

behalten¹, so muß man annehmen, daß neben der Verbindung $\text{Ca}_3\text{Si}_2\text{O}_7$ gelegentlich auch Akermanit auftritt.

Man kann aber auch die Zusammensetzung so erklären, daß man drei Grundverbindungen annimmt, nämlich das Gehlenitmolekül $3\overset{\text{II}}{\text{R}}\text{O} \cdot \overset{\text{III}}{\text{R}}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ mit Ca_2SiO_4 und CaSiO_3 , in dem $\text{Ca}_3\text{Si}_2\text{O}_7$ als aus den beiden letzteren bestehend gedacht ist. Diese Erklärung stände im Einklang mit der Ansicht von C. HLAWATSCH², nach welcher an der Zusammensetzung der Glieder der Melilithgruppe mehr als zwei Grundverbindungen beteiligt sein müssen, um die optischen Eigenschaften derselben erklären zu können.

Münster i. W., Mai 1913.

Ueber chemische Veränderungen in mechanisch deformierten Gesteinen.

Von Helge Backlund.

(Schluß.)

In Querschnitten sind der ebenkörnige Gneis und der Bändergneis (sub 1) einander sehr ähnlich. Die großen Mikroklinmikroperthitfelder mit Quarzdiablasten sind nicht so in die Augen springend. Von kleinen Parallelverwerfungen werden sie in subparallele, stark undulöse Individuen zerschnitten; die oben beschriebene Mikrobrecce folgt auch hier den Rissen und Umrisen. Der feinkörnige, stark undulöse Quarz ist in lange Linsen ausgezogen; in dem ebenkörnigen Gneis sind größere, ebenfalls stark undulöse Felder erhalten, wie auch der durch Spuren von Umwandlungsprodukten kenntliche Plagioklas (hier ebenfalls Oligoklas: $\alpha' > n$, $\gamma' > n$, Auslöschung $\perp \alpha \dots + 8^\circ = 25\% \text{ An}$) hier in größeren Individuen auftritt, während er im Bändergneis in Körneraggregate ohne gemeinsame Orientierung zerfällt. In dem ebenkörnigen Gneis ist ebenfalls die Hornblende, oft in paralleler Verwachsung mit Biotit und mit Einschlüssen von Magnetit, besser erhalten, und die sie begleitenden akzessorischen Minerale zeigen gut erhaltene Kristallformen, während im Bändergneis die farbigen Komponenten in der oben beim Augengneis beschriebenen Art lange breccienartige Strahlen bilden. Kleine Calcitflecken lassen sich hier im ebenkörnigen Gneis feststellen.

Der Fleckengneis (2) zeigt makroskopisch keine deutliche Paralleltexur. Die roten Flecken zeigen u. d. M. die aus einzelnen

¹ Für die optisch negativen, natürlichen Melilithe ist von BODLÄNDER (N. Jahrb. f. Min. etc. 1892. I. p. 53 sqq. und 1893. I. p. 15 sqq.) und von ZAMBONINI (Zeitschr. f. Krist. 41. p. 227) nachgewiesen, daß eine Mischung von Gehlenit und Akermanit nicht in Frage kommen kann.

² Min. u. petr. Mitt. 23. 1904. p. 415—450.

Fragmenten zusammengesetzten Felder des Mikroklinnmikroperthits, stark undulös und durch eine Mikroklinnmikrobreccie verkittet. Die auch makroskopisch sichtbaren farblosen und weißen Flecke von kleinen Dimensionen erweisen sich als Oligoklas, meist aus einem oft kreisrunden Individuum mit scharfem (größere Individuen) oder etwas verschwommenen (die kleinen Körner) Rand bestehend; nicht selten ist noch die Albitstreifung deutlich sichtbar. Auch die Hornblende bildet mikroskopisch kleine, runde oder gestreckte Körner; die optischen Eigenschaften sind etwas abweichend: $c : \gamma = 18^\circ$, der Pleochroismus zeigt für γ einen bläulichen Ton, der Achsenwinkel ist ebenfalls nicht groß. Die Hornblende ist mit Magnetitstaub gepudert und die größeren Durchmesser der länglichen Körner sind untereinander parallel, wodurch die Paralleltexur angedeutet wird. Auch die Verteilung der Zirkonkörner ist orientiert, während der Apatit in Körnergruppen vereint ist. Kleine Spalten im Gestein sind ab und zu mit (sekundärem?) wasserklarem Kalifeldspat ausgefüllt, die meisten aber zeigen eine Ausfüllung von Calcit. Es wurde nicht genügend hervorgehoben, daß dieses Gestein makroskopisch einem Porphyry (Porphyroid) mit unregelmäßig geformten Einsprenglingen und dichter schwarzer Grundmasse äußerst ähnlich ist. Das Auffallendste in diesem Gestein ist eben die Grundmasse. Sie ist bräunlich, zeigt Aggregatpolarisation, von äußerst feinem Korn. Die Paralleltexur wird durch staubförmige Magnetit-Ilnenitschnüre angedeutet und durch orientierte (parallel und senkrecht zu diesen Schnüren, mit positivem Charakter in paralleler Richtung) Auslöschung und Absorption (zwischen gelb und kaffeebraun) verschärft; die hohen Interferenzfarben sowie die Orientierung der Elastizität und der Absorption lassen in dieser Masse feinste Biotitblättchen vermuten, wahrscheinlich vermischt mit feinstem Quarz und Feldspat. Die orientierte Auslöschung und Absorption ist deutlich nur in der Nähe der Reliktfeldspäte zu beobachten, weiter ab zeigt sich die Grundmasse unregelmäßig aggregiert. Die Farbe der zu Pulver verriebenen Grundmasse ist weiß und sie ist in Säuren unlöslich.

Der Flammen- und Wellengneis (sub 3) wurde makroskopisch definiert. Mikroskopisch läßt sich keine wohldefinierte Paralleltexur unterscheiden. Ein bedeutender und scharfer Gegensatz zwischen Grundmasse und Reliktfeldspäte ist hier nicht zu beobachten: die Mikroklinflammen und -wellen sind feinkörniger mit wenigen erhaltenen Feldern, die Grundmasse, mit deutlicher Hornfelsstruktur der vereinzelt Oligoklasreste, ist grobkörniger als im vorigen Gestein, und die Streifen der farbigen Komponenten lassen sich noch deutlich unterscheiden. Doch sind in der Grundmasse in Form von Linsen sehr feinkörnige Partien zu bemerken, ähnlich der an dem Fleckengneis beschriebenen Grundmasse; es

lassen sich aber bei starker Vergrößerung die einzelnen Biotitblättchen mit Feldspat- und Quarzzement gerade noch unterscheiden, und in diesen Partien schwimmen Bruchstücke von Feldspat. Auch in diesen Partien läßt sich eine parallele Orientierung der einzelnen Biotitblättchen feststellen.

Der Streifengneis (sub 4) und der Zylindergneis (sub 5) unterscheiden sich in ihrem mikroskopischen Bild wenig voneinander. Die Grundmasse, mit der am Fleckengneis beschriebenen identisch, zeigt durchweg eine orientierte Auslöschung und Absorption parallel und senkrecht zu den Mikroklinstreifen. Die Mikroklinstreifen des ersten Gesteins sind feingranuliert, im zweiten kann man öfter Reliktfelder mit Gitterstruktur und perthitischen Einschlüssen beobachten. Die kreisförmigen Durchschnitte des wasserhellen Oligoklases stauchen die Grundmasse an den beiden entgegengesetzten Enden des Durchmessers (in dieser Richtung sind sie öfters körnig geschwänzt) und lassen sie sodann in geschwungener Linie schalenförmig über sich hinübergleiten. Ähnlich verhalten sich die kleinen dunkelgrünen Hornblendekörner von kreisförmigem oder ovalem Durchschnitt. Die Gesteine ähneln im Dünnschliff überaus einem Sediment, jedoch 1. die unregelmäßige Verteilung der Reliktminerale in ganz verschiedenen Horizonten und 2. das absolute Fehlen von Quarz unter ihnen macht eine solche Deutung unmöglich. Auch gegen die Fluidaltextur eines Effusivgesteins sprechen eben die Reliktminerale und ihre Strukturformen.

Der Brecciengneis (sub 6) zeigt ein mikroskopisches Bild, das mit dem der Grundmasse des Flammengneises genau übereinstimmt; und die hornfelsähnlichen Massen (sub 7) gleichen ihrer Mikrostruktur nach überaus der Grundmasse des Zylinder- und Streifengneises, mit dem Unterschied, daß in ihnen nicht immer die Mikroparalleltextur durch den ganzen Schliff geht, sondern manchmal auch nur zonenweise verteilt ist.

Zur mikroskopischen Untersuchung des grauen Gneises wurde ein größerer Einschluß im Augengneis gewählt, um den graduellen Übergang zu den dichten, grauen, gestreiften Gesteinen der Mylonitzone zu demonstrieren. Sein makroskopisches Aussehen wurde auf p. 598 berührt. U. d. M. springt die stark ausgesprochene Trümmerstruktur in die Augen, alle farblosen Komponenten sind stark undulös und mit Mikrobreciensand versehen. Die relativ gut erhaltenen großen Plagioklasfelder gehören den optischen Eigenschaften nach ($\alpha' > n$, $\gamma' > n$; optisch negativ; Auslöschung in Schnitten: $\perp M$ und P (a) . . . + $10^0 = 27\%$ An, . . . + $11^0 = 28\%$ An) dem Oligoklas an. Deutliche Albitlamellen durchziehen die Felder, eine schwache Umwandlung in farblosen Glimmer mit Flecken von Kaolin folgt hauptsächlich der Richtung P . Einschlüsse von Mikroklin, wohl Reste einer (anti-) perthitischen Durchwachsung, bilden längliche und kreuzförmige Flecken, haupt-

sächlich wohl nach **P**, **M** und **x** orientiert. Die geschwungenen Konturen des Oligoklases sind von einer Mikrobrecie begleitet, und der Wechsel des Kornes dieser Breccie in Zonen ist allgemein. Manchmal sind die kleineren Körner des Oligoklases vollständig in parallele Glimmeraggregate umgewandelt. Der Mikroklinmikroperthit (die perthitischen Durchwachsungen sind meist unregelmäßig) steht an Menge dem Oligoklas bedeutend nach, ist frischer als dieser (Umwandlung nur längs den Mikroperthitstreifen) und bildet ebenfalls größere Felder. Die Gitterstruktur ist wegen der starken mechanischen Deformation und undulösen Auslöschung nicht immer gut sichtbar. Die Randbreccie ist gut entwickelt, ebenso wie an den großen Quarzkörnern, die in Subindividuen geteilt nesterförmige Partien einnehmen. Die dunkle Hornblende ($c : \gamma = 13-14^\circ$; mittlerer negativer Achsenwinkel; Pleochroismus: α — strohgelb $< \beta$ — grünbraun $> \gamma$ — olivgrün bis bläulichgrün) bildet teils größere Felder mit orientierten Biotiteinschlüssen, teils isometrische und längliche xenomorphe Körner, die von dunklen Biotitblättchen und -linsen begleitet und mit Feldspat- und Quarzkörnern gemischt sind; die Entstehung der zweiten Form durch Auswalzung der ersten ist deutlich. Der Biotit ist fast immer von Magnetit begleitet, und Apatit (manchmal im Magnetit eingeschlossen) in Körnern sowie Zirkonsäulchen gesellen sich den dunklen Mineralen zu. Ein Teil der Feldspäte und des Quarzes ist vollständig in Linsen von mikrobreciöser oder hornfelsartiger Struktur verdrückt worden (besonders in Querschnitten sichtbar); daß dabei die Zusammensetzung des Oligoklases keinerlei chemischen Veränderung unterworfen worden, wird durch seine optische Orientierung bewiesen (Schnitt $\perp \alpha \dots + 6,5^\circ = 24\%$ An). Ab und zu ist das Gestein von älteren Rissen durchlaufen; diese sind dann von einer dunklen Masse ausgefüllt, die in mikroskopischer Beziehung vollständige Übereinstimmung mit den (auch u. d. M.) dichten Partien des Flammengneises zeigt (vergl. p. 635).

Der hellgraue bis grünliche Mylonit (vergl. p. 599) zeigt u. d. M. eine fast ununterbrochene Mikrobrecienstruktur. Stellenweise lassen sich Linsen mit vorwiegend feinkörnigen, isometrischen Oligoklasbruchstücken in Hornfelsstruktur unterscheiden, in anderen Linsen scheint der Mikroklin, d. h. seine Mikrobrecie, vorzuherrschen; auch Quarzmikrobrecie läßt sich noch unterscheiden, und die einzelnen Körnchen sind stark ineinander verzahnt. Die dunkleren Streifen haben eine Struktur, wie sie in der Grundmasse des Flammengneises beschrieben wurde. Auch sind hier einige Reste der farbigen Gemengteile (Biotit, seltener Hornblende, Magnetit in feinem Pulver sehr spärlich) erhalten. Die Akzessorien in Spuren (Apatit, Zirkon konnte nicht entdeckt werden) sind dieselben, regellos verstreut. Das Gestein, obgleich ein typischer Mylonit, ist bedeutend grobkörniger als die schwarzen, hornfels-

ähnlichen Massen, und ab und zu läßt sich sogar ein größeres gerundetes Oligoklaskorn sehen. Die unregelmäßige Paralleltexur wird durch die geschweiften und gebogenen dunklen Partien von dichter Struktur markiert.

Auf meine Bitte wurden von dieser Gesteinsserie in dem Laboratorium von Prof. Dr. M. DITTRICH-Heidelberg vier Analysen ausgeführt, und zwar

I. von dem ebenkörnigen roten Gneis ¹ (vergl. p. 594 und 634);

II. von dem Fleckengneis (vergl. p. 597 und 634), wobei Sorge getragen wurde, daß in dem für die Analyse vorbereiteten Material die roten Flecken und die schwarze Grundmasse in gleichem Verhältnis, wie sie im Gestein vorkommen, vertreten seien;

III. von dem grauen Gneis (vergl. p. 598 und 636) und dem mutmaßlich aus ihm hervorgegangenen

IV. hellgrauen, gestreiften Mylonit (vergl. p. 599 und 637).

Die erhaltenen Zahlen sind in folgenden Tabellen zusammengestellt:

Tabelle I.

	I.	II.	Ia.	IIa.
SiO ₂	72,93	65,99	79,19	63,59
TiO ₂	0,54	0,66	0,00	Sp.
Al ₂ O ₃	12,67	15,56	9,88	18,63
Fe ₂ O ₃	0,00	0,64	0,21	0,56
FeO	2,08	3,30	0,63	1,62
MnO	0,03	0,07	—	—
MgO	0,62	1,77	0,55	4,98
CaO	1,91	3,75	0,00	2,14
Na ₂ O	3,19	3,11	0,66	1,78
K ₂ O	4,55	4,11	7,68	2,07
H ₂ O < 110° . . .	0,11	0,08	0,03	0,14
H ₂ O > 110° . . .	0,50	0,69	0,54	4,24
CO ₂	0,38	0,74	0,64	0,65
P ₂ O ₅	0,11	0,06	—	—
ZrO ₂	0,06	0,06	—	—
BaO	0,12	0,06	—	—
	99,80	100,41	100,01	100,40

Die Analysenzahlen für den ebenkörnigen Gneis lassen sich ohne weiteres auf einen normalen Granitit, z. B. den Biotithornblendegranit von Mariposa, California² übertragen, und ein solcher Granit steht dem Typus HAUZENBERG OSANN'S am nächsten.

Auch die Analysenzahlen des porphyroidähnlichen Fleckengneises stimmen nahe mit denen eines basischen Granitits, z. B. des

¹ Dieses Gestein, und nicht das Hauptgestein, wurde gewählt, weil für eine Analyse des Augengneises größere Mengen von Gestein hätten gepulvert werden müssen, um eine mittlere Zusammensetzung zu erhalten.

² F. TURNER, U. S. Geological Survey. 14, ann. rep. 1892.

Granitits von Silver Wreath Mine, Montana¹, oder des porphyrtartigen Granitits von Mariposa, California², überein; er steht aber dem Typus Katzenfels OsANN's am nächsten.

Vergleicht man die Analysenzahlen der beiden Gesteine miteinander und behält dabei im Auge, daß durch mikroskopische und feldgeologische Beobachtungen die unmittelbare Entstehung des einen aus dem andern erwiesen wurde, so muß die bedeutende chemische Veränderung auffallen. Stellt man aber diesen Zahlen die Analysen QUENSEL's (l. c.) eines Felsitporphyrs von Bahía Rodríguez, Patagonia (Ia) und eines aus ihm hervorgegangenen (durch Druckmetamorphose) Porphyroids von demselben Fundort (IIa) zur Seite, so kann man sich überzeugen, daß die chemische Veränderung in beiden Fällen, in den Gesteinen vom Cerro Negro nicht so stark, in derselben Richtung vor sich gegangen: ein Anwachsen der Zahlen für Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO : eine Verminderung des Kieselsäuregehalts. Nur in betreff der Alkalien verhalten sich die Gesteine verschieden: in dem Gestein vom Cerro Negro bleibt der Alkaligehalt nahezu konstant, eine merkbare Verminderung ist nur im Gehalt von K_2O eingetreten; im Gestein von Bahía Rodríguez sehen wir ein deutliches Anschwellen von Na_2O , dem ein rapider Abfall von K_2O gegenübersteht. Insofern wäre dieses sowie das Anwachsen des hydratisierten Wassers für eine Deutung im Sinne von hydrothormaler Einwirkung günstig; jedoch die Veränderung der Zahlen die anderen Oxydgruppen betreffend macht diese Deutung schwierig. In dem Gestein vom Cerro Negro ist die Deformation und die parallel verlaufende chemische Veränderung von keinerlei merkbarer Hydratisierung begleitet, und doch ist die Veränderung in beiden Fällen durchaus analog.

Tabelle 2.

	III.	IV.	III a.	IV a.
SiO_2	56,32	68,24	47,1	81,9
TiO_2	0,83	0,01	0,4	Sp.
Al_2O_3	19,69	16,08	18,1	9,2
Fe_2O_3	0,46	0,81	3,0	0,6
FeO	4,63	2,20	8,5	1,6
MnO	0,09	0,05	0,1	0,0
MgO	1,78	0,40	7,3	0,5
CaO	5,57	3,42	6,6	0,9
Na_2O	3,44	3,34	2,4	1,6
K_2O	4,60	3,99	2,8	2,1
$\text{H}_2\text{O} < 110^\circ$	0,13	0,08	3,6 ³	1,1 ¹
$\text{H}_2\text{O} > 110^\circ$	1,60	0,83		
CO_2	0,54	0,59	—	—
P_2O_5	0,20	0,03	—	—
ZrO_2	0,08	0,12	—	—
BaO	0,42	0,15	—	—
	100,38	100,34	99,9	99,5

¹ W. LINDGREN, U. S. Geological Survey, 18. ann. rep. III. 1896—97.—² F. TURNER, l. c. — ³ Glühverlust.

In Tabelle 2 sind die Analysenzahlen für den grauen Gneis (III) und sein mylonitisches Derivat (IV) zusammengestellt. Das erste Gestein entspricht mehr oder weniger einem Diorit, und die Analyse des Diorits von Mt. Ascutney, Vermont¹ zeigt ähnliche Zahlen. Der Diorit Typus Szaska von OSANN zeigt bedeutend höhere Zahl für s, ebenso der Granodiorit Typus Dypvik (s = 65,55 resp. 71,5 und 72,0).

Die Analyse des grauen Mylonits (IV) zeigt einige Ähnlichkeit mit der des Granodiorits von Silver Lake Hotel, Eldorado Co., California², und steht dem Granodiorit Typus Electric Peak von OSANN wohl am nächsten; die Zahlen für a (= 10,1 resp. 9,5), c (5,1 resp. 6,5) und f (4,8 resp. 4,0) zeigen doch beträchtliche Differenzen.

Unter augenscheinlich gleichen physikalischen Bedingungen hat in diesem Falle eine fast entgegengesetzte chemische Veränderung in dem Gestein bei seiner mechanischen Deformation stattgefunden. Es kann ein Anwachsen der Zahlen für SiO_2 , eine Verminderung der Zahlen für Al_2O_3 , Fe (Mn) O , Mg O , Ca O , (Ti O_2) konstatiert werden. In beiden Fällen gleich verhält sich Fe_2O_3 (und P_2O_5 , Ba O): sein Gehalt wächst (während P_2O_5 , Ba O abnehmen³). Der Gehalt an Alkalien verbleibt auch hier annähernd konstant, eine kleine Verminderung des K_2O -Gehalts läßt sich aber nicht leugnen.

Ein analoges Beispiel findet sich bei CALLAWAY⁴, der gabbroide und dioritische Gesteine sowie ihre stark schiefrigen Derivate beschrieb. Zwei von seinen Analysen finden sich unter IIIa und IVa. Das gegenseitige Verhalten der entsprechenden Gesteine im Felde scheint nicht genau aufgeklärt zu sein.

Von einer hydrothermalen Einwirkung kann wohl in keinem der Fälle vom Cerro Negro gesprochen werden. Ein Fehlen jeder Hydratisierung ist auch hier, wie in dem dunklen Mylonit, zu konstatieren: der Wassergehalt nimmt sogar ab. Gegen Hydrothermalwirkung spricht ebenfalls der in beiden Fällen konstant verbliebene Alkaligehalt. Gegen eine partielle Aufschmelzung und Bildung eines Mischgesteins (Migmatits) sprechen der mikroskopische Befund und die Beobachtungen im Felde. Und doch läßt sich eine Wechselbeziehung der beiden Mylonite nicht leugnen.

¹ F. W. CLARKE, U. S. Geol. Survey. Bull. No. 168. p. 25.

² W. LINDGREN, Am. Journ. of Science. Ser. IV. p. 3.

³ The origin of the cristalline schists of the Malvern Hills; Quart. Journ. Geol. Soc. 49. (1893.) p. 398.

⁴ Überhaupt muß der hohe Ba O-Gehalt der Gesteine hervorgehoben werden; er ist vielleicht ein Merkmal der petrographischen Provinz. Wegen der optischen Deformierung der Feldspäte konnten keine besonderen Abweichungen in optischer Orientierung beobachtet werden.

Tabelle 3.

	II	IV	V
Si O ₂	65,99	68,24	64,63
Ti O ₂	0,66	0,01	0,68
Al ₂ O ₃	15,56	16,08	16,18
Fe ₂ O ₃	0,64	0,81	0,23
Fe O	3,30	2,20	3,36
Mn O	0,07	0,05	0,06
Mg O	1,77	0,40	1,20
Ca O	3,75	3,42	3,74
Na ₂ O	3,11	3,34	3,32
K ₂ O	4,11	3,99	4,57
H ₂ O < 110°	0,08	0,08	0,12
H ₂ O > 110°	0,69	0,83	1,05
C O ₂	0,74	0,59	0,46
P ₂ O ₅	0,06	0,03	0,15
Zr O ₂	0,06	0,12	0,07
Ba O	0,06	0,15	0,27
	100,41	100,34	100,09

In Tabelle 3 sind nochmals die Analysen der beiden Mylonite nebeneinandergestellt. In den Hauptzahlen zeigen sie eine auffallende Übereinstimmung. Und wenn man noch weiter das Mittel aus den beiden Analysen der entsprechenden Muttergesteine daneben stellt (V), so ist die Übereinstimmung der Zahlen noch auffallender; besonders nah stehen diese Zahlen den Analysenzahlen des dunklen Mylonites. Ob diese Übereinstimmung nur zufällig ist, bleibt einstweilen, bis weitere Belege gefunden werden, dahingestellt. Doch ist es vielleicht nicht verfrüht, einige Vermutungen anzustellen.

Von einem einfachen Austausch der Basen der Muttergesteine kann nicht ohne weiteres die Rede sein; denn nur der graue Mylonit wurde im Felde vollständig vom roten Gneis resp. seinen mylonitischen Derivaten eingeschlossen vorgefunden. Der dunkle Mylonit findet sich dagegen allseitig von rotem Hauptgestein, seinem Muttergestein, eingeschlossen. Vielleicht kann dagegen von einem chemischen Gleichgewicht gesprochen werden, das sich entsprechend den physikalischen (Druck- und Temperatur-) Bedingungen teilweise eingestellt hat, und daß dieses Gleichgewicht für die Mylonite erreichbar war dank ihrer vollständigen mechanischen Zertrümmerung, daß sie also den unter hohem Druck (und erhöhter Temperatur?) zirkulierenden Lösungen zugänglich gemacht worden waren. Jedenfalls fehlen die nötigen Belege, um feststellen zu können, ob ein solches Gleichgewicht wirklich existiert und erreichbar ist, ob dieses Gleichgewicht einer konstanten chemischen Zusammensetzung entspricht, oder, wie eher zu erwarten ist, mit den Bedingungen des Druckes und der Temperatur, die chemische

Zusammensetzung der beteiligten Gesteine in der Gleichgewichtslage wechselt, also das Gleichgewicht verschiebbar ist.

Jedenfalls geht aus der Untersuchung hervor, daß man bei der Beurteilung der Zugehörigkeit, der Herkunft und der Natur von zweifelhaften und schwer zu deutenden Gesteinen eines alten, stark gestörten Grundgebirges mit äußerster Vorsicht vorgehen muß und daß die chemische Analyse nicht immer Aufschluß im gewünschten Sinne gibt. Daß bei mechanischen Deformationen, begleitet von durchgreifender Metamorphose (mit Mineralneubildung), gewisse chemische Veränderungen vor sich gehen dürften, darauf hat schon HOLMQUIST¹ hingewiesen. Daß bei der Dynamometamorphose dabei die Alkalien (K_2O) besonders empfindlich sind, wurde an anderer Stelle ausführlich dargelegt². Wenn aber über mechanisch deformierte und zugleich, wie oben geschildert wurde, chemisch veränderte Gesteine eine allgemeine und durchgreifende Metamorphose hinwegschreitet, so dürfte wohl auch der letzte Rettungsanker der Geologen und Petrographen, nämlich die Untersuchung im Felde, den festen Grund verlieren, wenn nicht vorher die gesetzmäßigen, beide Vorgänge begleitenden Beziehungen aufgedeckt werden.

Buenos Aires, im Mai 1913.

Notiz über kristalline Schiefer in Spanien.

Von J. Koenigsberger in Freiburg i. B.

Die kristallinen Schiefer Spaniens sind im südlichen Teil des Landes wesentlich von dem verschieden, was wir an kristallinen Schiefen in Mittel- und Nordenropa zu sehen gewohnt sind.

Auf der geologischen Karte von Spanien (Mapa geológico de España 1 : 400 000) sind vielfach Schiefer als kristalline bezeichnet, die sich von den cambrischen Schiefen kaum unterscheiden, und wie diese höchstens den Beginn der Ausbildung zu Phylliten zeigen.

So besteht die Hauptmasse der Sierra Nevada von den Alpujarras-Tälern im Süden aufwärts aus Schiefen, die den ebendort als Cambrium kartierten durchaus gleichen. Auch die Einlagerungen von Grünstein, die man in ihnen findet, dürften kaum für ein höheres Alter sprechen. Die ganz schwache beginnende Phyllit- und Knotenbildung dürfte hier mit den gebirgsbildenden Vorgängen zusammen-

¹ Vergl. z. B.: Die Hochgebirgsbildungen am Torneträsk in Lappland. XI. Congrès géologique international. Stockholm 1910. Guide des excursions. No. 6.

² Vergl. H. BACKLUND, Les roches de l'Oural arctique et leurs relations. I. Mém. Acad. Sciences St.-Petersbourg. Classe physico-mathématique. T. 28. No. 13 (1912).

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie](#)

Jahr/Year: 1913

Band/Volume: [1913](#)

Autor(en)/Author(s): Backlund Helge G.

Artikel/Article: [Ueber chemische Veränderungen in mechanisch deformierten Gesteinen. \(Schluß.\) 634-642](#)