirekt (röntgenographisch und differenzthermoanalytisch) charakterisieren:

- (1) Mit Äthylenglykol behandelte Proben zeigen einen Anstieg der (001)-Basisinterferenz von 14,2–14,7 Å (lufttrockene, Mg-gesättigte Proben, relative Luftfeuchte 50–60%) auf 17,0 Å.
- (2) Nach Aufheizen auf 300° C und anschließendem Röntgen erniedrigt sich diese Interferenz auf 9,7 Å.
- (3) Der (060)-Reflex erscheint bei 1,54 Å.
- (4) DTA-Kurven aller fünf Bodenproben weisen einen sehr starken Mg-Smektit-Dehydroxylationseffekt bei 820–850° C und zwei relativ schwache endotherme Effekte bei 550° C (Fe-Komponente) und 680° C (Al-Komponente) auf.
- (5) Die Kationenaustausch-Kapazität der ton-reichen Proben liegt zwischen 40 und 60 mval/100 g.

Nach diesen Eigenschaften handelt es sich bei dem quellfähigen Tonmineral der Bodenproben um einen

Mg-Saponit mit geringer Substitution des Mg der Oktaederlagen durch Fe²⁺ und Al³⁺. Die DTA-Kurven der Abb. 10 ähneln denen, die COLE & LANCUCKI (1976) für einen Mg-Fe-Saponit publiziert haben, der durch niedrig-hydrothermale Basalt-Alteration entstanden ist. Die allgemeine kristallchemische Formel dieses Smektitis ist:



6. VERGLEICH DER CHEMISCHEN ZUSAMMENSETZUNG DER BASALTE UND IHRER BÖDEN

Die chemischen Analysen der fünf Bodenproben sind in Tab. 3 denen der entsprechenden Gesteinsproben gegenübergestellt. Aus dieser Gegenüberstellung und noch besser aus dem Vergleichsdiagramm (Abb. 11) lassen sich systematische chemische Veränderungen zwischen den Ausgangsgesteinen und ihren Umwandlungsprodukten erkennen.

So nehmen im Vergleich Gestein—Boden die Al₂O₃-, CaO-, (und in geringerem Ausmaße) SiO₂- und Na₂O-Gehalte ab, während die MgO- und Fe₂O₃-Gehalte ansteigen. TiO₂, K₂O, MnO und (mit zwei Ausnahmen, s. 7) P₂O₅ sind etwa konstant. Während die Analysen-Summe bei den Gesteinen (mit Ausnahme der Tuff-Probe!) um 99 Gew.-% liegt und damit anzeigt, daß die Gehalte an (wasserhaltigem!) Saponit in den Basaltproben nicht über 5—8 Gew.-% hinausgehen, fehlen bei den Böden jeweils 8—12 Gew.-% (an 100%). In simultan mit den DTA-Kurven aufgenommenen thermogravimetrischen Kurven wurden Gewichtsverluste durch Smektit-Zwischenschicht-Entwässerung (= der erste endotherme Effekt zwischen 120 und 200° C, Abb. 10) von 8—10 Gew.-% bestimmt. Probe A-20 weist keine sehr großen chemischen Unterschiede zwischen Gestein und Boden auf (s. Abb. 11), was möglicherweise mit der sehr schnellen Abkühlung und der damit verbundenen Feinkörnigkeit und Homogenität des Gesteins zusammenhängt (vgl. 4.1).

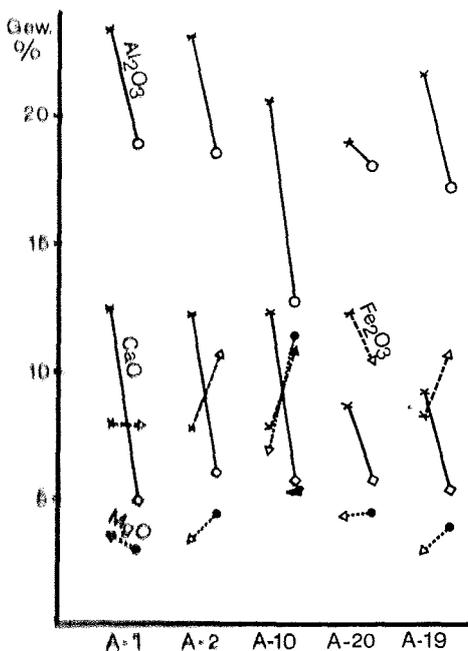


Abb. 11: Gewichtsanteile von Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO und MgO in Festgesteins- und Bodenproben.

Fig. 11: Percentages of Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO and MgO in rock and soil samples.

7. DISKUSSION: ENTSTEHUNG DES Mg-SAPONITS UND CHEMISCHE BASALT-VERWITTERUNG

Das quellfähige Tonmineral Saponit ist nicht in den Böden (also durch chemische Verwitterung primärer Basalt-Mineralen), sondern bereits vorher in den Basalten entstanden: Selbst relativ frische Basaltproben weisen geringe Gehalte dieses tri-oktaedrischen Smektit auf. Der kristalchemische Typ (vgl. Abschnitt 1) läßt im Vergleich mit Literatur-Daten (COLE & LANCUCKI 1976, KRISTMANNSDOTTIR 1979, BAIN et al. 1980, CURTIN & SMILLIE 1981, PEVEAR et al. 1982, SINGER et al. 1984, FERRY 1985) und experimentellen Ergebnissen (SEYFRIED & BISCHOFF 1979) nur die drei letzten der fünf erwähnten Entstehungsmöglichkeiten zu:

- eine autohydrothermale Umwandlung bei der Abkühlung des Basaltmagmas (3)
- eine hydrothermale Überprägung durch spätere magmatogene Lösungen, nach der Abkühlung des Gesteins (4)
- die Alteration durch Meerwasser/Gesteinswechselwirkungen ((5); im Falle von Ozeanboden-Basalten).

PEVEAR et al. (1982) entdeckten in den rezenten Auswürflingen der Mount St. Helens-Eruption von 1980 einen Fe-reichen Saponit, der von alten, hydrothermal veränderten Dacitpartien des Vulkans stammen und (als „low-temperature smectite“) bei 325—200 ° C entstanden sein soll. Die in den isländischen Geothermalfeldern beobachteten Fe-Saponite sind nach KRISTMANNSDOTTIR (1979) — in Übereinstimmung mit den Daten für experimentelle Basalt/Meerwasser-Alterationen (SEYFRIED & BISCHOFF 1979) — bei etwa 150 ° C entstanden. Mg-reiche Saponite (wie sie hier vorliegen) weisen nach FERRY (1985) und COLE & LANCUCKI (1976) noch etwas höhere Bildungstemperaturen auf, die bis etwa 450 ° C reichen können. Bei der Meerwasser/Basalt-Alteration entstehen in der Regel Fe-reiche Saponite, Mg-reiche Typen sprechen eher für hydrothermale Bildungen.

Der typische Smektit aus dem Verwitterungsbereich ist dagegen Montmorillonit (Al-Smektit mit geringen Mg-Gehalten). Das ist besonders gut zu erkennen, wo hydrothermal gebildete Mg-Saponite dem Verwitterungskreislauf ausgesetzt waren: Die ehemals tri-oktaedrischen Saponite wandeln sich mehr und mehr in di-tri-oktaedrische Al-Mg-Smektite (Montmorillonite) um, wie es z. B. CURTIN & SMILLIE (1981) in Böden über nordirischen Basalten beobachtet haben.

Die Basalte der König-Georg-Insel werden häufig von jüngeren Basaltgängen durchschlagen. Haben diese jüngeren, auf Spalten und Klüften aufgestiegenen Magmen die älteren Basalte hydrothermal überprägt und zur Alteration der Olivine und des Klinopyroxens und damit zur Saponit-Bildung geführt? Die bisherigen Untersuchungen sprechen dafür. Endgültige Aussagen lassen sich jedoch erst nach der (beabsichtigten) Bestimmung der Seltenen Erden machen.

Nach der Abkühlung der Basaltmagmen (und der hydrothermalen Überprägung der Gesteine, also nach der Saponitbildung) kam es durchaus zu Gesteinsveränderungen durch chemische Verwitterungsprozesse. Auffallend ist eine gute Korrelation der humusreichen Bodenproben mit Fe-Anreicherungen (A-2), die darauf hinweist, daß die vorhandenen organogenen Bodenkomponenten (Humus der Flechten- und Moos-Tundra) die Fe-Mobilität begünstigt hat. In den groben Basaltklüften der Böden hat sich durch beginnende Auflösung der Plagioklase eine Verwitterungsrinde gebildet, in der Wegsamkeiten für die Fe-haltigen Lösungen angelegt wurden. Diese Lösungen sind nicht sehr tief in den Basaltschutt eingedrungen (Abb. 12). Aus den Lösungen wurden Fe-Hydroxide ausgefällt, die nach Alterung (Wasserabgabe und Kristallisation) zu feinstkörnigem Goethit geworden sind (Abb. 12). Durch diese Goethitbildung sind die meisten der Bodenproben gegenüber den primären Basalten an Eisen angereichert worden. Calcium und Aluminium (geringer auch das Natrium und SiO₂), also die chemischen Hauptbestandteile der Plagioklase, sind offensichtlich nach teilweiser Auflösung der Feldspäte gelöst verfrachtet worden, während sich Magnesium (bis auf A-10, wo es deutlich zunahm) geringfügig in den Böden angereichert hat. Das dürfte

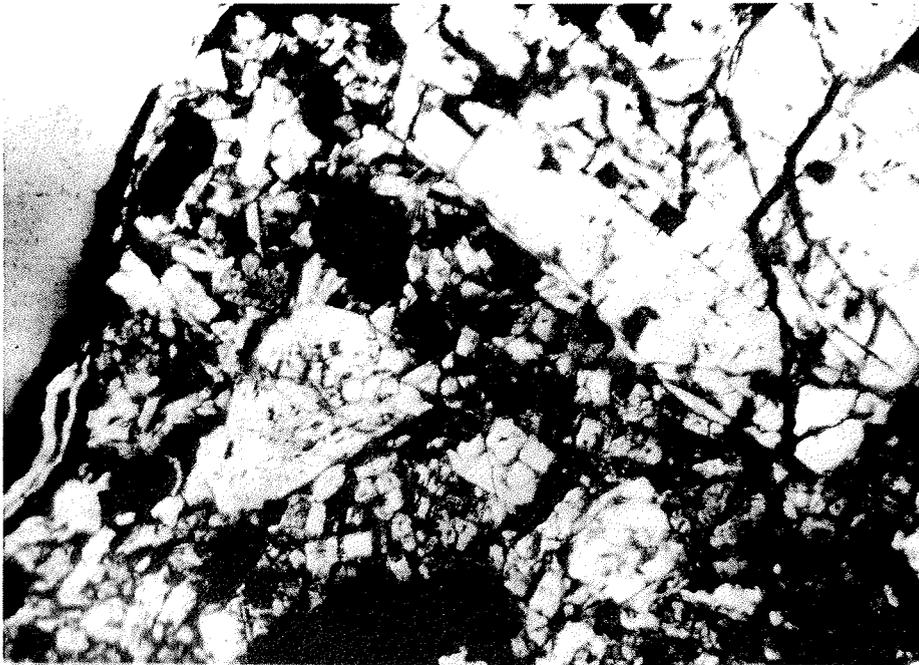


Abb. 12: Verwitterungsrinde an einem grobklastischen Olivin-Basalt-Schutt aus einer antarktischen Braunerde (vgl. Abb. 7; Entnahmetiefe 25 cm): Eisenhydroxid-Ausfällung in Plagioklaszwickeln und auf -Spaltrissen (längere Kante: 3 mm). Dicke der Verwitterungsrinde 1—1,5 cm.

Fig. 12: Marginal weathering of coarse olivine-basalt fragments within an Antarctic brown soil (cf. Fig. 7; depth of sample 25 cm): Fe-hydroxide spread in pores or fissures of plagioclases. Thickness of rind is 1—1,5 cm (widest length of the section: 3 mm).

allerdings ein indirekter Effekt sein, der durch die Abnahme des Ca und Al zu erklären ist. Die Probe A-20 ist sowohl im Gesteinsgefüge (vgl. 4.1) als auch in den chemischen Umsetzungen (Gestein → Böden) eine Ausnahme: Bedingt durch die größere Homogenität (schnelle Abkühlung = wenige Einsprenglinge) und Kompaktheit dieses feinkörnigen Basalts kam es zu geringeren Element-Mobilitäten (vgl. Abb. 11) und — im Gegensatz zu den übrigen Proben — sogar zu einer geringen Abnahme des Eisens.

In den Böden nehmen die Saponit-Gehalte nach oben hin ab: Offensichtlich wurde das leichte, quellfähige Smektitmineral aus dem obersten Bodenhorizont weitgehend ausgewaschen. Dagegen sind an dieser Stelle relativ starke P_2O_5 -Anreicherungen (A-2 und besonders A-1) festzustellen, die vermutlich auf Guano-Ablagerungen zurückzuführen sind.

Chemische Verwitterungsprozesse sind in den Basaltböden also durchaus abgelaufen. Zwar haben sie nicht zur Bildung des Saponits geführt (der in die Böden ‚vererbt‘ worden ist), doch die partielle Auflösung des Plagioklases, die sich an der kongruenten Abnahme von Al_2O_3 , CaO, SiO_2 und Na_2O erkennen läßt (vgl. mit Abb. 11) und die Neubildung von $FeOOH$ (Goethit) im Boden und besonders in den Verwitterungsrinden von Basaltschutt im Boden sind bedingt durch diese chemischen Verwitterungsprozesse. Die relativ geringe Abnahme der SiO_2 -Gehalte (im Vergleich mit den Al_2O_3 -Gehalten, s. Tab. 1) spricht für ein saueres Milieu bei der Plagioklas-Auflösung. Das rezente Milieu der untersuchten Böden weist z. T. recht niedrige pH-Werte auf (vgl. Abschnitt 2).

Damit ist nicht gesagt, daß die chemischen Verwitterungsprozesse sich rezent, im augenblicklich herrschenden Klima abgespielt haben müssen. Sie können durchaus ein älteres Verwitterungsmilieu kenn-

zeichnen, das andere (wärmere) Klimate widerspiegeln mag. Dafür gibt es aber keine deutlichen Hinweise.

DANKSAGUNG

Der Staatlichen Landwirtschaftlichen Untersuchungsanstalt Augustenberg (Karlsruhe-Durlach) danken wir für die Durchführung spezifischer bodenchemischer Untersuchungen (Kationen- und Humusbestimmung), Herrn Dipl.-Min. L. Kaeding (Karlsruhe) für DTA-Analysen sowie Herrn Dipl.-Min. G. Ott (Karlsruhe) für RFA-Bestimmungen. Die Karlsruher Hochschulvereinigung hat die Forschungsreise in die Antarktis finanziell unterstützt, wofür ebenfalls herzlich gedankt sei.

Literatur

- Bain, D. C., Ritchie, P. F. S., Clark, D. R. & D. M. L. Duthie (1980): Geochemistry and mineralogy of weathered basalt from Morvern, Scotland. — *Mineral. Mag.* 43: 865—872.
- Barsch, D., Blümel, W. D., Flügel, W.-A., Mäusbacher, R., Stäblein, G. & W. Zick (1985): Untersuchungen zum Periglazial auf der König-Georg-Insel/Antarktika. Deutsche physiogeographische Forschungen in der Antarktis 1983/84. — *Ber. z. Polarforschung* 24.
- Barsch, D. & G. Stäblein (1984): Frostdynamik und Permafrost in eisfreien Gebieten der Antarktischen Halbinsel. — *Polarforschung* 54 (2): 111—119.
- Blümel, W. D. (1984): Zur Natur der West-Antarktis. — *Fridericiana, Universität Karlsruhe*, 35: 65—88.
- Claridge, G. G. C. & I. B. Campbell (1982): A comparison between hot and cold desert soils and soil processes. — *Catena, Suppl.* 1: 1—28.
- Cole, W. F. & C. H. Lancucki (1976): Clay minerals developed by deuteric alteration of basalt. — In: S. W. Bailey, Ed., *Proc. Internat. Clay Conf.* 1975, 35—43, Wilmette, Ill.
- Correns, C. W. (2/1968): Einführung in die Mineralogie. — Berlin-Heidelberg-New York.
- Curtin, D. & G. W. Smillie (1981): Composition and origin of smectite in soils derived from basalt in Northern Ireland. — *Clays and Clay Minerals* 29: 277—284.
- Eichler, H. (1981): Gesteinstemperaturen und Insolationsverwitterung im hocharktischen Bereich, Oobloyah Bay, N-Ellesmere Island, N. W. T., Kanada. — *Heidelb. Geogr. Arb.* 69: 441—464, Heidelberg.
- Ferry, J. M. (1985): Hydrothermal alteration of Tertiary igneous rocks from the Isle of Skye, northwest Scotland. I. Gabbros. — *Contrib. Mineral. Petrol.* 91: 283—304.
- Kristmannsdóttir, H. (1979): Alteration of basaltic rocks by hydrothermal activity at 100—300° C. — In: M. M. Mortland & V. C. Farmer, Eds., *Proc. Internat. Clay Conf.* 1978, 369—374, New York.
- Mackenzie, R. C. (1970): Simple phyllosilicates based on gibbsite — and brucite like sheets. — In: R. C. Mackenzie, Ed., *Differential Thermal Analysis*, I: 498—537, London.
- Miotke, F. D. (1979): Zur physikalischen Verwitterung im Taylor Valley, Victoria-Land, Antarktis. — *Polarforschung* 49 (2): 117—142.
- Miotke, F. D. & R. v. Hodenberg (1980): Zur Salzsprengung und chemischen Verwitterung in den Darwin Mountains und den Dry Valleys, Victoria-Land, Antarktis. — *Polarforschung* 50 (1/2): 45—80.
- Pevear, D. R., Dethier, D. F. & D. Frank (1982): Clay minerals in the 1980 deposits from Mount St. Helens. — *Clays and Clay Minerals* 30: 241—25.
- Schlichting, E. & H. P. Blume (1966): *Bodenkundliches Praktikum*. — Hamburg—Berlin.
- Seyfried, W. E., jr. & J. L. Bischoff (1979): Low-temperature basalt alteration by seawater: an experimental study at 70° C and 150° C. — *Geochim. Cosmochim. Acta* 43: 1937—1947.
- Sherman, G. D. (1952): The genesis and morphology of the alumina rich laterite clays. — In: *Problems of clay and laterite genesis*, Am. Inst. of Mining and Met. Eng., New York.
- Singer, A., Stoffers, P., Heller-Kallai, L. & D. Szafranek (1984): Nontronite in a deep sea core from the South Pacific. — *Clays and Clay Minerals* 32: 375—383.
- Smykatz-Kloss, W. (1974): *Differential thermal analysis. Application and results in mineralogy*. — Berlin-Heidelberg-New York.
- Smykatz-Kloss, W. (1975): DTA as a tool for the measurement of disorder in kaolinites and for the classification of montmorillonites. — In: I. Buzas, Ed., *Proc. 4th Internat. Conf. on Thermal Analysis*, II: 561—567, Budapest.
- Stäblein, G. (1977): Arktische Böden West-Grönlands: Pedovarianz in Abhängigkeit vom geökologischen Milieu. — *Polarforschung* 47 (1/2): 11—25.
- Tedrow, J. C. F. (1977): Soils of the polar landscapes. — New Brunswick, N. J.
- Tedrow, J. C. F. & F. C. Ugolini (1966): Antarctic soils. — In: J. C. F. Tedrow, Ed., *Antarctic soils and soil-forming factors*, Am. Geophys. Union Antarctic Res. Ser. 8: 161—177.
- Troll, C. (1944): *Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde*. — *Geol. Rundschau* 34: 545—694.
- Weise, O. R. (1983): *Das Periglazial. Geomorphologie und Klima in gletscherfreien, kalten Regionen*. — Stuttgart.