

**Zeitschrift:** Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie  
**Band:** 13 (1933)  
**Heft:** 1  
  
**Artikel:** Das Bushveld als petrographische Provinz  
**Autor:** Niggli, P. / Lombaard, B.  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-14064>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 27.01.2026

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

## Das Bushveld als petrographische Provinz.

Von *P. Niggli* mit *B. Lombaard* in Zürich.

### I. Teil. Chemismus der Bushveldgesteine.

Eine petrographische Provinz im Ausmasse derjenigen des Bushveldes in Südafrika bietet so viele Probleme, dass jeder neue Tatsachen vermittelnde Beitrag erwünscht sein wird. Zu den chemischen Analysen der südafrikanischen-geologischen Landesanstalt sind 15 neue von E. REUNING<sup>1)</sup> 1927 publizierte Analysen hinzugekommen; R. A. DALY<sup>1a)</sup> hat 1928 18 weitere veröffentlicht; 21 in Zürich angefertigte Analysen sollen hier zusammengestellt werden<sup>2)</sup>. Sie wurden teils an Material ausgeführt, das der eine von uns (L.) während seiner Studien im Bushveld gesammelt hatte, teils beziehen sie sich auf Gesteinsproben, die auf der lehrreichen Exkursion unter Leitung von A. L. HALL anlässlich des internationalen Geologenkongresses geschlagen werden konnten (N.). Tabelle I vereinigt die Daten. Zwei Fragen standen im Vordergrund.

1. Lässt sich im Mittel von den untersten zu den obersten Horizonten des Noritkörpers eine systematische Änderung im Chemismus erkennen?

2. Welches sind die Beziehungen zwischen den charakteristischen Gliedern der überlagernden sauren Gesteinsarten Felsit, Granophyr, Granit?

Die allgemeinen geologisch-petrographischen Verhältnisse werden hier als bekannt vorausgesetzt. Sie sind z. B. in dem Exkursionsführer „The Bushveld Igneous Complex“ von A. L. HALL<sup>3)</sup> und in

<sup>1)</sup> E. REUNING: N. Jahrb. f. Min., B. B. LVII, Abt. A, 1927.

<sup>1a)</sup> R. A. DALY: Bull. Geolog. Soc. Am., vol. 39, 1928.

<sup>2)</sup> Über Analysen an metamorphen Gesteinen soll später berichtet werden.

<sup>3)</sup> Nach Abschluss dieser Arbeit ist das Standardwerk A. L. HALL's erschienen: The Bushveld igneous complex of the central Transvaal. Geology Survey Min. of S. Afr. Mem. 28, 1932. Die Grosszahl unserer Schlussfolgerungen deckt sich mit den auf gründlichem Feldstudium gewonnenen Ansichten dieses hervorragenden Kenners und Erforschers des Bushveldes.



dem Werk „Platinum Deposits and Mines of South Africa“ von P. A. WAGNER eingehend dargestellt.

Im Folgenden werden 7 Untereinheiten der magmatischen Provinz im weiteren Sinne auseinandergehalten:

#### A. Noritkörper.

1. Basale Zone des Noritkörpers (fehlend im Potgietersrust-distrikt). Zum Teil als feinkörnige, relativ dünne Zone (Chill Zone) erkennbar, jedoch auch einen Teil der Übergangszone (Transition Zone) A. L. HALL's umfassend. In letzterer treten bereits Pyroxenitlager auf, wodurch jedoch zugleich der Übergang zur höheren Zone (2) gegeben ist.

2. Kritische Zone des Noritkörpers mit Wechsellagerung von Anorthositen, Noriten, Pyroxeniten, Chromitlagern u. s. w. Extrem basische Durchbruchsgesteine in der kritischen Zone. (Dunite, Hortonolithe.)

3. Haupt- und Mittelzone des Noritkörpers. Im unteren Teil dieser Hauptzone scheint grosse Einheitlichkeit in der Ausbildung vorzuherrschen. Nach oben treten wieder Wechsellagerungen auf, die diesmal von Anorthosit zu Titanmagnetitlagern führen.

4. Oberste Zone des Noritkörpers. Relativ homogen, jedoch soweit bekannt sukzessive nach oben *si*-reicher werdend. Dunkle Quarzdiorite bis Syenodiorite.

#### B. Granit-Felsitkörper, den Noritkörper überlagernd.

5. Granite, Granophyre, Felsite, pyroklastische Gesteine bauen diesen Körper auf. Er ist zumeist als heterogen angesehen worden mit den Felsiten und Tuffen als ältesten Gesteinen, den Graniten als jüngeren Bildungen.

C. 6. Gang- und stockartige Nachschübe basisch bis sauren Charakters; chemisch zum Hauptkomplex des Bushveldes gehörig, sowie randliche oder selbständige Eruptiva des Transvaalsystems.

D. 7. Alkalische Eruptivgesteine, jünger als die Haupterstarrung der Bushveldmasse.

#### A. 1. DIE BASALZONE.

Von der typischen Basalzone ist nur eine Analyse bekannt. Nr. 1. „Chilled floor phase“, südlich Station Sjambok, Pretoriagebiet. Analytiker: RADLEY. R. A. DALY gibt als Mineralbestand an: Diallag-

Tabelle 1. Neue Analysen von Eruptivgesteinen des Bushveldes.

	L	L	N	L	L	L	L	L	L	L	L	N	N	N	N	N	N	L	L	L	L	L
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
SiO <sub>2</sub>	75,76	75,54	75,69	74,58	74,00	72,81	72,03	71,97	70,19	67,77	53,20	52,48	48,22	35,12	17,26	50,31	77,78	75,13	65,43	53,93	55,81	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,50	11,24	10,75	11,11	11,39	11,97	11,30	13,56	12,05	12,60	12,53	16,95	25,48	19,32	12,74	14,18	8,81	9,96	10,62	11,20	13,58	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,28	2,31	1,31	2,55	1,99	2,79	1,37	0,38	3,65	4,44	3,29	1,62	2,59	15,16	30,02	2,00	1,12	1,14	1,14	3,24	4,26	
FeO	1,01	0,77	1,54	1,69	1,26	2,63	3,78	1,92	3,20	3,00	14,17	6,68	2,31	12,74	23,10	10,21	1,26	1,72	4,75	7,24	6,13	
MnO	0,02	0,01	0,02	0,10	0,04	0,17	0,09	0,05	0,13	0,14	0,12	0,22	0,03	0,05	0,03	0,27	0,06	0,08	0,14	0,11	0,12	
MgO	0,12	0,04	0,20	0,00	0,15	0,00	0,05	0,72	0,12	0,12	1,08	7,50	4,71	1,90	1,68	5,90	2,78	2,20	4,11	10,68	2,95	
CaO	1,12	0,19	1,25	0,06	0,91	0,06	0,81	0,74	0,12	1,72	6,58	11,06	12,68	8,11	3,80	9,49	0,37	1,08	4,42	8,04	3,28	
Na <sub>2</sub> O	3,40	2,75	3,55	4,46	3,48	3,34	5,09	4,75	4,07	5,16	2,73	2,50	2,53	1,95	2,09	2,10	2,57	1,89	3,46	1,88	7,38	
K <sub>2</sub> O	4,81	6,47	5,12	4,76	5,45	5,31	4,50	4,30	5,02	3,82	2,37	0,30	0,45	1,00	1,13	1,51	3,48	3,57	2,44	0,98	0,91	
H <sub>2</sub> O +	0,68	0,62	0,58	0,53	0,57	0,64	0,66	0,76	0,31	0,39	1,68	0,30	0,13	0,58	0,83	0,88	1,10	1,96	2,19	1,73	1,34	
H <sub>2</sub> O -	0,18	0,12	0,03	0,08	0,02	0,09	0,08	0,08	0,05	0,05	0,00	0,07	0,05	0,00	0,00	0,02	0,09	0,07	0,11	0,15	0,09	
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	0,25	—	—	—	—	—	—	—	0,96	—	—	—	—	1,22	—	—	0,13	
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,47	0,17	0,50	0,47	0,68	0,63	0,60	0,70	1,15	1,91	0,56	0,27	5,16	9,48	2,91	0,52	0,20	1,11	1,00	3,12	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,15	0,12	Sp	0,13	0,15	0,08	0,07	0,13	0,12	0,16	0,10	0,15	0,00	0,00	0,17	0,29	0,12	0,42	0,17	0,72	
														+S <sub>2</sub> 0,02								
Total	100,31	100,68	100,33	100,42	100,11	100,64	100,47	99,90	99,74	100,48	99,82	100,34	100,56	101,11	102,18	99,95	100,23	100,34	100,34	100,35	99,82	

Tabelle 2a. Basis und Molekularwerte der Analysen in Tabelle 1.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
<i>q</i>	32,5	31,3	31,8	28,5	28,2	26,9	23,3	22,1	20,6	14,6	1,6	-0,4	-4,5	-23,4	-60,9	-2,4	41,1	41,4	17,8	1,9	-6,9
<i>or</i>	29,1	39,4	30,8	28,9	33,1	32,1	27,2	25,9	30,4	22,8	15,2	1,8	2,2	6,8	8,3	9,4	21,4	22,5	15,0	5,9	5,8
<i>ab</i>	31,4	23,4	29,6	32,8	30,9	30,9	35,6	42,9	37,9	47,2	26,7	23,5	22,8	20,0	23,7	19,9	23,7	18,0	32,3	17,1	68,9
<i>an</i>	2,0	—	—	—	—	0,3	—	3,1	—	0,3	16,4	36,2	57,0	45,0	23,7	26,1	1,9	5,6	7,5	19,9	1,2
<i>sil</i>	—	—	—	—	—	1,2	—	—	—	—	—	—	—	0,2	2,4	—	0,3	1,6	—	—	—
<i>ns</i>	—	0,9	0,5	3,2	0,5	—	4,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>wo</i>	1,5	0,4	2,6	0,1	1,9	—	1,6	0,2	0,2	3,4	7,6	8,7	2,4	—	—	9,4	—	—	6,1	8,5	6,3
<i>en</i>	0,1	0,1	0,5	0,0	0,4	0,0	0,1	2,0	0,3	0,3	3,3	16,2	13,1	5,8	5,8	17,3	8,0	6,5	11,9	30,4	8,6
<i>hy'</i>	1,6	1,3	2,4	2,9	2,1	4,5	6,0	3,2	5,3	5,0	24,1	11,6	3,5	22,1	44,7	17,2	2,0	2,9	7,8	11,6	10,1
<i>fs'</i>	1,8	3,2	1,8	3,6	2,9	4,1	1,9	0,6	5,3	6,4	5,1	2,4	3,5	23,5	52,3	3,1	1,6	1,4	1,6	4,7	6,1
<i>si</i>	464	473	450	429	427	401	368	377	350	297	155	123	114	74	34	123	472	449	242	127	174
<i>al</i>	41,5	41,5	37,5	37,5	38,5	39	34	42	35	32,5	21,5	23,5	36 $al=35$ $cr=1$	24	13	20,5	31	35	23	15,5	25
<i>fm</i>	12	15	15	20	16,5	24,5	22	16	28,5	27	46	42,5	25,5	52,5	75,5	47	37	33,5	41	58	40
<i>c</i>	7,5	1	8	0,5	5,5	0,5	4	4	0,5	8	20,5	28	32	18	7	25	3	7	17,5	20,5	11
<i>alk</i>	39	42,5	39,5	42	39,5	36	40	38	35,5	32,5	12	6	6,5	5,5	4,5	7,5	29	24,5	18,5	6	24
<i>k</i>	0,48	0,61	0,49	0,42	0,51	0,51	0,37	0,38	0,45	0,32	0,36	0,07	0,09	0,25	0,26	0,32	0,47	0,55	0,32	0,25	0,08
<i>mg</i>	0,09	0,02	0,12	0,0	0,08	0,0	0,01	0,36	0,03	0,03	0,10	0,62	0,65	0,11	0,06	0,46	0,68	0,59	0,56	0,65	0,34
<i>ti</i>	1,5	2	1	2	2	3	2,5	—	2,5	4	4	1	0,56	8	12	5	2,5	1	3	2	7
<i>p</i>	0,0	0,4	0,4	Sp	0,3	0,3	0,2	—	0,3	0,3	0,2	0,1	0,14	0	0	0,2	0,7	0,4	0,7	0,2	0,1
<i>qz</i>	+208	+206	+198	+174	+172	+157	+126	+125	+109	+67	+7	-1	-12	-48	-84	-7	+256	+251	+68	+3	-22

Tabelle 2b.

Katamolekularnorm der Analysen 1—12 in Tabelle 1.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<i>q</i>	33,85	33,0	32,8	28,8	30,0	30,0	23,3	22,55	24,6	19,4	5,4	1,4
<i>or</i>	29,1	39,4	30,8	28,9	33,1	32,1	27,2	25,9	30,4	22,8	15,2	1,8
<i>ab</i>	31,4	23,4	29,6	32,8	30,9	30,9	35,6	42,9	37,9	47,2	26,7	23,5
<i>an</i>	2,0					0,3		3,1		0,3	16,4	36,2
<i>sil</i>						1,2						
<i>ac</i>		1,8	1,0	6,4	1,0	0	3,8	—				
<i>ns</i>						0	2,4	—				
<i>wo</i>	1,5	0,4	2,6	0,1	1,9	0,0	1,6	0,2	0,2	3,4	7,6	8,7
<i>en</i>	0,1	0,1	0,5	0,0	0,4	0,0	0,1	2,0	0,3	0,3	3,3	16,2
<i>hy'</i>	0,7	0,2	1,7	2,7	0,9	2,4	6,0	2,9	2,6	1,8	22,6	10,4
<i>mt</i>	1,35	1,7	1,0	0,3	1,8	3,1	—	0,45	4,0	4,8	3,8	1,8
<i>hm</i>	0,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

## Legende zu den Analysentabellen 1, 2 a und 2 b.

1. *Granit*, Fairfield Nr. 30, Pretoria Distrikt. Analytiker: S. Parker. Spezifisches Gewicht 2,62. Modale volumprozentische Zusammensetzung: 39% Quarz, 60% Feldspat (vorwiegend Mikroperthit), 1% Akzessorien (Hornblende, Magnetit, Zirkon).
2. *Feinkörniger Granophyr*, SE-Ecke von Klipplaatdrift 207, nahe Nr. 1. Analytiker: B. Lombaard. Spezifisches Gewicht 2,60. Modale volumprozentische Zusammensetzung: 6% individualisierter Quarz, 8% individualisierter Mikroperthit, 85% Mikropegmatit, 1% Akzessorien wie sub 1.
3. *Granit*, Zaaiplaats Tin Mines, Potgietersrust. Analytiker: S. Parker. Gewöhnlicher Bushveldgranit mit Mikroperthit, Quarz, etwas Hornblende und Akzessorien.
4. *Felsit*, knötchenartig, zum Teil sphärolithisch, Hartebeestfontein No. 404, Pretoria Distrikt. Analytiker: B. Lombaard. Spezifisches Gewicht 2,65. Vorwiegend Mikroperthit und Quarz, grünliche Hornblende teilweise in Fe-Oxyde umgewandelt.
5. *Granophyrischer Granit* (Übergang von 1 zu 2), Fairfield Nr. 30, Pretoria Distrikt. Analytiker: S. Parker. Spezifisches Gewicht 2,63. Modale volumprozentische Zusammensetzung: 20% individualisierter Quarz, 39% individualisierter Mikroperthit, 39% Mikropegmatit, 2% Akzessorien (Hornblende, Erze, Zirkon, Apatit).
6. *Felsit*, in der Nähe von Nr. 2. Analytiker: B. Lombaard. Spezifisches Gewicht: 2,63. Einsprenglinge von völlig veränderten Feldspäten in dichter, teilweise mikropegmatitischer Grundmasse, die auch Hornblende und Magnetit enthält.
7. *Dunkler Felsit*, schwach porphyrisch. SW Rietfontein No. 153, Pretoria Distrikt. Analytiker: S. Parker. Dichte mikrokristalline Grundmasse. Darin grün-pleochroitische Hornblende und Albiteinsprenglinge, nebst etwas Quarz. Sehr frisch.
8. *Porphyrtiger Granit*, nahe Albert Silver Mine, Roodepoortje No. 149, Pretoria Distrikt. Analytiker: S. Parker. Schwach porphyrisch durch Mikroperthit und etwas Quarz. Hornblendeführend.

9. *Dunkler Felsit*, schwach porphyrisch, Elands River, Springfontein No. 351, Pretoria Distrikt. Analytiker: B. Lombaard. Spezifisches Gewicht 2,73. Albiteinsprenglinge in Grundmasse von Quarz, Alkalifeldspat, Hornblende (= etwas Magnetit und Pyroxen).
10. *Dunkler Felsit*, Spitsrand No. 265, Pretoria Distrikt. Analytiker: S. Parker. Spezifisches Gewicht: 2,74. Durch Erzstaub undurchsichtig. Dichte Masse mit grüner Hornblende.
11. „*Dachnorit*“, *Quarzdiorit*, Tauteshoogte, Middelburg Distrikt. Analytiker: J. Jakob. Modale Volumprozent: 9% Quarz, 49% Andesin, 1,5% Mikropegmatit, 24% braune und faserige Hornblende, 15% Augit, teilweise hornblendisiert, 1% Magnetit, 0,5% Apatit.
12. *Typischer Norit*, Bon Accord Quarry, Pretoria Distrikt. Analytiker: F. de Quervain. Modale Volumprozent ohne Akzessorien; 64,7% Labradorit ( $An_{65-66}$ ), 14,6% gewöhnlicher Augit, 20,7% Hypersthen (mit ca. 34%  $FeSiO_3$ ).
13. *Anorthosit* bis *noritischer Anorthosit*, Dwars River bei Chromitbändern der Brücke. Analytiker: S. Parker. Modale Volumprozent: über 70% Labrador-Bytownit, gegen 20% Orthaugit + diopsidischer Augit, 4% Biotit + Chlorit, ca. 5% Erze, 1% Akzessorien.
14. *Magnetit-Norit*, zwischen mittlerem und oberem Magnetitlager, Magnet Heights, Lydenburg Distrikt. Analytiker: J. Jakob. Modale Volumprozent: 70% Labradorit ( $An_{55}$ ), 22% Ti-Eisenerze, 6% Hypersthen, 2% Biotit. Summe zu hoch wegen Unmöglichkeit der genauen Bestimmung des Oxydationsgrades von Fe und Ti.
15. *Magnetit-Norit* bis *noritischer Magnetit*, gleicher Fundort wie oben, näher dem Magnetitband. Analytiker: J. Jakob. Analoges Mineralbestand wie 14, nur erreicher, deshalb Analysensumme noch stärker von 100 abweichend.
16. *Gabbro*, Annas Rust, Vredefortgebiet. Analytiker: S. Parker. Ca. 50% Labradorit, über 40% diopsidischer Augit mit etwas Biotit (3%) und Magnetit 2%. Etwas aus Pyroxen entstandene Hornblende. Dazu Chlorit und Akzessorien.
17. *Felsit*, Doornkloof No. 431, Gebiet Premier Mine, Pretoria Distrikt. Analytiker: B. Lombaard. Spezifisches Gewicht 2,65. Mikropegmatit, Quarzplatten, Chlorit.
18. *Felsit*, 125 m Tiefe, Premier Mine, Pretoria Distrikt. Analytiker: B. Lombaard. Spezifisches Gewicht 2,66. Ziemlich stark zersetzt.
19. *Übergangsgestein*, quarzdioritisch-granodioritisch, Carlsruhe No. 17, Pretoria Distrikt. Analytiker: B. Lombaard. Spezifisches Gewicht 2,73. Ursprünglich ziemlich pyroxenreich, jetzt stark chloritisiert. Mikropegmatitische Grundmasse.
20. *Diabas* bis *Quarzgabbro*, Carlsruhe No. 17, Pretoria Distrikt. Analytiker: B. Lombaard. Spezifisches Gewicht 2,92. Modale Volumprozent: 52% Labradorit, 20% Hypersthen, 17% Augit, 7% Mikropegmatit, 4% Quarz.
21. *Quarzführender Albitsyenit*, Zonderwater No. 173, Pretoria Distrikt. Analytiker: B. Lombaard. Modale Volumprozent: 5% Quarz, 65% Albit, 9% Augit, 16% Chlorit, Epidot, Zoisit, 5% Magnetit.

augit, Orthaugit, Labradorit und akzessorisch Magnetit, Biotit und Apatit. Die gewichtsprozentische Norm lässt gewichtsprozentisch 2,76 % Quarz, 1,11 % Orthoklas, 56,71 % Plagioklas (13,6 Ab, 43,1 An) und 38 % Hypersthen + Diopsid berechnen.

Die Molekularwerte lauten:

<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>ti</i>	<i>p</i>
120	26	43	27	4	0,05	0,55	0,6	0,1

Es handelt sich um einen Chemismus, der typisch dem Grenzgebiet gabbrodioritisch-normalgabbroid-pyroxenitgabbroid angehört.

Aus den Molekularzahlen lässt sich sehr leicht eine Molekularverteilung der Hauptbestandteile berechnen unter gewissen Annahmen, die denen der amerikanischen Normberechnung analog sind, jedoch noch weitere Vereinfachungen enthalten und, was sehr wichtig ist, Molekularproportionen vermitteln.

Das allgemeine Prinzip dieser an anderer Stelle zu charakterisierenden Berechnung ist folgendes:

Die Zahlen *fm* und *alk* setzen sich normalerweise wie folgt zusammen:  $fm = f''' + f'' + m$ ,  $alk = alk' + alk''$ , wobei  $f'''$  nur  $Fe_2O_3$  als  $FeO$ ,  $f''$  nur  $FeO$  (+ ev.  $MnO$ ),  $m$  nur  $MgO$ ,  $alk'$  nur  $Na_2O$ ,  $alk''$  nur  $K_2O$  enthält.

Es ist natürlich  $m = fm \cdot mg$  und  $alk'' = alk \cdot k$  bzw.  $alk' = alk(1-k)$ . Im allgemeinen ist es jedoch zweckmässiger, bei der Berechnung der Analysen direkt  $f'''$ ,  $f''$ ,  $m$ ,  $alk'$  und  $alk''$  zu bestimmen und die Summen *fm* und *alk* erst später zu bilden. Die Zahlen *si*, *al*,  $f'''$ ,  $f''$ ,  $m$ ,  $c$ ,  $alk'$ ,  $alk''$  haben dann folgende Bedeutung:

<i>al</i>	=	$\frac{1}{2} Al$	} Anzahl dieser Atome auf die Summe 100
$f'''$	=	$Fe'''$	
$f''$	=	$Fe''$	
<i>m</i>	=	Mg	
<i>c</i>	=	Ca	
$alk'$	=	$\frac{1}{2} Na$	
$alk''$	=	$\frac{1}{2} K$	

Dazu *si* = entsprechende Anzahl Si-Atome,

*h* = entsprechende halbe Zahl H-Atome,

*ti* = entsprechende Anzahl Ti-Atome u. s. w.

Es ist daraus deutlich ersichtlich, dass sich alle Mineralberechnungen mit Hilfe dieser Zahlen leicht durchführen lassen. In den vielen Fällen, wo die Nebenbestandteile *ti*, *p* u. s. w. keine grosse Rolle spielen, kann man von einer Mitberücksichtigung dieser absehen und sich mit der Berechnung der Hauptmoleküle begnügen. Bei den Eruptivgesteinen geht man zur Berechnung einer Molekülaufteilung zunächst wie folgt vor <sup>4)</sup>:

<sup>4)</sup> In dieser Arbeit ist das nur in der Basis vorkommende Ferrisilikatmolekül *fs'* genannt worden, das reine Ferrosilikat *hy'*. Es wird auf Beibehaltung dieser Symbole kein Wert gelegt; die Zusammenstellungen wurden schon sehr frühzeitig gemacht, so dass die Diskussionen über die gewichts-

$$1. \text{ alk} < \text{al}; \text{ alk} + c > \text{al}.$$

$\text{alk}''$  gibt *or* (Orthoklas),

$\text{alk}'$  gibt *ab* (Albit),

$\text{al} - \text{alk}$  gibt *an* (Anorthit),

$c - (\text{al} - \text{alk})$  gibt *wo* (Wollastonit),

$f'''$  gibt das hypothetische Molekül  $[\text{Si}_2\text{O}_7] \text{Fe}''_2 (f's')$ , entsprechend  $[\text{Si}_2\text{O}_6]\text{Fe}_2$  bei Reduktion des Eisens,

$f''$  gibt  $[\text{Si}_2\text{O}_6]\text{Fe}_2 (hy')$ ,

$m$  gibt  $[\text{Si}_2\text{O}_6]\text{Mg}_2 (en)$ ,

Dazu werden an *si* gebraucht  $100 + 4 \text{ alk}$ , der positive oder negative Wert  $si - (100 + 4 \text{ alk}) = qz$ , die Quarzzahl, gibt  $\text{SiO}_2 = \pm q$ .

Da wir die gegenseitigen Verhältniszahlen der Moleküle und nicht die gewichtsprozentischen Zahlen kennen wollen (damit Umrechnungen auf andere Verbindungen leichter vorgenommen werden können), müssen wir die Molekulargrösse festlegen. Diese soll so gewählt werden, dass (bei einfachem Prinzip) die Zahlenwerte relativ wenig von den gewichtsprozentischen Zahlen differieren. Das ist der Fall, wenn die Molekulargewichte ungefähr gleich gross sind. Da alle neben Sauerstoff wichtigen Elemente Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K im periodischen System relativ benachbart sind, wählen wir die Molekulargrösse so, dass in jedem Molekül die Summe  $\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Na} \pm \text{K}$

prozentische amerikanische Norm (T. BARTH, Min. u. Petr. Mitt. 41, 1931, S. 1—7; H. S. WASHINGTON, Min. u. Petr. Mitt. 42, 1932, S. 63—66 und C. E. TILLEY, ebenda, S. 67—68) nicht voll berücksichtigt werden konnten.

Wenn die Autoren und Benützer einer Berechnungsweise auf Standardmineralien, die von selbst sich zur Berechnung auf Standardmoleküle entwickelt hat (mit den bekannten Ausnahmen, die eine Regel bestätigen), an allen ursprünglichen Einzelheiten festhalten, so ist es wohl das Beste, möglichst wenig zu ändern. Deshalb ist in dieser Arbeit ein prinzipiell verschiedenes Verfahren (Standardmoleküle molekular auszudrücken) eingeschlagen worden. Da die Abkürzungen sich auf den gleichen Stoff beziehen, schien es nicht notwendig, neue zu erfinden. Vielleicht ist es zweckmässig, bei weiterer Verwendung der neuen Berechnungen grosse Buchstaben zu verwenden,  $hy' = FS$  und  $f's' = FS'$  zu nennen. Man könnte dann in den Fällen, wo Übereinstimmung in der Art der Bestandteile besteht, bei der Schreibweise mit kleinen Buchstaben gewichtsprozentische und mit grossen Buchstaben molekulare Verhältnisse verstehen und so jede Verwechslung ausschliessen. In dieser Arbeit kann eine Verwechslung nicht auftreten, da von amerikanischer Norm nicht die Rede ist. Eine Bemerkung sei nur noch gestattet gegenüber dem Standpunkte, den BARTH und WASHINGTON hinsichtlich der von mir früher vorgeschlagenen zwei Änderungen der gewichtsprozentischen Norm einnehmen. Sie werden als „arbitrary“ bezeichnet, obschon sie voll begründet wurden und sicherlich (man denke an Sillimanit statt Korund und Quarz) ebenso grosse Berechtigung haben als die neuen Verbesserungen. Doch besitzt das nur noch historische Bedeutung, da ich gerne den Vorschlag zurücknehme, damit die gewichtsprozentische Berechnung in ihrer ursprünglichen Form konserviert werden kann. Vielleicht wird sie in Rücksicht auf die Vorteile molekularer Berechnung für die metamorphen Gesteine schliesslich völlig durch Basis und Molekularnormen verdrängt.



gleich gross, beispielsweise = 1 ist. Die oxydischen Grundmoleküle wären dann mit ihren für die Berechnung völlig genügenden Molekulargewichten:

$$\text{SiO}_2 = 60, \frac{1}{2} \text{Al}_2\text{O}_3 = 51, \frac{1}{2} \text{Fe}_2\text{O}_3 = 80, \text{FeO} = 72, \text{MgO} = 40$$

$$\text{CaO} = 56, \frac{1}{2} \text{Na}_2\text{O} = 31, \frac{1}{2} \text{K}_2\text{O} = 47$$

Molekulargewicht von	Orthoklas	<i>or</i>	=	$\frac{1}{10} [(\text{Si}_2\text{O}_4)_2 \cdot (\text{SiAlO}_4)_2] \text{K}_2$	= 55,6
"	Albit	<i>ab</i>	=	$\frac{1}{10} [(\text{Si}_2\text{O}_4)_2 \cdot (\text{SiAlO}_4)_2] \text{Na}_2$	= 52,4
"	Anorthit	<i>an</i>	=	$\frac{1}{6} [(\text{SiAlO}_4)_2] \text{Ca}$	= 55,6
"	Wollastonit	<i>wo</i>	=	$\frac{1}{4} [\text{Si}_2\text{O}_6] \text{Ca}_2$	= 58
"	"	<i>fs'</i>	=	$\frac{1}{4} \left[ \begin{smallmatrix} \text{Si}_2\text{O}_7 \\ \text{Fe}''_2 \end{smallmatrix} \right]$	= 70
"	"	<i>hy'</i>	=	$\frac{1}{4} \left[ \begin{smallmatrix} \text{Si}_2\text{O}_6 \\ \text{Fe}_2 \end{smallmatrix} \right]$	= 66
"	"	<i>en</i>	=	$\frac{1}{4} \left[ \begin{smallmatrix} \text{Si}_2\text{O}_6 \\ \text{Mg}_2 \end{smallmatrix} \right]$	= 50
"	Quarz	<i>q</i>	=	$\frac{1}{2} [\text{Si}_2\text{O}_4]$	= 60

Man erkennt, dass diese Molekulargewichte relativ wenig voneinander verschieden sind, so dass eine Molekularverteilung mit dieser Grundlage einer gewichtsprozentischen Verteilung sehr nahe kommen muss. Die Eisensilikate sowie Quarz werden gegenüber der gewichtsprozentischen Verteilung etwas zurücktreten, *en* wird etwas reichlicher vorhanden sein. Im Grossen ergibt sich eine das Gestein sehr gut charakterisierende Verteilung.

Die Berechnung hat zur Erzielung dieses Resultates wie folgt vor sich zu gehen:

Anzahl	<i>or</i> -Moleküle	=	10 <i>alk''</i>
"	<i>ab</i> - "	=	10 <i>alk'</i>
"	<i>an</i> - "	=	5 ( <i>al-alk</i> )
"	<i>wo</i> - "	=	2 ( <i>c-al+alk</i> )
"	<i>fs'</i> - "	=	2 <i>f'''</i>
"	<i>hy'</i> - "	=	2 <i>f''</i>
"	<i>en</i> - "	=	2 <i>m</i>
"	positiver oder negativer <i>q</i> -Moleküle	=	+ <i>qz</i>

Die Summe ist  $10 \text{ alk} + 5 (\text{al} - \text{alk}) + 2 (\text{c} - \text{al} + \text{alk}) + 2 \text{ fm} + \text{si} - 100 - 4 \text{ alk} = \text{si} + 3 \text{ alk} + 3 \text{ al} + 2 \text{ c} + 2 \text{ fm} - 100 = \text{si} \pm 100 \pm \text{alk} + \text{al}$ .

Dividiert man die oben erhaltenen Zahlen durch diese Summenzahl und multipliziert mit 100, so erhält man *or*, *ab*, *an*, *wo*, *fs'*, *hy'*, *en*, *q* in Prozenten, wobei bei negativer Quarzzahl  $\text{or} + \text{ab} + \text{wo} + \text{fs}' + \text{hy}' + \text{en} = 100 \mp \text{qz}$  ist. Diese Molekularverteilung wird die Basis genannt.

Man kann mit ihrer Hilfe irgend eine formelgemäss fixierte Molekularverteilung der Hauptstoffe berechnen. Um eine *K a t a m o l e k u l a r n o r m* zu erhalten, würden wir nur folgendes durchzuführen haben:

1. Unter allen Umständen wird (sofern  $\text{alk} < \text{al}$  ist) aus *fs'* Magnetit oder Hämatit gebildet.  $\frac{1}{2} \text{fs}'$  gibt die *hm*-Moleküle, dabei wird  $\frac{1}{2} \text{fs}'$  als  $\text{SiO}_2$  frei und zu *q* gezählt. Soweit *hy'* vorhanden ist, wird davon  $\frac{1}{2} \text{fs}'$  zur Magnetitbildung verbraucht, wobei  $\frac{1}{4} \text{fs}'$  wieder als *q* zu Quarz gezählt wird. Ist also  $\text{hy}' > \frac{1}{2} \text{fs}'$ , so hat man sofort: Magnetit,  $\text{mt} = \frac{3}{4} \text{fs}'$ , neues  $q = q_1 = q + \frac{3}{4} \text{fs}'$ , neues  $\text{hy}' = \text{hy}'_1 = \text{hy}' - \frac{1}{2} \text{fs}'$ . Ist  $\text{hy}' < \frac{1}{2} \text{fs}'$ , so gilt folgendes:  $\text{mt} = \frac{3}{2} \text{hy}'$ , Hämatit  $\text{hm} = \frac{1}{2} \text{fs}' - \text{hy}'$ ,  $q_1 = q + \frac{1}{2} (\text{hy}' + \text{fs}')$ . Die Summe bleibt dabei natürlich erhalten.



Ist die Quarzzahl positiv, so sind damit die Umänderungen der Basis zur Katanorm beendet<sup>5)</sup>. Bleibt  $q$  negativ, so erfolgt bis zu  $q = 0$  (Summe aller positiven Molekelwerte = 100) der  $\text{SiO}_2$ -Abbau in folgender Reihenfolge:

1. Enstatit  $\rightarrow$  Forsterit ( $fo$ ), maximal  $fo = \frac{3}{4} en$ , es wird maximal als  $q$  frei der Betrag  $\frac{1}{4} en$ .
2.  $hy' \rightarrow$  Fayalit ( $fa$ ), maximal  $fa = \frac{3}{4} hy'$ , es wird als  $q$  frei der Betrag  $\frac{1}{4} hy'$ .
3. Albit  $\rightarrow$  Nephelin ( $ne$ ), maximal  $ne = \frac{3}{5} ab$ , es wird als  $q$  frei der Betrag  $\frac{2}{5} ab$ .
4. Orthoklas  $\rightarrow$  Leucit ( $lc$ ), maximal  $lc = \frac{4}{5} or$ , es wird also  $q$  frei der Betrag  $\frac{1}{5} or$  u. s. w.

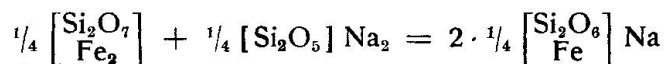
Man sieht, wie der Umstand, dass Molekularverhältnisse vorliegen, alle derartigen Berechnungen zu einfachen Umgruppierungen, Additionen und Subtraktionen stempelt. Auch die neuen Moleküle (mit Ausnahme von  $hm$  und  $mt$  80; 77,3) besitzen Molekulargewichte zwischen 45 und 70, nämlich  $fo = 46,7$ ,  $fa = 68$ ,  $ne = 47,3$ ,  $lc = 54,5$ .

2.  $alk < al$ ;  $alk + c < al$ .

Alles bleibt sich gleich, nur fehlt jetzt  $wo$ , dafür bleibt ein Tonerdeüberschuss  $t$  zurück. Man stellt ihn als  $3t$  in Rechnung, indem  $\text{SiAl}_2\text{O}_5 = sil$  gebildet wird (Molekulargewicht  $\frac{1}{3} \text{SiAl}_2\text{O}_5 = 54$ ). Bei allfälligem  $\text{SiO}_2$ -Abbau wird  $c =$  Korund gebildet, wobei folgende Gleichung gilt:  $1 sil = \frac{2}{3} c + \frac{1}{3} q$ .

3.  $alk > al$ . Es interessiert uns hier nur der Fall mit  $alk'' < al$  (also lediglich Na-Überschuss).

Man bildet in der Basis mit  $(alk - al)$  das Na-Silikat  $[\text{Si}_2\text{O}_5]\text{Na}_2 = ns$  mit der Molekülgrösse  $\frac{1}{4} [\text{Si}_2\text{O}_5]\text{Na}_2 = 45,5$ .  $(alk - al)$  ist somit mit 4 zu multiplizieren. Es ist jetzt bekanntlich  $qz = si - (100 + 3 al + alk)$ , während die Gesamtsumme der erhaltenen Moleküle vor der prozentualen Umrechnung  $si + 100 + al + alk$  bleibt. Beim Übergang zur Katanorm wird durch blosse Addition im Verhältnis 1:1 aus  $ns$  und  $fs$  das Akmitmolekül



gebildet. Das Molekulargewicht von

$$\frac{1}{4} \left[ \begin{smallmatrix} \text{Si}_2\text{O}_6 \\ \text{Fe} \end{smallmatrix} \right] \text{Na} \text{ ist } 57,8.$$

Bleibt  $fs'$  übrig, so erfolgt wieder der Abbau zu  $mt$  bzw. zu  $hm$ ; bleibt  $ns$  übrig, so lässt man diesen Rest als solchen bestehen.

Für die neuen Analysen sind die Basisberechnungen in der Tabelle 2 durchgeführt worden und zwar durch unmittelbare Berechnung aus den Analysendaten. Bei den Vergleichsanalysen erfolgte die Basisberechnung aus den Molekularwerten  $si$ ,  $al$ ,  $fm$ ,  $c$ ,  $alk$ ,  $k$ ,  $mg$ , wobei  $hy'$  und  $fs'$  zusammengefasst wurden. Man wird im Laufe der Betrachtungen feststellen können, wie schon die Gegenüberstellung der Zahlen  $or + ab$ ,  $an$  oder  $ns$ ,  $wo$  oder  $sil$ ,  $hy' + fs'$ ,

<sup>5)</sup> Es können nur noch Zusammenfassungen zu Diopsid  $2 di = 1 wo + 1 en$ , zu Hedenbergit  $2 he = 1 wo + 1 hy'$ , eventuell zu Plagioklas ( $x + y$ ) Plagioklas  $= x ab + y an$  vorgenommen werden.

en wichtige Gesetzmässigkeiten enthüllt. Es ist ja ein Vorteil dieser Berechnungsart, dass Additionen sinngemäss vorgenommen werden können, da durch die angegebenen Werte Anzahlen der Moleküle festgelegt werden.

In diesem Sinne ergibt die Analyse aus der Basalzone folgende Werte:

<i>q</i>	<i>or + ab</i>	<i>an</i>	<i>wo</i>	<i>en</i>	<i>fs' + hy'</i>
+1,6	16	44	4	18,8	15,6
	60			38,4	

Die gewichtsprozentische Berechnung stimmt dann fast völlig überein (2,76 Quarz, 56,82 Plagioklas, 38 % Hypersthen + Diopsid).

Die Quarzzahl ist nur sehr schwach positiv; das Gestein somit intermediär (neutral).

## A. 2. DIE KRITISCHE ZONE.

Die kritische Zone im hier etwas erweiterten Sinne (d. h. Teile der Übergangszone umfassend) ist einerseits durch sehr magnesiumreiche Gesteine wie Pyroxenite, Chromitite, andererseits durch relativ alkaliarme Anorthosite ausgezeichnet. Im westlichen und östlichen Teil (Rustenburg- und Lydenburgdistrikt im besonderen) sind eine Reihe von Profilen durch die platinführenden Teile bekannt. Sie lassen die Bänderung ausgezeichnet erkennen mit der Normalfolge von oben nach unten: Anorthosit, Anorthositnorit, Norit, Pyroxenit oder Harzburgit  $\pm$  Chromitbänder. Auch fast reine Chromitlager im Anorthosit oder Norit treten auf. Häufig ist eine Repetition (z. B. Bastardreef  $\rightarrow$  Merensky-Reef) ganzer „Schichtpakete“. Bei der Farm Vlakfontein (Nr. 902) treten massive Sulfidmassen auf mit Magnetkies, Pentlandit und Kupferkies. Sie liegen im Bronzilit mit linsigen Lagern von Anorthosit (davon die Analysen), Anorthositnorit und Harzburgit. Tabelle 3 enthält die Molekularwerte typischer Gesteine der kritischen Zone. Im *al* ist z. T.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  inbegriffen. Die oben angedeutete Umrechnung findet sich in Tabelle 4. Während die relativ alkaliarmen Anorthosite und Chromitite *mg*-Zahlen von 0,3—0,5 aufweisen, besitzen die Anorthositnorite, Norite und Pyroxenite *mg*-Zahlen von 0,73—0,86. Sie sind also sehr magnesiumreich. *wo* bleibt immer niedrig unter 6, und (*fs' + hy'*) steigt, von den Chromititen abgesehen, nicht über 21. Der geringen *si*-Variationsbreite entspricht die kleine positive oder negative Quarzzahl; nur die harzburgitischen Gesteine (neben den Erzen) sind deutlich an  $\text{SiO}_2$  untersättigt.

Die Anorthosite sind unter sich enge verwandt; ebenso die als Merensky Reef bezeichneten Pyroxenite einerseits und die übrigen

bronzititischen Pyroxenite andererseits. Tabelle 5 enthält die für das Gebiet charakteristischen Typenwerte, mit deren Hilfe sich die Diskussion vereinfachen lässt. Die Reihe Anorthosit — Anorthosit-norit — Norit — Merensky Reef — Bronzitit bzw. nach den Magmentypen:

anorthositisch — anorthositgabbroid — normalgabbroid bzw. noritisch — hornblenditisch — orthaugitisch

ist eines der schönsten Beispiele gesetzmässiger Beziehungen innerhalb einer petrographischen Provinz. Deutlich wird dies in einem Dia-

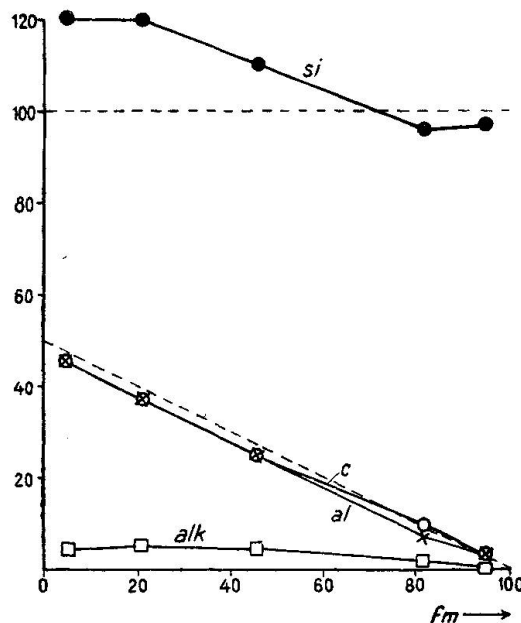


Fig. 1. Differentiationsdiagramm der Hauptgesteine der kritischen Zone. Mit sinkendem  $fm$ -Gehalt steigen  $c$  und  $al$  linear an;  $alk$  bleibt immer niedrig,  $si$  ändert sich wenig. Die gestrichelt gezeichnete, schräg verlaufende Linie wäre der Ort der Projektionspunkte von  $al$  und  $c$ , einer einfachen Variation Anorthit-Orthaugit. In diesem Falle müsste  $si$  konstant = 100 sein.

gramm mit  $fm$  als Abszisse,  $al$ ,  $c$ ,  $alk$ ,  $si$  als Ordinaten (Fig. 1, S. 121). Die praktisch einander genau entsprechenden  $c$ - und  $al$ -Werte liegen gut auf einer geraden Linie. Es nehmen somit  $c$  und  $al$  mit sinkendem  $fm$  gleichermassen zu. Denken wir uns alle möglichen Gemenge Anorthit und Orthaugit, so würden deren Zusammensetzungen folgendes Schaubild ergeben:  $alk = 0$  mit der Abszissenachse zusammenfallend;  $c$  mit  $al$  zusammenfallend, auf einer geraden Linie liegend, von Null bei  $fm = 100$  nach 50 bei  $fm = 0$  ansteigend;  $si$  als Horizontale bei 100 ausgebildet. Die Abweichungen des wirklichen

Tabelle 3.

Kritische Zone. Molekularwerte.

<i>si</i>	<i>al</i> inkl. <i>cr</i>		<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>ti</i>	<i>p</i>	
119	47,5		4	43	5,5	0,12	0,35	Sp	0,2	1. Anorthosit
120	45		6	47,5	1,5	0,09	0,39	0,1	0,3	2. Anorthosit
122	44		5,5	45,5	5	0,06	0,37	Sp	Sp	3. Anorthosit
119	37,5		21	36,5	5	Sp	0,75	0,1	Sp	4. Anorthosit-Norit
105	27		43	28	2	0,03	0,82	0,1	0,1	5. Anorthositischer Norit
114	23,5		48	23,5	4,5	0,08	0,73	0,3	Sp	6. Norit
98	8		82,5	8,5	1	Sp	0,79	0,2	Sp	7. Merensky Reef
96	6		82	10,5	1,5	Sp	0,74	0,3	0,1	8. Merensky Reef
93	7,5		81	9	2,5	Sp	0,74	0,3	0,1	9. Merensky Reef
97	2,5		94	3	0,5	Sp	0,83	0,1	0,1	10. Bronzitit
97	2		95	3	Sp	—	0,82	0,5	—	11. Pyroxenit
98	3		96	1	—	—	0,85	—	—	12. Pyroxenit
95	2		97	1	Sp	Sp	0,86	—	—	13. Pyroxenit
63	3	1*	94	2	0,5	?	0,83	0,3	—	14. Harzburgit
20	35	13	61,5	3,5	—	—	0,52	0,1	—	15. Chromitit
12	39	16	57,5	3,5	—	—	0,41	—	0,1	16. Chromitit
8	41	13	58,5	0,5	—	—	0,39	—	—	17. Chromitit
3	43,5	17,5	56,5	—	—	—	0,39	—	—	18. Chromitit
114	36	35	25,5	32	6,5	0,09	0,65	0,56	0,14	19. Anorthosit

\* bedeutet *al* allein.

## Legende zu Tabelle 3 und 4.

1. *Anorthosit*, Vlaktefontein 902, Rustenberg Distr. (Radley in Daly, Seite 732). (Bytownit mit etwas Bronzit, Ilmenit und Apatit.) Spezifisches Gewicht 2,73.
2. *Anorthosit*, Vlaktefontein 902, Rustenburg Distr. (Weall in P. A. Wagner: Memoir 21 G. S. of S. A. 1924, p. 64). Plagioklas Ab-ärmer als in 1. Spezifisches Gewicht 2,74.
3. *Anorthosit*, Driekop, Lydenburg Distr. (Weall in Hall: Guide Book Exc. C. 19, pag. 76.) Spezifisches Gewicht 2,74.
4. *Anorthosit-Norit* (Spotted Anorthositic norite, Leuko-Norit), Forest Hill 342. (Weall in P. A. Wagner: P. Dept. of S. A. Edinburgh 1929, p. 125.)
5. (Anorthositischer) *Norit*, Vlaktefontein 902, Rustenberg Distr. (Weall in P. A. Wagner: Mem. No. 21, G. S. of S. A. 1924, p. 61.) Spezifisches Gewicht 2,92.
6. *Norit*, westl. Teil von Palmietfontein 567 (Pilansberg). (Weall in P. A. Wagner: Mem. No. 21, G. S. of S. A. 1924, p. 72.) Spezifisches Gewicht 2,92.
7. Sulfidisches Merensky Reef, *Pyroxenit*, Dwarsriver 86, Lydenburg Distr. (Weall in P. A. Wagner: Trans. Geol. Soc. S. A. 28, 1925.) Spezifisches Gewicht 3,22.
8. Merensky Reef, *Diallag-Pyroxenit* („Diallag norite“), Winnaarshoek 349, Lydenburg. (Weall in A. L. Hall: Guide Book Exc. No. C. 19, 1929, p. 74.) Spezifisches Gewicht 3,20.

Tabelle 4. Kritische Zone. Basisberechnung.

<i>si</i>	<i>qz</i>	<i>ab+or</i>	<i>'an</i>	<i>wo</i>	<i>en</i>	<i>hy'+fs'</i>	<i>q</i>	
119	— 3	20,2	77,3	0,7	1,1	1,8	— 1,1	1. Anorthosit
120	+14	5,6	81,6	3,0	1,9	2,6	+ 5,3	2. Anorthosit
122	+ 2	18,4	72,0	4,8	1,5	2,6	+ 0,7	3. Anorthosit
119	— 1	19,1	62,3	3,0	11,4	4,6	— 0,4	4. Anorthosit-Norit
105	— 3	8,5	53,5	2,5	30,0	6,8	— 1,3	5. Anorthositischer Norit
114	— 4	18,7	39,4	3,7	29,0	10,8	— 1,6	6. Norit
98	— 6	4,8	17,0	1,4	63,3	16,4	— 2,9	7. Merensky Reef
96	—10	7,4	11,0	5,9	60,0	20,6	— 4,9	8. Merensky Reef
93	—17	12,4	12,4	3,9	59,0	20,7	— 8,4	9. Merensky Reef
97	— 5	2,5	5,0	1,0	78,0	16,0	— 2,5	10. Bronzilit
97	— 3	0	5,0	1,0	78,2	17,2	— 1,5	11. Pyroxenit
63	—39	3,0	6	0	96,1	18,2	—23,7	14. Harzburgit

Tabelle 5. Kritische Zone. Typenwerte.

Typus	<i>si</i>	Molekularwerte						Basiswerte						<i>q</i>	Magma
		<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>ab+or</i>	<i>an</i>	<i>wo</i>	<i>en</i>	<i>hy'+fs'</i>	<i>sil</i>		
Anorthosit	120	45,5	5	45,5	4	0,1	0,4	14,8	77,2	3,0	1,4	2,2	— +	1,4	anorthositisch
Anorthositnorit	120	37	21	37	5	0,01	0,7	19,0	61,1	3,8	11,5	4,6	—	0	anorthositgabbroid
Norite	110	25	46	25	4	0,05	0,8	16,7	44	3,3	31	7,5	—	2,5	noritisch
Merensky Reef	96	7	82	9,5	1,5	0,0	0,75	7,3	13,5	3,9	60,1	20,1	—	4,9	(hornblenditisch bis orthaugitisch
Pyroxenite	97	2,5	95	2,5	—	—	0,85	0	6,3	—	82,1	13,1	—	1,5	orthaugitisch
Harzburgit	63	3	94	2	0,5	—	0,83	3,0	6,1	—	95,5	18,2	0,9	—23,6	peridotitisch
Chromitit	11	38,5*	59	2,5	—	—	0,4								

\* *al* 14, *cr* 24,5

Fortsetzung der Legende zu Tabelle 3 und 4

9. Merensky Reef (oxydiert), *Pyroxenit*, Uitvalgrond 334, Rustenburg. (Weall in P. A. Wagner: Mem. No. 24, 1926, p. 27.) Enthält 1,35% S, 0,55% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,40% NiO, 0,14% CuO.
10. *Bronzilit*, Vlaktefontein 902, Rustenburg. (Weall in P. A. Wagner, loc. cit., p. 49.) Spezifisches Gewicht 3,34.
11. *Pyroxenit*, Central Marico Distr. (J. A. L. Henderson. Diss. Leipzig 1898, p. 39.) Spezifisches Gewicht 3,30.
12. *Pyroxenit*, Jachtlust, Malips Drift. (Weall in A. L. Hall: Guide Book Exc. C. 19, 1929, p. 74.) Spezifisches Gewicht 3,28.
13. *Pyroxenit*, Malips Drift (wie Nr. 12). Spezifisches Gewicht 3,20.
14. *Harzburgit*, Vlaktefontein 902. (J. Moir in P. A. Wagner, loc. cit.)
- 15.—18. *Chromiterze* von De Kroon, Kroonendal u. s. w. (Siehe R. A. Daly, loc. cit., Seite 731.) Spezifisches Gewicht bis 4,5.
19. *Anorthosit* zwischen Chromitbändern. Dwars River. (Siehe Nr. 13 der Tabelle 1.)

Differentiationsbildes sind gering. Es ist die *al-c*-Linie etwas tiefer, da *alk* schwach nach links ansteigt. Mit *alk* steigt auch *si* etwas an. Im Grossen ergibt somit die Variation im Gehalt an sehr basischem Plagioklas und Mg-Fe-Augit die Mannigfaltigkeit der Gesteinstypen. Genauere Einblicke lassen sich aus den Umrechnungen und Fig. 2, S. 125, gewinnen. *an* ist in Fig. 2, S. 125, Abszissenwert. Der kleine, wenig variable Wert von *wo* zeigt, dass Fe-Mg-Augite weit über Diallag oder diopsidische Augite dominieren müssen und dass an der Differentiation im wesentlichen nur basischer Plagioklas und Fe-Mg-Augite teilnehmen. In den Pyroxeniten des Merensky Reef ist der Gehalt an Eisensilikat (wobei aber auch dreiwertiges Eisen und Fe der Sulfide in  $(fs' + hy')$  enthalten ist) verhältnismässig etwas grösser als in den Bronzititen und den Noriten. Die  $(fs' + hy')$ -Kurve hat daher in diesem Gebiet ein Maximum, und die *en*-Kurve weicht von einer 45°-Linie durch eine Einsenkung nach unten ab. Wäre nur Enstatit neben Anorthit vorhanden, so würde *en* der gestrichelt gezeichneten höher gelegenen 45°-Linie entsprechen müssen. In den Anorthositen ist z. T.  $(fs' + hy') > en$ , beide Werte sind dann jedoch so klein, dass bereits ein geringer Gehalt von Magnetit oder Ilmenit Eisen vormacht erzeugen kann. Die kritische Zone ist daher im Allgemeinen durch die starke Vorherrschaft des Anorthit- und Enstatit-Moleküls ausgezeichnet.

Ein Vergleich der wichtigsten Molekularwerte des mittleren Norits dieser Zone mit denen der Basalzone zeigt auch ihr gegenüber die Magnesiumdominanz. (Siehe *mg*, *en*,  $fs' + hy'$ .)

	Norit Basalzone	Norit Kritische Zone
<i>si</i>	120	110
<i>al</i>	26	25
<i>fm</i>	43	46
<i>c</i>	27	25
<i>alk</i>	4	4
<i>k</i>	0,05	0,1
<i>mg</i>	0,55	0,7 - 0,8
<i>ab + or</i>	16	16,7
<i>an</i>	44	44
<i>wo</i>	4	3,3
<i>en</i>	18,8	31
$hy' + fs'$	15,6	7,5
<i>q</i>	+1,6	-2,5
	34,4	38,5

Den hohen *mg*-Zahlen entsprechend sind die Erzlagerstätten in erster Linie Chromitbänder mit

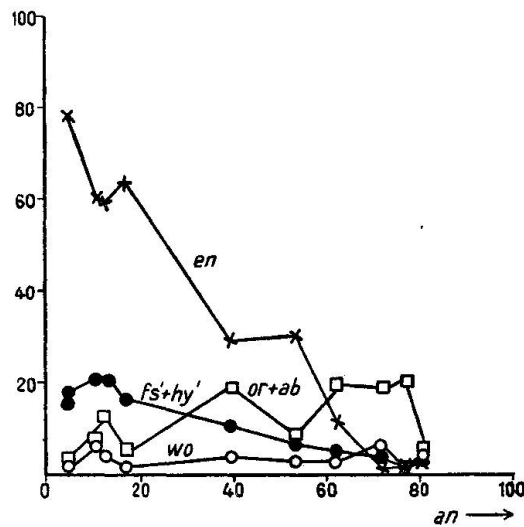


Fig. 2a.

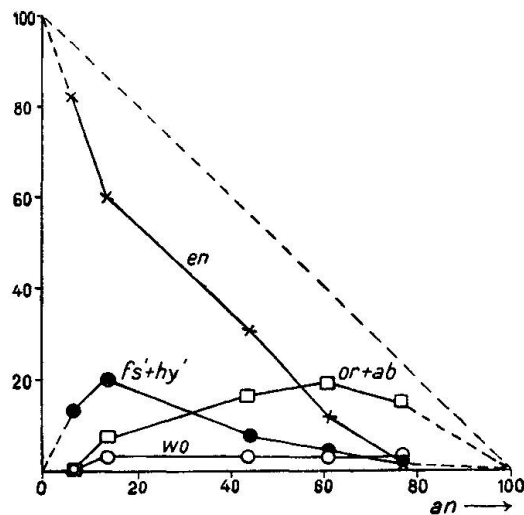


Fig. 2b.

Fig. 2 a und Fig. 2 b. Differentiationsdiagramm der Hauptgesteine der kritischen Zone auf Grund der Basiswerte (Variation der Hauptmoleküle: 2 a unter Berücksichtigung aller Werte, 2 b unter Berücksichtigung der Typenwerte). Der Anorthitgehalt ist als Abszissenwert abgetragen. Hauptvariation im *en*-, (*fs'* + *hy'*)- und *an*-Gehalt. Der Abstand der *en*-Punkte von der 45°-Linie (neben *an* nur *en*) ist nicht gross.





Vlaklaagte tritt eine ziemlich mächtige Lage von Olivinpyroxenit auf, und peridotitische Gesteine finden sich schlotartig, gangartig oder in Linsen mehrfach im unteren Noritkörper. Die Tabelle 6 enthält die Molekularwerte einiger hiehergehöriger Gesteine, wobei besonders auffällt, dass die genetisch jüngsten Bildungen (Hortonolithdunit und Hortonolith-Ilmenitite) wieder an Magnesium ärmer werden. Abgesehen von diesem später zu erwähnenden Umschlag im *mg*-Verhältnis zeigt Fig. 4, S. 128, mit *si* als Abszisse die Variation von Anorthosit über den Norit und Harzburgit zu den Peridotiten. Wäre der Verlauf von rechts nach links: Abnahme des

Tabelle 6. Kritische Zone. Molekularwerte und Basis von Olivingesteinen.

Molekularwerte									Basiswerte						
<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>ti</i>	<i>p</i>	<i>ab</i> <i>+or</i>	<i>an</i>	<i>wo</i>	<i>en</i>	<i>hy'</i> <i>+fs'</i>	<i>p</i>	
49	1,5	97	1,5	Sp	Sp	0,78	0,1	Sp	—	5	—	100	28,6	-33,6	20. Normaler Dunit
50	1,5	95	3,5	Sp	0,0	0,50	0,1	Sp	—	5	2,6	63,4	62	-33	21. Hortonolith-Dunit
55	0,5	98	1	0,5	Sp	0,51	Sp	Sp	3,2	—	1,3	64,1	61,6	-30,2	22. Hortonolith-Dunit
37	0,5	98	1,5	Sp	?	0,36	18	Sp	—	1,8	1,4	51	91,8	-46	23. Ilmenit-Hortonolith-Dunit
94	6	85	6,5	2,5	0,32	0,82	0,5	0,03	12,4	8,6	2,9	68,9	15,1	-7,9	24. Noritischer Olivinpyroxenit

Legende zu Tabelle 6.

20. *Dunit* (Peridotit), Mooihoek, Lydenburg. (Weall in P. A. Wagner: Pt-Deposits of S. A.)
21. *Hortonolith-Dunit*, Onverwacht 330, Lydenburg. (Weall in A. L. Hall: Guide Book Exc. C. 19, 1929, p. 74.)
22. *Hortonolith-Dunit*, Mooihoek, Lydenburg. (Johnson in P. A. Wagner: Pt-Deposits of S. A.)
23. *Ilmenit-Hortonolith-Dunit*, Driekop Mine. (Weall in P. A. Wagner: Pt-Deposits of S. A.)
24. *Noritischer Olivin-Pyroxenit*, Vlaklaagte 511. (Weall in Mem. 21, G. S. of S. A., p. 37, 1924.) Spezifisches Gewicht 3,21.

basischen Plagioklas bei Zunahme von Enstatit oder Bronzitit bis zu 100 % und erst hierauf Ersatz des Augites durch Olivin, so würden die ausgezogenen Linien der Fig. 5, S. 128, resultieren. Der in Fig. 4, S. 128, noch gut erkennbare Knick in den *fm*-, *c*-, *al*-Kurven verdeutlicht, dass tatsächlich reichlicherer Olivinegehalt nur in plagioklasarmen Gesteinen auftritt. (Für reine Olivin-Plagioklasgesteine würde z. B. die in Fig. 4, S. 128, gestrichelt gezeichnete *fm*-Kurve gelten müssen.)

Ebenso deutlich gehen die Beziehungen aus der berechneten Basis hervor. Um *hy' + en* in Olivin umzuwandeln, muß an  $\text{SiO}_2$   $\frac{1}{4}$  der Molekularzahlen abgezogen werden. Reiner Olivin ergibt

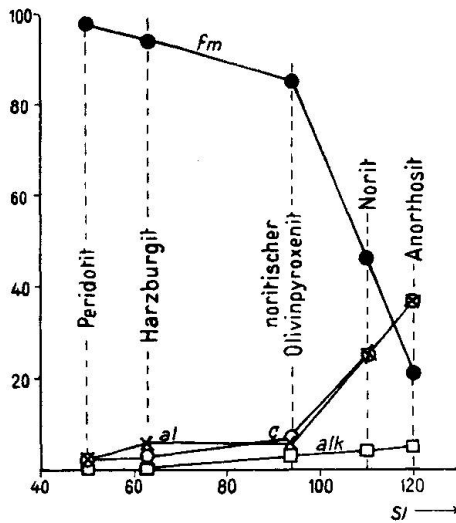


Fig. 4.

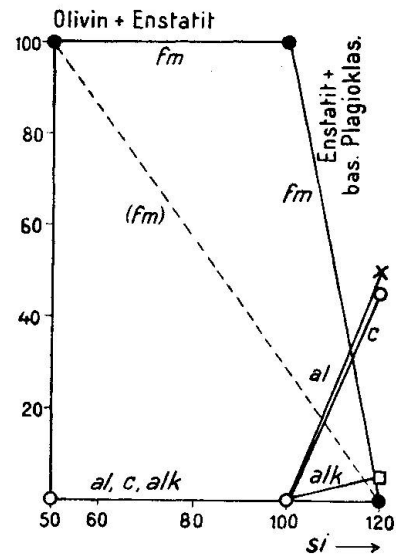


Fig. 5.

Fig. 4. Normales Differenzierungsdiagramm von Norit zum Peridotit einerseits und zum Anorthosit andererseits. (*si* auf Abszissenachse.)

Fig. 5. Theoretische Erläuterung zu Fig. 4. Ausgezogene Linien Reihenfolge: Anorthosit-Pyroxenit-Peridotit. Gestrichelte Linie *fm*-Variation, wenn der Übergang vom Anorthosit in Peridotit direkt erfolgen würde.

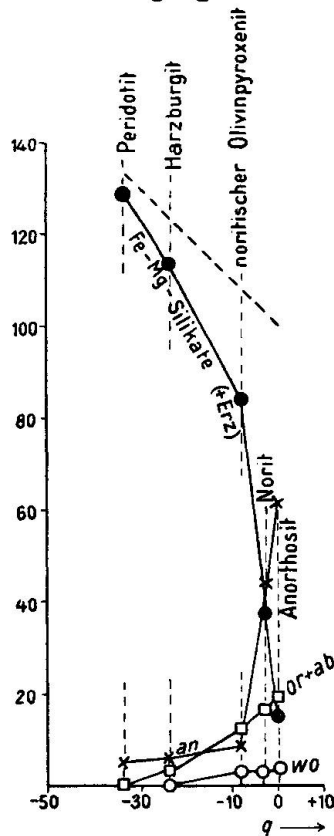


Fig. 6 a.

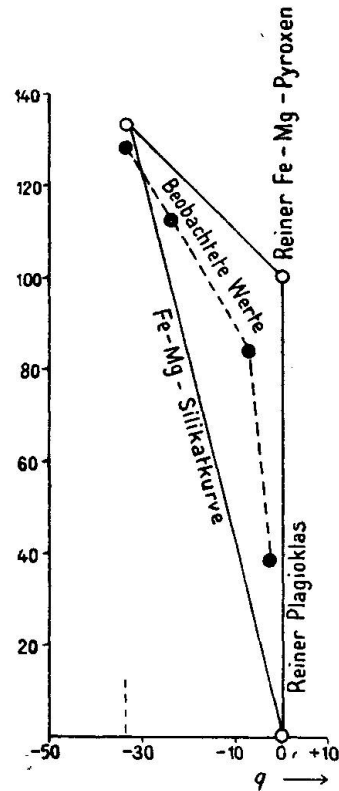


Fig. 6 b.

Fig. 6 a und b. Differenzierungsdiagramm wie Fig. 4 und 5, jedoch bezogen auf die Basiswerte mit *q* als Abszisse.

somit in der Basisberechnung 133,3 % ( $hy' + en$ ) und 33,3 % von  $-q$ . Für die Dunite liegen die berechneten  $-q$ -Werte sehr nahe 33,3. Das bedeutet, dass verhältnismässig wenig Erz vorhanden ist, denn dieses würde  $-q$  vergrössern. In der Tat ist bereits für den Ilmenit-Hortonolith-Dunit  $-q = 46$ . In Figur 6a, S. 128, sind in der Basis ( $hy' + en$ ),  $an$ , ( $or + ab$ ) und  $wo$  dem  $q$ -Wert gegenüber abgetragen, wiederum für den Gang: Anorthosit-Norit-noritischer Olivinpyroxenit-Harzburgit-Peridotit. Fig. 6b, S. 128, zeigt die theoretischen Kurven der ( $hy' + en$ )-Werte für eine Differentiation Pyroxen-Olivin und Plagioklasgestein-Olivin. Man erkennt, wie im wesentlichen die beobachtete Kurve im Dreieck Olivin—Fe-Mg-Pyroxen—Plagioklas verläuft, zuerst steil ansteigend entsprechend der Pyroxenanreicherung vom Anorthosit zum Norit, nachher mehr parallel der Linie Pyroxen-Olivin verlaufend, entsprechend dem Ersatz des Pyroxens durch Olivin. Auf beiderlei Arten lassen sich Differentiationsdiagramme unmittelbar mit Änderungen im Mineralbestand in Beziehung setzen. Das gestattet, in anderen komplexen Fällen Differentiationsdiagramme als Molekular- oder Kristallwanderungen zu deuten.

Aus dem Besprochenen ergibt sich für die kritische Zone folgendes: Die an sich nicht sehr verbreiteten, olivinreichen Gesteine der kritischen Zone sind entweder nahezu monomineralisch oder dann doch feldspatarm und pyroxenreich, d. h. ultrafemisch. Bei der Anorthosit-Pyroxendifferentiation spielt der Olivin keine oder eine äusserst untergeordnete Rolle.

### A. 3. POTGIETERSRUSTDISTRIKT UND HAUPTZONE.

Alle Kenner des Bushveldes sind sich einig, dass im Gebiet des Potgietersrustdistriktes der untere Teil des Noritkörpers fehlt. Im allgemeinen zählt man die differenzierten, Pt-führenden Lagen noch zum oberen Teil der kritischen Zone, jedoch muss wegen fehlender Kontinuität die „stratigraphische“ Parallelisierung des mächtigen Pyroxenitlagers mit dem Merensky-Horizont der übrigen Gebiete als willkürlich erscheinen. Die besonderen Verhältnisse des metasomatischen Kontaktes stehen hier nicht zur Diskussion. Der Chemismus der analysierten Eruptivgesteine ist demjenigen der Hauptzone ähnlicher als dem der kritischen Zone von Rustenburg und Lydenburg. Deshalb wurde hier dieser Distrikt als Übergangsgebiet dem untersten Teil der Hauptzone zugeordnet. Sowohl hier wie in der Hauptzone wurden öfters Gesteine analysiert, die den ossipitischen

Magmentypen angehören. Das ist an sich kein Grund, eine Verschiedenheit im Chemismus gegenüber der kritischen Zone anzunehmen, da sicherlich derartige Typen auch in A. 2. auftreten. Es ist zweckmässig, aus dem Differentiationsdiagramm Fig. 1, S. 121, Zwischenglieder zu berechnen, damit dies deutlich wird.

Theoretische Zwischenglieder der kritischen Zone.

<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	Magma
110–120	32,5	30	32,5	5	0,0	0,7	ossipitisch
110–120	28	40	28	4	bis	bis	ossipitisch bis pyroxenitgabbroid
100–110	18	60	19	3	0,1	0,85	hornblenditisch
um 100	13	70	14,5	2,5			hornblendeperidotitisch

Es gehören somit zu dieser Gesteinsserie auch ossipitische, pyroxenitgabbroide, hornblenditische und hornblenditperidotitische Magmen.

Vergleicht man nun damit die in Tabelle 7 zusammengestellten Analysen von Gesteinen von Potgietersrust, so sieht man, dass der „Basisnorit“ dieser Zone ossipitischen Chemismus hat, jedoch deutlich etwas  $K_2O$ -reicher ist und niedrigeres *mg* besitzt.

Relativ höheres *k* und niedrigeres *mg* ist, wie ein Blick auf die Tabelle zeigt, überhaupt kennzeichnend für die Gesteine dieses Distriktes im Vergleich zu den analysierten der eigentlichen kritischen Zone. Dazu kommt folgendes: Sowohl für die Norite *si* = 112 und 110 als auch für die Pyroxenite *si* = 104 und 94 gilt, dass *c* deutlich grösser ist als *al*. In dem Norit höherer Horizonte, sowie in den pegmatitischen hornblendeführenden Noriten mit *c* = 33–36 tritt (gewissermassen in einer Zweigdifferentiation) diese Anreicherung an Ca-Silikatmolekülen noch weit deutlicher hervor. Alle diese Eigentümlichkeiten sind aus Tabelle 8 besonders gut erkennbar. Schon bei den normalen Noriten erhält man *wo*-Werte von 6,3, die bei den genannten extremen Gliedern bis auf 28 ansteigen, während die analysierten Gesteine der kritischen Zone *wo*-Werte von 0–6 aufweisen. Umgekehrt ist (*hy'* + *fs'*) in den Noriten 8–15 statt 6–11 in der kritischen Zone.

In den Diagrammen Fig. 7 und Fig. 8, S. 131, sind nur die Normalglieder berücksichtigt; dennoch läßt der Vergleich mit Fig. 1, S. 121, und Fig. 2, S. 125, die neue Tendenz klar hervortreten. (Etwas höheres *alk* und *c* in Fig. 7, S. 131, und niedrigeres *en* bei hohem (*hy'* + *fs'*) in Fig. 8, S. 131.)

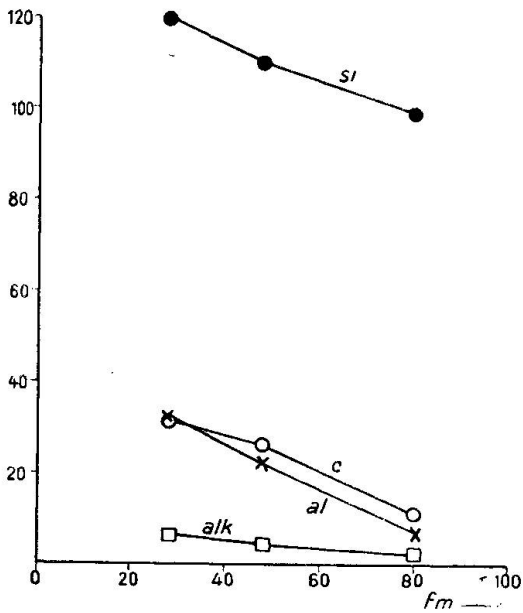


Fig. 7.

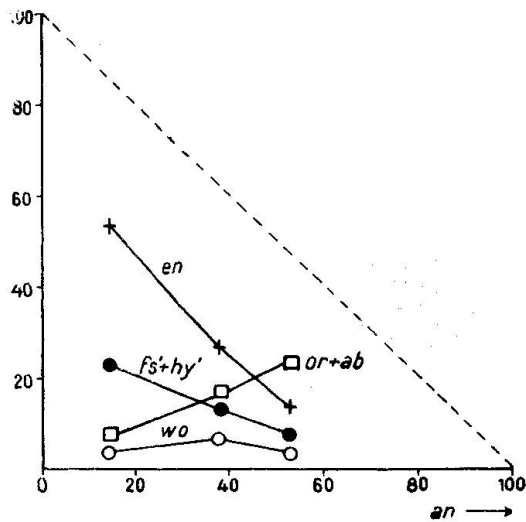


Fig. 8.

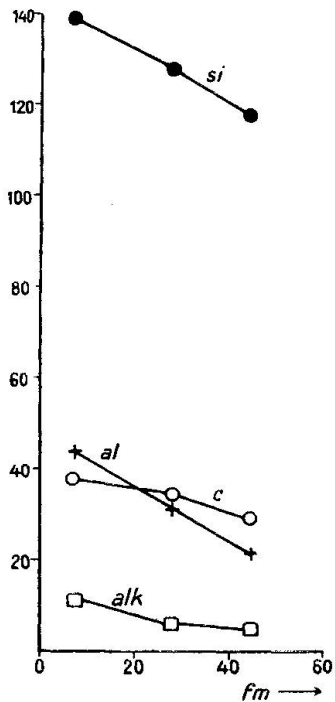


Fig. 9.

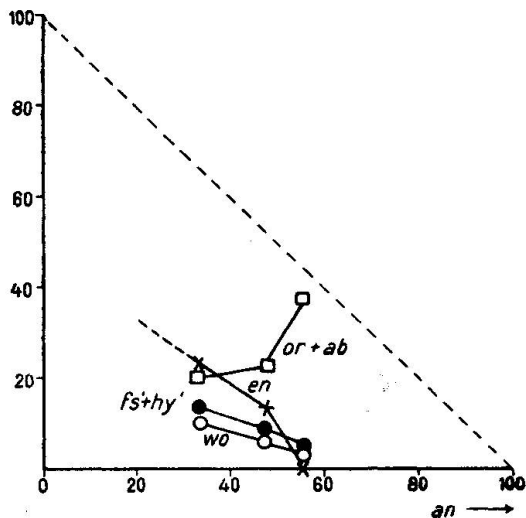


Fig. 10.

Fig. 7 und 9. Hauptgesteine von Potgietersrust (Fig. 7) und der Hauptzone (Fig. 9). Analoges Differenzationsdiagramm wie Fig. 1. *si*, *c*, *al*, *alk* gegenüber *fm* abgetragen. *c* ist zum Teil deutlich grösser; *al*, *si* und *alk* besitzen im allgemeinen höhere Werte als in Fig. 1.

Fig. 8 und 10. Hauptgesteine von Potgietersrust (Fig. 8) und der Hauptzone (Fig. 10) im Differenzationsdiagramm der Basiswerte. Vergleiche mit Fig. 2 und unter sich lassen die Zunahme von *or*- und *ab*-Molekülen und die Abnahme des *en*-Moleküls deutlich erkennen. *wo*- und (*fs*' + *hy*')-Werte sind einander ähnlicher geworden. Fig. 8 und 10 geben Aufschluss über die gerichtete Veränderung von der kritischen Zone zu der Hauptzone.

Tabelle 7.

Potgietersrustdistrikt.

Tabelle 8.

Molekularwerte									Basiswerte							
<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>ti</i>	<i>p</i>	<i>qz</i>	<i>ab</i> <sup>+</sup> <i>or</i>	<i>an</i>	<i>wo</i>	<i>en</i>	<i>fs</i> <sup>+</sup> <i>hy</i> <sup>+</sup>	<i>q</i>	
123	35	26,5	33,5	5	0,15	0,63	0,5	Sp	+3	19,0	57,0	2,7	12,6	7,6	+1,1	1. Basisnorit
116	32,5	29	31,5	7	0,2	0,66	0,4	0,1	-12	27,5	49,8	4,7	14,9	7,8	-4,7	2. Basisnorit
112	24	44,5	26,5	5	0,11	0,68	0,4	0,1	-8	20,8	39,4	6,2	25,3	11,6	-3,3	3. Hangender Norit
110	22	48,5	26,5	3	0,21	0,65	0,3	0,1	-2	12,8	40,4	6,4	26,7	14,5	-0,8	4. Norit
104	9,5	76	12,5	2	0,27	0,69	0,6	Sp	-4	9,3	17,4	4,6	48,2	22,3	-1,8	5. Pyroxenit
94	5,5	83	10,5	1	0,37	0,73	0,3	0,1	-10	5	11,2	6,3	59,5	23	-5,0	6. Merensky Reef
112	20,5	52,5	24	3	0,42	0,75	0,3	0,1	0	12,7	37,2	5,5	33,2	11,4	0	7. Gewöhnlicher Norit
99	11	50	36	3	0,20	0,70	0,5	0,1	-13	14,1	18,8	26,3	32,9	14,1	-6,2	8. Pegmatitischer Norit
95	9,5	52	35,5	3	0,37	0,76	0,2	0,1	-17	14,5	15,5	28,0	42	8,2	-8,2	9. Hornblende Norit
115	23,5	38,5	34	4	0,14	0,72	0,5	0,1	-1	16,5	40,2	12,0	22,6	9,1	-0,4	10. Norit, höherer Horizont

Legende zu Tabelle 7 und 8.

1. *Anorthositnorit* (Mottled basal norite, „Leukonorit“), Zwartfontain. (Möser in E. Reuning: N. J. f. Min., B. B. LVII, Abt. A, 1927.)
2. Feinkörniger *Anorthositnorit* (Basal norite), Zwartfontein (wie Nr. 1).
3. *Norit* (Spotted hanging norite), Zwartfontein (wie Nr. 1).
4. *Norit* (Spotted finegrained norite), Zwartfontein (wie Nr. 1).
5. *Pyroxenit*, Sandsloot (wie Nr. 1). Enthält 0,69%, 0,20% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,22% NiO, 0,18% CuO.
6. *Pyroxenit*, Zwartfontein (wie Nr. 1).
7. *Norit* (nahe Station Potgietersrust). (Weall in R. A. Daly, loc. cit., pag. 727.)
8. Pegmatitischer *Hornblendit-Norit*, Sandsloot (wie Nr. 1).
9. Pegmatitischer *Hornblendit-Norit* bis *Hornblendit-Pyroxenit*, Sandsloot N. 1. (Weall in A. L. Hall: Guide Book Exc. C. 19, 1929, p. 74.) Sulfidreich.
10. Gepunkteter *Norit*, höherer Horizont, Malokongskop (wie Nr. 1).

Naturgemäss wird man fragen, ob diese Besonderheiten eventuell auf Einschmelzung von Dolomit oder Kalkstein beruhen, da in Potgietersrust Dolomit deutlich kontaktmetasomatisch beeinflusst ist. Dolomiteinschmelzung als alleinige Ursache ist sehr unwahrscheinlich, da die *mg*-Zahlen für die Kontaktgesteine zwischen 0,78 und 0,82 liegen und auch *c* im allgemeinen gegenüber *m* etwas zurücktritt. Ausserdem steht damit der merklich höhere *alk*-Gehalt im Widerspruch. Indessen ist möglich, dass CO<sub>2</sub>-Zufuhr verbunden mit neuer Differentiation wirksam war.

Vor allem aber ist auffällig, dass die Gesteine der Hauptzone des Noritkörpers ähnliche Verhältnisse aufweisen. Es handelt sich somit, soweit die Kenntnisse heute reichen, mindestens zum Teil um eine chemische Veränderung, die allgemein von den tieferen zu den höheren Horizonten fortschreitet. Doch bietet Potgietersrust einen Sonderfall dar.

Tabelle 9.

Hauptzone.

Tabelle 10.

Molekularwerte									Basiswerte							
<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>ti</i>	<i>p</i>	<i>ab</i> <i>+or</i>	<i>an</i>	<i>wo</i>	<i>en</i>	<i>fs'</i> <i>hy'</i>	<i>sil</i>	<i>q</i>	
139	44	7	38	11	0,07	0,09	0,2	Sp	37,5	56,1	3,4	0,3	4,4	—	-1,7	1. Labradorfels
133	31,5	29	34	5,5	0,08	0,55	0,3	—	20,4	48,2	5,9	11,8	9,7	—	+4	2. Norit
122	32	27	35	6	0,01	0,61	0,5	Sp	23,1	50	6,9	13,1	7,7	—	-0,8	3. Norit
123	23,5	42,5	28	6	0,07	0,62	1	0,1	25,3	36,2	8,7	16,2	14	—	-0,4	4. Norit
114	22,5	43,5	28	6	0,08	0,69	0,4	0,1	24,7	34	9,5	24,7	11,2	—	-4,1	5. Norit
121	18	48,5	30	3,5	0,02	0,65	0,4	0,1	14,3	30	12,8	26	14	—	+2,9	6. Norit
154	39,5	11	34	15,5	0,22	0,34	0,2	0,1	50,2	38,9	6,4	2,6	4,5	—	-2,6	7. Labradorfels
74	24	52,5	18	5,5	0,25	0,11	8	0	26,8	45,0	—	5,8	45,6	0,2	-23,4	8. Magnetitnorit
34	13	75,5	7	4,5	0,26	0,06	12	0	32,0	23,7	—	5,8	97,0	2,4	-60,9	9. Magnetitnorit
1,2	1,5	97,5	0,5	0,5	0,0	Sp	18,5	Sp	4,9	2,43	—	0,97	188,4	1,46	-98	10.
1,2	Sp	100	Sp	Sp	—	Sp	25,3	Sp	—	—	—	1	197	—	-98	11.
1,1	0,5	99,5	Sp	Sp	—	0,02	23	Sp	—	—	—	4,9	190,9	1,5	-97,3	12.
0,7	2	96	1	1	Sp	Sp	18,3	0,0	9,6	4,8	—	0,9	184	—	-99,3	13.
108	29,5	38,5	26,5	5,5	Sp	0,58	0,1	0,1	22,6	49,4	2,0	18,5	13,2	—	-5,7	14. Norit (Steelpoortpark)

Legende zu Tabelle 9 und 10.

1. *Labradorfels* (*Anorthosit*), direkt unter Titaneisenerz von Mamagaliesskrall 413. (Weall in R. A. Daly, loc. cit., p. 732.)
2. „*Leukonorit*“, Bon Accord Quarry, Pyramids, N. Pretoria. (Weall in A. L. Hall und A. L. du Toit: Trans. Geol. Soc. S. A., vol. 26, 1923, p. 85.) Spezifisches Gewicht 2,87.
3. *Leukonorit* (Finegrained spotted norite), Mamagaliesskrall 413. (Weall in R. A. Daly, loc. cit., p. 732.) Spezifisches Gewicht 2,94.
4. Normaler *Norit*, Bon Accord Quarry, Pyramids, N. Pretoria. (F. de Quervain, siehe diese Arbeit Nr. 12, Tabelle 1.)
5. *Norit* (Spotted norite), Mamagaliesskrall 413. (Weall in R. A. Daly, loc. cit., p. 732.) Spezifisches Gewicht 2,99.
6. Normaler *Norit*, direkt unter Magnetitband, Nähe Brits, NW. Pretoria, (Radley in R. A. Daly, loc. cit., p. 727.) Spezifisches Gewicht 3,06.
7. *Labradorfels* (*Anorthosit*), Magnet Heights. (Weall in A. L. Hall, Guide Book Exc. C. 19, 1929, p. 76.)
8. *Magnetit-Labradorfels*, Magnet Heights. (J. Jakob, siehe diese Arbeit Nr. 14, Tabelle 1.)
9. *Magnetit-Norit*, Magnet Heights. (J. Jakob, siehe diese Arbeit Nr. 15, Tabelle.)
- 10.—13. *Ti-Magnetite* verschiedener Fundorte (Onderstepoort, Mamagaliesskrall u. s. w.). Siehe R. A. Daly, loc. cit., p. 736.
14. *Norit bis Leukonorit*, Port. F. Steelpoortpark. (Weall in P. A. Wagner: Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1925, p. 28.) Enthält 1,35% S, 1,10% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,39% NiO, 0,38% Cu und ist Pt führend. Spezifisches Gewicht 2,98.

Typische Gesteine der mittleren und höheren Hauptzone sind in den Tabellen 9 und 10 zusammengestellt. Die erste Serie Nr. 1—6 und Nr. 14 zeigen *alk* etwas höher als in der kritischen Zone,



allerdings diesmal ohne Vergrößerung des  $k$ -Wertes.  $mg$  bleibt unter 0,7. Vom Anorthosit (der deutlich  $alk$ -reicher ist als die Proben der kritischen Zone) und dem einer etwas tieferen Zone angehörigen Norit des Steelportparkes abgesehen, ist  $c > al$ . Wieder liegt  $(fs' + hy')$  in den Noriten zwischen 11 und 14,  $wo$  zwischen 8 und 13. Die Figuren lassen die im Grossen gleichsinnige Entwicklung von der kritischen Zone über Potgietersrust zur mittleren Hauptzone gut erkennen. (Fig. 9 und 10 Seite 131.)

Die oberen Teile der Hauptzone sind durch Ti-Eisenerzlagerstätten ausgezeichnet. Die im Mittel etwas grösseren  $ti$ -Zahlen, sowie die kleineren  $mg$ -Zahlen gegenüber der kritischen Zone liessen vermuten, dass infolge Änderung des Gesamtchemismus gesetzmässig diese Eisenerzlagerstätten an Stelle der Chromitite treten. Zur Nachprüfung wurden Norite und Übergänge zu den Magnetitbändern von Magnet Heights analysiert. Zusammen mit den Analysen zugehöriger Anorthosite und Erzlager finden sich die Ergebnisse auf den Tabellen 9 und 10 zusammengestellt (Nr. 7—13).

Tabelle 11. Typenwerte von Potgietersrustdistrikt und Hauptzone.

Typus	$si$	$al$	$fm$	$c$	$alk$	$k$	$mg$	$or+ab$	$an$	$wo$	$en$	$hy'+fs'$	$q$
Basisnorit	120	33,5	28	32,5	6	0,2	0,65	23,2	52,9	3,8	13,9	7,7	-1,5
Norit	110	22	48	26	4	0,1-0,4	0,67	17	38,1	6,8	27,1	13,5	-2,5
Pyroxenit	99	7,5	80	11	1,5	0,3	0,7	7,2	14,4	4,8	53,8	23,1	-3,3
Hornblendenorit	97	10	51	36	3	0,3	0,73	14,3	16,7	27,5	35,2	13,4	-7,1
Norit	115	23,5	38,5	34	4	0,14	0,72	16,5	40,2	12	22,6	9,1	-0,4
Labradorfels	139	44	7	38	11	0,07	0,1	37,4	56,2	3,4	0,3	4,4	-1,7
Norit	128	31,5	28	34,5	6	0,06	0,6	22,7	47,9	6,8	12,8	8,3	+1,5
Norit	118	21,5	44,5	29	5	0,06	0,65	20,5	33,7	10,2	23,3	13,1	-0,8
Labradorfels	154	39,5	11	34	15,5	0,2	0,3	50,2	38,8	6,5	2,6	4,5	-2,6
Magnetitnorit	54	18,5	64	12,5	5	0,25	0,1	28,2	35,2	—	7,0	65	-37,3
Magnetitierz	1	1	98	0,5	0,5	—	0,1	4,9	2,4	—	1,9	189,2	-98,4

Man erkennt deutlich folgendes:

Der die Magnetitlager begleitende Norit ist sehr eisenreich;  $mg$  sinkt auf 0,1. Der Anorthosit enthält bedeutend mehr Alkalien als die übrigen analysierten Anorthosite. Hingegen beginnen jetzt  $c$  und  $wo$  zu sinken,  $k$  ist wieder über 0,2 angestiegen.

Es verschiebt sich somit nach oben hin das  $mg$ -Verhältnis zu Gunsten von  $Fe$ , die Alkalien nehmen zu,  $c$  steigt zuerst an, um nachher wieder zu sinken. Das einfache Differentiationsdiagramm Anorthosit-Ti-Magnetitit ist durch Fig. 11, S. 135, charakterisiert.



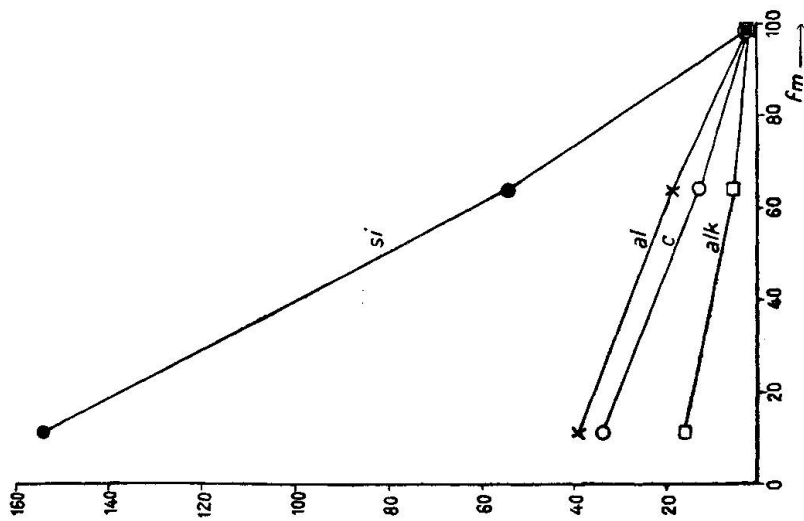


Fig. 11.

Fig. 11. Normales Differenzationsdiagramm der Molekularwerte vom Anorthosit über den Magnetitnorit zu den Magnetitlagern.  $fm$  ist Abszisse;  $si$ ,  $al$ ,  $c$ ,  $alk$  nehmen mit wachsendem  $fm$  ab.

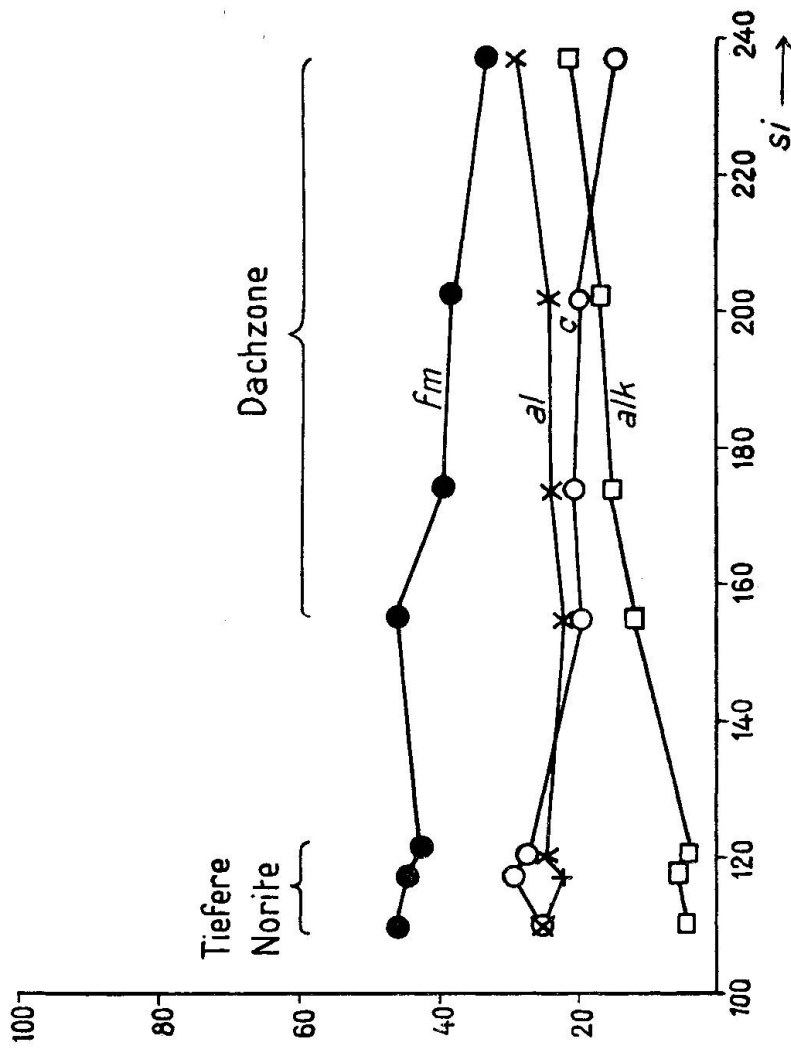


Fig. 13.

Fig. 13. Normales Differenzationsdiagramm von den Noriten zu den Gesteinen der Dachzone des Noritkörpers. Bemerkenswert sind der flache Verlauf der  $fm$ -Kurve, der absolut hohe Wert von  $fm$  bei höherem  $si$ , die Annäherung von  $al$ - und  $alk$ -Kurve nach rechts hin.

Tabelle 12.

Dachzone und Felsite.

Tabelle 13.

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	or+ ab	an	wo	en	hy' +fs	sil	q	
																<b>Dachnorite:</b>
237	29,5	33,5	15	22	0,39	0,07	2,1	0,4	56,5	9,7	3,9	1,3	16	—	+12,6	1. Dachnorit, Potgietersrust
202	24,5	38,5	20	17	0,29	0,07	3,1	0,4	49,5	10,8	7,3	1,7	20,7	—	+10	2. Dachnorit, Stoffberg
174	24	39,5	21	15,5	0,33	0,07	4	0,4	49,4	13,6	8	1,6	23,6	—	+ 3,8	3. Dachnorit, N.E. Pretoria
155	21,5	46	20,5	12	0,36	0,10	4	0,2	41,9	16,4	7,6	3,3	29,2	—	+ 1,6	4. Dachnorit, Tauteshoogte
										<i>an</i> oder <i>ns*</i>						<b>Felsite:</b>
294	28	32,5	16	23,5	0,47	0,09	1,5	0,6	52,8	5,1	5,1	1,3	13,2		22,5	1. Felsit, Tautesberg
339	28,5	31,5	15	25,5	0,92	0,07	1,2	0,0	51,6	3,0	4,8	0,9	11,8		27,9	2. Felsit, Baviaansnek
297	32,5	27	8	32,5	0,32	0,03	4	0,3	70,0	0,3	3,4	0,3	11,4		14,6	3. Dunkler Felsit, Spitsrand
350	35	28,5	0,5	35,5	0,45	0,03	2,5	0,3	68,3	—	0,2	0,3	10,6		20,6	4. Dunkl. Felsit, Springfontein
415	38,5	24	4,5	33	0,75	0,14	1,5	0,3	56,2	3,8	—	1,2	7,1	0,5	31,2	5. Dunkler Felsit, Bloemport
368	34	22	4	40	0,37	0,01	2,5	0,2	62,8	4,3*	1,6	0,1	7,9	—	23,3	6. Dunkler Felsit, Rietfontein
399	40	25,5	3	31,5	0,52	0,08	0,8	0,2	55,2	2,6	—	0,7	8,2	2,8	30,3	7. Felsit, Dezwent Siding
372	40,5	22	8	29,5	0,44	0,02	1,6	0,3	61,7	3,2*	0,1	0,0	6,5	—	28,5	8. Felsit, Wonderhoek
401	39	24,5	0,5	36	0,51	0,0	3	0,3	63,0	—	—	0,0	8,6	1,2	26,9	9. Felsit, Fairfield
429	37,5	20	0,5	42	0,42	0,0	2	Sp	61,6	3,0*	0,2*	0,0	6,5		28,7	10. Felsit, Hartbeestfontein
433	43	15	6	36	0,51	0,21	2,1	0,2	58,8	4,9		1,1	3,8	0,5	30,9	11. Felsit, Paardekop

Legende zu Tabelle 12 und 13.

*Dachzone:*

1. Dachnorit „*Melagranodiorit*“, Due, W. von Potgietersrust. (Weall in R. A. Daly, loc. cit., Seite 737.) Spezifisches Gewicht 2,75.
2. Dachnorit „*Mela-Quarz-bis-Granodiorit*“, Stoffberg, N. von Middelburg, direkt unterhalb Dach. (Weall in R. A. Daly, loc. cit., p. 737.) Spezifisches Gewicht 2,86.
3. Dachnorit „*quarzführender Diorit bis Syenodiorit*“, NE. von Pretoria. (Weall in R. A. Daly, loc. cit., p. 737.) Spezifisches Gewicht 2,96.
4. Dachnorit „*Mela-Quarzdiorit*“ (mikropegmatitführend), Tauteshoogte, Middelburgdistrikt. (J. Jakob, diese Arbeit Nr. 11, Tabelle 1.)

*Felsite:*

1. *Felsit*, Tautesberg, N. v. Middelburg. (Weall in A. L. Hall: Guide Book Exc. C. 19, 1929, p. 72.) Spezifisches Gewicht 2,75.
2. *Felsit*, Baviaansnek, N. v. Middelburg. (Weall in A. L. Hall: Guide Book Exc. C. 19, 1929, p. 72.) Spezifisches Gewicht 2,66.
3. *Dunkler Felsit*, Spitsrand Nr. 265, Pretoria Distrikt. (S. Parker, diese Arbeit Tab. 1, Nr. 10.) Spezifisches Gewicht 2,74.
4. *Dunkler Felsit*, Elands River, Springfontein Nr. 351, Pretoria Distrikt. (B. Lombaard, diese Arbeit Tab. 1, Nr. 9.) Spezifisches Gewicht 2,73.
5. *Dunkler Felsit*, Bloemport 562, Moos River Valley, Pretoria Distrikt. (Weall, Mitteilung.)
6. *Dunkler Felsit*, SW. Rietfontein Nr. 153, Pretoria Distrikt. (S. Parker, diese Arbeit Tab. 1, Nr. 7.)
7. *Typischer Felsit*, Derwent Siding, E. Middelburg. (Weall in A. L. Hall: Guide Book Exc. C. 19, 1929, p. 72.) Spezifisches Gewicht 2,63.
8. Gewöhnlicher *Felsit*, Wonderhoek 21. (R. A. Daly, loc. cit., p. 717.) Spezifisches Gewicht 2,64.

9. *Felsit*, Klipplaatdrift, Fairfield. (B. Lombaard, diese Arbeit Tab. 1, Nr. 6.) Spezifisches Gewicht 2,63.  
 10. *Felsit*, Hartebeestfontein Nr. 404, Pretoria Distrikt. (B. Lombaard, diese Arbeit Tab. 1, Nr. 4.) Spezifisches Gewicht 2,65.  
 11. *Felsit*, Gipfel von Paardekop, Sekukuniland. (Radley in R. A. Daly, loc. cit., p. 717.) Spezifisches Gewicht 2,64.

Tabelle 14. Granophyre und Granite.

<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>ti</i>	<i>p</i>	
334	35	28	6,5	30	0,50	0,05	2,3	Sp	1 a. Granophyr
415	37	19	10	34	0,53	0,09	0,6	0,4	1 b. Granophyr
408	38	17	9	36	0,51	0,17	0,4	0,3	2 b. Granit
421	44	12	7	37	0,49	0,11	0,9	Sp	1 c. Granit
464	41,5	12	7,5	39	0,48	0,09	1,5	0,02	2 c. Granit
427	38,5	16,5	5,5	39,5	0,51	0,08	2	0,3	1 d. Granophyr
450	37,5	15	8	39,5	0,49	0,12	1	0,4	2 d. Granit
473	41,5	15	1	42,5	0,61	0,02	2	0,4	3 d. Granophyr
456	39	23,5	7	30,5	0,48	0,11	?	?	1 e. Granit
431	43	17,5	5	34,5	0,52	0,02	1,6	0,4	2 e. Granophyr
425	41	17	10,5	31,5	0,45	0,08	1,4	0,2	3 e. Granophyr
434	43	16	7	34	0,59	0,01	1,1	0,4	4 e. Granit
357	37,5	26	7,5	29	0,54	0,01	1,3	—	5 e. Granophyr

## Legende zu Tabelle 14, Granophyre und Granite.

- 1 a. *Granophyr*, Gaasterland 1872. (Weall in P. A. Wagner: Mem. 16, S. A. Dept. Min. and Ind. 1921, p. 28.)  
 1 b. *Granophyr*, Tantesberg, N. Middelburg. (Weall in A. L. Hall: Guide Book Exc. C. 19, 1929, p. 72.) Spezifisches Gewicht 2,62.  
 2 b. *Granit*, Petronella N. Pretoria. (Weall in A. L. Hall: Guide Book Exc. C. 19, 1929, p. 76.) Spezifisches Gewicht 2,63.  
 1 c. *Granit*, Salt Pan, N. Pretoria. (Moir in P. A. Wagner.) Spezifisches Gewicht 2,62.  
 2 c. *Granit*, Fairfield Nr. 30, Pretoria Distrikt. (S. Parker, diese Arbeit Tabelle 1, Nr. 1.) Spezifisches Gewicht 2,62.  
 1 d. *Granophyrischer Granit*, Fairfield Nr. 30, Pretoria Distrikt. (S. Parker, diese Arbeit Tabelle 1, Nr. 5.) Spezifisches Gewicht 2,63.  
 2 d. *Granit*, Zaaiplaats Tin Mine, Potgietersrust. (S. Parker, diese Arbeit Tabelle 1, Nr. 3.)  
 3 d. *Granophyr*, SE.-Ecke Klipplaatdrift 207, Fairfield. (B. Lombaard, diese Arbeit Tabelle 1, Nr. 2.) Spezifisches Gewicht 2,6.  
 1 e. *Granit*, Roodeportje.  
 2 e. *Granophyr*, 1/2 Meile W. Paardekop, Sekukuniland. (Radley in R. A. Daly, loc. cit., p. 717.) Spezifisches Gewicht 2,65.  
 3 e. *Granophyr*, Krokodilport 527, NW. Pretoria. (Radley in R. A. Daly, loc. cit., p. 717.) Spezifisches Gewicht 2,63.  
 4 e. *Granit*, Zoutspansleegte, S. Rooiberg. (Radley in R. A. Daly, loc. cit., p. 717.) Spezifisches Gewicht 2,65.  
 5 e. *Hornblendegranophyr*, Stavoren 1871. (Moir in P. A. Wagner: Mem. 16, S. A. Dept. Min. and Ind. 1921, p. 28.)

## A. 4. DIE DACHZONE.

Eine neue Analyse aus der Dachzone bestätigt die bereits aus früheren Analysen ersichtliche Charakteristik. Die Gesteine der Dachzone (Tabellen 12 und 13) sind kieselsäurereicher als die übrigen Gesteine. Sie sind sehr magnesiumarm und eisenreich. Die Alkalien sind stark angestiegen, der *c*-Gehalt ist zurückgegangen. *k* ist jetzt bereits 0,3 — 0,4. Das normale Differentiationsdiagramm Fig. 13, S. 135, zeigt wie innerhalb der Dachzone mit steigendem *si alk* und *al* zunehmen, *fm* und *c* etwas sinken. Das Sinken von *fm* beruht jedoch nur auf einem Sinken von *m*.

Wie ganz anders jetzt die diagrammatische Veranschaulichung der Basiswerte wird, zeigt Fig. 12, S. 140. (*or + ab*) Werte sind hoch und steigen mit sinkendem *an* an, während *fs' + hy'*, *wo* und *en* kleiner werden. Die Variation innerhalb der Dachzone ist somit von völlig anderem Charakter als die Bänderungsvariation der tieferen Zonen. Indessen ist das Mittel der Dachzone derart, dass es den verstärkten Verschiebungen entspricht, die von der kritischen Zone zur Hauptzone bemerkbar waren.

Es ergibt sich aus allen diesen Betrachtungen, dass ein gesetzmässiger Wechsel im Chemismus von den tieferen zu den höheren Lagen des Noritkuchens statthat.

## B. 5. FELSIT-GRANOPHYR-GRANITKÖRPER („RED ROCKS“).

Die Norite der Dachzone sind chemisch nicht mehr sehr verschieden von einzelnen Felsiten. Die Felsite Nr. 1 und 2 schliessen so unmittelbar an den „Quarznorit“, besser Quarzdiorit bis Granodiorit (*si* = 237) an, dass über die engste chemische Verwandtschaft kein Zweifel herrschen kann. Nr. 3 zeigt die Tendenz: *al* und *alk* ansteigend, *c* abnehmend, *fm* etwas zurückgehend. Diese Entwicklung wird mit steigendem *si* deutlicher. *c* sinkt teilweise zur Bedeutungslosigkeit herab, *alk* kann sogar grösser als *al* werden. Innerhalb der Felsite selbst finden wir somit eine Weiterentwicklung der Veränderungen, die den Übergang von der Hauptzone der Norite zur Dachzone charakterisieren. Im Variationsbild schliessen sich die Felsite unmittelbar an die Dachzone des Noritkörpers an.

Zur Übersicht wollen wir einige Hauptzüge des Chemismus der Felsite wie folgt typisieren:

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>
I	316	28	32	15	25
II	375	37	26	3	34
III	430	41	15	6	38
dazu in Bezug auf ( <i>al-alk</i> ) komplementär					
IV	400	40	26	4	30 relativ <i>alk</i> -arm
V	400	36	21	2	41 relativ <i>alk</i> -reich

Im Diagramm Fig. 14, S. 141, sind die ersten drei Typen mit den „Dachnoriten“ und dem Normalnorit von Bon Accord (neue Analyse) zusammengestellt. Das Differentiationsdiagramm ist von sehr einfachem Charakter. Zu beachten ist im übrigen die oft relativ hohe *ti*-Zahl, die zeigt, dass im Vergleich zu den Noriten den Basen gegenüber  $\text{TiO}_2$  angereichert ist.

Chemisch sind nun mit den Felsiten aufs engste verwandt die Granophyre und Granite des Bushveldes. Bei hohem *si* ist lediglich *c* oft etwas grösser als in den *si*-reicheren Felsiten. Die *fm*-ärmeren Glieder (jedoch meist mit *fm* zwischen 10 und 20) scheinen bevorzugt zu sein, so dass sich die Analogien besonders auf die obigen Typen III, V bis gegen II und IV beziehen. Es mögen hier wenige Angaben unter besonderer Berücksichtigung neuerer Analysen genügen.

a (Tabelle 14) vermittelt zwischen I und II der Felsittypentabelle, b zwischen II und III, zu III selbst gehört c an, gegen V hin liegen die Analysen von d, während e zeigt, dass auch Typen IV bekannt sind.

Die typischen Felsite, Granophyre und Granite des Bushveldes bilden sowohl mineralogisch wie chemisch eine wohl charakterisierte Gruppe. Aus 21 Analysen (8 Granite, 7 Granophyre, 6 Felsite; bei Nichtberücksichtigung der dunklen Felsite, der silifizierten Felsite, der etwas kalkreicheren Felsite von Baviaansnek und Tautesberg) lässt sich folgendes Bild gewinnen:

#### Gewichtsprozentische Variation

$\text{SiO}_2$  69—76 %, davon 17 Analysen zwischen 71 und 75 %, je zwei darunter und darüber.

$\text{Al}_2\text{O}_3$  10,5—14 %, davon 17 zwischen 11 und 13 %, 3 zwischen 13 und 14 %, eine zwischen 10,5 und 11 %.

$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}$  2—7 %, davon 16 zwischen 2 und 5 %, 5 Felsite und Granophyre zwischen 5 und 7 %.

MgO durchweg unter 1 %, 19 Analysen sogar unter 0,5 %.

CaO unter 2 %, von den 21 Analysen nur 3 über 1,5 %.

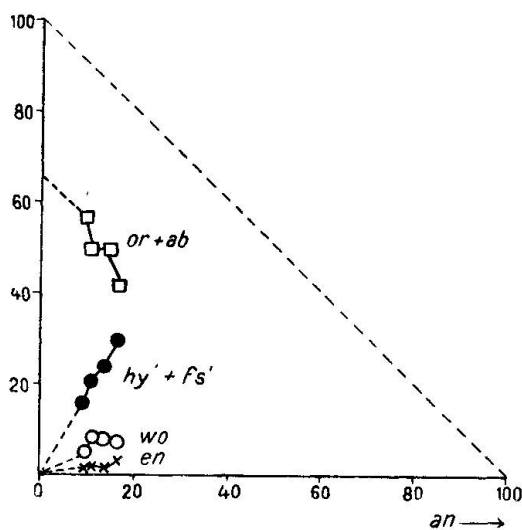


Fig. 12.

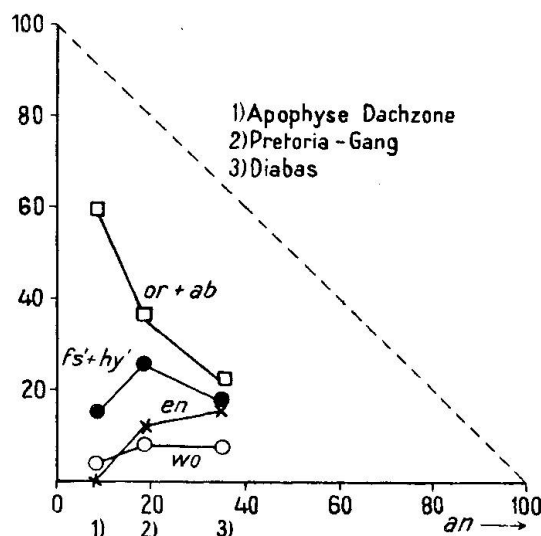


Fig. 15.

Fig. 12. Variation innerhalb der Dachzone, analoge Darstellung wie in Fig. 2, 8, 10. In Fortsetzung der bei Fig. 10 erwähnten Tendenz (gegenüber 2 und 8) ist  $(or + ab)$  zur Hauptgrösse geworden.  $en$  besitzt Werte unter  $wo$  oder gar  $(fs' + hy')$ . Der Verlauf der Kurve ist ein völlig anderer als in Fig. 2, 8 und 10, weil nicht mehr die Kristallisations-differentiation Anorthosit-Pyroxenit das Bild beherrscht, sondern die Anreicherung von  $(or + ab)$  bei zurücktretendem  $an$ -Gehalt, sinkendem  $(hy' + fs')$ -,  $wo$ - und  $en$ -Gehalt. Nicht dargestellt ist der jetzt bereits merkliche  $q$ -Gehalt. Weiter nach links käme es zur Ausbildung „aplitischer“ Alkaligranite.

Fig. 15. Diagramm analog der Fig. 2, 8, 10, 12. Das Diagramm zeigt die Entwicklung der Gesteine der Dachzone (z. B. Apophyse) aus noritischen Gesteinen durch Zunahme von  $(or + ab)$ , Abnahme von  $en$ . Der Pretoriagang nimmt die Zwischenstellung ein mit hohem  $(fs' + hy')$ . Die Basiswerte des Diabases sind ähnlich denen von Noriten der Hauptzone, diejenigen der Apophyse der Dachzone kommen Werten der Felsite nahe, so dass dieses Diagramm bereits für den Zusammenhang der verschiedenen Zonen typisch ist.

$Na_2O$  2—5,5 %, davon 16 zwischen 2,5 und 3,5 %, 4 darüber, eine darunter.

$K_2O$  3,5—6,5 %, davon 15 zwischen 4,5 und 5,5 %, 5 zwischen 3,5 und 4,5 %.

$TiO_2$  durchwegs unter 1 %, 17 Analysen unter 0,5 %.

Relativ verbreitete Mittelwerte wären (wasserfrei gedacht):

	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	Fe-Mn-Oxyde	MgO	CaO	$Na_2O$	$K_2O$	$P_2O_5$
Bushveld	74,5	0,3	12,0	3,5	0,3	1,0	3,3	5,0	0,1
Schwarzwald	67,3	0,8	15,9	2,9	2,0	3,1	3,2	4,5	0,1

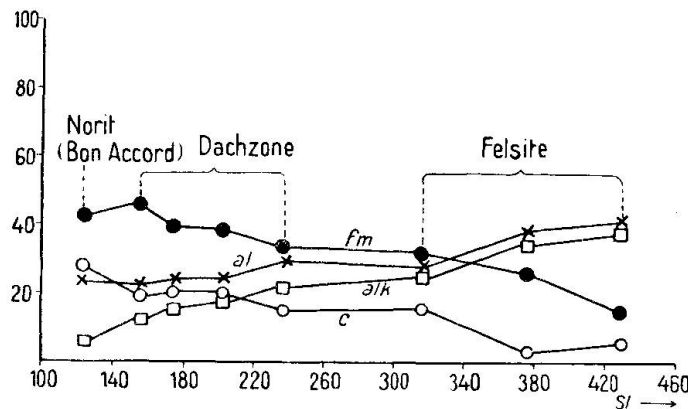


Fig. 14. Analoges Differentiationsdiagramm wie Fig. 13, Abszissenachse mit halb so grossem Masstab. An Stelle der Norittypenwerte die neue Analyse eines Wertes von Bon Accord. Nach rechts hin ergänzt durch die Haupttypenwerte der Felsite. Die Zusammengehörigkeit der Gesteine der Dachzone mit felsitischen Gesteinen ist deutlich. Gegenüber Fig. 13 weitere Annäherung von *al*- und *alk*-Kurve, Sinken von *fm* und *c*. In besonderen Felsittypen wäre  $alk \geq al$ . Isografie bei hohem *si*.

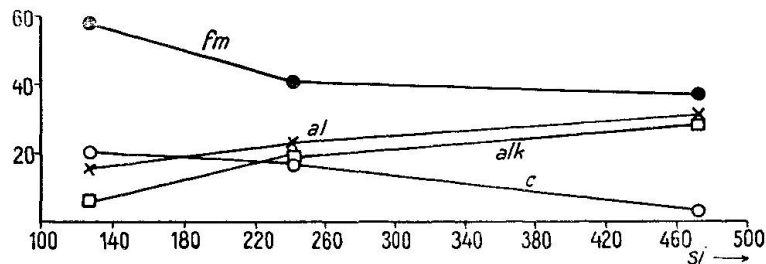


Fig. 16. Gewöhnliches Differentiationsdiagramm der Gesteine aus dem Gebiete der Premier Mine. Instrukтив ist der Vergleich mit den Fig. 13 und 14.

Der Vergleich mit dem typischen Südschwarzwaldgranit lässt erkennen, dass die „red rocks“ des Bushveldes relativ kieselsäure-reich, Fe- und alkalireich, jedoch Al-, Mg- und Ca-arm sind. Dem-entsprechend ist der Feldspat fast ausschliesslich Alkalifeldspat, im besonderen Mikropertit und Albit, selten nur wird ein Plagioklas der Zusammensetzung Albit-Oligoklas gefunden. Die Felsite zeigen sehr schön, dass es zweckmässiger ist, den Albit zu den Alkalifeldspäten zu rechnen; denn unabhängig von der chemischen Zusammen-setzung tritt bald Mikropertit, bald Albit als Einsprengling auf.

Dem relativ geringen  $Al_2O_3$ -Gehalt und MgO-Gehalt wird es zuzuschreiben sein, dass Biotit sehr zurücktritt. Hornblende ist der verbreitetste, allerdings meist nur in geringen Mengen auftretende dunkle Gemengteil (weniger als  $\frac{1}{8}$  Volumprozent).

Nach der neuen quantitativen mineralogischen Klassifikation der Eruptivgesteine (siehe: P. NIGGLI, diese Zeitschrift, Bd. XI, S. 296 ff,



1931 <sup>6)</sup> müssen die Gesteine sinngemäss als Alkaligranite und Alkaliliparite bezeichnet werden. Damit stimmt der Chemismus vollkommen überein; der Magmentyp ist zumeist alkaligranitisch, engadinitisch bis rapakiwitisch.

Die Verwandtschaft mit den Rapakiwigraniten ist (abgesehen von der speziellen Struktur) schon im Handstück recht deutlich und einprägsam. Es gibt ja auch eine ganze Reihe von Rapakiwigraniten mit Albit- und nicht mit Oligoklasrändern. Ihr Chemismus ist dem der „red rocks“ des Bushveldes analog. Andere Rapakiwite gehören bereits zu den Oligoklasgraniten und leiten zu den gewöhnlichen Graniten über, aber auch bei ihnen ist MgO im allgemeinen niedrig und die Summe der Eisenoxyde hoch.

Es ergibt sich somit, dass alle Gesteine des eigentlichen Norit-Felsit-Granophyr-Granitkörpers des Bushveldes eine chemisch zusammengehörige Gesteinsserie bilden. Die sauren Gesteine sind vollständig durch Übergänge (sogenannte Quarznorite) mit den basischen verbunden. Chemische Variationen, die sich bereits im Noritkörper nach oben hin deutlich zur Geltung bringen, verbinden die „red rocks“ mit den basischen Gesteinen. Theorien, welche für die „red rocks“ eine ganz andere Entstehung verlangen als für die verschiedenen Glieder des Noritkörpers, erhalten durch die chemischen Daten keinerlei Stütze. Der Sprung im Chemismus von der Dachzone des Noritkuchens zu den „red rocks“ ist an sich nicht grösser als der zwischen Anorthosit und Norit oder Norit und Pyroxenit; er entspricht lediglich der Weiterentwicklung einer Tendenz, die sich nicht innerhalb einer Zone des Norites, sondern von Zone zu Zone bemerkbar macht.

---

<sup>6)</sup> Ein Vergleich mit den soeben erschienenen Zusammenstellungen von A. JOHANNSEN in vol. II der „A Descriptive Petrography of igneous rocks (The Quarz-bearing rocks)“ vermittelt keine neuen Einsichten, da in dieser mineralogischen Klassifikation oft die Zuteilung zu Familien nur nach der Norm erfolgte, was im Hinblick auf den Charakter der Feldspäte bei den JOHANNSENschen Einteilungsprinzipien im Gebiet relativ saurer Gesteine unstatthaft ist. Die in der früheren, oben erwähnten Arbeit erhobenen Bedenken hinsichtlich der Abgrenzung der Alkalifeldspäte und der Feldergrenzen verstärken sich, wenn man die mineralogisch einheitliche Gruppe der „red rocks“ des Bushveldes in das „pigeon hole-Schema“ von JOHANNSEN zu pressen sucht.



Das Problem der Blutsverwandtschaft aller dieser Gesteine zerfällt nicht in die zwei Teile: Differentiation innerhalb des Norites und Beziehung von Noritkörper zu „red rocks“, sondern in die Teile: Beziehungen einzelner Lagen der Noritkörpers zueinander und Beziehungen von aufeinanderfolgenden grösseren Lagen oder Zonen bis hinauf zur Zone der „red rocks“. So wenig man etwa in der Bodenkunde auf Grund der Farbe der Böden weitgehende Schlussfolgerungen ziehen darf, so wenig gerechtfertigt ist es, wenn neuerdings immer wieder der Gegensatz zwischen relativ basischen, schwarz und schwarzweissen Gesteinen und roten Gesteinen derartiger Provinzen betont und zum Ausgangspunkt kühner Hypothesen erklärt wird. Immer zeigt die genauere chemische Untersuchung, dass unabhängig vom Farbwechsel Übergänge vorhanden sind. Die Voraussetzung der erwähnten Hypothesen: „the remarkable association of sharply contrasted acid and basic rocks (e. g. granite-gabbro; granophyre-dolerite; pitchstone-tholerite; and rhyolithe-basalt) in igneous complexes such as those of the British Tertiary Province and those of the great loplithe of Duluth and Sudbury in North America and the Bushveld in South Africa“)“ ist revisionsbedürftig; denn sie stützt sich nicht auf genaue chemische Untersuchungen der Übergangsstadien, sondern nur auf unwichtige äussere Merkmale und auf Mengenverhältnisse.

#### C. 6.

Noch sind einige Analysen von Gesteinen bekannt, die unzweifelhaft zum engeren Bushveldkomplex zu rechnen sind, jedoch als mehr selbständige Körper auftreten. Wenn auch sie zur gleichen Verwandtschaft gehören, werden sie mithelfen, die Variationsbreite im Chemismus der verschiedenen Produkte zu präzisieren. Die Nr. 1—7 der Tabellen 15 und 16 geben über die chemische Zusammensetzung Auskunft. Die Diabase in den liegenden Magaliesbergsschichten zeigen nach der einzig zugänglichen Analyse, wie bereits DALY konstatierte, engste Verwandtschaft mit dem Norit der Basalzone. Es ist lediglich *alk* etwas höher, *c'* etwas niedriger (Nr. 1 Tabelle 15). Das bestätigt, dass die untersten Noritlagen und die ältesten basischen Gesteinsmassen ein bedeutend niedrigeres *mg* aufweisen als die Norite der

---

7) ARTHUR HOLMES: The Problem of the Association of Acid and Basic rocks in Central Complexes. Geological Magazine, vol. LXVIII, p. 241—55, 1931. (Sperrungen von uns.)

Tabelle 15. Selbständige Intrusionen, Gänge und Lager des Bushveldes, sowie basische Gesteine des Vredefortgebietes.

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	
122	23	44	27,5	5,5	0,12	0,48	2,3	0,2	1. Diabas
141	25	41	28	6	0,24	0,50	1,6	0,1	2. Diabas
125	16	52,5	24	7,5	0,29	0,35	9,5	0,3	3. Pretoriagang
148	21,5	42	25	11	0,20	0,27	10,4	0,4	4. Pretoriagang
134	25	42,5	23,5	9	0,33	0,55	1	0,5	5. Diabasgang
229	28,5	34	16	21,5	0,36	0,06	2,2	0,2	6. Hornblende-Augitsyenit
265	33	28	12,5	26,5	0,40	0,04	2,4	0,2	7. Apophyse
120	20	50,5	24	5,5	0,13	0,52	2,3	0,0	8. Gabbro, Annas Rust, Vredefort
123	20,5	47	25	7,5	0,32	0,46	5	0,2	9. Gabbro, Annas Rust, Vredefort
123	20,5	47,5	25	7	0,12	0,52	1,7	0,1	10. Gabbro, Tweefontein, Vredefort
124	15	52	27,5	5,5	0,05	0,49	2,0	0,1	11. Epidiorit, Rietport, Vredefort
144	22	48	24,5	5,5	Sp	0,58	2	0,2	12. Basal Amygdaloid, Rietport, Vredefort

Tabelle 16. Selbständige Intrusionen, Gänge und Lager des Bushveldes, sowie basische Gesteine des Vredefortgebietes.

si	or+ ab	an	wo	en	hy' +fs'	p	Magma	
122	21,9	35	8	16,7	18,4	0	gabbrodioritisch	1. Diabas
141	22,1	35	6,6	15	15	+6,3	gabbrodioritisch	2. Diabas
125	32,6	18,4	5,6	16,1	29,5	-2,2	normalgabbroid bis si-hornblenditisch	3. Pretoriagang
148	39,4	18,8	10,2	8,2	21,8	+1,4	gabbrodioritisch	4. Pretoriagang
134	33,6	29,8	5,6	17,2	14,5	-0,7	gabbrodioritisch	5. Diabasgang
229	56,8	9,2	4,7	1,0	16,9	+11,4	opdalitisch	6. Hornblende-Augitsyenit
265	62,2	7,7	3,3	0,47	12,5	+13,9	syenitgranitisch	7. Apophyse
120	23,5	28,7	8,2	21,8	19,7	-0,8	normalgabbroid	8. Gabbro, Annas Rust, Vredefort
123	29,9	26	9,6	17,1	20,2	-2,8	normalgabbroid si-reich	9. Gabbro, Annas Rust, Vredefort
123	27,9	27	9,2	19,9	18	-2,0	normalgabbroid si-reich	10. Gabbro, Tweefontein, Vredefort
124	27,6	18,5	15,2	21	21,8	-0,8	si-hornblenditisch	11. Epidiorit, Rietport, Vredefort
144	20,2	30,3	6,2	20,6	14,6	+8,1	? gabbrodioritisch (alk-arm)	12. Basal Amygdaloid, Riet- port, Vredefort

Legende zu Tabelle 15 und 16.

1. Anormaler *Diabas*. Sill in Magaliesbergschichten. De Groote Boom 214. (Radley in R. A. Daly, loc. cit., p. 741.) Spezifisches Gewicht 3,05. Enthält Labradorit (An 65), gewöhnlicher diopsidischer Augit, Olivin, Magnetit und Apatit.
2. Anormaler *Diabas*. Sill in Hauptzone des Norites. Signal Hill, Sekukuni-land. (Radley in R. A. Daly, loc. cit., p. 741.) Spezifisches Gewicht 2,95. Gewöhnlicher Augit, Labradorit (An 65), Magnetit, Apatit und etwas Quarz.
3. *Gabbro* des 30 km-Pretoriaganges. Zwischen Groenkloof 419 und Blauwrandjes 484, südlich Pretoria. (Radley in R. A. Daly, loc. cit., p. 741.) Spezifisches Gewicht 2,99. Labradorit (An 60), gewöhnlicher Diallag-augit. Randzone der Feldspäte von Andesin bis Oligoklas. Etwas Hornblende, Ilmenit, Apatit, Biotit. Bis 5 % Mikropegmatit.

4. *Gabbro* des 30 km-Pretoriaganges, 7 Meilen südlich der Lokalität von Nr. 3. (Radley in R. A. Daly, loc. cit., p. 741.) Spezifisches Gewicht 3,02. Analog Nr. 3, jedoch bis 2 % Hornblende, teils randlich um Augit. Mikropegmatit bis 12 %. Plagioklas variiert von An 60 bis An 55.
5. *Diabasgang* in Felsit, Roodeplaat 314, Pretoria Distrikt. (B. Lombaard, Trans. Geol. Soc. S. A. 32, p. 155.) Spezifisches Gewicht 3,01.
6. Granophyrischer *Hornblende-Augit-Syenit* (bis Granit), Haakdoornlaagte 504, 12 Meilen nord-nordöstlich Pretoria. (Radley in R. A. Daly, loc. cit., p. 738.) Spezifisches Gewicht 2,79. Natronorthoklas, Oligoklas mit Natronorthoklasrändern, Hornblende, Augit, Quarz.
7. *Hornblendereicher Quarzsyenit*, Apophyse von Norit durch Quarzit und Granophyr, Keerom-Schlucht, Farm 473, Sekukuniland. (Radley in R. A. Daly, loc. cit., p. 738.) Spezifisches Gewicht 2,75. Dunkle Hornblende, Mikroperthit, Natronorthoklas, Quarz. Als Akzessorien Magnetit, Apatit, Biotit.

kritischen Zone und zum grössten Teil auch noch als die der Hauptzone. Da nach oben hin *mg* wieder niedrig, ja zum Teil sehr klein wird, muss erwartet werden, dass auch spätere Nachschübe relativ basischer Massen wieder normales *mg* um 0,5 und später *mg* zwischen 0,5 und 0,1 besitzen. Damit wäre die letzte (wohl nur durch Auswahl der Analysen vorgetäuschte) Kluft zwischen typischem Bushveldnorit und Quarzdiorit der Dachzone überbrückt. Nun sind 4 Analysen an Gesteinen ausgeführt, die gang- oder lagenartig im Norit oder gar Felsit auftreten, die also tatsächlich der Hauptnoritmasse gegenüber Nachschübe sind (Nr. 2—5, Tab. 15/16). Sie zeigen genau das, was erwartet werden muss. Diese basischen Nachschübe sind relativ kieselsäurereich (*si* = 125—148), relativ alkalireich (*alk* = 6—11) mit *k* höher als bei den Stammnoriten (*k* = 0,21—0,29), und sie besitzen nicht *mg*-Zahlen 0,75—0,60, sondern 0,55—0,27. Es entspricht besonders der Chemismus des sogenannten 30-km-Pretoriaganges völlig einem zu erwartenden Übergang zwischen mittlerem Hauptnorit und Dachzone.

Nehmen wir der Einfachheit das ungefähre Mittel der zwei bekannten Analysen dieses Ganges, so würde es lauten:

<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>ti</i>
136	19	47	24,5	9,5	0,25	0,31	10

Die Zwischenstellung zwischen dem Norit von Bon Accord und dem kieselsäureärmsten Dachnorit ist deutlich erkennbar:

<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>ti</i>	
123	23,5	42	28	6	0,07	0,62		Norit Bon Accord
136	19	47	24,5	9,5	0,25	0,31	10	Pretoriagang
155	21,5	46,5	20,5	12	0,36	0,10	4	Dachzone

Bemerkenswert ist der grosse  $\text{TiO}_2$ -Gehalt, der (wenn auch üblicherweise nicht in diesem Ausmasse) nur für den höchsten Teil des Noritkörpers kennzeichnend ist (siehe Ti-Magnetitnorit). Die Veränderung *si*, *alk*, *k*, *mg* obiger drei Analysen ist einsinnig.

Sollte noch irgend ein Zweifel über die engsten Beziehungen zwischen Dachfacies des Norits und „red rocks“ bestanden haben, so wird er durch die Analysen 6 und 7 beseitigt. Das Gestein Nr. 6 soll nach DALY kontinuierlich in gewöhnlichen Granophyr übergehen. Nr. 7 ist eine Analyse von Dachnorit in „Quarzit“. Beide Gesteine vermitteln so vollständig zwischen oberstem Norit und den Felsiten, dass es im Bushveld keine zwei Gesteinsarten gibt, die chemisch weniger scharf getrennt sind als Felsit-Granophyr und Norit.

Zur Verdeutlichung seien folgende 4 Analysendaten wiederholt:

<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	
294	28,5	32,5	16	23,5	0,47	0,09	Felsit
229	28,5	34	16	21,5	0,36	0,06	Unterster Teil eines Granophyrs
237	29,5	33,5	14,5	22	0,39	0,07	} Dachzone des Norits
202	24,5	38,5	20	17	0,29	0,07	

Fig. 15, S. 140, zeigt hinsichtlich der Basiswerte, wie der Übergang von Diabas zur Apophyse des Dachnorites sich vollzieht.

Die Eigentümlichkeit der basischen Gesteinsmasse des Bushveldes von der kritischen Zone bis zur mittleren Hauptzone liegt, wie bereits bemerkt, in der für Gesteine dieser Basizität hohen *mg*-Zahl. (Mineralogisch kommt dies darin zum Ausdruck, dass die Gesteine Norite und nicht Gabbro sind.) Die benachbarten und zum Teil im Alter nicht allzu verschiedenen, basischen Gesteine des Vredefortgebietes zeigen bereits wieder normales *mg* von 0,45—0,6; auch ist bei ihnen *al* etwas niedriger als in der Grosszahl der Bushveldnorite. Charakteristisch für diese Gesteine ist, dass häufig  $(ab + or) \sim an \sim en \sim (fs' + hy')$ . In der tiefsten Noritzone und im Diabas der Magaliesbergsschichten ist  $en \sim (hy' + fs')$ , jedoch *an* erheblich grösser  $(ab + or)$  und grösser *en*. Offenbar stehen die beiden Besonderheiten des Bushveldes: „häufig *mg* hoch und *an* anormal hoch“ im Zusammenhang mit der Aufspaltung des Magmas in Anorthosit und Mg-Pyroxenite.

Ein interessantes Vorkommen basischer Gesteinslager überdeckt von Felsiten findet sich in der Umgebung der Premier Mine und ist von LOMBAARD neu untersucht worden. Unzweifelhaft handelt es sich

um Bildungen, die genetisch mit denen des Bushveldkomplexes zusammenhängen. Auch hier sind mineralogisch und chemisch alle Übergänge zwischen quarzführendem Gabbro oder Diabas und Felsit vorhanden. Drei frische Typen mit  $\text{SiO}_2$  53,93, spez. Gew. 2,92;  $\text{SiO}_2$  65,43, spez. Gew. 2,73 und  $\text{SiO}_2$  77,78, spez. Gew. 2,65 wurden analysiert. (Carlsruhe, Doornkloof, siehe Analysen 17–20 der Tabelle 1.)

Vergleicht man Tabelle 17 und das Diagramm Fig. 16, S. 141, mit den Molekularwerten der eigentlichen Bushveldgesteine und mit der Fig. 14, S. 141, so fällt folgendes auf: *mg* bleibt jetzt auch in den *si*-reichen Gesteinen hoch, und da zugleich *fm* hohe Werte beibehält, entstehen anormale chemische Typen. Der allgemeine Gang der chemischen Variation von den basischen Gesteinen zu den Felsiten ist im übrigen analog wie im Bushveld. Vergleichsweise niedrigeres *al*, *alk* und *c* und höheres *fm* verstärken den Spezialcharakter des Variationsdiagrammes. *k* ist relativ hoch, sinkt jedoch in einem quarzführenden Augit-Albitsyenit von Zonderwater auf 0,01. Dieses mit Felsiten durch Übergänge verbundene Gestein steht hinsichtlich *al* und *mg* zwischen den Gesteinen des Bushveldkomplexes und denen der Premier Mine. Der hohe *alk*-Gehalt bei noch nicht sehr hohem *si* verbindet es jedoch zugleich mit den jungen Alkalisyeniten.

Tabelle 17. Premier Mine und Potgietersrust.

<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>ti</i>	<i>p</i>	
472	31	37	3	29	0,47	0,68	2,5	0,7	Felsit, Doornkloof
242	23	41	17,5	18,5	0,32	0,56	3	0,7	Quarzdiorit, Carlsruhe
127	15,5	58	20,5	6	0,26	0,65	2	0,2	Quarzführender Gabbro, Carlsruhe
174	25	40	11	24	0,08	0,34	7	0,1	Albitsyenit, Zonderwater
449	35	33,5	7	24,5	0,55	0,59	1	0,4	Felsit, Premier Mine
417	39	32,5	6	22,5	0,41	0,50	1,0	0,2	Silifizierter Felsit, Potgietersrust
394	37,5	35,5	6	21,5	0,33	0,53	1,0	0,2	Silifizierter Felsit, Potgietersrust
163	24	47,5	11	17,5	0,05	0,54	1,6	0,2	Trachyandesit, Potgietersrust
153	28,5	33,5	17,5	20,5	0,15	0,30	3,5	1,0	Hornblendeakerit, Potgietersrust
225	38	18	13	31	0,13	0,32			Hornblendeakerit, leukokrat, Potgietersrust

Es ist bemerkenswert, dass P. A. WAGNER in den Olifants River Tinfelds (Potgietersrust) ähnliche *mg*-reiche, vielleicht z. T. tuffartige Felsite gefunden hat, die auch eine später zu erwähnende textuelle Eigentümlichkeit mit den Felsiten vom Premier Mine-Typus gemeinsam haben (Analysen von *si* 417 bis *si* 225, Tab. 17). Dort stehen sie gleichfalls mit Gesteinen der Natronreihe, diesmal Natrontrachyandesiten und Akeriten nach WAGNER's Nomenklatur in Verbindung. WAGNER glaubt, dass diese Natronsyenite mit dem Bush-

veldgranit syngenetisch seien. Andererseits finden sich bekanntlich im Gebiete des Bushveldes typische Gesteine der Natronreihe, die deutlich jüngere Durchbruchmassen sind. Immerhin glaubt S. J. SHAND, der neben H. A. BROUWER eingehend die Alkaligesteinsvorkommnisse untersucht hat, dass zum mindesten diejenigen der Fransportlinie von Vor-Karoo-alter seien. Es ist durchaus möglich, dass sie den Abschluss der magmatischen Aktivität im Bushveld kennzeichnen und dass ihre Bildung zeitlich unmittelbar dem Empordringen granitischer Magmen folgte.

#### D. 7. ALKALISCHE ERUPTIVGESTEINE, JÜNGER ALS DIE HAUPT-ERSTARRUNG DES BUSHVELDKOMPLEXES.

Abgesehen von den oben erwähnten Vorkommnissen alkalisyenitischer Gesteine, die in engster Beziehung zu den Felsiten stehen, gibt es noch eine andere Beobachtung, die verstehen lassen würde, dass Alkaligesteine komagmatisch mit den Noriten sind. Bereits der Chemismus vieler Granite, Granophyre und einzelner Felsite ist typisch alkalisch; neben engadinitischen und rapakiwitischen Magmentypen sind natronlamprosyenitische und alkaligranitische zu finden. Neuere Analysen haben gezeigt, dass öfters  $alk > al$  ist. Der relativ hohe  $fm$ -Gehalt bei niedrigem  $mg$  kommt in kalkalkaligranitischen Magmen kaum vor. Schon die tiefrote Farbe der Feldspäte (Eisengehalt) macht die Verwandtschaft zu Rapakiwigraniten (Quarzsyeniten) und Alkaligraniten offensichtlich. Die letzten Erstarrungsprodukte der eigentlichen Bushveldmasse zeigen den Übergang von Magmen der Kalkalkalireihe zu Magmen der Alkalireihe; es würden nur eine Fortsetzung dieser Tendenz bedeuten, wenn ausgesprochener zur Natronreihe gehörige, noch jüngere Gesteine von Pilansberg, der Fransportlinie und von Spitzkop genetisch der Gesamtprovinz zugezählt werden dürften.

Tabelle 18. Alkaligesteine von Pilansberg und Spitzkop.

<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>ti</i>	<i>p</i>	
207	38	22	9	31	0,38	0,24	3,2	0,2	Roter Syenit, Pilansberg
182	38,5	13,5	5,5	42,5	0,26	0,10	0,8	—	Foyait, Pilansberg
167	37	18	9	36	0,34	0,13	0,2		Nephelinsyenit, Pilansberg
157	25	28	15	32,5	0,17	0,10	1,4		Lujavrit, Pilansberg
153	29	23	11,5	36	0,30	0,11	1,6	Sp	Mikrofoyait, Pilansberg
152	39	4,5	13	43,5	0,21	0,08	—	Sp	Aegirinnephelinsyenitporphyr, Pilansberg
165	32,5	23	3,5	41	0,17	0,03	1,5	0,2	Foyait, Spitzkop, Sekukuniland
89	27	18,5	26	28,5	0,16	0,43	0,5	3,1	Jjololith, Spitzkop, Sekukuniland



Tabelle 19. Alkaligesteine der Fransportlinie.

<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>ti</i>	<i>p</i>	
202	38	16	8,5	37	0,35	0,22	2,7	Sp	Phonolith, Leeuwkraal
198	40,5	9,5	8	42	0,23	0,07	1,3	—	Aegirin-Amphibolfoyait, Leeuwfontein
196	36	23	14	26,5	0,27	0,32	2,8	0,8	Natrontrachyt, Leeuwfontein
183	38,5	13,5	7	41	0,33	0,13	1,6	Sp	Foyait, Leeuwkraal
180	41	12,5	4	42,5	0,26	0,14	0,08	Sp	Foyait, Fransport
178	34	23	18	25	0,23	0,29	3,9	0,6	Syenit (Leeuwfontein), Leeuwfontein
144	34,5	17,5	7	41	0,24	0,05	2,8	—	Tinguaitporphyr, Paardefontein
134	37,5	13	7,5	41,5	0,15	0,28	1,0	—	Sodalith-Aegirinfoyait, Leeuwfontein
139	15	29,5	35	20,5	0,17	0,19	15	Sp	Pienaarit, Leeuwfontein
81	11,5	46,5	33,5	8,5	0,48	0,59	5,1	0,4	Amphibol-Monchiquit, Leeuwfontein

Wie vollzieht sich nun chemisch der Übergang? Im wesentlichen handelt es sich den Graniten gegenüber um nichts anderes als eine durchgreifende Entsilifizierung. (Siehe Tab. 18 und 19 und nachfolgende Zusammenstellung.)

<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>ti</i>	
450	37,5	15	8	39,5	0,49	0,12	1	Granit, Zaaiploatsmine
183	38,5	13,5	7	41	0,33	0,13	1,6	Foyait, Leeuwkraal
134	37,5	13	7,5	41,5	0,15	0,28	1,0	Sodalith-Aegirinfoyait, Leeuwfontein
368	34	22	4	40	0,37	0,01	2,5	Dunkler Felsit
165	32,5	23	3,5	41	0,17	0,03	1,5	Foyait, Spitzkop
456	39	23,5	6,5	30,5	0,48	0,11	?	Granit, Roodepartje
372	40,5	22	8	29,5	0,44	0,11		Felsit
207	38	22	9	31	0,38	0,24	3,2	Roter Syenit, Pilansberg
427	38,5	16,5	5,5	39,5	0,51	0,08	2	Granophyr, Fairfield
408	38	17	9	35,5	0,51	0,17	0,3	Granit, Petronella
167	37	18	9	36	0,34	0,13	0,2	Nephelinsyenit, Pilansberg
265	33	27,5	12,5	26,5	0,40	0,04	2,4	Gang der Noritdachzone
196	36	23	14	26,5	0,27	0,32	2,8	Natrontrachyt, Leeuwfontein

*al:fm:c:alk* ist in den alkalireichen Hauptgesteinen gleich wie in den red rocks, *ti* hat ähnliche Werte, *si* ist jedoch um 100 bis 300 Einheiten niedriger. Ferner fällt auf, dass *k* im allgemeinen in den jungen Alkaligesteinen (Natronreihe!) deutlich niedriger ist als in den sauren Gesteinen, *mg* ist eigentümlicherweise eher höher als in den Vergleichsanalysen.

SHAND gibt in seinen Arbeiten an, dass im allgemeinen bei den relativ leukokraten Varietäten der Alkaligesteine die Frühbildungen kieselsäurereicher und kalireicher seien als die späteren Produkte. Das könnte bedeuten,

dass sich auch zeitlich ein Zusammenhang mit den granitischen Magmen manifestiert. (Fortentwicklung vom Granit im Sinne von abnehmendem *si* und *k*.)

Die Zweigdifferentiation zu Lujavriten verwundert bei dem schon in den Felsiten hohen *fm*-Gehalt nicht; kombiniert dieser sich mit hohem *alk* und niedrigem *k*, so müssen Na-ferrisilikatreiche Gesteine entstehen. Sehr spärlich sind kalkreiche Alkaligesteine (Ijolith Spitzkop, Pienaarit, Leeuwfontein, Amphibol-Monchiquit Leeuwfontein). Teilweise führen sie auch höheres *mg*. Betont werden muss, dass sie dem grössten und relativ *mg*-armen Vorkommen Pilansberg fehlen; es handelt sich somit unzweifelhaft um sekundäre, atypische Varietäten.

## II. Teil. Die Entstehung der Gesteinsmannigfaltigkeit im Bushveld

Der erste Teil hat auf Grund älterer und neuerer Analysen die chemische Variationsbreite der Bushveldgesteine zur Darstellung gebracht. Da in Fortsetzung der Erläuterungen von DALY und REUNING versucht wurde, die einzelnen Zonen oder Phasen für sich zu charakterisieren, konnten neben den von diesen Forschern gefundenen Gesetzmässigkeiten neue wahrscheinlich gemacht werden. Naturgemäss wird es Aufgabe weiterer Feld- und Laboratoriumsuntersuchungen sein müssen, diese Beziehungen nachzuprüfen und zu präzisieren. Sicherlich wird auch in diesem Gebiet die genauere Untersuchung Komplikationen zu Tage fördern; allein, da alle 21 neuen Analysen zur Kontrolle aus der Literatur ersichtlicher Beziehungen oder besonderer theoretischer Anschauungen ausgeführt wurden und restlos Bestätigungen geliefert haben, darf angenommen werden, dass sich heute schon im Sinne einer Anregung eine Diskussion der Entwicklung der grossen magmatischen Bushveldprovinz rechtfertigen lässt.

Den Magmenverhältnissen nach sind zwei Gesteinsgruppen: Norite bzw. Diabase einerseits und Granite - Granophyre - Felsite andererseits dominierend. Dass das nicht gleichbedeutend ist mit der Behauptung, basische und saure Gesteine seien scharf voneinander getrennt, und ohne Übergangsglieder miteinander vergesellschaftet, ist einwandfrei nachgewiesen worden. Die Tatsache, dass im allgemeinen in einer petrographischen Provinz von mehrheitlich pazifischem Charakter gabbroide und granitische Magmen in weiterem Sinne domi-



nieren und Übergangsglieder mehr untergeordnete Bedeutung haben, ist übrigens nicht auf Zentralkomplexe im Sinne HOLMES beschränkt. Es sei daran erinnert, wie in Faltengebirgen die ophiolitischen Gesteine des Geosynklinalstadiums oft scheinbar fast unvermittelt in die granodioritisch-granitischen Gesteine des Faltengebirgsabschlusses übergehen. Die Dominanz basaltischer und granitischer Magmenprodukte ist für vorwiegend pazifische Provinzen eine universelle Erscheinung, die mit dem besonderen Typus des Magmaaufstieges (Zentralkomplex, Bushveldtypus, Lopolithtypus u. s. w.) nichts zu tun hat. Sie steht auch nicht im Gegensatz zu der Tatsache, dass sorgfältige Untersuchungen in allen diesen geologischen Einheiten Übergangsglieder auffinden lassen.

Im Bushveld besteht die saure Gesteinsmasse aus „red rocks“: Felsiten, Granophyren, Graniten. Dabei fällt auf, dass manche Geologen diesen chemisch so verwandten und strukturell durch Übergänge verbundenen Gesteinen verschiedenes Alter, teils vornoritisch, teils nachnoritisch, zuschreiben. Wenn auch an und für sich die Wiederholung ähnlicher Differentiationsvorgänge nichts Anormales darstellen würde, so muss doch betont werden, dass höchstens vereinzelte Beobachtungen bekannt sind, die zwingen, Granit- und Felsit-Granophyrkomplexe als merklich verschiedenaltig anzunehmen. Im Gegenteil: im Gebiet von Fairfield konnte LOMBAARD einen deutlichen kontinuierlichen Übergang von Granit in Granophyr konstatieren, während dort der Felsit schärfer abgegrenzt ist. Ähnliche Übergänge sind in dem Makechaan Plateau bekannt. Andererseits wird von Paardekop, Kloppersdam und Tweefontein u. a. Orten ein Übergang von Granophyr in Mikroperthit-Felsit (DALY, LOMBAARD) erwähnt. Dass in einzelnen Fällen Granit intrusiv in Granophyr oder Felsit zu sein scheint, spricht durchaus nicht gegen die Zugehörigkeit zu ein und derselben Grossphase magmatischen Aufstieges; denn die gewaltige Masse der „red rocks“ konnte sich nicht auf einmal bilden. HALL's Angabe, dass die Felsite lokal durch Norit kontaktmetamorph verändert seien (Tautesberg), steht vorläufig noch vereinzelt da. Hat schon DALY deutlich ausgesprochen, dass die sauren Granophyre wohl dem gleichen Magma angehören wie die Granite, so ist es kein grosser Schritt mehr zu der Annahme, dass mindestens ein Teil der Felsite und Granophyre wie die Granite jüngere Bildungen darstellen als der Noritkomplex. Vielleicht ist die Gesamtmasse der „red rocks“

mehr oder weniger gleichaltrig, wobei jedoch die Feldbeobachtungen und die chemischen Daten dafür sprechen, dass das Empordringen der sauren Magmen lokal mit einer explosiv-vulkanischen Phase begann, der mächtige sukzessive Nachschübe, die zum Teil intrusiv blieben, folgten. Diese Nachschübe lagerten sich öfters zwischen Felsit und Noritkörper ein; ob jedoch das ganze Bushveld von einer gleichmässig mächtigen vulkanischen Decke überlagert war, bleibt fraglich. Man hat heute genug Erfahrungen, um nicht jede körnige Struktur als Anzeichen in grosser Tiefe erstarrter Magmen ansehen zu müssen. Da unzweifelhaft einzelne Felsite und Granophyre mehr oder weniger gleichaltrig mit Graniten sind und vornoritische Felsite den Verfassern als nicht bewiesen erscheinen, soll im Folgenden nur diese Beziehung berücksichtigt werden. Stellt sich durch weitere Forschungen heraus, dass es tatsächlich ältere Felsite und Granophyre gibt<sup>1)</sup>, so würde das lediglich bedeuten, dass entsprechend den älteren im Pretoriasystem eingeschalteten Diabasen schon vor der Noritbildung eine gleiche Differentiation wie später stattgefunden hatte.

Unzweifelhaft durchbrechen Granite und granitische Gänge den Norit; niemals konnte das Umgekehrte konstatiert werden. Alle Geologen nehmen daher an, dass die über den Noriten gelegenen Granite jüngere Nachschübe darstellen. Allerdings hat R. A. DALY die Frage aufgeworfen, ob die durchbrechenden Granite und die überlagernden Granite zusammengehören. Die von ihm veranlasste Analyse durchbrechenden Granits (Morgen Zon 422 Farm, Sekukuniland) zeigt indessen eher engere chemische Verwandtschaft mit Felsiten und Granophyren als manche direkt in Granophyre übergehende Deckengranite. Die Molekularwerte lauten:

<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
375	39,5	19,5	9	32	0,48	0,02

Dass der geringere *si*-Gehalt kein Grund für eine Abtrennung ist, zeigen die Granophyre sowie der Umstand, dass innerhalb eines porphyrartigen Granitstockes von Roodeportje nebeneinander Granite mit *si* 452 und *si* 375 gefunden wurden. (Siehe Dissertation von

<sup>1)</sup> Apophysen der Dachnoritzzone durch Quarzite bis in die Granophyre von Sekukuniland sprechen eventuell dafür, lassen jedoch vielleicht auch die Deutung zu, dass während der letzten Kristallisation der obersten Noritlagen bereits granophyrisches Magma emporgedrungen ist.

LOMBAARD<sup>2)</sup>.) Die „red rocks“ bezeugen somit, dass lagenartiger Aufbau der Eruptivmasse durch sukzessiven Magmaaufstieg und durch Überfließen zustandekommen kann. Diese Erkenntnis ist ein Ausgangspunkt für die Beurteilung der Gesteinsmannigfaltigkeit im Bushveld.

Als die Anschauung, die magmatische Differentiation sei vielerorts mit Kristallisation und Saigerung der Kristallisationsprodukte verbunden, durch BOWEN neue Belebung erhielt, wurde ihr öfters entgegengehalten, dass der zu erwartende schichtige Aufbau der Eruptivgesteine (Massengesteine!) fehle. Im Bushveld ist dieser Schichtenbau im Grossen und im Kleinen vorhanden. Trotzdem lässt sich die reine Theorie der fraktionierten Kristallisation in situ, schon wegen des rhythmischen Charakters der Schichtung, nicht anwenden. Der Petrograph erinnert sich, dass ein ganz ähnliches Dilemma bei der Deutung der ozeanischen Salzablagerungen vom Typus Stassfurt auftrat. Nachdem die Untersuchungen von VAN T'HOFF und anderer die normale Kristallisationsfolge beim Verdunsten von Meerwasser festgelegt hatten, gelang es nicht, das Normalprofil der Salzablagerungen unmittelbar darauf zu beziehen. Zunächst zeigte sich eine mehrfache Wiederholung der Anfangsstadien einer chemischen Sedimentation. Sie wurde schliesslich erklärt durch neue Speisung des Ablagerungsraumes mit undifferenzierter oder wenig veränderter Lösung. Aber auch die einzelnen Schichten zeigten grösstenteils in Struktur und Materialbestand Abweichungen von den zu erwartenden Saigerungsprodukten; Umsetzungen während und nach der Ablagerung, Fehlen der letzten Ausscheidungsphasen, Abquetschung von Lösungen musste angenommen werden. Die Natur erwies sich auch hier als bedeutend komplexer als das nur einen Gesichtspunkt berücksichtigende Experiment. Wie sollte es bei der magmatischen Differentiation anders sein? So wenig man jedoch in der Lehre der ozeanischen Salzablagerungen das Grundprinzip des Kristallisationsvorganges deshalb aufgeben musste, so wenig gerechtfertigt ist es, jede dem einfachsten Schema der Kristallisationsdifferentiation widersprechende Beobachtung sofort als Gegenargument gegen die Mitwirkung der Kristallisation bei der Differentiation zu verwenden. Natürlich darf man das weitschichtige Problem der Erup-

---

<sup>2)</sup> Dissertation Universität Zürich, erschienen unter dem Titel: The Felsites and their relations in the Bushveld Complex. Auch: Trans. Geol. Soc. South Africa 1932, S. 125.

tivgesteinsprovinzen nicht auf den einfachen Mechanismus: Sinken oder Steigen der Kristalle, Abquetschen der Lösung eventuell des Kristallbreies zurückführen oder in einer Eruptivgesteinsmasse alle Differenzen als in situ entstanden ansehen. Selbst in kleinen Vulkanherden geben die Zonarstrukturen der Plagioklase Auskunft von Wanderungen der Kristalle und Gleichgewichtsverschiebungen in verschiedenen Tiefen der Magmamasse. Dass sinkende Kristalle teilweise oder völlig resorbiert werden können, wird von den geologischen Beobachtungen mit mindestens der gleichen Sicherheit verlangt wie die Möglichkeit der Kristallwanderung an sich. Das typische Beispiel der magmatischen Differentiation, die Ganggefugschaft der Granite, die Bildung der sogenannten Spaltgesteine, der Aplite und Lamprophyre, zeigt unwiderleglich, dass Kristallsaigerungsprodukte als flüssige Magmamassen nachträglich intrudierten und dass dem Gegenpol der Erstkristallisationsprodukte, den leichtflüchtigen Bestandteilen, eine wichtige Rolle zukommt. In der Diskussion der Ursachen der magmatischen Differentiation findet man oft die Folgerung, Kristallisation komme nicht in Frage, weil ein neues Gestein seinem Chemismus nach nicht nur ursprüngliches Magma plus oder minus die und die Kristallart sei. Es ist aber selbstverständlich, dass man mit der einfachen Addition oder Subtraktion von Kristallen nur in einfachsten Fällen auskommt, denn jede Wanderung von Teilphasen erzeugt automatisch neue Gleichgewichtsverschiebungen, die sich ausschliesslich in flüssigem Zustand abspielen.

Wenn wir die Bezeichnung Kristallisationsdifferentiation brauchen und am Beispiel des Bushveldes glauben beweisen zu können, dass ihr die Hauptrolle bei der magmatischen Differentiation zukommt, so ist damit folgendes verstanden:

Die magmatische Differentiation ist mit der Kristallisation verbunden und in ihrer Richtung durch sie weitgehend bestimmt. Stoffverschiebungen im beobachteten Ausmass sind nur durch Phasentrennung und Wanderungen einzelner, besonders kristallisierter Phasen infolge der Heterogenität des äusseren Feldes (Schwerkraft, Druck, Temperatur) möglich. Oft sind die Kristalle nur vorübergehend Vehikel der Stoffverschiebung; das Endresultat sind dann verschiedene flüssig magmatische (im Idealfall im stationären Gleichgewicht befindliche), koexistierende Zustände. Die Kristallisation löst (wie unter anderen Be-

dingungen die Einschmelzung) die Differentiation aus, bestimmt im Verein mit den möglichen Stoffverschiebungen leichtflüchtiger Substanzen die Richtung. In ihrer Gesamtheit sind jedoch die Produkte nur selten einfache Kristallanhäufungen und Rückstandslösungen, und nur in Sonderfällen kann Differentiation in situ beobachtet werden.

Tabelle 20.

Bushveld. Generalübersicht.

		<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
„red rocks“	Felsit	316	28	32	15	25	0,45	0,8
		375	37	26	3	34	0,5	0,1
		430	41	15	6	38	0,4	0,0
	Granit { Granophyr oder Felsit { Granit	430	43	12	7	38	0,5	0,1
		450	37,5	15	8	39,5	0,5	0,1
Dachzone	Dachzone	237	29,5	33,5	14,5	22	0,39	0,07
		155	21,5	46,5	20,5	12	0,36	0,10
Hauptzone	Anorthosit	154	39,5	11	34	15,5	0,2	0,3
	Norit	148	21,5	42	25	11	0,2	0,3
	Magnetitnorit	54	18,5	64	12,5	5	0,25	0,1
	Magnetitit	1	1	98	0,5	0,5	—	0,1
	Anorthosit	139	44,5	7	38	11	0,07	0,1
	Norit	128	31	28	34,5	5,5	0,06	0,6
		118	21,5	44,5	29	5	0,06	0,065
Kritische Zone	Anorthosit	120	45,5	5	45,5	4	0,1	0,4
	Norit	110	25	46	25	4	0,1	0,8
	Pyroxenite	97	2,5	95	2	0,5	0,0	0,83
	Anorthosit	120	37	21	37	5	0,1	0,7
	Norit	110	25	46	25	4	0,1	0,8
	Pyroxenit ± Chromit	96	7	82	9,5	1,5	0,0	0,75
	Anorthosit	114	36	25,5	32	6,5	0,1	0,65
	Chromit	11	38,5	59	2,5	—	—	0,4
	Norite	110	25	46	25	4	0,1	0,8
Basalzone	Basalzone, Norit	120	25,5	43	27	4	0,04	0,55

Die geologischen Verhältnisse des Bushveldes lassen hinsichtlich des Magmaaufstieges folgende Annahmen gerechtfertigt erscheinen: Während des langsamen, ruhigen, periodisch intensivierten Magmenzuflusses sank das Gebiet zentripetal trogförmig. Im allgemeinen finden sich die ältesten magmatischen Gesteine unter den jeweilig jüngeren, d.h. es fand ein Überfließen statt. Es gibt viele Stellen, an denen diese Überflusstextur zu er-

kennen ist, wobei teils das Unterliegende bereits erstarrt, teils noch flüssig oder halberstarrt war. Eine schöne Stelle innerhalb des Noritkörpers findet sich am Forest Hill. Spuren tektonischer Bewegungen sind überall erkenntlich; die Exkursion des internationalen Kongresses konnte sie besonders schön am Forest Hill und in den Chromitlagerstätten von Grooteboom (Steelport Rivergebiet) studieren. Schon die auch von P. A. WAGNER in den Vordergrund gestellte Erscheinung „That the crystallisation of the rocks of the norite zone proceeded regularly from below upward“ beweist, dass von einer Gesamterfüllung des Raumes mit flüssigem Magma und erst darauf folgender Erstarrung und vollständiger Differentiation in situ keine Rede sein kann. Man könnte den Vorgang der Magmentektonik des Bushveldes am besten vergleichen mit der Bildung einer Geosynklinale, die mit sukzessiver Sedimentauffüllung tiefer wird. Statt der Sedimentbildung hat ein ständiger Zufluss vom Magma stattgefunden, wobei der Trog sich vertiefte. Da bekanntlich auch in den eigentlichen Geosynklinalen basische Magmen empordringen und mit den Sedimenten sich vermischen, ist der Gegensatz nicht so gross, wie er anfänglich erscheint. Der Trog wird im Bushveld lediglich nicht von oben, sondern von unten mit Material erfüllt; der isostatische Effekt muss ein analoger sein. Allerdings fehlt die in Geosynklinalgebieten folgende Faltengebirgsbildung, was nicht verwundern wird, wenn die andersartige Beschaffenheit des Auffüllmaterials und die durch den Magmaaufstieg bereits erledigte Unterströmungsmöglichkeit berücksichtigt wird. Indessen stehen mit einer derartigen Grosstektonik wohl Vorgänge in Verbindung, wie sie im Vredefortgebiet auftreten. Es erscheint dem Verfasser zweifellos, dass eine nähere Untersuchung dieses grosstektonischen Typus im Vergleich zu den Vorgängen in sedimenterfüllten Geosynklinalräumen neues Licht auf die gebirgsbildenden Erscheinungen überhaupt werfen wird. Hier jedoch wollen wir uns nur mit der damit verbundenen Eigenart der magmatischen Differentiation befassen. Da im Grossen innerhalb des Noritkörpers die oberen Teile jüngere Magmenzuflüsse darstellen als die unteren Teile, muss die im ersten Kapitel konstatierte Änderung im Gesamtchemismus von unten nach oben Zeugnis ablegen über eine andersorts in der Tiefe vor sich gegangene Differentiation. Sie gilt es zunächst zu charakterisieren. Dabei sei vorweggenommen, dass die Bänderung Anorthosit-Norit-Pyroxenit bzw. Chromitit



bzw. Magnetitit grösstenteils als sekundäre, in situ erfolgte Differentiation einzelner Schübe angesehen wird. Ohne eine Aussage über die Mächtigkeit dieser Schübe bzw. zusammengehöriger Komplexe lässt sich daher vorderhand nur in grossen Zügen die Änderung des Chemismus beurteilen, wobei es vollständig genügt, die unter A unterschiedenen vier Zonen zu betrachten. Der Spezialfall des Potgietersrustdistriktes sei vorläufig ausser Betracht gelassen. Die höchst schematische und nur das Prinzip erläuternde Tabelle 20 fasst die Hauptdaten nochmals zusammen und ist ein Beleg für die im ersten Kapitel im Einzelnen erwähnten Gesetzmässigkeiten. Die im Mittel von der kritischen Zone zur Dachzone erkennbare Abnahme von  $mg$ , die Zunahme von  $alk$ ,  $si$  und im oberen Teil auch von  $k$  (siehe Kap. I und dazugehörige Diagramme) drückt sich mineralogisch wie folgt aus:

Die Norite der kritischen Zone enthalten meist vorwiegend Bronzit (monoklin oder rhombisch), Labradorbytownit oder Bytownit neben meist nur untergeordnetem Diallag. Chromit, Magnetit, Hornblende, Sulfide sind normalerweise lediglich Akzessorien. In der Hauptzone trifft man neben Labradorit schon vorwiegend Hypersthen an; Diallag oder diopsidischer Augit ist eher weiter verbreitet, ebenso Apatit und Titanmagnetit. Mit den Erzen tritt Biotit auf. In der Dachzone ist der Plagioklas oft Andesin. Alkalifeldspat und Quarz bilden Mikropegmatit. Die dunkeln Gemengteile sind Hornblende, gewöhnlicher Augit und Biotit. In den Felsiten, Granophyren und Graniten neben Mikroperthit und Quarz auftretende Plagioklase sind Oligoklas bis Albit. Oft deutlich natronreiche Hornblende ist im allgemeinen häufiger als Augit und Biotit. Zirkon, Magnetit, Apatit sind daneben Akzessorien. Im  $k$ - $mg$ -Diagramm, Fig. 17. S. 158, in welchem aus den tieferen Zonen nur die Mittiglieder, die Norite, eingezeichnet sind, ist deutlich zu erkennen, wie von der kritischen Zone zur Hauptzone bei ähnlichem  $k$  der  $mg$ -Wert sinkt. Die obere Hauptzone und die Dachzone zeigt höheres  $k$  und niedrigeres  $mg$ ; zu den Felsiten und Graniten hin wird dann  $k$  grösser. Selbständige Intrusionen im Norit, wie der 30 km-Pretoriagang, vermitteln zwischen mittlerer Hauptzone und Dachzone. Die ältesten basischen Gesteine haben ihre Projektionsörter unterhalb denen der Norite der Hauptzone.

In einer früheren Arbeit in dieser Zeitschrift<sup>3)</sup> ist gezeigt worden, wie über normative Alkali-Calcium-Alumosilikate das Diagramm

---

<sup>3)</sup> Diese Zeitschrift, Bd. VII, 116—134, 1927.

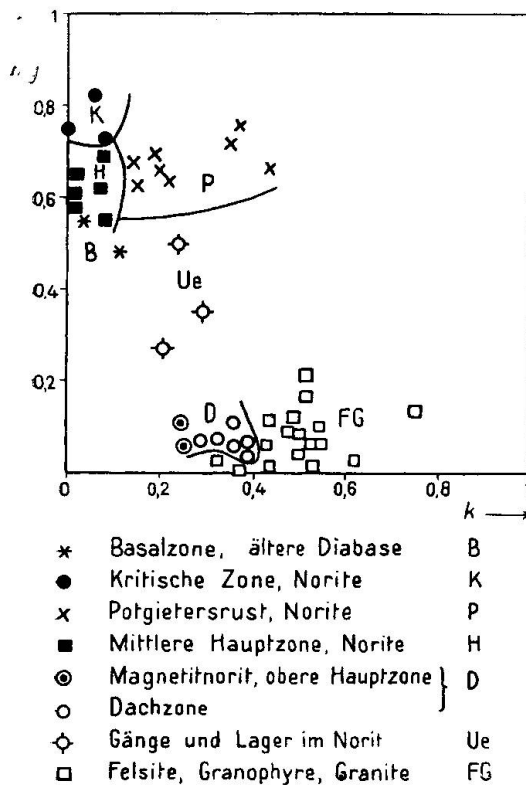


Fig. 17.

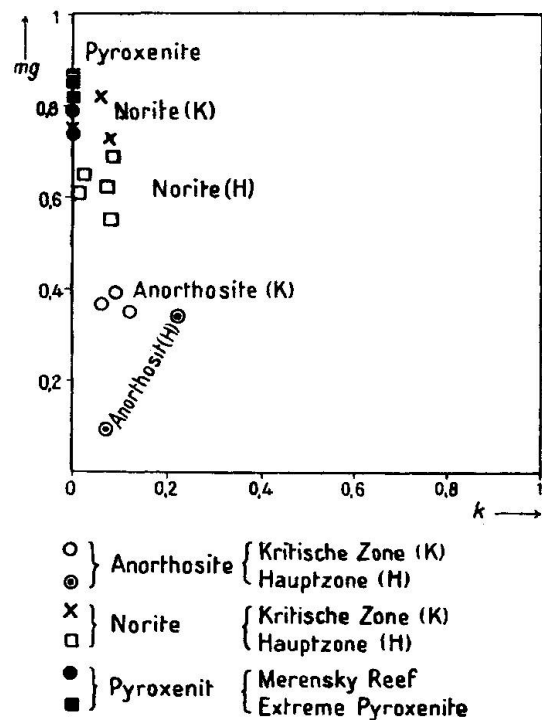


Fig. 18.

Fig. 17.  $k$ — $mg$ -Diagramm. Die Norite des eigentlichen Noritkörpers zeigen hohes  $mg$ . Hinsichtlich  $mg$  sind mit den „red rocks“ bereits nahe verwandt die Gesteine der Magnetitlager und der Dachzone. Gänge und Lager im Norit vermitteln zwischen ihnen und den gewöhnlichen Noriten. Man beachte auch die höheren  $k$ -Zahlen des Potgietersrust-distriktes.

Fig. 18.  $k$ — $mg$ -Diagramm für die Pyroxenit-Anorthositdifferentiationen innerhalb der kritischen Zone und der Hauptzone. Man erkennt die Gesamtverschiebung von der kritischen Zone zur Hauptzone, ferner in jeder Zone das Sinken der  $mg$ -Zahl vom Norit zum Anorthosit.

$\frac{2 \text{ alk}}{\text{al} + \text{alk}}$ ,  $k$  Auskunft gibt. Aus ihm ist (Fig. 19, S. 160) die Entwicklung von der kritischen Zone über die Hauptzone zu den „red rocks“ schön ersichtlich. In den Noriten der kritischen Zone ist bei  $k$  um 0,1  $\frac{2 \text{ alk}}{\text{al} + \text{alk}}$  um 0,13—0,3, in der Hauptzone 0,3—0,4; in der oberen Hauptzone steigt es über 0,5 bei  $k$  um 0,2—0,3; in der Dachzone sind Werte 0,7—0,85 mit  $k$  um 0,3 beobachtet worden, und die Grosszahl der Felsite, Granite und Granophyre hat  $\frac{2 \text{ alk}}{\text{al} + \text{alk}} = 0,84—1,2$  und  $k$  0,2 bis 0,55. Diese gesetzmässige Veränderung von der kriti-



schen Zone zu dem Felsit-Granophyr-Granit-Komplex ist genau das, was bei einer Kristallisationsdifferentiation in der Tiefe erwartet werden muss. Durch Auskristallisation von Mg-Silikaten und basischem Plagioklas muss die Restschmelze relativ reicher an Eisenverbindungen (niedrigeres *mg*), Alkalialumosilikaten (hohes *alk*) und später besonders Kali (höheres *k*) werden. Es muss auch der Gehalt an leichtflüchtigen Bestandteilen, z. B. H<sub>2</sub>O (Hornblende, Biotit,

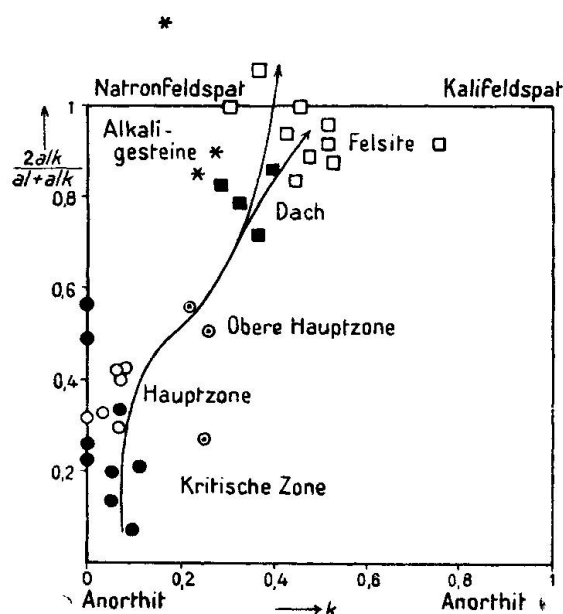


Fig. 19.  $\frac{2alk}{al + alk}$ , *k*-Diagramm von der kritischen Zone zu den „red rocks“ und einzelnen Alkaligesteinen der späteren Vulkanphase. Die Änderung in der Zusammensetzung der Feldspäte (siehe Fig. 1, Bd. VII, S. 120 dieser Zeitschrift) ist kennzeichnend.

Zinnsteinpneumatolyse in Graniten etc.) zunehmen. In der Tat ist in den normalen Noriten H<sub>2</sub>O (+ und —) oft nur 0,3—0,4 Gewichtsprozent, in den Dachnoriten 1,7—2,2 Gewichtsprozent. In den Felsiten, Graniten und Granophyren muss der H<sub>2</sub>O-Gehalt wegen des weit dominierenden SiO<sub>2</sub> wieder sinken; immerhin sind Werte 0,6 bis weit über 1 als normal zu bezeichnen. Da die Mg-Augite fast völlig TiO<sub>2</sub> frei sind, steigt relativ auch der TiO<sub>2</sub>-Gehalt gegenüber den Basen an (*ti*-Zahl).

Hat somit während der Bildung der magmatischen Geosynklinale ein in der Tiefe vorhandenes basisches Magma Kristallisationsdifferentiation erlitten, so mussten die sukzessiven, eine Auffüllung des Troges zur Folge habenden Magmenschübe

genau die Änderungen aufweisen, die beobachtet werden können.

Es ist klar, dass eine derart einheitliche Erklärung der Verwandtschaftsverhältnisse ad hoc erfundenen Hypothesen gegenüber weit überlegen ist. Vielleicht werden jedoch von den Verfechtern dieser Granitbildungstheorie folgende „Einwendungen“ geltend gemacht:

1. Warum ist der Basalnorit als vermutlich erste Bildung magnesiumärmer, fällt somit aus der Entwicklungsreihe?

2. Warum steigt in der Dachzone, besonders jedoch in den „red rocks“, der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt so stark an, da doch die Norite  $\pm$  an  $\text{SiO}_2$  gesättigte Gesteine sind und die erwähnten Kristallisationsprodukte gleichfalls normalen  $\text{SiO}_2$ -Gehalt besitzen. Warum nimmt ferner zwischen mittlerer Hauptzone und Dachzone die *mg*-Zahl scheinbar plötzlich rasch ab?

Ad 1. Wie bereits früher erwähnt, ist die sehr hohe *mg*-Zahl der kritischen Zone etwas Anormales. Selbst in der Umgebung des Bushveldes zeigen ansonst die basischen Magmen niedrigeres *mg* (Tabelle 15/16). Sie sind aber im Durchschnitt auch eher etwas *si*-reicher als typische Norite der kritischen Zone. In ihr, und soweit bekannt, nur in ihr, finden sich aber auch die peridotitischen Intrusiva. Folgendes könnte somit eine durchaus plausible Erklärung sein: Die Magmen der kritischen Zone sind bereits in gewissem Sinne Differentiationsprodukte. Magnesiumsilikate haben sich in diesem Magmenkomplex vor seinem Aufstieg angereichert. Vielleicht war im Ursprungsherd von oben Olivin  $\pm$  Enstatit abgesaigert und bei höherer Temperatur in der Tiefe wieder aufgelöst worden. Bei dem Aufstieg in den Trog lieferte die obere Schicht den Basalnorit (A. 1.), die tieferen Schichten ergaben das Material für die kritische Zone. Während in den meisten Fällen bei genügender Durchmischung die Olivinmoleküle silifiziert wurden, blieben anderorts einzelne grosse lamprophyrtartige, peridotitische Schlieren zurück. Teils drangen sie mit dem Hauptmagma empor, teils später für sich und erzeugten so die Peridotitlager und Peridotit-schlöte. Dass diese Peridotitmassen beim Aufstieg flüssig waren, steht ausser Frage und wird auch von P. A. WAGNER besonders betont. Handelt es sich also beim Olivin um Erstausscheidungen, so muss in der Tiefe der gleiche Wiederaufschmelzungsprozess stattgefunden haben, der für die lamprophyrische Differentiation und

die abschliessende Alkalibasaltbildung vieler vulkanischer Provinzen so kennzeichnend ist<sup>4)</sup>. Ein grosser Teil des Magmas der Hauptzone entstammt wohl der tieferen durch Magnesiumsilikatanreicherung gar nicht oder nur sehr wenig beeinflussten Schichten der gleichen Grossphase der Gesamtdifferentiation. Deshalb findet man im mittleren und unteren Teil der Hauptzone *k* noch wenig verändert und *mg* noch nicht kleiner als in den älteren Diabasen. Nach dieser ersten in viele Schübe zerfallenden Hauptentleerung des ursprünglichen Magmaherdes schritt die Kristallisation in ihm weiter fort. Im wesentlichen konnten jetzt jedoch nur die jeweiligen oberen flüssigen Teile des primären Magmaherdes in den Trog abwandern. Dieser Art der Abwanderung ist es auch zuzuschreiben, dass die Granite des Bushveldes praktisch frei von Lamprophyren sind und die letzten „red rocks“ selbst bereits aplitischen Chemismus aufweisen. Vermutlich fand stellenweise eine grössere Pause zwischen Bildung der Noritdachzone und Felsitbildung statt. Nach derartigen Pausen sind explosive Vorgänge (Ansammlung der leichtflüchtigen Stoffe) leicht verständlich. Die späteren Nachschübe drangen z. T. zwischen die Grenze Norit-Felsit ein, so dass im obersten Teil die „Schichtung“ nicht normal ist.

Ad 2. Die  $\text{SiO}_2$ -Anreicherung in Restschmelzen einer magmatischen Grossdifferentiation, die Bildung granitischer Magmen, ist eine weitverbreitete Erscheinung, unabhängig von der Art der Nebengesteine, also nicht etwa durch Quarzitassimilation erklärbar. Eine Reihe von Petrographen ist ohne weiteres geneigt, trachytisch-syenitische Magmen als reine Differentiationsprodukte basaltischer anzuerkennen, nicht aber felsitisch-granitische. Es wird etwa wie folgt argumentiert:

Da innerhalb des pazifischen Ozeans neben Basalten fast ausschliesslich intermediäre, meist trachytisch bis trachytisch-phonolithische Gesteine bekannt sind, gehört die Differentiation zum granitischen Magma den Provinzen innerhalb der Sialblöcke an.

Die Behauptung, dass aus dem Gebiet des pazifischen Ozeans überhaupt keine quarzführenden Gesteine (oder Gesteine, die bei Holokristallinität Quarz führen könnten) bekannt seien, ist falsch. Einer Zusammenstellung von C. BURRI seien nachstehende Beispiele von Gesteinen mit relativ hohem *si* oder bei mittelhohem *si* mit hohem *k* entnommen unter Angabe der Molekularwerte in der Reihenfolge *si*, *al*, *fm*, *c*, *alk*, *k*, *mg*, *qz*.

<sup>4)</sup> Unverständlich ist es, wenn Vertreter der Aufschmelzungstheorie ganzer Sialblöcke die Möglichkeit der Resorption ausgeschiedener Kristalle in der Tiefe als unwahrscheinlich ansehen.

Rhyolith-Obsidian, Osterinsel (Rapanui). In Tuff. Anal. Raoult in Lacroix, Mém. Ac. Sc. 59, p. 49, 1927.

<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>qz</i>
362	40,5	14	6	39,5	,27	,43	+ 4

Quarztrachyt, Dom oder Kraterfüllung, Pioa, Tutuila, Samoagruppe. Anal. H. S. Washington in R. A. Daly, Geol. Am. Samoa. Carnegie Inst. Publ. 340. Wash. 1924, p. 117.

349	36,5	16,5	2,5	44	,37	,02	+95,5
-----	------	------	-----	----	-----	-----	-------

Rhyolith-Bimstein, Marutea du Sud, Tuamotu Inseln. Vom Meere angeschwemmt, vielleicht von Pitcairn kommend. Anal. Raoult in Lacroix, Mém. Ac. Sc. 59, p. 45, 1927.

326	43,5	10	10	36,5	,32	,09	+60
-----	------	----	----	------	-----	-----	-----

Trachyt, Zentrum von Nuku-Hiva, Marquesas Inseln. Anal. Raoult in Lacroix, Mém. Ac. Sc. 59, 1927, p. 42.

283	46,5	6,5	6	41	,35	,38	+21
-----	------	-----	---	----	-----	-----	-----

Trachyt, Nähe Dorf Vatia, Tutuila, Samoagruppe. Anal. H. S. Washington in R. A. Daly, Geol. Am. Samoa. Carnegie Inst. Publ. 340. Washington 1924, p. 117.

282	42	18	6,5	33,5	,36	,17	+56
-----	----	----	-----	------	-----	-----	-----

Trachyt, Aotupa, Nuku Hiva, Marquesas Inseln. Anal. Raoult in Lacroix, C. R. Paris 187, 1928, p. 367.

280	46	9,5	31	41,5	,39	,03	+14
-----	----	-----	----	------	-----	-----	-----

Trachyt, Pitcairn. Anal. Raoult in Lacroix, Mém. Ac. Sc. 59, 1927, p. 46.

246	34,5	22,5	8	35	,36	,32	+ 7,5
-----	------	------	---	----	-----	-----	-------

Biotit-Trachyt, Taiohae, Nuku Hiva, Marquesas Ins. Anal. Raoult in Lacroix, C. R. Paris 187, 1928, p. 367.

242	44	12	6	38	,40	,10	-10
-----	----	----	---	----	-----	-----	-----

Na-Trachyt, Masafuera, Juan Fernandez Ins. Anal. N. Sahlbom in P. Quensel, Bull. geol. Inst. Uppsala 9, 1912, p. 284.

236	41	19,5	6,5	33	,27	,41	- 6
-----	----	------	-----	----	-----	-----	-----

Latit, zwischen Tiva und Opu One, Tahaa, Inseln unter dem Winde. Anal. Raoult in Lacroix, C. R. Paris 187, 1928, p. 398.

196	38,5	21	13,5	26,5	,43	,28	-10
-----	------	----	------	------	-----	-----	-----

Latit, Strasse, 1 km E Papetoai, Moorea, Gesellschaftsinseln. Anal. H. W. Foote in Iddings u. Morley, Proc. Natl. Ac. Sc. 4, 1918, p. 114.

194	37	28	10	25	,42	,19	- 6
-----	----	----	----	----	-----	-----	-----

Shoshonit, Moorea, Gesellschaftsinseln. Anal. Raoult in A. Lacroix, Mém. Ac. Sc. 59, 1927, p. 26.

183	34,5	26	14	25	,41	,10	-17
-----	------	----	----	----	-----	-----	-----

Man vergleiche:

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>qz</i>
Quarztrachyt, Tutuila	349	36,5	16,5	2,5	44	0,37	0,02	+ 95,5
Dunkler Felsit, Bushveld (Rietfontein)	368	34	22	4	40	0,37	0,01	+126
Trachyt, Tutuila	282	42	18	6,5	33,5	0,36	0,17	+ 56
Obsidian, Osterinsel	362	40,5	14	6	39,5	0,27	0,43	+104
Granit, Bushveld (Albert Silver Mine)	377	42	16	4	38	0,38	0,36	+125

Man wird vergeblich nach fundamentalen Unterschieden suchen, durch die sich obenstehende Differentiationsprodukte inmitten des afrikanischen Land-

blockes von denen im pazifischen Ozean unterscheiden. Viele der pazifischen „Trachyte“ sind ausserdem deutlich an  $\text{SiO}_2$  übersättigt.

Vernachlässigt man nun, dass innerhalb dieser Landblöcke im Ganzen andere physikalische Bedingungen herrschen als im Gebiet des pazifischen Ozeans, so wird wahrscheinlich, dass die Differentiation zu quarzführenden Gesteinen durch Aufschmelzung des an sich *si*-reichen Sialblockes zustandekommt. Dazu ist natürlich sofort zu bemerken, dass gerade diese Vernachlässigung der Änderung der physikalischen Bedingungen nicht erlaubt ist. Es bedeutet einen willkürlichen Schematismus, unter den andersartigen Bedingungen nur die Möglichkeit einer Aufschmelzung ins Auge zu fassen. Wie unberechtigt es ist, das Auftreten von reichlich Quarz in späteren Differentiationsprodukten als etwas Unerklärliches darzustellen, zeigt gerade in ausgezeichneter Weise das Bushveld. Bereits im Hauptnorit ergibt die normative Berechnung etwas Quarz neben Orthoklas. Kleine mikropegmatitische Zwickelausfüllungen sind nicht selten. Der neu analysierte Norit von Bon Accord zeigt auf Katanorm berechnet neben 1,6 *q* 1,8 *or*, also ungefähr gleichviel *or* wie *q*. Man braucht nun nur einen Blick auf die Tabelle zu werfen, welche die Katanormen einer Reihe von Granit-Felsit-Granophyr-Analysen enthält, um zu erkennen, dass sehr häufig in diesen sauren Gesteinen Orthoklas und Quarz in ungefähr gleicher Menge auftreten. In erster Annäherung steigt der Orthoklasgehalt linear mit dem Quarzgehalt an. Hätte man den einfachen Vorgang „alles *or* und *q* bleibt in der Restlösung“, so müsste das so sein und es wäre bei auch nur spurenweise quarz- und orthoklasführenden Magmen das granitische Restmagma ein notwendiges Differentiationsprodukt.

In Fig. 20, S. 165, sind die neu analysierten Norite, dunkeln Felsite, Felsite, Granophyre und Granite des eigentlichen Bushveldes in ihren gegenseitigen Beziehungen hinsichtlich des kata-molekularnormativen *an*-, *ab*-, *or*-, *q*-Gehaltes dargestellt. Abszisse ist der prozentuale normative *q*-Gehalt; *an*-, *ab*-, *or*-Gehalt sind als Ordinatenwerte abgetragen; entsprechende Punkte sind untereinander verbunden. Das Diagramm ist von seltener Klarheit und in jeder Beziehung typisch für Kristallisationsdifferentiation. Zunächst nimmt von Norit über den Dachnoriten bis zu den dunkeln Felsiten der normative Anorthitgehalt ständig ab, der Albitgehalt zu. Das muss so sein, wenn kalkreicher Plagioklas ausgeschieden, die Schmelze immer albitreicher wird. Sobald jedoch der Anorthitgehalt Null oder praktisch Null geworden ist, kann sich als Plagioklas nur noch reiner Albit ausscheiden, das heisst die relative Albitanreicherung muss aufhören.

Deshalb hat in den noch relativ quarzarmen dunkeln Felsiten die *ab*-Kurve ihr Maximum. Gleichzeitig haben sich ständig Orthoklas-molekül und Quarz angereichert, diese Anreicherung geht, wie notwendig, ungehindert durch die Albitausscheidung in ungefähr gleicher Stärke weiter. Es entstehen in den Graniten, Granophyren und einzelnen Felsiten schliesslich Gesteine, in denen nahezu  $q \sim ab \sim or$  ist, das sind die typischen alkalireichen liquidmagmatischen Endprodukte. Dass in dieser letzten Phase das Alkalienverhältnis (also auch das von normativem *or* und *ab*) etwas variieren kann, muss nicht verwundern, da ja nicht reine Albite neben reinem Orthoklas sich auszuscheiden brauchen, sondern je nach den Bedingungen komplexe Alkalifeldspäte. Ausserdem kann sich jetzt durch Biotitabsaigerung teilweise  $\frac{ab}{or}$  in der Restschmelze wieder zu Gunsten von *ab* verschieben, oder Na-Ferrisilikate mit ihrer leichten Dissoziationsfähigkeit spielen eine Rolle.

Im Dachnorit (nicht nur in dem neu analysierten Vorkommnis, sondern ganz allgemein) scheint *or* stärker angereichert zu sein als Quarz. Nur, wo in der Tiefe die Vorgänge sich langsam abspielen konnten (und durch spätere Nachschübe erst die Restschmelzen empordrängen), gehen *or*- und *q*-Anreicherung völlig Hand in Hand. Die (Fig. 20, S. 165) nach rechts ansteigende 45°-Linie würde dem Verhältnis  $q:or = 1:1$  entsprechen; es ist deutlich, wie sich die *or*-Kurve, vom Dachnorit abgesehen, dieser Linie anschmiegt. So zeigen die drei verschiedenen Kurventypen für *an*, *ab*, *or* gegenüber *q* am deutlichsten, dass im Bushveld die „red rocks“-Bildung Gesetzen unterworfen ist, die als notwendige Folgeerscheinungen einer Kristallisationsdifferentiation angesehen werden dürfen, die jedoch recht komplizierte und ad hoc erfundene Erklärungen verlangen, sollte die Assimilation eine Hauptrolle gespielt haben.

Mit dieser Feststellung soll nun keineswegs bestritten werden, dass die Quarzanreicherung auch noch durch andere Bedingungen als nur die Kristallabsaigerung begünstigt wird. Dass kieselsäurereiche Silikate (z. B. Augite, Orthoklas) in der Schmelze unter  $SiO_2$ -Abgabe dissoziiert sind, haben die Schmelzuntersuchungen gezeigt; dass diese Silifizierungs- und Entsilifizierungsgleichgewichte durch  $CO_2$  und  $H_2O$ , allgemein durch leichtflüchtige Bestandteile beeinflusst werden, ist gleichfalls Erfahrungstatsache.

Die offenbare Abhängigkeit dieser Gleichgewichte vom Gehalt an leicht zur Wanderung neigenden Stoffen macht es sogar wahrscheinlich, dass neben granitischen andere Restmagmen mit entsilifi-

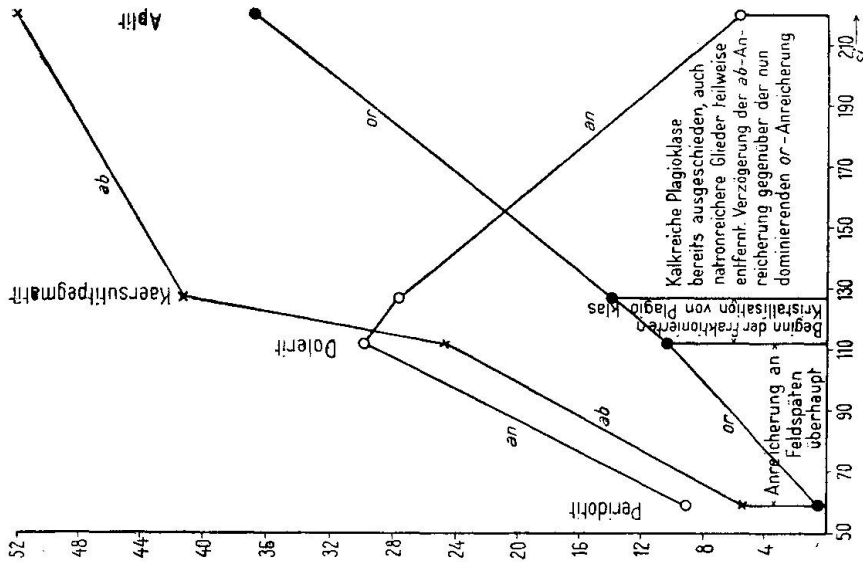


Fig. 22

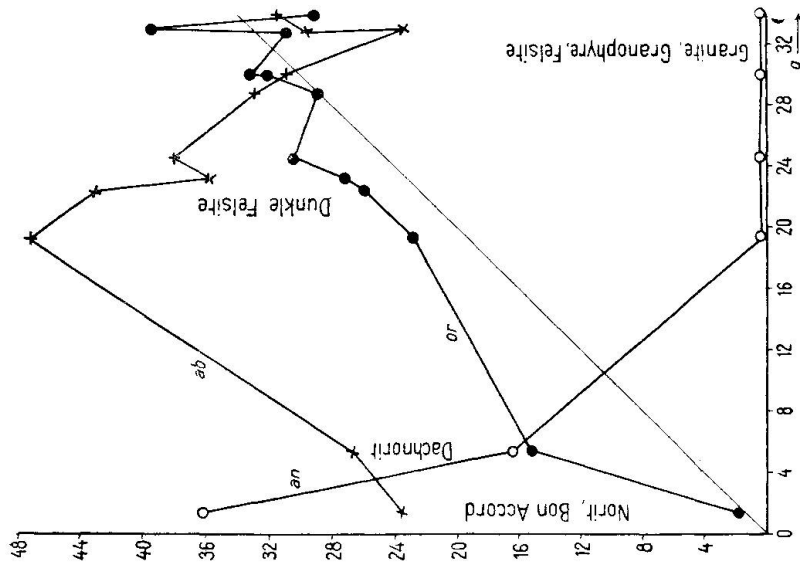


Fig. 20

Fig. 20. Teildifferentiationsdiagramm vom Norit von Bon Accord über Gesteine der Dachzone zu dunkeln Felsiten, Felsiten, Granophyren und Graniten.  $q$  ist Abszisse. Rapides Sinken von  $an$  mit steigendem  $si$ . Stetige Zunahme von  $or$ , Maximum in der  $ab$ -Kurve. (Kata-molekularnormierte Tabell. 2 b.)

Fig. 22. Analoges Diagramm wie Fig. 20, jedoch Basiswerte mit  $si$  als Abszisse, für vier Gesteine von Kaersut. Restlaugenentwicklung aus Peridotit.



zierten Alumosilikaten entstehen können. Und wenn, wie vermutet werden darf, im Ganzen genommen Olivin- und Erzabscheidung im Bushveld von nicht dominierendem Einfluss waren, ist zu erwarten, dass neben an  $\text{SiO}_2$  übersättigten alkalireichen Magmen noch andere alkalireiche gebildet wurden, die an  $\text{SiO}_2$  stark untersättigt sind. Ein Teil des freigewordenen  $\text{SiO}_2$  stammte irgendwo aus hochsilifizierten Silikaten, die hierbei in niedrig silifizierte umgewandelt wurden. Solche Mineralien finden sich in den jüngeren Alkaligesteinen, den foyaitischen Teilprovinzen. Es erscheint dem Verfasser sehr wahrscheinlich, dass die Bildung an  $\text{SiO}_2$  untersättigter, jedoch relativ alkalireicher Magmen häufig eine Begleiterscheinung der Gabbro-Granitdifferentiation ist. Die Wanderung solcher Magmen gegen das Vorland eines Faltengebirges verhindert lediglich normalerweise den Aufstieg am Ort der Granitintrusionen. Im Bushveld mussten diese Magmen gegen den Trogrand oder die zentrale Störungszone Pretoria-Warmbath gedrängt werden<sup>6)</sup>. Die randlich gelegenen Nephelinsyenitprovinzen Pilansberg und Spitzkop, sowie die atlantische Provinz der Fransportlinie wären dieser Auffassung nach normale Derivate der Gesamtdifferentiation. Die Stelle des Emporstieges dieser teilweise stark untersättigten Magmen sind tektonisch bedingt. Bekanntlich hat R. A. DALY mit besonderem Nachdruck darauf hingewiesen, dass Entsilifizierungen, wie sie nephelinführenden Gesteinen eigentümlich sind, auch durch Karbonateinschmelzungen erzeugt werden können. Experimentell wurde diese Theorie vom Verfasser bestätigt. S. J. SHAND ist ein eifriger Vertreter der Hypothese der Entstehung aller typischen Alkaligesteine des Bushveldes durch Kalkstein- oder Dolomitassimilation. Die dem magmatischen Komplex des Bushveldes unterliegende Pretoriaserie führt Dolomit, im Ganzen aber ist das Gebiet an Karbonatgesteinen viel viel ärmer als andere Provinzen, denen atlantische Vergesellschaftungen völlig fehlen. Dass trotz des Dolomits ausserordentlich kieselsäurereiche alkalireiche Gesteine (Felsite-Granite) dominieren, wird übrigens von den Verfechtern dieser Theorie nicht beachtet; man begrenzte willkürlich Dolomiteinschmelzungen auf die Punkte, in denen Nephelingesteine auftreten.

---

<sup>6)</sup> Das Bushveld besteht eigentlich aus zwei oder drei Becken: westlich: Gebiet des Marico-Elands-Crocodilriver, östlich: Gebiet des Elands-Olifants-Steelpoort-River, nördlich: das von Schichten des Waterbergsystems fast völlig zugedekte Gebiet Warmbath-Nylstrom zum Pongolariver.



Nun müssen bei Assimilation von Dolomit in erster Linie kalk-magnesiumreiche Magmen entstehen. Nur bei völliger Diopsid- oder Monticellitabsaigerung können im weiteren Verlauf relativ kalk- und magnesiumarme, aber an  $\text{SiO}_2$  untersättigte Magmen zurückbleiben. Die grösste atlantische Teilprovinz des Bushveldes, der Pilansberg, ist jedoch als Ganzes kalkarm und relativ magnesiumarm. Im Gebiet der Fransportlinie ist  $mg$  etwas höher, jedoch (abgesehen von Gängen) immer noch weit niedriger als in den Noriten. Einzig einzelne sekundäre Varietäten wie der Pienaarit sind kalkreich. Im Gebiet von Spitzkop tritt unmittelbar Dolomit auf. Hier spricht alles für eine deutliche Karbonatassimilation; gleichzeitig findet man aber auch Ijolith mit  $c = 26$ ,  $mg = 0,43$ . Ganz allgemein hat ein sorgfältiges Studium der verschiedenen magmatischen petrographischen Provinzen den einen Verfasser zu folgender Anschauung geführt, die natürlich zunächst nur als Arbeitshypothese zu werten ist.

Provinzen mit melteigitisch - ijolithischen, oft theralithischen oder entsprechend kaliijolithischen (vesuvitisch - somaitisch, oft shonkinitisch-missouritischen) Hauptdifferentiationen lassen öfters, wenn auch nicht immer, Karbonatassimilation erkennen oder vermuten. Die Bildung normaler atlantischer Provinzen mit syenitisch-monzonitisch-foyaitisch-urtitischen oder gar evisitischen Hauptmagmen kann jedoch fast durchwegs nur sehr gezwungenerweise auf derartige Vorgänge zurückgeführt werden. Es ist im Gegenteil meist recht unwahrscheinlich, dass die Entstehung der letztgenannten Magmen irgendwie an das Vorhandensein aufnahmefähiger Karbonatgesteine gebunden ist. Karbonatzufuhr ist ja nur einer von verschiedenen Faktoren, welche Gleichgewichte wie



nach rechts hin treiben können. Auf das Bushveld bezogen, würde das heissen, dass nur Gesteine ähnlich dem Ijolith von Spitzkop lokaler Dolomiteinschmelzung ihre Entstehung verdanken, dass jedoch die syenitisch-foyaitischen Magmen als Komplementärglieder der felsitisch-granitischen im Verlaufe der normalen Differentiation entstanden sind.

In mancher Beziehung schliessen sich chemisch die Alkaligesteine enger an den unteren und mittleren Noritkörper an als die Felsite und Granite. Es ist nur die Dachzone des Norits mit dem

niedrigeren  $mg$ , dem schon ziemlich hohen  $si$  und  $k$ , die dartut, dass der Hauptdifferentiationsverlauf über Granodiorit und Felsit zu Granit führte. Deutlich ist das aus den zwei Diagrammen Fig. 19, S. 159, und Fig. 21, S. 168, ( $k$ - $mg$ -Diagramm und  $\frac{2 alk}{al+alk}$ ,  $k$ -Diagramm), ersichtlich.  $k$  behält in den jüngeren Gesteinen normalerweise den niedrigen Wert der Norite bei, und  $mg$  vermittelt zwischen den  $mg$ -Werten der kritischen und der Dachzone. Auch hinsichtlich der spezifischen Gewichte folgen die Gesteine nicht auf den Granit, sondern sie treten an Stelle der „red rocks“.

Granophyre und Granite meist	2,58 — 2,6	
Felsite	2,63 — 2,67	} leukokrate Alkalisyenite und Foyaite 2,55 — 2,70
Dunkle Felsite	2,7 — 2,75	
Obere Norite (Dachzone)	2,75 — 2,99	
Gänge mit Übergangsschemismus	2,95 — 3	
Norite	2,9 — 3,05	
Olivinnorit	3,2	

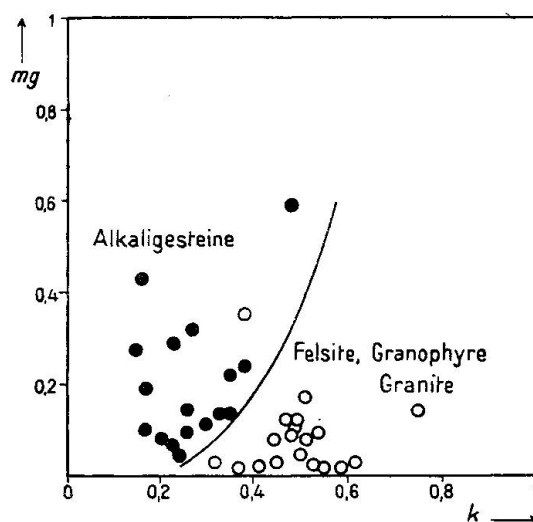


Fig. 21.  $k$ — $mg$ -Diagramm für die Gesteine der eigentlichen jüngeren Alkali-provinzen des Bushveldes und die „red rocks“. Die Gesteine der atlantischen Teilprovinz sind hier  $k$ -ärmer, aber eher  $mg$ -reicher. Der Vergleich mit Fig. 17 zeigt, dass sie sich in dieser Beziehung mehr den Dachnoritgesteinen und den Übergangsbildungen nähern.

Dieser Umstand spricht nicht dafür, dass erst nachträglich aus granitischen Magmen durch Entsilifizierung die syenitisch-foyaitischen Magmen entstanden sind (z. B. Hornblendeabsaigerung, leichte Dolomiteinschmelzung). Eher ist an eine Parallelentwicklung zu denken, etwa so, dass tiefer gelegene  $H_2O$ -ärmere Partien  $SiO_2$  nach oben abgegeben haben, so dass stellenweise granitisches Magma auf syenitisch-foyaitischem lag, welches letzteres dann durch

weiteres Einsinken des Troges randlich ausgepresst wurde. Andernorts konnte die Differentiation direkt zu Natrongesteinen führen. Eine gewisse Bestätigung dürfte man in dem selbständigen Auftreten natronsyenitischer und natrontrachytischer Gesteine finden, das Seite 147 erwähnt wurde. Das spezifische Gewicht der von WAGNER beschriebenen natronsyenitischen Gesteine liegt zwischen 2,69 und 2,80.

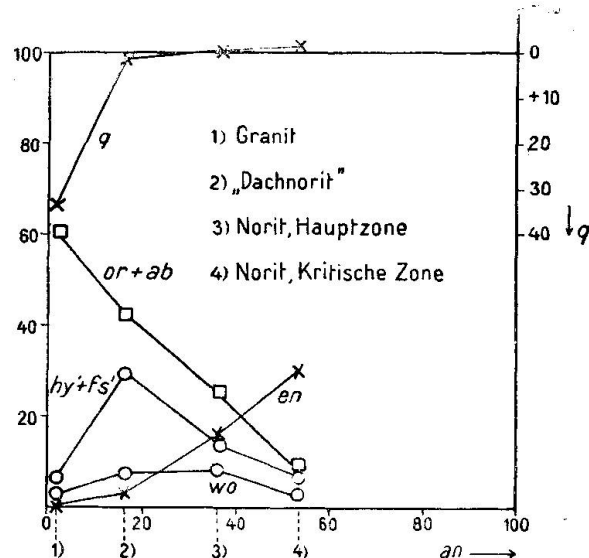


Fig. 23. Charakteristisches Diagramm der Basiswerte für die Hauptdifferentiation. (Molekularwertdiagramm ähnlicher Art liegt in Fig. 14 vor.) Es steigt  $(or + ab)$  mit sinkendem  $an$  an;  $(fs' + hy')$  sowie  $wo$  besitzen ein Maximum;  $en$  verhält sich wie  $an$ ;  $q$  beginnt erst typisch  $+$  zu werden, nachdem  $an$ ,  $en$  und  $wo$  klein geworden sind. Diese Restlagendifferentiation verläuft im Schaubild von rechts nach links. Im Vergleich zeigen Fig. 12 und 15, wie verschiedene Teilstücke dieses Differentiationsschema bis in Einzelheiten realisiert sind.

Betrachtet man das Diagramm Fig. 20, S. 165, so ist sofort ersichtlich, dass im Gebiet des Maximums der Albitkurve, d. h. bei noch recht niedriger  $q$ -Zahl, die Entwicklung natronsyenitisch-foyaitischer Magmen die geringste Änderung des Differentiationsverlaufes verlangt.

Der dunkle Felsit von Spitsrand, der dem Maximum am nächsten kommt, besitzt die Werte  $si$  297,  $al$  32,5,  $fm$  27,  $c$  8,  $alk$  32,5,  $k$  0,32,  $mg$  0,03. Er ist also bereits ein Alkaligestein, das mit gewissen Pantelleriten, z. B. dem Pantellerit von Aouache (Ostafrika) mit  $si$  295,  $al$  31,  $fm$  28,5,  $c$  3,  $alk$  37,5,  $k$  0,33,  $mg$  0,02 sehr nahe verwandt ist. Etwas weiter nach links im Diagramm würden Gesteine resultieren, die dem trachytischen Magma nahe kommen, bei noch stär-

kerer Albitanreicherung Albitsyenite. Es braucht dann eine geringe Gleichgewichtsverschiebung im Sinne der Entsilifizierung, damit aus diesen oder statt dieser drei Typen lujavritische, monzonitfoyaitische und foyaitische Magmen entstehen, die alle Merkmale der Provinz von Pilansberg tragen.

Tabelle 21. Der Peridotit von Kaersut (Grönland) und sein Ganggefolge.

<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>p</i>	<i>ti</i>	<i>spez. G.</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>no</i>	<i>en</i>	<i>hy'+fs'</i>	<i>qz</i>
<b>Peridotit</b>																
59	4	85	10	1	0,08	0,79	0,5	1,4	3,15	0,6	5,5	9,1	8,5	81,7	22,0	-27,4
Olivin und Umwandlungsprod. über 60 %, Pyroxen mit randl. Titanhornblende (Kaersutit), etwas Labradorit, Analcim, Biotit, Erze.																
<b>Dolerit (Gang)</b>																
112	23	48,5	20	8,5	0,28	0,36	0,5	5,3	2,76	10,3	24,6	29,8	4,5	14,4	25,4	-9,0
Plagioklas, Titanaugit, Biotit, Erze. Zeolithe und Calcit in Hohlräumen.																
<b>Kaersutitpegmatit</b>																
127	30	30	25	15	0,25	0,57	0,4	6	2,67	13,9	41,2	27,6	7,3	12,5	9,6	-12,1
Plagioklas, viel Kaersutit (meist um Titanaugit oder selbständig), auch barkevikitische Hornblende randl. um Kaersutit, zu äußerst oft Arfvedsonit. Hie und da Biotit bis Nontronit. Alkalifeldspäte bis 10 %, Ilmenit, Zeolithe.																
<b>Aplitische Gangfüllungen</b>																
220	39,5	18,5	7	35	0,42	0,52	0,3	2,2	2,51	36,7	52	5,7	1,3	4,8	4,5	-5
Alkalifeldspäte weit vorwiegend. Dazu Plagioklas, Analcim, viele Zeolithe (Natrolith, Pektolith). Als Akzessorien: Biotit, Pyroxen, Kaersutit-Barkevikit-Katoforit, Aegirinaugit, Erz, Apatit. Sek. Bildungen: Calcit, Nontronit, Kaolin.																

Die Vermutung, dass bereits so frühzeitig die Differentiation nach den Magmen der Natronreihe einsetzt, findet in den oben erwähnten Gesteinsvorkommen, die WAGNER beschrieben hat, sowie in dem von LOMBAARD erläuterten, unten zu erwähnenden Vorkommen von Albitsyenit der Premiermine ihre Stütze. Wie bei von vorneherein fehlender Quarzanreicherung durch blosse Differentiation aus basischem, in diesem Falle peridotitischem Magma analoge Gesteine entstehen können, hat am Beispiel der Differentiation von Kaersut DRESCHER<sup>7)</sup> gezeigt. Es ist sehr instruktiv, ein Fig. 20, S. 165, analoges Diagramm hierfür zu zeichnen. Dabei soll nur von den Basiswerten ausgegangen werden. Als Abszissenwert hat jetzt nicht der *q*-Gehalt, sondern die *si*-Zahl zu gelten. Weil *q* kleine negative Werte beibehält, wird ein Teil der Na-Alumosilikate in Form von Analcim vorliegen.

<sup>7)</sup> F. K. DRESCHER und H. K. E. KRUEGER: Der Peridotit von Kaersut (Grönland) und sein Ganggefolge als Beispiel einer Sekretionsdifferentiation. N. J. f. Min., BB. LVII, A. 1927, S. 569.

Tabelle 21 zeigt die Molekularwerte und die daraus berechneten Basiswerte des Peridotits, des Dolerits, Kaersutitpegmatits und Aplits. Fig. 22, S. 165, ist die Fig. 20, S. 165, analoge Figur. Da das für die Differentiation in Frage kommende Magma peridotitisch ist, gehört jetzt zu den ersten Anreicherungen in der Restschmelze auch der Plagioklas. Es steigen daher zunächst *an*- und *ab*-Kurve mit steigendem *si* an. Sobald kalkreicher Plagioklas ausgeschieden wird, nimmt *an* ab und wird der Zuwachs an *ab* bedeutend grösser. Mit zunehmender Abscheidung von natronreichem Plagioklas vermindert sich wieder der Zuwachs an normativem *ab*-Gehalt, wenn es auch zunächst nicht zu einem prozentualen Abfall kommt. Ziemlich unbeeinflusst von diesen Änderungen im Verlauf der *an*- und *ab*-Kurve steigt der *or*-Gehalt mit *si* bis zur aplitischen Restlauge an. So ist den besonderen Bedingungen entsprechend Fig. 22, S. 165, das getreue Gegenstück von Fig. 20, S. 165, und es wäre unbegreiflich, wenn jetzt des grösseren *si*-Gehaltes wegen plötzlich Fig. 20, S. 165, anders gedeutet werden sollte als Fig. 22, S. 165, die eine unbestrittene Restlaugendifferentiation verkörpert, da Einschmelzungen völlig ausgeschlossen sind.

Dass in einer Magmamasse von der Grösse derjenigen, die den Bushveldtrog ausfüllte, lokal weitere Variationen der Differentiation auftreten müssen, ist selbstverständlich. In erster Linie werden in randlichen, vielleicht nur lose mit dem Hauptzufuhrskanal zusammenhängenden Massen Besonderheiten zu konstatieren sein. Ein solches Beispiel ist das Gebiet der Premier Mine, deren basische und sauren Gesteine von LOMBAARD eingehend untersucht wurden (siehe Tabelle 17). Auch hier sind von den basischen zu den sauren Gesteinen aller Übergänge vorhanden (siehe Diagramm 16, S. 141).

Das basische Gestein ist teilweise bedeutend augitreicher und feldspatärmer als der normale Bushveldnorit; es enthält auch bereits Mikropegmatit ( $k = 0,26$ , spez. Gew. 2,92). Die Felsite andererseits sind bei hohem *fm* durch hohes *mg* ( $= 0,59-0,68$ ) ausgezeichnet. Es muss auf die Dissertation von LOMBAARD verwiesen werden, in der gezeigt wird, dass textuelle Eigentümlichkeiten (Pseudomorphosen von Quarz nach Feldspat) und Charakter der autopneumatolytischen Umwandlungen zur Annahme zwingen, dass auch hier erst verschiedene Schübe aus einem tiefer gelegenen Differentiationsherd die Gesamtmasse erzeugten, wobei teilweise Vermischung der Differentiationsprodukte (Hybridismus) erfolgte. Von Interesse an dieser Stelle ist jedoch der Umstand, dass die relativ *k*- und *mg*-

reichen Felsite mit *si* über 400 lokal in *k*-arme Natronsyenite mit *mg* 0,35 und *si* 174 übergehen. (Siehe Tab. 16, man beachte den gleichfalls hohen *ti*-Gehalt.) Die ganze analoge Teilprovinz des Olifantsriver Tinfelds zeigt das gleiche Phänomen. Das bedeutet, dass gerade da, wo keine vollständige Separierung der Magmen der Normaldifferentiationsreihe Norit-Granit entstehen konnte, gleichaltrige Übergangsglieder zur Natronreihe beobachtet wurden. Dass dies unsere Anschauung von der organisch bedingten, gleichzeitigen Entstehung der foyaitischen und granitischen Magmen stützt, braucht nicht näher ausgeführt zu werden. Nochmals sei beiläufig betont, dass sich der Umschlag von der Kalkalkalireihe zu den Alkalireihen nicht von Granit zu Foyait vollzieht, dass bereits einzelne Gesteine der Dachzone und des „red rocks“-Komplexes typisch alkalisch sind. (Chemisch sind die Arfvedsonitgranite von Vredefort eher alkaliärmer als manche Bushveldgranite.) Nur die niedrigen *si*- und *k*-Zahlen der syenitisch-foyaitischen Nachschübe sind neu. Die Hornblenden der Dachgesteine, Felsite, Granophyre und Granite mit dem Pleochroismus:  $n_\alpha$  olivgrün,  $n_\beta$  tiefbraun bis opak,  $n_\gamma$  rötlichbraun bis opak oder  $n_\alpha$  schwacholivgrün,  $n_\beta$  braungrün,  $n_\gamma$  tiefbraungrün oder  $n_\alpha$  tiefgrünbraun,  $n_\beta \sim n_\gamma$  olivgrün oder  $n_\alpha$  strohgelb,  $n_\beta$  blassgrün,  $n_\gamma$  grasgrün oder mit ins Bläuliche spielender Farbe sind sicherlich z. T. etwas natronhaltig. Manche „red rocks“ besitzen ja  $alk > al$ ; da jedoch das Molekül  $\left[ \begin{smallmatrix} \text{Si}_2\text{O}_6 \\ \text{Fe} \end{smallmatrix} \right]$  Na leicht aufspaltbar ist, treten im Verhältnis  $alk:al$  grössere Variationen auf.

Das geologische Auftreten der Gesteine und die chemisch-mineralogischen Beziehungen der verschiedenen Gesteinstypen zueinander stützen somit die Ansicht, dass die jüngeren syenitisch-foyaitischen Magmen des Bushveldes normale Differentiationsprodukte darstellen, die sich hinsichtlich *si* und *k* zu den granitischen Magmen mehr oder weniger komplementär verhalten.

Da soeben von Besonderheiten randlicher Differentiation die Rede war, sei noch kurz des Potgietersrustdistrikt gedacht.

Wie die Tabellen 7 und 8 und die Figuren 7 und 8, S. 131, dartun, ist im Potgietersrustdistrikt bei analogen Differentiationsverhältnissen wie in der kritischen Zone *mg* und *c* ähnlich der Haupt-



zone, *k* ähnlich wie in der Dachzone. Das Magma war also in sich etwas weiter differenziert und inhomogener als üblicherweise in der kritischen Zone. Es muss vor allem eine starke Anreicherung an leichtflüchtigen Bestandteilen stattgefunden haben. Deshalb, wie bereits REUNING erkannte, die häufige pegmatitische Ausbildung und die verbreitete Hornblendeführung. Alle derartigen Abweichungen vom Hauptverlauf der Differentiation bestätigen die Verbundenheit der verschiedenen chemischen Veränderungen. Im Grossen zeigen somit die Diagramme Fig. 13, 14 und das Diagramm Fig. 23 die Differentiation zur normalen Restlösung, während die Diagramme Fig. 1, 2, 9, 10, 3, 11 für Differentiationen einzelner Magmenschübe am Erstarrungsort charakteristisch sind. Aber es ist zur Zeit noch nicht möglich, die einzelnen Schübe genau auseinander zu halten und jede Differentiation in situ von Intrusionen heterogener in Differentiation begriffener Magmen zu unterscheiden. Es ist überhaupt fraglich, ob das jemals durchgängig möglich sein wird. Das schönste und überzeugendste Beispiel einer Differentiation in situ ist die Absaigerung des Ti-Magnetits in der oberen Hauptzone (z. B. Magnet Heights). Dass diese spezifisch schweren Lager sich so hoch oben befinden, hat seine Ursache darin, dass zur Zeit des Überfliessens der zugeordneten, an Fe und Ti reichen Magmen, der untere Noritkörper bereits erstarrt war. An Stelle der Magnetiterze treten in den älteren Auffüllmassen die Chromitite. Die Wiederholung der Magnetitbänder mit jeweiligen geringerer Mächtigkeit nach oben hin, lässt eine gewisse Periodizität auch dieses Vorganges vermuten. Es scheint, dass neuer Magmafluss die Erstarrung von oben her unterband, so dass, wenn auch nicht mehr zu den bereits starreren tieferen Massen, jedoch bis zu einem gewissen höheren Niveau von neuem Magnetitabsaigerung entstehen konnte (höhere Magnetitbänder). Die Eigentümlichkeit, dass Magmenlager, die von oben her abgekühlt wurden, wieder von neuem durch Magmaüberlagerung an der Erstarrung gehindert wurden, wird überhaupt die Ursache mancher eigenartiger Relationen der verschiedenen Schichten zueinander und mancher struktureller Besonderheiten sein. Es muss eine der Aufgaben der genaueren geologisch-petrographischen Untersuchungen werden, diesen Gedanken in Einzelheiten zu verfolgen.

Als typische Differentiation in situ ist auch das Profil Anorthosit-Merensky Reef bzw. Harzburgit, Pyroxenit oder Chromitit anzusehen. (Siehe Fig. 1 und 4, S. 121 und 128). Die spezifischen Gewichte einer solchen Serie lauten ungefähr:

Anorthosite	2,72—2,79
Ossipitische Norite	2,86—2,94
Gewöhnliche Norite	2,9 —3,0
Merensky Reef	3,2 —3,23
Bronzitit	3,2 —3,34
Chromitit	4,4 —4,5

Die Wiederholung im Grossen (Bastard Reef), sowie viele Wiederholungen im Kleinen (Chromitbänder z. B.) sind in Analogie zu dem oben gesagten nicht allzu schwer zu deuten. Auf Grund der eigenen Beobachtungen und der schönen Untersuchung von P. A. WAGNER sei nur folgendes hervorgehoben: Die mit dem Merensky Reef verbundenen ultrafemischen Gesteine sind nicht nur abgesai-gerte Kristallaggregate. Infolge der neuen Magmaüberlagerung hat sich ihnen etwas Restlauge mit reichlichen leichtflüchtigen Bestandteilen angereichert. Deshalb steigt vom Anorthosit zu ihnen

$\frac{2 \text{ alk}}{\text{al} + \text{alk}}$ , deshalb die nicht seltenen pegmatitischen Exsudate. Gerundete Kristalle weisen auf Reaktionen mit teilweiser Resorption durch die Restlauge hin, so dass hier besonders deutlich wird, wie das mechanische Schema Kristallaggregat einerseits, Restschmelze andererseits ein unzulängliches Bild vermittelt.

Begonnen hat wahrscheinlich die Kristallisation von basischem Plagioklas und Bronzit fast gleichzeitig, der besondere Chemismus (*mg*, *an*) und der Mechanismus der Magmaförderung (stets neue Wärmezufuhr) begünstigte die gute Sonderung. Der erstgenannte Umstand (hohes *mg*) würde verstehen lassen, warum nach oben hin die Bänderung schwächer wird.

Wenn auch durchaus nicht abgestritten werden soll, dass eventuell einzelne grosse Pyroxenitlager bereits als pyroxenitische Magmen emporgedrungen sind, so steht doch unsere Ansicht zum mindesten gegenüber den früheren Ausführungen von REUNING in deutlichem Gegensatz. REUNING hat ursprünglich Bänder wie das Merensky Reef als Intrusionen für sich betrachtet, während unserer Meinung nach alle geologischen Tatsachen dafür sprechen, dass sie Differentiationsprodukte in situ einer weit mächtigeren Magmalage der normalen Magmenüberschichtung waren.

Die Dunitschlote, über deren Entstehung bereits Seite 160 Mutmassungen geäussert wurden, enthalten im Kern oft eisenreiche Hortonolithgesteine. Es handelt sich, wie die Ausführungen von WAGNER dartun (Struktur, Biotite etc.), um pegmatitische Nachschübe, da im Olivinmagma zuerst die magnesiumreichen Olivine auskristallisierten. So lassen sich ohne Zwang die mannigfaltigen



Erscheinungen der Bushveldprovinz dem Vorstellungskreis der Kristallisationsdifferentiation im Sinne der Erläuterungen von Seite 154 zuordnen. Die Eigenart ist gegeben durch den geotektonischen Charakter der Magmenförderung und durch die Überlagerung einer in der Tiefe erfolgten Differentiation zu alkalireichen Restschmelzen mit Differentiationen in situ und mit durch Gleichgewichtsverschiebung bedingten Variationen des Hauptablaufes der Magmenänderung.

### III. Teil. Allgemeine Bemerkungen

Der Typus der Bushvelddifferentiation steht nicht vereinzelt da. In der Dissertation von LOMBAARD sind einige Vergleiche gezogen worden. Sie würden sich vermehren lassen, doch soll die genauere Charakterisierung und Abgrenzung des Typus einer späteren Untersuchung vorbehalten sein. Es muss hier nur nochmals der Versuche gedacht werden, die Gesteinsvergesellschaftung sogenannter Zentralkomplexe (zu denen das Bushveld gehört) auf Palingenese des Sial zurückzuführen. Dafür spricht keine einzige chemische Tatsache, im Gegenteil: die scharf prononcierte Eigenart hieher gehöriger Provinzen unabhängig vom Charakter des überlagernden Sials ist schwer damit in Einklang zu bringen. Dass die Prämissen schon falsch sind, ist Seite 143 erwähnt worden. Die Tatsache, dass neben syenitischen Endgliedern der Differentiation im Sialsockel stets granitische auftreten, hängt unserer Meinung nach mit den Belastungsverhältnissen, d. h. den möglichen Anreicherungen an leichtflüchtigen Bestandteilen zusammen. Für das Bushveld kommt die von A. HOLMES theoretisch konstruierte Cupolatheorie übrigens aus rein geologischen Gründen gar nicht in Frage. Es wird hier dieser den HOLMES'schen Ausführungen entgegengesetzte Standpunkt deshalb mit Schärfe vertreten, weil darauf sich stützend bereits von drei, neuerdings vier, gesondert entstandenen Magmenmassen: den basaltischen, granitischen und alkalischen, eventuell der peridotitischen die Rede ist, während gerade das Bushveld zeigt, wie diese unter sich engste chemische Verwandtschaft von der Art eines Differentiationszusammenhanges aufweisen. Keiner der Versuche, der Grossassimilation oder der Palingenese in der Bildung normaler Granitherde die entscheidende Rolle zuzuschreiben, hat sich auf eingehende chemische Untersuchungen gestützt. Bevor die an sich interessanten Theorien, die manche sicherlich weiterhin fruchtbare Einzelgedanken enthalten, in

globo als Arbeitshypothesen weiter verwendet werden, sollte jedoch der Versuch gemacht werden, in ebenso klarer und einfacher Weise, wie das hier möglich war, Einzelheiten der chemischen Variabilität und Zusammenhänge zu erklären. Man kann über die Entstehung verschieden zusammengesetzter Magmen nicht Schlüsse ziehen ohne in die Tiefe gehenden Vergleich des Chemismus der verschiedenen Glieder einer petrographischen Provinz. Der Verfasser ist weit davon entfernt, die Erscheinungen der Assimilation und des Hybridismus als solche zu negieren. In allen Fällen jedoch, wo derartige Phänomene auch geologisch nachweisbar waren, entstanden neben normalen „anormale“ Produkte, während gerade die Bushveldvergesellschaftung in fast idealer Reinheit die Züge aufweist, die Kristallisationsdifferentiation eigen sein müssen. Da auch P. ESKOLA<sup>1)</sup> vor kurzem mit gutem Grunde eindeutig den Standpunkt vertreten hat, dass granitische Magmen tatsächlich Differentiationsprodukte basischer Magmen sein können, braucht eine Wiederholung seiner Erwägungen nicht zu erfolgen. Nur darauf sei hingewiesen, dass gerade im Bushveldkomplex die zu erwartende Fe- und K-Anreicherung ein hervorstechendes Merkmal ist. Die *k*- und *mg*-Werte lassen übrigens jederzeit die Verhältnisse leicht überblicken.

Viel eher als bei den Zentralkomplexen könnte man auf Grund chemischer Tatsachen vermuten, dass die typischen Granite des Orogens durch Einschmelzung chemisch beeinflusst wurden. In der Tat haben ja auch LUGEON und E. JÉRÉMINÉ<sup>2)</sup> angenommen, dass diese Granite Umschmelzungsprodukte des Sial seien. In ihnen ist nämlich *mg* oft noch relativ hoch, ebenso *c*. Einige Zusammenstellungen mögen dies illustrieren. Hinsichtlich der *mg*-Zahlen verteilen sich die analysierten, normalen Felsite, Granophyre und Granite des Bushveldes (26 Analysen) etwa wie folgt auf die Intervalle von 10 zu 10 Hundertstel.

<i>mg</i>	0,0 — 0,1	0,1 — 0,2	0,2 — 0,3	0,3 — 0,4	0,4 — 0,5
	69 %	23 %	4 %	4 %	

Im Gegensatz dazu seien in Prozent ausgedrückt entsprechende

<sup>1)</sup> P. ESKOLA: Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, Bd. 42, 1932.

<sup>2)</sup> M. LUGEON et E. JÉRÉMINÉ: Granite et Gabbro de la Sila de Calabre. Bull. des Labor. de géol. géogr. de l'Université de Lausanne, Nr. 46, 1930.

Verteilungen für die Intrusivgesteine der Sierra Nevada (15 Analysen) mit *si* über 300 und für die Granite, Aplite, Granitporphyre und Quarzporphyre des Aarmassivs mit *si* über 300 (47 Analysen) berechnet. Es wurden nur die Gesteine mit *si* > 300 berücksichtigt, da die „red rocks“ des Bushveldes vorzugsweise *si* > 300 aufweisen und bei Berücksichtigung kieselsäureärmerer Glieder der Vergleich naturgemäss noch viel frappanter würde.

<i>mg</i>	0,0 — 0,1	0,1 — 0,2	0,2 — 0,3	0,3 — 0,4	0,4 — 0,5
Sierra Nevada	7	0	27	33	33 %
Aarmassiv	17	13	15	38	17 %

Während somit in manchen typisch einem Orogen angehörigen Granitgebieten *mg* häufig um 0,3—0,4 liegt, sind derartige Werte in den „red rocks“ des Bushveldes selten. Natürlich sind im Mittel auch die *mg*-Werte 0,3—0,4 noch niedriger als die der basischen Gesteine, und es lässt sich aus diesen Angaben nicht der Schluss ziehen, dass die Granite der Orogengebiete Aufschmelzungsprodukte seien. Immerhin erscheint sowohl geologisch-tektonisch als chemisch eine Verunreinigung des granitischen Differentiationsproduktes durch assimiliertes Nebengestein in Faltengebirgen wahrscheinlicher als in Provinzen vom Charakter des Bushveldes. Wie deutlich sich eine Assimilation von Nebengestein in der Nähe des Erstarrungsortes im Chemismus bemerkbar macht, zeigt die sorgfältige chemische Untersuchung des Dartmoor-Granits durch A. BRAMMALL und H. F. HARWOOD<sup>3)</sup>. Schon aus der Analysenzusammenstellung, welche in der Arbeit vorhanden ist, fällt die starke Variation im Alkalien- und Fe-Mg-Verhältnis auf. Die Berechnung der Molekularwerte bringt dies allerdings noch klarer zum Ausdruck (*k*- und *mg*-Werte). Die Anormalität gegenüber den gewöhnlichen Graniten ist jedoch auch in anderer Weise erkennbar. Die Aufnahme von Tonschiefermaterial hat teilweise sehr starken Tonerdeüberschuss erzeugt, so dass  $al \gg alk + c$  ist. Charakteristisch ist nachstehende Gegenüberstellung:

<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	Tonerdeüberschuß
371	43	18,5	8	30,5	0,5	0,32	4,5 Normaler porphyritischer Granit, Burrator quarry, Analyse 16.
363	45,5	17,5	5,5	31,5	0,61	0,3	8,5 Kontaktfazies des gleichen Granits gegenüber Tonschiefer, Analyse 20.

<sup>3)</sup> A. BRAMMALL und H. F. HARWOOD: Quarterly Journal of the Geol. Society, London, vol. LXXXVIII, 1932.

Für Analysen wie die folgenden:

<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	Tonerde- überschuß	
474	49,5	9	3,5	38	0,57	0,25	8	Aplitgranit, Analyse Nr. 13
453	47,5	15,5	4,5	32	0,45	0,47	11	porphyrtiger Granit, A. Nr. 2
452	47	12,5	4,5	36	0,62	0,24	6,5	Granit, Analyse Nr. 5
436	48	12,5	4	35,5	0,53	0,3	8,5	Granit, Analyse Nr. 7
427	49	8,5	5	37,5	0,52	0,25	6,5	Granit, Analyse Nr. 9
389	54,5	1,5	5	39	0,34	0,2	10,5	Mikrogranit, Analyse Nr. 15 b
371	53,5	4	7	35,5	0,29	0,5	11	Mikrogranit, Analyse Nr. 15 a
283	40	30	6	24	0,65	0,35	10	Ganggranit, Analyse Nr. 24

ist sehr wahrscheinlich, dass ein Teil des Tonerdeüberschusses durch Aufnahme fremden Materials zustande kam. Im Gegensatz dazu scheinen unter anderem folgende Typen durchaus normalen Chemismus aufzuweisen:

<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	Tonerde- überschuß	
513	50,5	1,5	3	45	0,71	Sp	2,5	Aplit, Nr. 1
438	49	2,5	3	45,5	0,68	Sp	0,5	Aplitgranit Nr. 8
423	47,5	2	6	44,5	0,28	0,17	—	Felsit Nr. 4
387	44,5	13,5	9	33	0,5	0,34	2,5	porphyrtiger Granit, Nr. 11
386	43,5	15	9,5	32	0,52	0,11	2	„ „ Nr. 13
382	44	16	8,5	31,5	0,48	0,31	4	„ „ Nr. 12
371	43	18,5	8	30,5	0,5	0,32	4,5	„ „ Nr. 16
368	42	17	9	30	0,47	0,28	3	„ „ Nr. 14
356	42,5	18	8,5	31	0,43	0,3	3	„ „ Nr. 18

Hier ist übrigens *mg* ziemlich niedrig und mit Ausnahme der aplitisch-felsitischen Gesteine *k* konstant um 0,4—0,5.

Der Chemismus des porphyrtigen Granits ist deutlich rapakiwitisch, deshalb auch die strukturellen Ähnlichkeiten mit Rapakiwigranit. Gegenüber dem Typus des rapakiwitischen Magmas

<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
380	40	18	9	33	0,5	0,27

ist im Mittel lediglich *al-alk* etwas grösser, was vielleicht den auch hier noch vorhandenen Spuren der Tonschieferaufnahme entspricht. BRAMMALL und HARWOOD schreiben in ihrer Arbeit: „Most of the phenomena described in this paper are rationally explained by assuming a magma initially acid but undergoing basification by assimilation-processes while differentiation proceeds“. Sie betrachten somit die Assimilation und die daraus resultierende Magmaveränderung nur als Begleiterscheinung der Kristallisationsdifferentiation und finden bestätigt, dass das empordringende Magma

bereits sauer, granitisch war. Die oben auch in unserer Darstellungsweise zusammengestellten chemischen Tatsachen lassen keine andere Interpretation zu. Der Dartmoor-Granit, der gegenüber den meisten Graniten bereits stark anormale Erscheinungen aufweist, ist trotzdem nur in sekundären Zügen durch die Assimilation beeinflusst.

HOLMES hat den gesamten Granitstock von Dartmoor als durch Palingenese entstanden angesehen. Er würde, wenn wir ihn recht verstehen, diese Palingenese in etwas grössere Tiefe verlegen und somit verneinen, dass man ausser den oben erwähnten geringfügigen Verschiebungen noch weitere Kennzeichen der Umschmelzung finden müsse. Gegen eine derartige von vorneherein als *unbeweisbar* hingestellte Deutung lässt sich natürlich schwer etwas einwenden, umso weniger, als im Gegensatz zum Bushveld die Zusammenhänge mit den basischen Gesteinen nicht eindeutig sichtbar sind. BRAMMALL und HARWOOD schreiben darüber wie folgt:

„It is not disputed that granitic magma can arise by differentiation from basaltic (or allied) magma; but the origin of granites in bulk by this process alone seems less likely than by this process in alliance with assimilation, and possibly also with palingenesis“. „Moreover, a basaltic parentage raises questions concerning the sources of the boric acid, tin, and tungsten distinct of the province as a whole“. Der erste Satz lässt die Grösse der Mitwirkung der Ein- bzw. Umschmelzungen unbestimmt. Wahrscheinlich nehmen BRAMMALL und HARWOOD eine Mittelstellung zwischen der durch chemische Überlegungen gestützten Ansicht des Verfassers (im Bushveld Assimilation kaum vorhanden, im Dartmoorgebiet deutlich, jedoch an sich untergeordnet) und der Ansicht von HOLMES (praktisch alle Granite umgeschmolzenes Sial) ein. Der zweite Satz erscheint uns völlig unverständlich zu sein. Geochemisch ist gut einzusehen, warum die Anreicherung von B, Sn, W erst in den sauren Restschmelzen erfolgte<sup>4)</sup>. Wären übrigens diese Elemente durch Umschmelzung älterer Granite (Sedimente kommen nicht oder nur sekundär in Frage) in das Magma gelangt, so würde das Problem der spezifischen Anreicherung in sauren Gesteinen nur rückverlegt werden. Gerade in dieser Beziehung (und das scheint der einzige Punkt zu sein, den BRAMMALL und HARWOOD für die Theorie HOLMES

---

<sup>4)</sup> Siehe diese Zeitschrift, Bd. XII, 1932: Zur Mineralchemie der Eruptivgesteine und Pegmatite.

anzuführen imstande sind) versagt daher die Palingenesistheorie völlig, während die Vorstellung der gesetzmässigen Entwicklung von Restschmelzen und pneumatolytisch-hydrothermalen Lösungen von bestimmtem Chemismus die Entstehung der Gesteine und der damit verbundenen pneumatolytisch-hydrothermalen Minerallagerstätten gleichzeitig verstehen lässt.

Palingenese (im Gegensatz zur weitverbreiteten blossen „Verunreinigung“ durch schwache Assimilation) kommt gleichfalls vor. Es mag sein, dass manche in die Tektonik neu einbezogene basische Magmen vorher verfestigt und neu verflüssigt werden; es ist unzweifelhaft, dass die Tiefenmetamorphose lokal zu Umbildungen granitischer oder anderer Gesteine führt, die besser als Umschmelzungen im Grossen statt als gewöhnliche Metamorphose bezeichnet werden (einzelne archaische Gesteinskomplexe z. B. nach SEDERHOLM). Da jedoch, wo während eines geologisch-tektonisch einheitlichen Vorganges sukzessive Magmen verschiedener Zusammensetzung gefördert wurden, die untereinander in engster chemischer Beziehung stehen, ist es reine Willkür, von einer Magmengruppe, der granitischen, zu behaupten, sie sei als neues Magma auf ganz andere Weise entstanden als die damit ein Ganzes bildenden übrigen Differentiationsprodukte, über deren Entstehung nach einwandfreien Beobachtungen kein Zweifel sein kann. Die Differentiation im Bushfeld zerfällt nicht, um das nochmals zu betonen, in Differentiationen im Noritkörper und in Differentiationen im Felsit-Granophyr-Granitkörper. Eine Linie der Magmenentwicklung führt von den ältesten Noritlagen über die Hauptzone zum Dachnorit und zu den „red rocks“. Sekundäre Differentiationen finden sich in allen Überflussschichten. Nirgends kommt in der chemischen Verwandtschaft die Trennung Noritkörper: „red rocks“ zum Vorschein. Ein zeitliches Intervall ist völlig zufriedenstellend erklärt durch die zunehmende Belastung, die weiteren Magmaaufstieg erst wieder gestattete, als nach längerer Differentiation sich genügend leichtflüchtige Bestandteile angereichert hatten, die den Durchbruch ermöglichten, genau so wie im Orogen vom alpinen Typus, das Zurücktreten magmatischer Intrusionen während der Sedimentation und ersten Aufeinanderstauung der Decken eine Selbstverständlichkeit ist. Die spät orogenen Magmen aber müssen Endstadien des Differentiationsverlaufes sein, sofern in der Tiefe Magma sich erhalten hat. Es wäre schwer erklärbar vom reinen Differentiationsstandpunkte aus, wenn diese spät orogenen Magmen nicht quarzdioritischen bis granitischen Chemismus aufweisen würden; da sie das tun, ist eine weitere



Annahme wie die allgemeine Palingenese zunächst nichts als Ballast. Zur brauchbaren Arbeitshypothese kann sie erst werden, wenn positive Tatsachen herbeigebracht werden, welche die nächstliegende Deutung ausschliessen. Das ist bis jetzt nur in wenigen Fällen gelungen, wenn wir von den „Verunreinigungseffekten“ absehen, die niemand bestreitet, die aber, wie die genaueren chemischen Untersuchungen zeigen, nur geringfügige Begleiterscheinungen zu sein brauchen.

Besonders eigentümlich mutet es an, wenn dioritische bis quarz-dioritische oder syenitische Magmen als einfache Differentiationsprodukte basischer Magmen zugelassen werden, nicht aber granodioritische, granitische oder alkaligranitische. Es scheint, als ob die durch viele neueren Arbeiten bewiesenen kontinuierlich verlaufenden Übergänge der verschiedenen Variationstypen magmatischer petrographischer Provinzen gar nicht beachtet worden wären. Und doch genügen schon die posttriasischen Vulkanprovinzen, um zu zeigen, wie in Abhängigkeit von den tektonischen Bedingungen (und nicht vom Nebengestein oder von der vermuteten Unterlage) alle Variationen derartiger Vergesellschaftungen zu finden sind, ohne dass je bewiesen werden konnte, dass die vergleichende Petrographie zwei oder drei nur lose zusammenhängende Stammagmen benötige. (Siehe auch die Arbeit des Verfassers in Bd. II dieser Mitteilungen.)

Einfache Überlegungen zeigen ja, wie die Entwicklung zu quarz-dioritischen, granodioritischen, granitischen oder alkaligranitischen Magmen durch an sich wenig abweichende Kristallisationsbahnen erzeugt werden kann. Lassen wir die dunklen Gemengteile ausser Betracht, ebenso die  $\text{SiO}_2$ -Anreicherung, von der ja bereits genügend die Rede war. Dann ist es mineralogisch das Verhältnis Plagioklas zu Orthoklas, bzw. Alkalifeldspat und innerhalb der Plagioklasse das Verhältnis Anorthit zu Albit, das die Unterscheidung Quarzdiorit, Granodiorit, gewöhnlicher Granit, Alkaligranit liefert. In Fig. 24, S. 182, ist im Dreieck Anorthit, Orthoklas, Albit zunächst rein schematisch die Veränderung des Rückstandes einer „Gabbroschmelze“ angegeben, wenn sich aus ihr sukzessive natronreicher Plagioklas ausscheidet. Bei extremer fraktionierter Kristallisation sind die Differentiationsbahnen 2 oder 1 Kurven, die von den Verbindungslinien zu den jeweiligen ausgeschiedenen Plagioklaszusammensetzungen als Tangenten umhüllt werden. So scheidet sich in der Differentiationsbahn 1 im Punkte  $\alpha$  Plagioklas a aus, im Punkte  $\beta$  Plagioklas b, im Punkte  $\gamma$  Plagioklas c, im Punkte  $\delta$  Plagioklas d. Hätte der erst ausgeschiedene Plagioklas mehr Albitmolekül (Zusammensetzung A





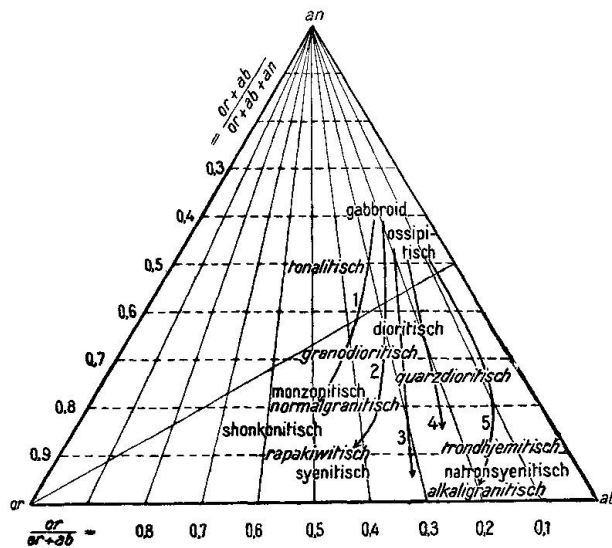


Fig. 26. In das Diagramm *or*, *an*, *ab* sind die Ört für gleiches Verhältnis  $\frac{or+ab}{or+ab+an}$  und  $\frac{or}{or+ab}$  eingetragen (analog den  $\frac{2 alk-}{al+alk}$  und *k*-Werten). Wichtige Magmentypen sind in ihrer Lagebeziehung vermerkt; diejenigen, die zu quarzhaltigen Gesteinen führen, sind durch Schrägschrift gekennzeichnet.

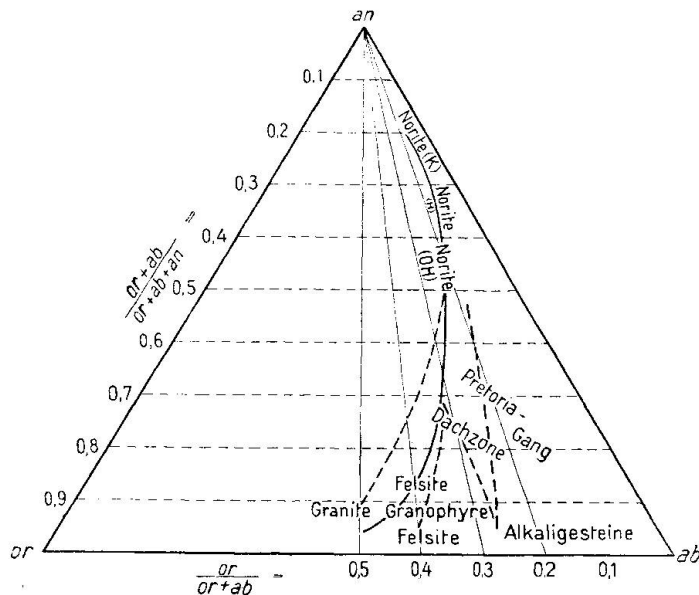
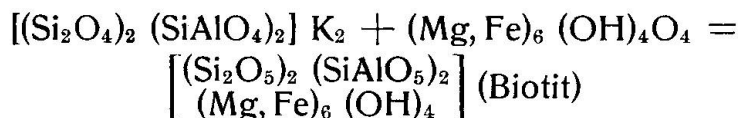


Fig. 27. Analoge Figur wie Fig. 26. Sie veranschaulicht die Hauptdifferenziationen im Bushveld.

statt a), so würde von Anfang an die Differentiationskurve mehr nach links verlaufen und zu granodioritischen oder granitischen Magmen führen.

Es gibt nun eine ganze Reihe von notwendig auftretenden Erscheinungen, die uns ohne weiteres verständlich machen, warum der Differentiationsverlauf im Sinne der gezeichneten Kurve variieren kann. Zunächst ist die Zusammensetzung des auskristallisierenden Plagioklases eine Funktion der gesamten Magmazusammensetzung, also auch jener Bestandteile, die in diesem Dreieck nicht zur Darstellung gelangen. Dazu gehören nach den Beobachtungen in hervorragendem Masse die leichtflüchtigen Stoffe, insbesondere  $H_2O$ . Es kombiniert sich aber auch die Plagioklasausscheidung mit Ausscheidung von Mineralien, die gleichfalls Na- oder Ca- oder K-Alumosilikate enthalten, wobei somit auf die Norm bezogen *an-*, *ab-* oder *or-*Moleküle in ihrer Konzentration mitbeeinflusst werden. Es sei an die Augit- und Hornblendeausscheidung oder gar an die Biotitbildung erinnert. Ein wichtiges Glied der Biotitreihe ist ja nichts anderes als Orthoklas + Eisen-Magnesiumoxyhydrat (das durch Hydrolyse aus Fe-Mg-Silikaten gebildet wurde).



Scheidet sich Biotit schon mit relativ basischem Plagioklas aus, so kann z. B. die Differentiationsbahn auf das Normdreieck bezogen mehr parallel der Seite *an-ab* verlaufen, trotzdem der Plagioklas ständig albitreicher wird (siehe Fig. 25, S. 182). Dazu kommt die experimentell beobachtete  $SiO_2$ -Abspaltung, die Entsilifizierung, die bei besonderen physikalischen Bedingungen statt zu an  $SiO_2$  übersättigten Magmen zu an  $SiO_2$  untersättigten führt, in denen ein grosser Teil der Alkalialumosilikate gar nicht in die Feldspäte eingeht. Bei Nephelinbildung oder Na-Ferrisilikatbildung z. B. kann sich in der Restlauge ebenfalls relativ mehr Na anreichern. Der Verlauf der fraktionierten Kristallisation der Plagioklase ist weiterhin von ausschlaggebender Bedeutung. Sofortige Entfernung des ausgeschiedenen Plagioklases führt zu extremeren Restlaugengliedern als teilweise Reaktion und Anpassung der Zusammensetzung an die geänderten Bedingungen. (Langsame Differentiation im Orogen vom alpinen Typus!) So muss aus der Kenntnis der physikalischen Chemie des Magmas erwartet werden, dass bei im Grossen gegebener Richtung der Kristallisationsbahnen und damit der Restschmelzen-differentiation Variationen vorkommen müssen im Sinne der durch

wenige Beispiele erläuterten Kurven, sowie im Sinne der Alternative an  $\text{SiO}_2$  über- oder untersättigter Magmen.

Gehen wir von der Basis aus, die *or*, *ab*, *an* molekular berechnet, gleichgültig, ob  $\text{SiO}_2$  dazu ausreicht oder nicht (um damit den sekundären Charakter der Silifizierungen und Entsilifizierungen zu betonen), so gibt uns bei  $al > alk + c$  bekanntlich  $\frac{2 alk}{al + alk}$  das normative molekulare Verhältnis  $\frac{or + ab}{or + ab + an}$  und *k* das normative Verhältnis  $\frac{or}{ab}$  an. Die Figur 19, S. 159, lässt sich daher leicht in die normative Dreiecksfigur *an*, *ab*, *or* ohne Neuberechnungen umformen. Fig. 26, S. 183, zeigt die Örter einiger Magmentypen, wobei die an  $\text{SiO}_2$  übersättigten Magmen unterstrichen sind. Bahn 1 führt vom gabbroiden über das granodioritische zum granitischen Magma (oder bei  $\text{SiO}_2$  Mangel zum monzonitischen). Bahn 4 ist gabbroid-dioritisch-quarzdioritisch-trondhjemitisch. Bahn 2 führt über z. T. anomale Übergangsglieder zu rapakiwitisch oder syenitischem Magma; Bahn 3 zu mehr alkalisyenitisch bis alkaligranitischen Typen, die jedoch auch auf Weg 5 erreicht werden können, etc. Vergleichen wir nun damit die Hauptdifferentiation im Bushveld<sup>5)</sup>, so ist in Übereinstimmung mit den mineralogischen Befunden die Grundrichtung etwa zwischen Bahn 2 und 3 von Fig. 26, S. 183, gelegen, also mit rapakiwitischen bis alkaligranitischen (ev. bei  $\text{SiO}_2$ -Mangel foyaitischen) Endgliedern. Mögliche Abspaltungen sind in Fig. 27, S. 183, durch gestrichelte Linienscharen angedeutet. Nichts aber ist erkennbar, das im Gegensatz stehen würde zu dem experimentell bekannten Gesetze der Kristallisation. Geringfügig sind von diesem Standpunkt der physikalischen Chemie des Magmas aus die Unterschiede zwischen Differentiationsverläufen im Orogen, in Zentralkomplexen oder im pazifischen Ozean. Um etwas mehr  $\text{SiO}_2$  zu erhalten, ist es nicht notwendig, mächtige Sialmassen, die daneben noch viele andere Bestandteile in variablen Verhältnissen aufweisen, einschmelzen zu lassen. Echt palingenetische Granite sind in Struktur, Textur und allgemeiner Beschaffenheit wohl charakterisiert: die Erzlösungen führenden völlig flüssigen Granitmagmen der Orogene und Zentralkomplexe dazu zu rechnen, liegt zur Zeit keinerlei

<sup>5)</sup> Es muss beachtet werden, dass es sich um ein normatives Diagramm bzw. um ein Basisdiagramm handelt. Wenn auch in den typischen Graniten Kalifeldspat über Plagioklas dominiert, braucht *or* nicht notwendigerweise grösser  $ab + an$  zu sein, da ja im Kalifeldspat stets etwas *ab* enthalten ist und Ca-Alumosilikat oft in Augiten und Hornblenden steckt.

Veranlassung vor. Unbefangen muss man alle Möglichkeiten prüfen, indem man an Stelle unbewiesener Hypothesen die durch eingehende chemische und mineralogische Untersuchungen gewonnenen Tatsachen setzt und versucht, deren Gesetzmässigkeiten auf eine einfachste Formel zu bringen. So aber, wie die Dinge heute liegen, hat man wohl das Recht, die vorangehenden Erörterungen mit dem Satz zu schließen:

In der Bushveldprovinz ist die Bildung der granitischen Magmen aus basischen auf dem Wege eines kontinuierlichen Differentiationsprozesses durch die klaren chemischen Beziehungen mehr als wahrscheinlich gemacht und es scheint auch in vielen anderen, z.Z. in Diskussion stehenden Vorkommen der Assimilation jeweilen nur eine sekundäre, die Kristallisationsdifferentiation begleitende Rolle zukommen.

### **Zusammenfassung**

Auf Grund von über 100 Gesteinsanalysen, von denen ca.  $\frac{1}{5}$  neu sind, wird die magmatische Provinz des Bushveldes besprochen. Die Untersuchung der analysierten Gesteine nach ihren chemischen, mineralogischen und geologischen Beziehungen zueinander erlaubt ein Bild der magmatischen Intrusions- und Differentiationsprozesse zu entwerfen.

Ganz allgemein wird zu der Frage „Kristallisationsdifferentiation und Palingenese“ Stellung genommen. 21 Tabellen und 27 Figuren erläutern den Text.

Abgeschlossen: Juli 1932. Eingegangen: den 20. Januar 1933.