

Zeitschrift:	Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band:	8 (1928)
Heft:	2
Artikel:	Zur Petrographie der Natronsyenite von Alter Pedroso (Provinz Alemtejo, Portugal), und ihrer basischen Differentiate
Autor:	Burri, Conrad
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-9928

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>

**Zur Petrographie der Natronsyenite
von Alter Pedroso (Provinz Alemtejo, Portugal),
und ihrer basischen Differentiate**

Von *Conrad Burri*, Zürich

Inhaltsübersicht

	Seite
A. Einleitung	375
I. Allgemeines	375
II. Geologische Verhältnisse, Altersfrage	377
B. Petrographische Beschreibung der Gesteine	379
I. Der Gabbro	379
Anhang: Titanomagnetitlagerstätten im Gabbro	382
II. Natronsyenitische Gesteine und Differentiate	384
1. Allgemeines	384
2. Mineralbestand	384
3. Einteilung der Gesteine	393
4. Leukokratische Gruppe	394
a) Hololeukokratische Gesteine	394
b) Leukokratische Gesteine	399
5. Mesokratische Gruppe (Lusitanite)	405
6. Melanokratische und holomelanokratische Gruppe (Pedrosite i. w. S.)	409
a) Pedrosit i. e. S. (Osannithornblendit)	410
b) Die Albit-Analcim-Pedrosite	410
c) Die Aegirin-Pedrosite	411
d) Die chemischen Verhältnisse der Pedrosite	413
III. Pegmatite und pneumatolytische Erzzufuhr	414
1. Pegmatite	414
2. Pneumatolytische Vererzung	415
C. Chemische Verhältnisse	416
I. Uebersicht über den Differentiationsverlauf	416
II. Vergleich der Provinz von Alter Pedroso mit den Provinzen von Evisa (Corsica) und Rockall (Atlantischer Ozean)	425
1. Die Natrongesteine von Evisa	425
2. Die Natrongesteine von Rockall	428
D. Zusammenfassung	433
E. Literaturverzeichnis	435
9 Figuren im Text.	
1 Tafel.	

A. Einleitung

I. Allgemeines, Lage des Gebietes, ältere Arbeiten

Das kleine, aber an interessanten Gesteinstypen äusserst reiche Natronsyenitgebiet von Alter Pedroso liegt in der portugiesischen Provinz Alemtejo, 3.5 km ESE des Städtchens Alter do Chão. Dieses liegt seinerseits ca. 8 km südlich der Station Crato der Eisenbahnlinie, welche von Lissabon über Entroncamento nach Badajoz und Andalusien führt. Von dieser Station aus ist das Gebiet auch am besten zu erreichen. Das Syenitgebiet bildet einen kleinen, annähernd kreisrunden Stock mit einer geringen Einbuchtung im Süden und hat einen grössten Durchmesser von ca. 3 km. (Siehe Kartenskizze Fig. 1.)

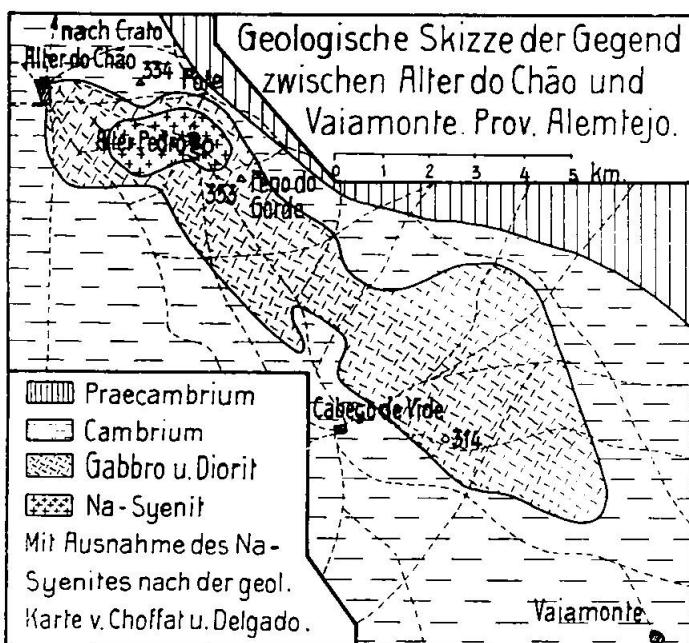


Fig. 1.

Die erste Notiz über einen Riebeckit-Aegiringranulit von Alter Pedroso stammt von V. DE SOUZA-BRANDÃO, der 1902 dieses Gestein an Hand eines Handstücks aus der Sammlung der portugiesischen geologischen Landesanstalt beschrieb (Lit. 24). 1903 beschrieb derselbe Autor den bekannten Riebeckit (Osannit) und den Zirkon von derselben Lokalität (Lit. 25). A. OSANN besuchte die Lokalität im Jahre 1906 und sammelte einige wenige Typen, die heute in der Osannsammlung des mineralogischen Institutes der Universität Freiburg i. Br. liegen. Auf Osanns Veranlassung verbrachte sein Schüler UMHAUER 1914 einen Monat in Alter Pedroso und brachte eine be-

deutende Sammlung mit heim, an deren Bearbeitung er aber durch den Krieg gehindert wurde. 1917 fiel er dem Kriege zum Opfer, nachdem er vorher noch zusammen mit Osann eine kurze Notiz über einen von ihm neu gefundenen Gesteinstyp, der nach seinem Fundorte „Pedrosit“ genannt wurde, veröffentlicht hatte (Lit. 18). Im Jahre 1916 beschrieb A. LACROIX (Lit. 4) an Hand ihm zugesandter Proben eine Reihe von Alter Pedroso-Gesteinen, wodurch zum ersten Male die interessanten Verhältnisse dieses Vorkommens näher bekannt wurden. Insbesondere wurde auch an Hand von Gesteinsanalysen auf die z. T. bis dahin unbekannten chemischen Verhältnisse aufmerksam gemacht und für mesokratische Natronsyenite der Name „Lusitanit“ vorgeschlagen. 1925 veröffentlichten W. MEIGEN und F. NACHREINER (Lit. 11) drei Analysen von Alter Pedroso-Gesteinen, die sie für Osann († 1923) ausgeführt hatten. (Vergleiche dazu Bem. p. 404.) 1926 wurde ich beim Umzug des mineralogischen Instituts in Freiburg auf die Sammlung Umhauer aufmerksam und Herr Prof. Schneiderhöhn forderte mich auf, an ihre Bearbeitung heranzutreten. Eine Durchsicht des Materials und der spärlichen Reisenotizen Umhauers, sowie die Besichtigung der Sammlung von Herrn Prof. Lacroix, die mir in Paris gütigst gestattet wurde, liessen es mir als wünschenswert erscheinen, die Lokalität noch einmal zu besuchen. So verbrachte ich im Februar 1927 zwei Wochen in Alter do Chão. Die Reise lohnte sich reichlich, indem neben den schon bekannten Gesteinstypen auch die von Lacroix beschriebenen, in der Sammlung Umhauer nicht vertretenen Lusitanite und mannigfache neue basische Typen gefunden wurden. Die vorliegende Arbeit stützt sich wohl auf das reichste Material, das bis heute von dieser Lokalität zusammengebracht wurde.

Dankbar gedenke ich an dieser Stelle der liebenswürdigen Unterstützung, die mir von portugiesischer Seite und durch in Portugal ansässige Schweizer in reichem Masse zu Teil wurde, und die mir den Aufenthalt in jenen so schönen und interessanten Gegenden doppelt angenehm machte.

Herrn Prof. E. Hugi in Bern bin ich dankbar, dass er mir die nötigen Gesteinsanalysen durch seinen damaligen Assistenten Dr. F. de Quervain anfertigen liess, und letzterem danke ich für die sorgfältige Ausführung dieser Arbeit. Die Analyse des Aegirins aus dem Osannit-Aegirinpegmatit und die Nachprüfung einer schon von anderer Seite veröffentlichten Analyse eines Osannitsyenits am Originalstück übernahm in verdankenswerter Weise Herr Prof. J. Jakob vom hiesigen Institut. Herrn Prof. Niggli möchte ich für

das der Arbeit stets entgegengebrachte Interesse und für seine wertvollen Anregungen danken.

II. Geologische Verhältnisse

Das kleine Syenitmassiv von Alter Pedroso steckt mitten in einem grossen Massiv von Gabbro und Diorit, das sich innerhalb des Cambriums im SSE von Alter do Chão dahinzieht (Fig. 1). Das Dioritmassiv, das in seiner Längserstreckung ca. 15 km misst, ist auf der geologischen Karte von Portugal in 1 : 500 000 von P. CHOFFAT und N. DELGADO dargestellt. Der Syenitstock fehlt, da er damals (1899) noch nicht bekannt war. In der Landschaft hebt er sich als flacher, nach N steiler abfallender Hügel heraus, auf dem in malerischer Lage der Flecken Alter Pedroso liegt. Der Syenit ist, nach seiner Lagerung als stockförmige Masse mitten im Gabbromassiv drin zu schliessen, jünger als dieses, wenn es auch bis jetzt noch nicht gelungen ist, den direkten geologischen Beweis zu erbringen, da der Kontakt nirgends aufgeschlossen ist. Die Abgrenzung auf der Kartenskizze Fig. 1 wurde auf Grund der morphologischen Verhältnisse, sowie auf Grund der Verteilung der Lesesteine auf den Äckern und Weiden vorgenommen. Die Gabbroeinschlüsse im Syenit, die in der Literatur Erwähnung finden, konnte ich nicht beobachten. Nimmt man das jüngere Alter des Syenits für gegeben, so steht man sofort vor einem neuen Problem, indem der Syenit und seine Differentiate grösstenteils unzweideutig mehr oder weniger Spuren mechanischer Beeinflussung zeigen, während die Gesteine des ihn vollständig umschliessenden Diorit-Gabbromassivs ganz frei davon sind.

Diese Feststellung ergibt sich sowohl aus dem Studium einer grösseren Anzahl von Osann, Umhauer und mir selbst gesammelten Gabbroproben, wie auch aus der Literatur. Eine Annahme, die sehr wohl gestatten würde, diese Tatsachen miteinander in Einklang zu bringen, wäre die, die mechanische Beeinflussung der syenitischen Gesteine nicht als Kataklase nach der Verfestigung durch tektonische Kräfte, sondern als durch während der Intrusion wirkende Protoklase aufzufassen. Es soll im Verlauf der Arbeit gezeigt werden, dass tatsächlich schwerwiegende Gründe bestehen, die eine derartige Auffassung rechtfertigen.

Eine gewisse chemische Verwandtschaft besteht zwischen den syenitischen Gesteinen von Alter Pedroso und den von ROSENBUSCH und OSANN (Lit. 17) beschriebenen Alkaligneissen von Cevedaes, 8 km N der alten portugiesisch-spanischen Grenzfeste Campo Maior,

ebenfalls in der Provinz Alemtejo gelegen, und zwei erst vor kurzem durch PERREIRA DE SOUZA (Lit. 19) aus der Gegend von Monforte und aus dem Gebiete zwischen Elvas und Vila Boim beschriebenen Vorkommnissen von Natrongesteinen. Cevedaes liegt ungefähr 50 km ESE von Alter Pedroso, Monforte 22 km SE und das letztgenannte Gebiet ca. 50 km SE. Dioritische und gabbroide Gesteine aus diesen Gegenden und aus der Umgebung von Campo Maior sind von V. DE SOUZA BRANDÃO beschrieben worden (Lit. 26). Was das eigentliche Vorkommen von Cevedaes anbetrifft, so fällt auf, dass zwar ein Arfvedsonitgneis chemisch gut mit einem leukokraten Syenit von Alter Pedroso übereinstimmt, dass aber stärker alkalische Typen, wie der bekannte Nephelingneis, in Alter Pedroso kein Analogon zu haben scheinen. Umgekehrt scheinen in Cevedaes nach dem heutigen Stand unserer Kenntnisse gerade die in Alter Pedroso so typisch entwickelten basischen Differentiate (Lusitanite und Pedrosite) zu fehlen. Die Gesteine von Monforte und Elvas-Vila Boim weichen durch Führung von Quarz oder durch höheren Kalkgehalt von denjenigen von Alter Pedroso ab. Chemisch lässt sich ein Riebeckitquarzsyenit mit den leukokraten Osannitsyeniten von Alter Pedroso gut vergleichen, während ein Aegirinquarzsyenit zu den Lusitaniten überleitet. Über das Alter dieser Gesteine ist nichts Näheres bekannt.

Zusammenfassend lässt sich also sagen, dass wohl einige Beziehungen zwischen den verschiedenen erwähnten Gebieten von Na-Gesteinen vorhanden sind, dass sie aber nicht gestatten, weitere Schlüsse irgendwelcher Art zu ziehen, insbesondere nicht in Bezug auf die Altersfrage. Nicht unerwähnt soll aber bleiben, dass der Osannit, der das charakteristische femische Mineral in den Alter Pedroso-Gesteinen darstellt, von HŁAWATSCHE (Lit. 3) zum ersten Male gerade aus einer pegmatitischen Schliere des Alkalineises von Cevedaes beschrieben wurde.

Im Folgenden soll kurz untersucht werden, ob sich auf Grund grosstektonischer Betrachtungen Anhaltspunkte für die Altersbestimmung gewinnen lassen. Nach R. STAUB's tektonischer Synthese der iberischen Halbinsel (Lit. 23) sind folgende Bauelemente zu unterscheiden:

1. Der Bau der alten Meseta.
2. Der Alpidenzug der Betischen Cordillere.
3. Die Vorlandfaltung der Iberiden.

Die Meseta besteht aus dem archäischen Block, um den sich neben unsicheren kaledonischen Elementen die hercynischen Gebirge

Spaniens, die sogenannten Hispaniden, in gewaltigem S-förmigem Zuge, ähnlich dem Karpathenbogen, herumschlingen. Mitten in diesem Gebirgszuge, im Streichen desselben, ist das Gabbromassiv zwischen Alter do Chão und Vaiamonte gelegen. (Siehe Fig. 2.) Es darf wohl angenommen werden, dass dieses Massiv, das typisch pazifischen Charakter zeigt, mit der hercynischen Faltung in ursächlichem Zusammenhang steht. Damit steht in Übereinstimmung, dass der Gabbro keine Metamorphose zeigt. Die nächste magmatische Aktivitätsepoke im Gebiete der spanischen Meseta scheint erst zur Zeit der Faltung der Betischen Cordillere stattgefunden zu haben und trägt, soweit sie im Vorland derselben gelegen, typisch atlantischen oder undifferenzierten Charakter. Sie ist somit mit dem böhmischen Mittelgebirge, mit Hegau, Kaiserstuhl, mit den mitteldeutschen Vulkangebirgen und der Auvergne zu vergleichen. Zu ihr gehören die Eruptivgebiete der Serra de Monchique und Algarve in Südpotugal, die der Gegend zwischen Lissabon und Santarem und bei Cezimbra, die Basalte der Mancha und die katalonischen Vulkane bei Olot und Gerona. Das Vorkommen von Alter Pedroso würde sich seiner Stellung nach, wie ein Blick auf Fig. 2 zeigt, dieser Provinz im Vorland der Betischen Cordillere sehr gut einordnen. Auch die ausserordentliche Frische der Gesteine spricht eher für ein junges Alter. Diesen Erwägungen kommt vorerst selbstverständlich nur der Wert einer Arbeitshypothese zu. Es ist aber nicht unmöglich, dass sich bei Vermehrung unserer Kenntnisse über diese Gegenden Gründe dafür oder dagegen finden werden. Nicht unerwähnt soll werden, dass die eben dargelegte Auffassung eine nähere Beziehung zu den Alkaligneisen von Cevedaes wohl eher ausschliessen würde.

B. Petrographische Beschreibung der Gesteine

I. Gabbro

Obwohl die Arbeit hauptsächlich dem relativ kleinen Vorkommen natronsyenitischer Gesteine und deren basischen Differenziaten gewidmet ist, so müssen doch auch die petrographischen Verhältnisse des umliegenden Gabbros kurz gewürdigt werden.

Nach Beobachtungen an meinem, wie auch an dem von Osann und Umhauer gesammelten Material zu schliessen, sind die Gesteine des Gabbromassivs ziemlich einförmig, was besonders für das Gebiet zwischen Alter do Chão und Alter Pedroso zutrifft. Es handelt sich um einen makroskopisch dunkelgrauen, z. T. weiss gesprenkelten Dialaggabbro mit oder ohne Olivinführung, von wech-

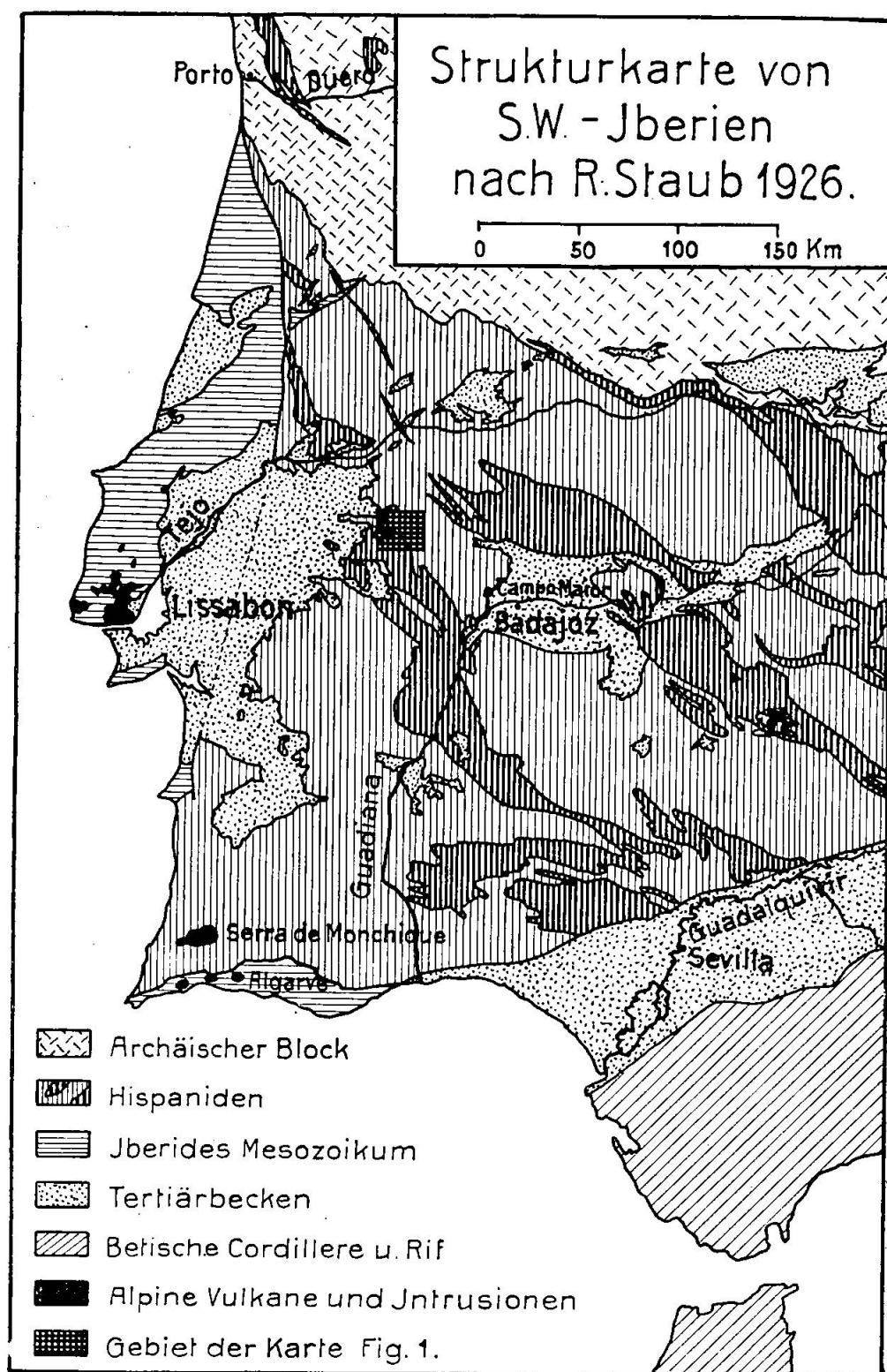


Fig. 2.

selnder Frische. Mikroskopisch ergibt sich ein Mineralbestand von Plagioklas, Diallag, Olivin, brauner Hornblende, Magnetit, Apatit und Ilmenit, wozu bei den unfrischen Proben noch Sericit, Chlorit, Serpentin, grüne Hornblende und Zoisit kommt. Der *Plagioklas* ist als Erstausscheidung meist gut idiomorph und immer nach dem Albitesgesetz, seltener nach dem Periklingesetz verzwillingt. Die nach verschiedenen Methoden ausgeführte Bestimmung ergab für den Haupttypus übereinstimmend eine Zusammensetzung von ca. An 45, also einem Labrador entsprechend, währenddem in einem mehr anorthositischen Typus im Durchschnitt 65 % An gefunden wurden. Zonarstruktur fehlt immer. Der *Diallag* ist schlecht idiomorph und zeigt neben der prismatischen Spaltbarkeit die Absonderung nach 100. Die Farbe im Schliff ist schwach bräunlichgrau, Pleochroismus fehlt ganz. Selten enthält der Diallag Aggregate von sich unter Winkeln von 60° schneidenden Titan-eisenlamellen, die wohl als Entmischungsprodukte gedeutet werden können. Auch Einschlüsse von Plagioklas kommen vor. Der *Olivin* tritt in seiner gewohnten Form als runde Körner oder ganz xenomorphe Massen auf. Eigenartig ist das Auftreten einer *braunen Hornblende*, welche Letzt-ausscheidung zu sein scheint, da sie meist den Diallag oder auch den Olivin mantelartig umschließt oder auch Zwickel zwischen den übrigen Mineralien ausfüllt. Im letztern Fall sind dann oft Anreicherungen von Titanmagnetit mit ihr verknüpft. Die optische Orientierung ist $b = n_{\beta}$, c/n_{α} um 11° . Eine optische Axe tritt schief auf Basisschnitten aus, welche die typische Hornblendespaltbarkeit zeigen, die andere schief auf 100. Der Pleochroismus ist $n_{\gamma} =$ braun, $n_{\beta} =$ gelbbraun, $n_{\alpha} =$ ganz hellbraun bis farblos, stimmt also gut mit dem an vielen Hornblenden beobachteten Absorptionsschema $n_{\gamma} > n_{\beta} > n_{\alpha}$ überein. Die Struktur des Gabbros ist eine typisch hypidiomorph-körnige bis Gabbro-(Pflaster)-Struktur, die Textur eine richtungslos-massige. Viele Gesteinsproben sind umgewandelt. Die Olivine sind meist unter Bildung der typischen maschenartigen Gebilde serpentinisiert, die braunen Hornblenden chloritisirt oder in eine grüne Hornblende, die Plagioklase in Sericit, Zoisit und Karbonat umgewandelt. Die Diallage erweisen sich als relativ widerstandsfähig.

Wie schon angedeutet, lassen sich zwei Typen unterscheiden, der erste, von makroskopisch dunklem Aussehen, mit dem Plagioklas An 45 %, entspricht weitgehend einem normalen Gabbro und scheint der häufigere Typus zu sein. Der zweite ist makroskopisch heller, der Plagioklas (An 65) ist in ihm bei sonst gleichem Mineral-

bestand stärker angereichert. Dieses Gestein ist besonders von der Höhe 375 SE des Peno do Gorde bei Alter Pedroso bekannt. Von diesem Gestein stammt die nachfolgende, von Meigen und Nachreiner für Osann verfertigte Analyse (Lit. 11).

Olivingabbro (Anorthositgabbro), Höhe 375 SE Peno do Gorde,
Alter Pedroso. Anal. Meigen und Nachreiner.

SiO_2	45.62	Projektionswerte nach Niggli:				
Al_2O_3	28.93	si	110	k	Sp.	
Fe_2O_3	1.27	al	40.5	mg	0.28	
FeO	5.04	fm	17	ti	0.1	
MnO	.07	c	38	p	—	
MgO	1.35	alk	4	c/fm	2.17	
CaO	14.82	<i>Magma:</i>				
Na_2O	1.59	anorthositgabbroid bis labradorfelsitisch				
K_2O	Sp.					
H_2O^+	1.09					
H_2O^-	.08					
TiO_2	.05					
Cl	.18					
	100.09					

Das Gestein gehört einem weitverbreiteten Typus an und es liessen sich leicht eine ganze Anzahl sehr ähnlicher Analysen zum Vergleich anführen. Vom Haupttypus des Gabbros kann leider keine Analyse beigegeben werden, da bei der geringen Anzahl Analysen, die ich im Stande war, mir anfertigen zu lassen, alle für die chemisch äusserst interessanten Alkaligesteine reserviert wurden.

Anhang: Titanomagnetlagerstätten im Gabbro.

In der Sammlung Umhauer befanden sich zwei Stücke eines Eisenerzes, welche sich bei genauerer Untersuchung als Titanomagnet herausstellten. Ich selbst sammelte aus einem kleinen, halbverstürzten Schurf ganz nahe dem Punkte, wo die Strasse nach Alter Pedroso von der Strasse Alter do Chão-Pote abzweigt, einige Erzproben, welche sich makroskopisch und mikroskopisch als mit den Umhauer'schen identisch herausstellten. Nach Mitteilungen Einheimischer soll sich übrigens anno 1914 ein „senhor alemão“ an dem damals frischen Schurf zu schaffen gemacht haben, so dass alles darauf hindeutet, dass es sich um dieselbe Lokalität handelt. Aus Mitteilungen von Einheimischen, wie auch aus Aufzeichnungen

im Stadthaus von Alter do Chão konnte ich entnehmen, dass um Alter Pedroso zu verschiedenen Malen und an verschiedenen Punkten auf „Eisen und andere Metalle“ geschürft wurde, aber immer ohne grösseren Erfolg.

Die Erzproben wurden zur näheren Untersuchung nach dem üblichen Verfahren (Lit. 21) angeschliffen und mit Tonerde oder Chromoxyd poliert. Zur Untersuchung u. d. M. gelangten sowohl 2—6 Sek. mit rauchender Salzsäure geätzte, sowie nach dem Vorschlag von P. Ramdohr ungeätzte, sorgfältigst mit Chromoxyd polierte Proben. Es ergab sich übereinstimmend, dass das Erz dem weitverbreiteten Typus der Titanomagnetite mit Entmischungsstruktur angehört. Der magnetitischen Grundsubstanz sind dabei massenhaft nach (111) orientierte Täfelchen von Ilmenit eingelagert.

Daneben kommt der Ilmenit seltener auch in unregelmässig begrenzten Körnern vor. Eine zweite Entmischungsphase tritt durch eine nach (100) angeordnete Mineralart mit bedeutend geringerem Reflexionsvermögen in Erscheinung und wird in der Literatur über analoge Vorkommen als Spinell bezeichnet. Das Bild ist also ganz analog demjenigen, das SCHNEIDERHÖHN (Lit. 21, p. 107) für ein Vorkommen von Smålands Taberg in Schweden zur Darstellung gebracht hat. Eine zusammenfassende Arbeit mit vielen neuen Beobachtungen und Literaturangaben hat kürzlich RAMDOHR veröffentlicht (Lit. 20), so dass hier darauf verwiesen werden kann. In Übereinstimmung mit diesem Autor konnte konstatiert werden, dass der Ilmenitgehalt für Rand- und zentrale Partien der einzelnen Körner des körnig struierten Erzes der gleiche zu sein scheint, währenddem das Auftreten der Spinellphase immer nur auf das Innere der Körner beschränkt bleibt. Als Einschlüsse in den Titanomagnetikkörnern kommen akzessorisch einige wenige kleine Körnchen eines Minerals vor, das auf Grund der Änderung seiner Farbe beim Übergang zu Immersionssystemen als Chromit bestimmt wurde. An verschiedenen Stellen, für deren Verbreitung keine Gesetzmässigkeit festgestellt werden konnte, findet sich als weitere Entmischungsphase Hämatit. Die Hämatitausscheidungen treten dabei entweder an der Grenze der Ilmenitblättchen gegen die magnetitische Grundmasse hin auf, oder sie bilden innerhalb der durch die ersten gebildeten Maschen und Zwickel ein eigenes, ganz analoges Lamellensystem, jedoch von bedeutend kleinern Dimensionen, so dass man den Eindruck einer Entmischung in zwei Generationen hat. Der Hämatit ist dabei analog wie der Ilmenit auch nach (100) angeordnet.

II. Natronsyenitische Gesteine und Differentiate

1. Allgemeines

Die Alkaligesteine von Alter Pedroso, welche den Hauptgegenstand vorliegender Untersuchung ausmachen, umfassen Natron-syenite, in ihren typischen Formen mit Osannit und Aegirin, sowie mesokrate und melanokrate Differentiate. Diese treten entweder in Form von Schlieren und schlierigen Massen oder auch in Gang-form auf. Da der ganze Syenitstock in seinem Aufbau äusserst schlierig und inhomogen ist und die Beschaffenheit der Gesteine manchmal auf Schritt und Tritt wechselt, so konnte nicht daran gedacht werden, die einzelnen Varietäten auf einer Karte in 1 : 100 000, wie sie einem einzige zur Verfügung steht, auszu-scheiden. Selbst wenn die topographische Unterlage eine bessere wäre und eine erhebliche Vergrösserung zuliesse, dürfte dies un-möglich bleiben. Es war manchmal auch sehr schwer, oder infolge des Fehlens grösserer Aufschlüsse (im ganzen Gebiete ist z. B. kein einziger Steinbruch vorhanden) unmöglich, sich darüber Rechen-schaft zu geben, ob z. B. ein Gang oder nur eine Schliere oder ein Schlierenzug vorlag. Die Frage, ob ein bestimmter Typus einen geologisch selbständigen Körper bilde, oder ob er nur eine „Variationsfacies“ im Sinne von A. Lacroix darstelle, musste also in vielen Fällen offen bleiben. Ein weiterer Umstand, der das Interesse, welches die Gesteine bieten, noch wesentlich erhöht, liegt darin, dass sie sehr oft protoklastische Deformationen zeigen, welche die primären Strukturen vielfach verwischt haben.

Es schien aus diesen Gründen zweckmässig zu sein, die Be-schreibung auf Grund einer rein petrographischen Klassifikation auf Grund des Mineralbestandes durchzuführen, wobei es sich zeigen wird, dass diese Einteilung in sehr klarer und eindeutiger Be-ziehung zum Chemismus und zum Differentiationsverlauf steht.

2. Mineralbestand

Der Mineralbestand ist trotz der grossen Mannigfaltigkeit der petrographischen Typen ein relativ sehr beschränkter, indem die Verschiedenheit der einzelnen Gesteine nur durch das sehr stark wechselnde Mengenverhältnis der Komponenten und durch struk-turelle Eigentümlichkeiten bedingt ist. Rein qualitativ ist der Mineralbestand der Gesteine von den sauren bis zu den basischen Typen derselbe, es gibt keine Mineralien, die nur an das eine oder andere Ende der Differentiationsserie gebunden wären.

Am Aufbau der Gesteine nehmen folgende Mineralien teil: Alkalifeldspäte, sehr saurer Plagioklas und Analcim als leukokrate, Osannit und Aegirin als melanokrate Gemengteile. Als Übergemengteile, die sich z. T. erheblich anreichern können, was besonders von den Erzen gilt, treten auf: Hämatit, Magnetit, Zirkon. Apatit, Biotit und Quarz konnten in geringer Menge nur in ganz wenigen Schliffen festgestellt werden, Nephelin wurde nicht mit Sicherheit erkannt und tritt, wenn überhaupt vorhanden, nur in äusserst geringer Menge auf. Alle andern Mineralien, insbesondere Plagioklas, basischer als Ab_{95} , fehlen vollständig.

Alkalifeldspäte: hierzu sollen gerechnet werden: Orthoklas, Natron-haltiger Orthoklas (Kryptoperthit), Mikroklin, sowie Orthoklas- und Mikroklinmikroperthit. Die Beziehungen der einzelnen Glieder dieser Gruppe sind zum Teil so enge, dass sie am besten miteinander besprochen werden.

Gewöhnlicher Orthoklas findet sich relativ selten. Er ist oft nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt und scheint auf Varietäten mit panallotriomorphkörniger Struktur, die sich besonders als aplitische Randfazies vorfinden, beschränkt zu sein. Viel häufiger finden sich Orthoklase, die gegen den Rand hin in Natron-haltige Orthoklase (Kryptoperthit) übergehen, was sich sehr schön an der zonaren Auslöschung zeigt. Während in Schnitten nach (010) für den Kern die Auslöschung $a/n_a = 5^\circ$ im stumpfen Winkel β beträgt, steigt sie gegen den Rand hin bis auf 13° an. Der Rand dieser Gebilde ist für die mikroskopische Betrachtung meist ganz homogen, höchstens leicht moiréartig, der Kern dagegen zeigt oft perthitische Einlagerungen von albitischem Material in der bekannten Spindelform. Diese Spindeln variieren in ihren Dimensionen und kommen z. T. dem mikroskopischen Auflösungsvermögen schon recht nahe. Zusammenfassend lässt sich somit sagen, dass sich mannigfache Übergänge zwischen gewöhnlichem Orthoklas, Mikroperthit und Kryptoperthit finden. Eine weitere Komplikation tritt dadurch ein, dass die meisten dieser perthitischen Feldspäte mit Albit verwachsen sind. Der Albit bildet hierbei eine äussere Zone um die Individuen, derart, dass die Spaltbarkeit nach (001) vom Orthoklas durch den Kryptoperthitrand in den Albit durchzusetzen scheint. Für die Beziehung der Indikatrix des Albites zu derjenigen des Orthoklases konnte nur festgestellt werden, dass sich die gleichartigen Hauptbrechungsindices sehr benachbart befinden. Die Untersuchung wurde dadurch sehr erschwert, dass sich infolge der in den Gesteinen herrschenden protoklastischen Störungen die Albitzonen im all-

gemeinen nicht mehr in ihrer ursprünglichen Lage befinden, entweder in mehrere Stücke zerbrochen waren oder infolge innerer Spannungen undulös auslöschen. In Schnitten der Zone [001], insbesondere $\perp [100]$ ermöglichen Zwillinge nach dem Albitgesetz die Bestimmung zu $\text{Ab}_{96} - \text{Ab}_{100}$. Auch schachbrettartige Bildungen kommen in Verbindung mit diesen Feldspäten vor. Näheres siehe weiter unten bei der Besprechung des Albites.

Neben den eben erwähnten Perthiten, die gegen den Rand hin in Kryptoperthite übergehen und z. T. albitisiert sind, kommen auch gewöhnliche Orthoklasmikroperthite vor. Besonders in Lusitaniten finden sich schöne Beispiele, z. T. mit ausgezeichnet kreuzweise verästelten Albiteinlagerungen.

Mikroklin ist ziemlich häufig, wenn auch bedeutend an Menge hinter den Perthiten zurücktretend. Er zeigt immer annähernd quadratische Form und die charakteristische Gitterstruktur sehr fein ausgeprägt. Oft ist der Mikroklin von einer Albitrinde umgeben, wobei der Albit manchmal buchtenförmig in den korrodierten Mikroklin eingreift. Bei gewissen Schnittlagen ergeben sich so Inseln von Albitsubstanz im Innern des Mikroklin, die mit dem Rand einheitlich auslöschen. Parallel mit dieser Erscheinung geht oft eine Umwandlung des Mikroklin in Schachbrettalbit, wobei die ursprüngliche Mikroklingitterung oft noch ziemlich deutlich erkennbar ist. Diese Erscheinung, wie der Mikroklin überhaupt, findet sich besonders gerne bei Feldspäten, die die grossen, gleich zu erwähnenden Aegirineinsprenglinge eines besonderen leukokraten Syenitttyps in ausgezeichneter Weise poikilitisch durchwachsen.

Albit: Für den Albit, der in allen Gesteinen, insofern sie überhaupt noch Feldspat führen, eine bedeutende Rolle spielt, können zwei Formen des Auftretens unterschieden werden. In den panallotriomorphkörnig struierten hololeukokraten Gesteinen der aplatischen Randfacies tritt er als den übrigen Gemengteilen durchaus gleichgestellte panidiomorph begrenzte Komponente auf. Diese Gesteine sind fast frei von perthitischen Feldspäten, die Komponenten der Perthite treten getrennt als Orthoklas und Albit in Erscheinung. Der Albit ist fast immer nach dem Albitgesetz verzwilligt, wobei die Zwillingslamellen von wechselnder Breite sind. Lamellen, die die halbe Breite des Individuums ausmachen, kommen direkt neben solchen von ausserordentlicher Feinheit vor. Oft durchsetzen die Lamellen nicht das ganze Individuum, sondern setzen unvermittelt ab. In gewissen Schnittlagen ergibt sich dann ein Auskeilen einzelner Lamellen. Die Spaltbarkeit nach (001) ist meist

recht gut entwickelt, was die genaue Bestimmung (s. w. u.) sehr erleichtert. Die zweite Art des Auftretens des Albites findet sich zur Hauptsache in den hololeukokraten und leukokraten Syeniten, die die Hauptmasse des Stockes ausmachen. In dieser zweiten Erscheinungsform tritt der Albit als Produkt eines Albitisierungsprozesses auf, der erst in den letzten Phasen der Gesteinsverfestigung stattgefunden haben kann, da er von den protoklastischen Vorgängen mit ganz seltenen Ausnahmen nicht betroffen wurde. Das Auftreten dieser Albitisierung in einer späteren Phase der Gesteinsbildung lässt sich sehr gut verstehen, da der ganze Differenzationsvorgang, wie sich später klar zeigen wird, auf nahezu reinen Albitchemismus als sauren Endpol hintenderte. Betroffen von dieser Albitisation wurden die mikroperthitischen und kryptoperthitischen Feldspäte und die Mikrokline. Der Prozess wirkte sich im allgemeinen so aus, dass sich eine Albitrinde um den betr. Feldspat herumlegt oder indem dieser selbst umgewandelt wird und die Albitsubstanz dann, besonders in der Richtung der Längserstreckung, über die ursprüngliche Umgrenzung hinauswächst. Im letztern Falle ist die Albitsubstanz meist innerhalb der Grenzen des ursprünglichen Feldspatindividuums äusserst feinlamellig verzwillingt. Dadurch, dass die einzelnen Lamellen nur kurz sind und einander ablösen, entstehen schachbrettähnliche Bildungen, die vollständig mit der zuerst von F. BECKE beschriebenen Erscheinungsform des Schachbrettalbites übereinstimmen. Da, wo die Albitsubstanz über die ursprüngliche Begrenzung des Feldspates hinauswächst, wird der Charakter der Zwillingslamellen ein völlig anderer, indem sie viel breiter werden und bis an den Rand des Individuums durchsetzen. Auch hier erleichtert die gut ausgeprägte Spaltbarkeit nach (001) die genaue Bestimmung sehr. Über weitere Eigentümlichkeiten der Albitisierung siehe das bei den einzelnen Alkalifeldspäten Gesagte.

Auf die möglichst genaue Bestimmung einer grossen Anzahl von Individuen der verschiedenen Erscheinungsformen wurde besondere Sorgfalt gelegt. Angewandt wurden die Methoden der Auslösung auf (010), $\perp [100]$, sowie die Fedorow'sche Universalrehtischmethode. Alle Messungen ergaben übereinstimmend Resultate zwischen Ab_{96} und Ab_{100} . Die Anwendung der Fedorow-methode bestätigte zugleich die alleinige Anwesenheit des Albitgesetzes als Zwillingsgesetz. Bemerkenswert ist, dass für eine Anzahl von Individuen in sehr genau orientierten Schnitten $\perp [100]$ Auslösungsschäifen bis -18° gefunden wurden, währenddem die

Extrapolation der bekannten Kurve für Ab_{100} nur -15.5° ergibt. Die Genauigkeit der Orientierung der Individuen bei diesen Messungen ergibt sich aus der Angabe, dass die Differenz der Auslöschungsschiefe der beiden Lamellensysteme in Bezug auf die Zwillingsgrenze im Mittel von fünf Messungen nur 0.5° betrug und dass sich beim Heben und Senken des Tubus bei Anwendung eines Objektives No. 6 die Spaltrisse nach (001) kaum merklich verschoben. Eine plausible Erklärung für diese hohen Auslösungschiefen scheint mir vorläufig nicht gegeben werden zu können. Die Isolierung und chemische Analyse dieser Albite ist bei den herrschenden Dimensionen und Strukturverhältnissen vollständig ausgeschlossen.

Osannit. Der Osannit, welcher als hauptsächlicher femischer Gemengteil der ganzen Gesteinsassocation ihren eigenartigen Charakter verleiht, kommt in mehr oder weniger idiomorphen leistenförmigen Individuen vor. Mit wenig Ausnahmen, z. B. in pannerallotriomorphkörnigen Gesteinen, ist die Prismenzone meist gut ausgebildet, während die Endflächen immer fehlen. Die Spaltbarkeit nach (110) ist immer sehr gut entwickelt, auch die Absonderung nach (001) ist oft deutlich wahrnehmbar. Zwillinge nach (100) kommen vor, sind aber relativ selten. Im Schliff fällt das Mineral sofort durch seinen äusserst intensiven Pleochroismus auf:

n_a dunkelstahlblau, n_β hellbraungelb, n_γ blaugrau.

Absorption $n_\gamma \gg n_a > n_\beta$.

Die optische Orientierung lässt sich zu $n_\gamma = b$, $c/n_a = \text{ca. } 2^\circ$ im spitzen Winkel β bestimmen, was mit den Angaben von A. VÉNDL (Lit. 28) über den pegmatitischen Osannit von Alter Pedroso übereinstimmt. Wie sich aus diesen Angaben ergibt, muss die Achsenebene somit auf (010) normal stehen. Dies lässt sich konoskopisch an Basisschnitten, die alle die Hornblendespaltbarkeit in ausgezeichneter Weise zeigen, nachprüfen. Die Achsenebene halbiert immer die spitzen Spaltwinkel. Das Mineral ist somit der Riebeckitvarietät Osannit zuzuweisen. Nach Véndl gelten folgende weitere Daten: mittlere Lichtbrechung = 1.693, Doppelbrechung ca. 0.005, sp. Gew. bei 20° C. 3.371 ± 0.002 .

Sehr charakteristisch ist die starke Dispersion, und zwar sowohl der Absorptionsachsen wie der Bisektricen. Die letztere bedingt, dass mit Ausnahme von Schnitten der Zone der b-Achse für weisses Licht Auslöschung überhaupt nicht eintritt. Die Dispersion der Absorptionsachsen bewirkt, dass beim Herausdrehen des Schliffes aus der Lage der stärksten Absorption für verschiedene Drehrich-

tungen verschiedene Farbänderungen auftreten. Für einen nach (010) orientierten Schliff wurden in einem Falle gelbbraune Töne mit einem Stich ins Grüne und grauviolette im andern festgestellt. Die ersten traten auf, wenn der Hauptschnitt des Polarisators im spitzen, die letzten, wenn er im stumpfen Winkel β lag. Die Angaben der Farbnuancen differieren um ein Geringes von denen, die V. DE SOUZA-BRANDÃO (Lit. 25) und A. VÉNDL (Lit. 28) gemacht haben, was wohl an der verschiedenen Dicke der einzelnen Präparate liegt. Da die Doppelbrechung nur eine geringe ist, so bestimmen die intensiven Absorptionsfarben für dünne Schlitte auch in weitgehendem Masse den Farbeneffekt zwischen gekreuzten Nicols. Beim Herausdrehen aus der Stellung der stärksten Auslöschung (für weisses Licht) wurden für dasselbe Präparat wie oben satt gelbgrüne Töne im spitzen, grauviolette im stumpfen Winkel β beobachtet. Schnitte aus der Zone der b-Achse zeigten in Übereinstimmung mit der monoklinen Symmetrie keine Dispersionserscheinungen, weder in Bezug auf die Absorption noch in Bezug auf die Auslöschung.

Der Osannit wurde von A. Osann aus einem fast Aegirin-freien Osannit-Syenit (Umptekit) mit Methylenjodid isoliert und von MEIGEN und NACHREINER (Lit. 10) analysiert. Das Mineral wird als sehr rein angegeben. Die Analyse ist in Tabelle I neben der des pegmatitischen Osannits von Alter Pedroso, ferner der des erst beschriebenen Osannits aus pegmatitischen Schlieren des Alkaligneises von Cevedaes bei Campo Maior (Alemtejo, Portugal), sowie neben andern Vorkommnissen zusammengestellt. Man sieht sofort die nahe Übereinstimmung der verschiedenen Analysen. Interessant ist, dass Analyse IV und VI, die beide Riebeckite im engen Sinne, d. h. mit der optischen Achsenebene in, nicht normal zu (010) betreffen, sich von den andern Analysen, die alle sich auf Osannite beziehen, durch erhöhten Gehalt an K_2O und Al_2O_3 unterscheiden. Auffallend ist die Differenz im MgO -Gehalt bei den Analysen I und III. Eine Nachprüfung wäre sehr wünschenswert. Da vorläufig irgend eine Unstimmigkeit vermutet werden muss, so sollen aus den Analysen hier keine weiteren Schlüsse auf die chemische Konstitution gezogen werden. Unter VII. ist die Analyse eines nur aus Osannit und etwas Magnetit bestehenden Gesteines, Pedrosit genannt, aufgeführt, das später erwähnt werden soll.

Aegirin. Der nächstwichtigste femische Bestandteil nach dem Osannit ist der Aegirin, obwohl seine Bedeutung bei weitem nicht an diejenige des Osannits heranreicht. Während es Osannit-führende

Gesteine gibt, die ganz Aegirin-frei sind, sind bis jetzt keine beobachtet worden, in denen der Aegirin eine dominierende Rolle spielt oder dem Osannit nur annähernd an Menge gleichkäme. Man kann für den Aegirin hauptsächlich zwei Arten des Auftretens auseinanderhalten. In der einen kommt er ohne kristallographische Umgrenzung, meist mit Osannit verwachsen, vor, in der andern bildet er in guter kristallographischer Umgrenzung 2—3 cm grosse Einsprenglinge, die mikroskopisch in ausgezeichneter Weise diablastisch von Feldspäten durchwachsen sind. Näheres findet sich in der Beschreibung der betreffenden Gesteine. In einem extrem basischen Gestein bildet der Aegirin schliesslich 2 bis 3 cm lange dünnstengelige Einsprenglinge.

Tabelle 1

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
SiO ₂	47.57	49.55	49.92	49.70	51.79	48.80	50.07
TiO ₂	.55	.34	.65	.65	1.28	.78	.43
Al ₂ O ₃	.00	.97	1.99	2.00	.68	3.60	.00
Fe ₂ O ₃	17.58	16.52	13.35	13.14	14.51	14.70	13.76
FeO	22.09	20.38	18.46	21.16	21.43	18.39	19.71
MnO	.81	1.30	2.24	.43	1.15	.18	1.11
MgO	.22	.16	2.07	Sp.	.10	.43	3.62
CaO	1.14	.90	1.23	.20	1.28	2.00	2.12
Na ₂ O	7.62	6.53	6.55	8.54	6.16	7.56	5.33
K ₂ O	1.15	.85	.95	2.15	1.10	1.96	1.45
H ₂ O +	1.12	1.85	2.03	1.90	1.30	.76	2.02
H ₂ O -	.16	—	.24	.15	.10	.05	.15
P ₂ O ₅	.00	—	—	—	—	—	.07
F	—	—	.45	.17	.20	1.35	—
ZrO ₂	—	—	—	Sp.	—	—	—
	100.01	99.35	100.13	100.19	101.08	100.56	99.84
			.19	.07			
			99.94	100.12			

- I. Osannit aus Umptekit, Alter Pedroso. Anal. Meigen und Nachreiner. Lit. 10.
- II. Osannit aus pegmatitischer Schliere im Alkaligneis von Cevedaes. Anal. M. Dittrich. Lit. 3.
- III. Osannit aus Pegmatit, Alter Pedroso. Anal. A. Véndl. Lit. 28.
- IV. Riebeckit aus Pegmatit, Evisa, Corsica. Anal. J. Orcel. Lit. 15.
- V. Osannit (von den Autoren als Riebeckit bezeichnet, jedoch mit Achsenebene normal (010)), Quincy Mass, U. S. A. Lit. 29.
- VI. Riebeckit, Ampasibitika, Madagascar. Anal. Raoult. Lit. 8, Bd. I, p. 541.
- VII. Pedrosit (Osannithornblendit), Alter Pedroso. Anal. Buchner. Lit. 18.

Optisch weicht der Aegirin etwas von den gewöhnlich bei diesem Mineral gefundenen Eigenschaften ab. So fällt sofort auf, dass Farbe und Pleochroismus bedeutend schwächer sind, letzterer oft kaum wahrnehmbar ist.

Es ist

n_a hellgrasgrün,
 n_β } hellbräunlichgrün, kein merklicher Unterschied.
 n_γ

Die Hauptzone ist negativ und c/n_a beträgt bis 10° im stumpfen Winkel β , was für Aegirin einen merkwürdig hohen Wert bedeutet. Es sei erwähnt, dass diese hohen Auslöschungsschärfen an einer grossen Zahl von Individuen festgestellt wurden. Die genaue Einstellung auf Dunkelheit für weisses Licht wird übrigens auch beim Aegirin durch die hohe Dispersion sehr erschwert, wenn auch nicht in dem Grade wie beim Osannit. Die prismatische Spaltbarkeit nach (110) ist sehr gut entwickelt, die Absonderung nach (001) nicht immer gleich gut wahrnehmbar. Die Basisschnitte zeigen das Austreten der Bisektrix n_a und die Spur der Achsenebene parallel (010). Schnitte nach (100) löschen gerade aus, weisen keine Dispersion auf und zeigen den Austritt der Bisektrix n_γ .

Tabelle II

	I.	II.	III.	IV.
SiO_2	50.15	51.59	50.83	51.99
Al_2O_3	1.04	2.06	1.76	1.32
Fe_2O_3	31.27	28.65	28.70	28.16
FeO	1.02	2.08	3.07	2.18
MnO	.00	.14	.29	.10
MgO	.00	.35	.34	.44
CaO	1.16	.30	1.30	1.59
Na_2O	12.38	12.66	12.63	11.68
K_2O	.40	.19	.36	.22
H_2O^+	.36	.09	.10	.15
H_2O^-	.05	—	—	—
TiO_2	.36	1.00	.23	.56
ZrO	1.84	.20	.15	1.34
Selt. Erd.	.00	1.02	.11	.27
	100.03	100.33	99.87	100.00

I. Aegirin aus Pegmatit, Alter Pedroso. Anal. J. Jakob.

II. Acmit, Rundemyr, Norwegen. Anal. Washington. Lit. 30.

III. Acmit, Kangerdluarsuk, Grönland. Anal. Washington. Lit. 30.

IV. Acmit, Brevik, Norwegen. Anal. Washington. Lit. 30.

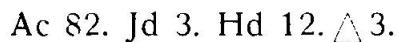
Aus den Syeniten war die Isolierung des Aegirins wegen der eben erwähnten Form des Auftretens nicht möglich. Sie gelang jedoch sehr gut aus einem Osannit-Aegirinpegmatit, wo der Aegirin mit Osannit verwachsen vorkommt und nach dem Zerstossen des Gesteins unter dem binokularen Mikroskop in genügender Menge und Reinheit ausgelesen werden konnte. Mikroskopisch stimmt der Aegirin vollständig mit demjenigen aus den Syeniten überein, insbesondere zeigt er auch den äusserst schwachen, fast unwahrnehmbaren Pleochroismus und die hohe Auslöschungsschiefe.

Herr Prof. J. JAKOB war so freundlich, die Analyse zu unternehmen. Das Resultat ist in Tabelle II zusammen mit andern Aegirinanalysen zum Vergleich zur Darstellung gebracht. Diese stammen aus einer Arbeit von WASHINGTON und MERWIN (Lit. 30).

Wie ersichtlich ist, fügt sich die Analyse den vergleichsweise angeführten gut ein. Bei der Berechnung ergab sich, dass die Kieselsäure nur unter Vernachlässigung des Wassers und bei Bildung von Tschermak'schem Molekül ausreichte. Die so durchgeführte Berechnung ergab:

$4 \text{SiO}_2 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{Na}_2\text{O}$	Acmit	81.69
$4 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Na}_2\text{O}$	Jadeit	3.41
$\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{CaO}$	Tschermaks Molekül	.82
$2 \text{SiO}_2 \cdot \text{FeO} \cdot \text{CaO}$	Hedenbergit	11.88
$\text{SiO}_2 \cdot \text{CaO}$	Wollastonit	1.87
SiO_2	Quarz	.33
		100.00

Nach Washington und Merwin würde also dem Aegirin die „Formel“ zukommen:



Für die andern Beispiele lautet sie:

- I. Ac 83. Jd 8. Hd 1. \triangle 8.
- II. Ac 83. Jd 3. Hd 6. \triangle 8.
- III. Ac 83. Jd 5. Hd 7. \triangle 7.

Der Aegirin von Alter Pedroso unterscheidet sich also von den andern durch seinen hohen Gehalt an Hedenbergitmolekül. Er führt hinwiederum im Vergleich zu vielen sog. Hedenbergitacmiten mehr Acmitmolekül. Inwiefern seine etwas absonderlichen optischen Eigenschaften durch diese Zusammensetzung bedingt sind, lässt sich heute noch nicht angeben.

Der *Analcim* tritt in fast allen Gesteinen auf, vorwiegend jedoch in den basischen, wo er ziemlich häufig ist. Er fällt durch sein isotropes Verhalten, seine geringe Lichtbrechung und seine rissige Oberfläche auf. Die Spaltbarkeit findet man nur in grösseren Individuen angedeutet. Der Analcim bildet nie idiomorphe Kristalle, er findet sich immer nur als xenomorphe Massen in den Zwickeln zwischen andern Mineralien. Selten tritt er in Form von Einschlüssen in Osanniten oder Aegirinen auf.

Magnetit fehlt fast in allen Gesteinen, mit Ausnahme eines eigenartigen, später gesondert zu besprechenden Syenites und der basischsten Typen.

Hämatit tritt in Form sehr interessanter Pseudomorphosen nach Osannit auf. Da diese Hämatitisierung jedoch deutlich den Charakter eines erst nachträglich erfolgten pneumatolytischen Prozesses zeigt, so soll sie erst in diesem Zusammenhang besprochen werden.

Zirkon findet sich nicht selten, *Apatit* sehr spärlich. Beide bieten nichts besonderes.

3. Einteilung der Gesteine

Aus dem Vorhergehenden ergibt sich, dass der Mineralbestand ein relativ einfacher ist. In der Tat zeigt es sich, wie schon oben erwähnt ist, dass die grosse Mannigfaltigkeit an verschiedenen Gesteinstypen nur durch das äusserst stark wechselnde Mengenverhältnis dieser wenigen Komponenten, wozu noch gewisse strukturelle und texturelle Eigentümlichkeiten kommen, bedingt ist.

Da sich unter den gesteinsbildenden Mineralien zwei wohlcharakterisierte Gruppen gegenüberstehen, nämlich eine *salische*, die Feldspäte und den Analcim umfassend einerseits, und eine *femische* mit Osannit und Aegirin anderseits, so scheint es das zweckmässigste zu sein, das relative Mengenverhältnis dieser beiden Mineralgruppen zum Klassifikationsprinzip zu machen, wie es schon A. LACROIX getan hat (Lit. 4). Es würde sich dann folgende Einteilung ergeben.

I. Leukokrate Gruppe:

Die salischen Mineralien dominieren stark. In den hololeukokraten Gesteinen treten die femischen Mineralien höchstens in einer Menge bis 5 % auf, in den leukokraten beträgt ihr Anteil 10—35 %. Die salische Gruppe macht also 65—90 % aus. In diese Gruppe gehören die die Hauptmasse des Massivs ausmachenden *Osannit-* und *Aegirinsyenite* mit ihren aplitischen Varietäten.

II. Mesokrate Gruppe:

Die femischen Komponenten nehmen mit 35—65 % am Aufbau des Gesteines teil. Hierher gehören die Gesteine, die A. Lacroix *Lusitanite* genannt hat.

III. Melanokrate Gruppe:

Die femischen Komponenten dominieren absolut, indem sie in relativen Mengen von 65—95 % vertreten sind. In den holomelanokraten Typen sind über 95 % femische Mineralien. Hierher gehören die Gesteine, die *Pedrosite* genannt wurden, in ihren verschiedenen Varietäten.

Gesondert sollen die Pegmatite zusammen mit den pneumato-lytischen Hämatisierungen betrachtet werden.

Der obigen Einteilung, der nun in der Einzelbeschreibung der Typen gefolgt werden soll, entspricht die Anordnung sauer-basisch. Es soll jedoch noch einmal hervorgehoben werden, dass dieser Übergang von sauer nach basisch nur durch die Verschiebung des quantitativen Verhältnisses ein und derselben Gesteinskomponenten zu Stande kommt. Irgend eine gleichzeitige Änderung der Zusammensetzung eines oder mehrerer Mineralien in Funktion des Gesteinschemismus, z. B. ein Basischerwerden der Plagioklase mit abnehmendem SiO₂-Gehalt, wie das ja sonst eine weitverbreitete Erscheinung ist, findet nicht statt. Der Differentiationsvorgang scheint also hier ein relativ einfacher und durchsichtiger gewesen zu sein und hauptsächlich in der Anreicherung der femischen Komponenten, insbesondere des Osannits, bestanden zu haben.

4. Leukokrate Gruppe

a) Hololeukokrate Gesteine

Nach ihrem geologischen Auftreten lassen sich für die hololeukokraten Gesteine drei Gruppen ausscheiden, nämlich:

1. Hololeukokrate Typen, die als grössere Massen auftreten.
2. Hololeukokrate Typen, die hauptsächlich als aplitische Randfacies vorkommen.
3. Hololeukokrate Schlieren innerhalb des schlierig ausgebildeten leukokraten Syenites.

Es lässt sich zeigen, dass diese Unterteilung sich auch strukturell und z. T. auch mineralogisch als berechtigt erweist, dass aber chemisch kein wesentlicher Unterschied zwischen den einzelnen Typen besteht.

Die grösste zusammenhängende Masse von hololeukokratem Syenit bildet den Nordabhang des Hügels von Alter Pedroso, wo

dies Gestein bis zum trigonometrischen Signal auf dem Gipfel hin- auf ansteht. Makroskopisch ist das Gestein gelblich und relativ grobkörnig, die einzelnen Individuen messen im Durchschnitt 3—5 mm. Die Spaltflächen der das Gestein ausschliesslich aufbauenden Feldspäte geben ihm ein gewisses spätiges Aussehen. Die relativ lockere Textur lässt es nicht unähnlich gewissen Sanidiniten erscheinen. U. d. M. zeigt sich, dass das Gestein vollständig aus mehr oder weniger vollkommen albitisierten Alkalifeldspäten aufgebaut ist, wozu etwas Zirkon, Magnetit und Analcim, sowie in unfrischern Proben etwas limonitische Zersetzungprodukte kommen. In einer Probe wurde auch etwas Quarz und ein Fetzchen Osannit festgestellt. Die Feldspäte sind Mikroperthite, Kryptoperthite, Mikrokline und Mikroklinmikroperthite, die alle in ausgezeichneter Weise unter Erhaltung der äussern Form in Schachbrettalbit umgewandelt sind. Die Kryptoperthite (Na-haltige Orthoklase) sind im Gegensatz zu den andern Feldspäten relativ frei von Schachbrettalbit. Sehr oft ist durch die Schachbrettalbitstruktur hindurch noch die ursprüngliche Perhitstruktur oder die Mikroklingitterung sichtbar, oder aber die gegitterte Mikroklinsubstanz ist inselförmig erhalten. Das strukturelle Bild wird dadurch bestimmt, dass eine Anzahl gut idiomorpher leistenförmiger Feldspatindividuen ein sperriges Gefüge bilden, während andere xenomorphe Feldspäte die Zwischenräume ausfüllen. Die innersten Zwickel werden von ganz xenomorphem Analcim, Zirkon oder Magnetit ausgefüllt, oder sind auch leer. Es finden sich auch Übergänge zu mehr körniger Struktur.

In geringem Masse bemerkt man in verschiedenen Proben Spuren von Protoklase, die sich darin äussert, dass einzelne Individuen von Trümmerzonen umgeben sind. Die Trümmer häufen sich dabei gerne in den Zwickeln an. Die Protoklase muss der Albitisation vorangegangen sein, da die letztere oft Trümmerzonen verkittet oder Hohlräume ausfüllt, die durch die Bewegung der einzelnen Individuen gegeneinander entstanden sind. Die neu gebildeten Albite sind im allgemeinen frei von protoklastischen Erscheinungen. Immerhin zeigen einige gegenteilige Beispiele, dass sich die beiden Vorgänge zeitlich doch etwas überlagert haben müssen.

Die oben beschriebenen Erscheinungen sind z. T. nicht unähnlich solchen, wie sie durch Kataklase hervorgerufen werden, abgesehen davon, dass kataklastische Vorgänge für ein so kleines Gebiet doch wohl von einheitlicher Auswirkung hätten sein müssen. Die Gründe, warum die Deformationen hier als proto-

klastisch angesehen werden, ergeben sich hauptsächlich aus den Verhältnissen, wie sie sich bei den leukokraten Syeniten darbieten und sollen daher dort eingehend erörtert werden.

Die chemische Analyse des Gesteins ergab folgendes Resultat:

Hololeukokrater Natronsyenit, Alter Pedroso, beim trigonometrischen Signal

SiO_2	66.24	Projektionswerte nach Niggli:			
Al_2O_3	19.25	si	274	k	.07
Fe_2O_3	1.25	al	46.5	mg	Sp.
FeO	.82	fm	6.5	ti	Sp.
MnO	Sp.	c	4	p	.2
MgO	Sp.	alk	43	c/fm	.61
CaO	.87	<i>Magma</i> : nordmarkitisch-pulaskitisch			
Na_2O	9.98	Analytiker: F. de Quervain			
K_2O	1.23				
H_2O^+	.40				
H_2O^-	.05				
TiO_2	.01				
P_2O_5	.15				
	100.25				

Die Diskussion der chemischen Verhältnisse soll am Schlusse dieses Abschnittes für alle hololeukokraten Syenite zusammen erfolgen.

Die panallotriomorphkörnigen Typen finden sich hauptsächlich als aplitische Randfacies am Südrand des Massivs, jedoch kommen analoge Typen auch im Innern des ungemein schlierig und inhomogen ausgebildeten Stockes vor. Makroskopisch sind es blass-rosa oder weiss gefärbte, zuckerkörnige Gesteine mit Einsprenglingen von dunkelblau glänzendem Osannit und grünem Aegirin. Die Einsprenglinge messen im allgemeinen nur Millimeter, es gibt aber auch eine Varietät, bei der die Aegirine bis 2 cm gross werden können und poikilitisch von Feldspäten durchwachsen sind. U. d. M. zeigen die Gesteine panallotriomorphkörnige Struktur mit dem Mineralbestand Albit, Orthoklas, Osannit, Aegirin, selten Analcim. Perthitische Feldspäte fehlen sozusagen vollständig. Das Fehlen der perthitischen Feldspäte in der aplitischen Randfacies deckt sich mit einer Beobachtung P. QUENSELS an ähnlichen Gesteinen des Almunge-Gebietes, Schweden (Lit. 22), wo die zentrale Hauptmasse des Stockes aus perthitreichen Umptekiten aufgebaut ist, während in der aplitischen Randfacies die Komponenten der Perthite ge-

sondert als Albit, Orthoklas oder Mikroklin auftreten. In den Alter Pedroso-Gesteinen ist der Albit meist nach dem Albitgesetz verzwilligt und zwar relativ breitlamellig, der Orthoklas nach dem Karlsbadergesetz. Osannit und Aegirin kommen als vollständig xenomorphe Fetzen vor und sind meist miteinander verwachsen. Da diese Verwachsungen bei den leukokraten Syeniten, wo sie viel typischer auftreten, von besonderer Bedeutung sind, so sollen sie dort näher besprochen werden. Auch in diesen Gesteinen sind kaum Spuren von Protoklase zu beobachten.

Da sich von diesem Typus schon in der Arbeit von A. Lacroix (Lit. 4) eine Analyse vorfindet und ferner eine fast vollständig damit übereinstimmende von Meigen und Nachreiner von einer von A. Osann gesammelten Probe ausgeführt wurde (Lit. 11), so wurde darauf verzichtet, noch eine weitere Analyse anfertigen zu lassen. Die beiden erwähnten Analysen ergeben folgende Werte:

	I.	II.	Hololeukokrater Natronsyenit, Alter Pedroso (Aplitische Randfacies)					
SiO ₂	65.84	65.86						
Al ₂ O ₃	18.35	18.82						
Fe ₂ O ₃	1.29	1.84						
FeO	1.31	.88						
MnO	—	.05						
MgO	.18	.34	si	273	272	k	.23	.24
CaO	.54	.49	al	44.5	45.5	mg	.02	.02
Na ₂ O	8.39	7.83	fm	9.5	11	ti	.2	Sp.
K ₂ O	3.79	3.85	c	2	2	p	.2	.18
H ₂ O +	.32	.32	alk	43.5	41	c/fm	.21	.18
H ₂ O -	Sp.	.07	<i>Magma</i> : nordmarkitisch-pulaskitisch					
TiO ₂	.07	Sp.	Analytiker: I. Raoult (Lit. 4)					
P ₂ O ₅	.08	—	II. Meigen und Nachreiner					
Cl	—	.14	(Lit. 11)					
	100.16	100.49						

Was die dritte Art des Vorkommens, die hololeukokraten Schlieren innerhalb des leukokraten Osannit- und Aegirinsyenites, anbelangt, so ist ihr mikroskopisches Bild nicht unähnlich dem zuerst besprochenen Typ, allerdings mit der Ausnahme, dass das Korn bedeutend feiner ist. Makroskopisch sind es zuckerkörnige, reinweisse Massen. Sie bestehen, wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, aus einem panallotriomorphkörnigen Gemenge von leistenförmigen Feldspatindividuen. Diese sind entweder Albite oder schachbrettalbitisierte perthitische Feldspäte. Mikroklin,

mikroperthit und alle dunklen Gemengteile sind vollständig abwesend. Die chemische Analyse ergab folgende Werte, die der Zusammensetzung des Albites sehr nahe kommen, was in vollster Übereinstimmung mit dem mikroskopischen Bild steht:

Hololeukokrate Schliere aus Natronsyenit, Alter Pedroso

SiO_2	68.00
Al_2O_3	19.73
Fe_2O_3	.54
FeO	.04
MnO	.03
MgO	.07
CaO	.20
Na_2O	10.89
K_2O	.45
H_2O^+	.19
H_2O^-	.00
TiO_2	.02
P_2O_5	.08
	100.24

Projektionswerte nach Niggli:

si	293	k	.02
al	50	mg	.02
fm	2.5	ti	Sp.
c	1	p	Sp.
alk	46.5	c/fm	.40

Magma: nordmarkitisch-pulaskitisch
Analytiker: F. de Quervain

Anhangsweise soll hier ein eigenartiges Gestein erwähnt werden. Makroskopisch grau, erweist es sich u. d. M. als ein Typus, der vollständig mit den hololeukokraten Syeniten übereinstimmt, aber durch sehr reichliche Magnetitführung ausgezeichnet ist. Von Osannit und Aegirin findet sich keine Spur, sodass das Gestein nicht etwa zu den mesokraten Typen gerechnet werden könnte. Es ist interessant, dass Quensel (Lit. 22) aus dem Almunge-Gebiet, das ja eine ganze Reihe von Analogien zu Alter Pedroso bietet, ein ähnliches Gestein beschreibt, das er infolge seiner Grobkörnigkeit als pegmatitische Bildung auffasst. Diese Erklärung dürfte hier kaum in Frage kommen.

Chemische Verhältnisse der hololeukokraten Syenittypen.

In Tabelle III sind die Projektionswerte nach Niggli für die schon mitgeteilten Analysen zusammen mit denen ähnlicher Gesteine vergleichsweise zusammengestellt.

Wie sich aus der Tabelle ergibt, weisen alle Gesteine hohes al und alk auf, während c und fm nur eine sehr untergeordnete Rolle spielen. Ausserdem herrscht fast überall gerade Sättigung oder leichte Untersättigung mit Kieselsäure. Das lässt verstehen, dass Alkalifeldspäte im Mineralbestand weitaus vorherrschen müssen.

Tabelle III

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	c/fm
Albit, theor. Zus.	300	50	--	--	50	--	--	--	--	--
Hololeukokrate Schliere, Alter Pedroso	293	50	2.5	1	46.5	.02	.02	Sp.	Sp.	.40
Lestiwarit, Lougenda, Norway	283	40.5	9.5	4	46	.33	.13	2.3	Sp.	.42
Na-Syenitporphyr, Moccasin Creek, Tuolumne Cty. Cal.	282	45.5	5.5	2.5	46.5	Sp.	.28	.2	.2	.45
Arfvedsonitgneis, Cevedaes, Portugal	277	39.5	16	1	43	.29	.11	Sp.	Sp.	.62
Hololeukokrater Na-Syenit, Alter Pedroso	274	46.5	6.5	4	43	.07	Sp.	Sp.	.2	.61
do. (Aplitische Randfacies)	273	44.5	9.5	2	43.5	.23	.02	.2	.2	.21
do. "	272	45.5	11	2	41	.24	.02	Sp.	--	.18
Nordmarkit, Randfacies des Umptekits, Broängen, Almunge	261	47	6.5	4	42	.25	.25	.2	.2	.62

Magma für alle Gesteine der Tabelle: nordmarkitisch-pulaskitisch bis alkaligranitisch. Typenwerte für diese Magmen:

Nordmarkitisch-pulaskitisch	250	41	15	5	39	.35	.28	--	--	.33
Alkaligranitisch	400	40	17.5	1.5	41	.35	.05	--	--	.09

Da k durchwegs sehr niedrig ist, so wird verständlich, dass unter diesen wiederum der Albit dominieren muss. Instruktiv in dieser Hinsicht ist ein Vergleich des sauersten Differentiates unter den Alter Pedroso-Gesteinen si = 293 mit der theoretischen Zusammensetzung des Albites. Wie die Tabelle weiter zeigt, sind Gesteine von ähnlichem Chemismus nicht selten.

b) Leukokrate Gesteine

Die leukokraten Gesteine bauen mit Ausnahme des nördlichen Teils das Syenitmassiv zur Hauptsache auf. Es sind makroskopisch äusserst variable Gesteine, die mittel- bis feinkörnig porphyrisch sind und weisse oder rosarote Farbe aufweisen, die bei unfrischen Stücken ins Gelbbraune übergeht. Die dunklen Gemengteile, Osannit und Aegirin, variieren in ihrer Grösse von wenigen Millimetern zu 2–3 cm und geben den Gesteinen durch ihre unregelmässige, oft fluidale Anordnung eine äusserst inhomogene, schlierige Beschaffenheit, die eine bedeutend grössere Variabilität der Typen vortäuscht, als sie in Wirklichkeit vorhanden ist. Besonders bemerkenswert unter den Einsprenglingen sind grosse Aegirine, die in Form unregelmässiger Flecken oder auch gut ausgebildeter, nach der c-Achse gestreckter Prismen von bis 3 cm Länge vorkommen. Sie zeigen ein stumpfes Grün, das sie einer sehr feinen Sprengelung

verdanken, die sich u. d. M. als durch ausgezeichnete poikilitische Durchwachsung mit Feldspäten verursacht erweist. Mikroskopisch ergibt sich, dass der Mineralbestand ganz ähnlich dem der hololeukokraten Typen ist, nur mit der Ausnahme, dass die dunklen Mineralien Osannit und Aegirin eine grössere Rolle spielen. Die Hauptmasse machen die mikroperthitischen und kryptoperthitischen Feldspäte aus, wie sie weiter vorn beschrieben wurden. Neben Orthoklasmikroperthit findet sich seltener Mikroklinmikroperthit. Diese Feldspäte sind sehr gerne albitisiert, oft unter Schachbrettalbitbildung. Breiterlamellig verzwillingter Albit von der Zusammensetzung Ab_{100} findet sich als spätere Ausscheidung, ebenso Analcim. Dazu kommt etwas Biotit, Zirkon und Magnetit. Die ebenfalls schon weiter oben erwähnten strukturellen Eigentümlichkeiten treten z. T. noch stärker hervor als bei den hololeukokraten Typen, da die protoklastischen Vorgänge bei den grobkörnigen, zur hypidiomorphkörnigen Struktur hintendierenden leukokraten Gesteinen sich offenbar stärker auswirkten als bei den feinkörnigen, panallotriomorphen Gliedern der hololeukokraten Gruppe, insbesondere der aplitischen Randfacies. Die einzelnen Komponenten zeigen fast alle gezackte Ränder oder sind zerbrochen. Die Verhältnisse sind ganz ähnlich denen, wie sie das Bild, das P. Quensel in Lit. 22 für einen Umptekit von Almunge wiedergibt, darstellt. Die Spaltrisse der Feldspäte sind infolge der mechanischen Beanspruchung aussergewöhnlich gut entwickelt, was die Bestimmung dieser Mineralien sehr erleichtert. Die oben schon im Gegensatz zu den Schachbrettalbiten erwähnten, breitlamellig verzwillingten Albite sind im allgemeinen von den zertrümmernden Kräften nicht erfasst worden und müssen daher wohl auch hier als relativ späte Bildungen aufgefasst werden. Einige wenige Beispiele, wo diese Albite auch mechanisch beansprucht wurden, zeigen immerhin, dass ihre Bildungsperiode zeitlich nicht allzu entfernt von der Periode mechanischer Beanspruchung gelegen haben kann. Der Aegirin, der an Menge hinter dem Osannit immer zurücktritt, findet sich entweder für sich in körniger Ausbildung oder mit dem Osannit verwachsen, oder schliesslich in Form der erwähnten grösseren Individuen, in ausgezeichneter Weise poikilitisch von Feldspat durchwachsen. Die erste Art des Auftretens bietet nichts besonderes. Die Verwachsungen mit Osannit erfolgen so, dass die Aegirinsubstanz dem Osannit randlich angelagert ist, oder von ihm eingeschlossen wird, in welchen beiden Fällen die c-Achsen der Individuen mehr oder weniger parallel sein können, oder auch

in ganz unregelmässiger, beliebiger Orientierung. Aus einer grossen Zahl von Beobachtungen scheint mir zu folgen, dass diese Verwachsungen ganz willkürlicher Art sind, und dass auf keinerlei gesetzmässige Beziehungen, z. B. auf eine Umwandlung Osannit-Aegirin, geschlossen werden darf. Besonderes Interesse bieten die von Feldspäten poikilitisch durchwachsenen Aegirine, die schon bei den hololeukokraten Typen kurz erwähnt wurden. Sie treten entweder in 2—3 cm langen, kristallographisch von (110) begrenzten Prismen oder als unregelmässige, bis 2 cm im Durchmesser aufweisende Massen auf und zeigen demnach rhombische oder willkürlich umgrenzte Querschnitte. Die Durchwachsung mit Feldspäten ist eine derart intensive, dass das ganze Aegirin-individuum in eine Reihe einzelner, voneinander losgetrennter Fetzen aufgelöst erscheint, deren Zugehörigkeit zueinander aber durch die einheitliche Spaltbarkeit und Auslöschung angezeigt wird. Die Feldspäte sind entweder zackig-lappig begrenzte Bruchstücke von Alkalifeldspäten, die sich in keiner Weise von den ausserhalb der Aegirine liegenden unterscheiden, oder aber sehr gut idiomorphe, leistenförmige Individuen, die ähnliche Albitisierungserscheinungen zeigen, wie sie eine grosse Zahl der ausserhalb der Aegirine liegenden Feldspäte aufweisen. Der Kern dieser Feldspäte wird von einem quadratischen Mikroklin gebildet, der sehr fein gegittert ist und nur selten mikroperthitische Einlagerungen zeigt. Dieser Mikroklinkern ist, oft unter Korrosionserscheinungen, von einer Albithülle umgeben, und zwar derart, dass der Albirand in der Richtung des für beide Individuen gleichgerichteten n' bedeutend mächtiger ist, sodass die ursprünglich quadratischen Feldspäte nun typisch leistenförmige Gestalt annehmen. Dabei sind oft in der Längsrichtung dieser Individuen Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz wahrnehmbar, die eine Bestimmung dieser Albithüllen als Ab_{100} zulassen. Parallel mit diesen Erscheinungen geht oft eine Umwandlung des Mikroklinkerns in sehr feinlamelligen Schachbrettalbit. Besonders bemerkenswert ist, dass nirgends in allen untersuchten Gesteinen eine so grosse Mikroklinkonzentration zu herrschen scheint, wie gerade innerhalb dieser Aegirine. Da diese Aegirine im allgemeinen protoklastisch nicht beeinflusst scheinen und ihrerseits z. T. protoklastisch zertrümmerte Feldspäte einschliessen, so müssten sie relativ späte Bildungen sein, wie das schon A. Lacroix angenommen hat.

Die ganzen protoklastischen Erscheinungen sind z. T. nicht unähnlich denen, wie sie durch Kataklase hervorgerufen werden, und

in der Tat nahm ja LACROIX (Lit. 4), der die Gesteine von Alter Pedroso an Hand von ihm zugesandten Proben beschrieb, die Deformationen als kataklastisch an. Die Assoziationen von Osannit und Aegirin werden als metamorphe Umwandlungen von Osannit in Aegirin angesehen. Lacroix möchte darin eine Bestätigung einer an madagassischen Gesteinen festgestellten Gesetzmässigkeit ersehen, wonach bei Alkalipyroxenen und -Hornblenden beim Eintritt in Meso- bis Epibedingungen der Pyroxen die stabile Phase wäre und nicht der Amphibol, ganz im Gegensatz zu den gewöhnlichen Pyroxenen und Hornblenden, wo bekanntlich das Umgekehrte der Fall ist. Abgesehen davon, dass diese Regel höchstens für die eisenreichen Glieder Gültigkeit haben könnte, und nicht für relativ tonerdereiche, wie das massenhafte Auftreten von Glaukophan und Crossit in vielen meso- bis epimetamorphen Gesteinen der Alpen zeigt, scheinen mir die Assoziationen von Osannit und Aegirin in den vorliegenden Gesteinen auch ihrem Aussehen nach viel mehr den Charakter von primären Verwachsungen zu haben. Es scheint mir auch, dass eine Metamorphose, die die Umwandlung von Osannit zu Aegirin zur Folge gehabt hätte, wohl kaum unmittelbar benachbarte mikro- und kryptoperthitische Feldspäte mir kataklastisch verändert hätte, wie das an sehr vielen Stellen zu beobachten ist. Es ist kaum denkbar, dass hier keine Sericitisierung der Kalifeldspatmolekel eingetreten wäre, was tatsächlich nie, auch nur andeutungsweise, zu beobachten ist. Auch der, allerdings nur in äusserst geringer Menge auftretende Biotit ist vollständig unverändert. Wohl gibt es körnige Typen, die von Lacroix als granoblastisch vollständig umkristallisiert angesehen wurden, und in denen, wie schon erwähnt, Kalium- und Natronfeldspatphase getrennt als Orthoklas und Albit auftreten. Der geologischen Stellung nach treten diese Gesteine aber hauptsächlich als aplitische Randfacies auf und die Struktur wäre demnach die höchstens etwas protoklastisch veränderte panallotriomorphe körnige Aplitstruktur. Es ist bemerkenswert, dass Quensel auch für die aplitische Randfacies des protoklastischen Umptekits von Almunge die Abwesenheit der perthitischen Bildungen konstatierte, wie überhaupt die Verhältnisse in Almunge vieles mit denen in Alter Pedroso gemeinsam zu haben scheinen. Auch das Auftreten von Analcim scheint mir gegen eine Metamorphose zu sprechen, da dieses Mineral bis jetzt aus dislokationsmetamorphen Gesteinen nicht bekannt ist. Alle diese Gründe, wozu noch der schwerwiegender, früher schon erwähnte Umstand kommt, dass

die Gesteine des den Syenitstock vollständig umschliessenden Gabbromassivs frei von mechanischen Beanspruchungen sind, sowie die Tatsache, dass unter den basischen Pedrositgängen, die deutlich als letzte, basische Bildungen zu erkennen sind, Typen zu finden sind, die ebenfalls keine Spuren von Beanspruchung zeigen, lassen mich den Schluss ziehen, dass wir es hier mit protoklastischen, also mit der Gesteinsbildung und Intrusion in ursächlichem Zusammenhang stehenden, autometamorphen Vorgängen zu tun haben, und nicht mit erst nachträglicher Kataklyse.

Über die chemischen Verhältnisse der leukokraten Syenite orientiert Tabelle IV.

T a b e l l e I V
Analysen von leukokraten Syeniten von Alter Pedroso

	I.	II.	III.	IV.
SiO ₂	64.68	64.06	63.46	62.95
Al ₂ O ₃	16.12	17.57	16.95	17.41
Fe ₂ O ₃	3.78	2.71	3.61	2.48
FeO	2.88	3.24	3.98	4.56
MnO	.12	—	—	.02
MgO	.30	.11	.07	.01
CaO	.55	.84	.80	.23
Na ₂ O	9.82	7.06	7.34	7.49
K ₂ O	1.18	4.21	3.54	4.35
H ₂ O +	.26	.35	.19	.26
H ₂ O -	.00	.04	.06	.00
TiO ₂	.29	Sp.	Sp.	.14
P ₂ O ₅	.29	.06	.06	.02
	100.27	100.25	100.06	99.92

- I. Osannitreiche Partie aus schlierigem Osannitsyenit. Anal. F. de Quervain.
- II. Osannit-Aegirinsyenit mit grossen Aegirinen. Anal. Raoult. Lit. 4.
- III. Osannitsyenit, stark deformiert. Anal. Raoult. Lit. 4.
- IV. Osannitsyenit. Gleiches Stück wie Analyse I in Lit. 11. Neue Analyse von J. Jakob. Siehe Bemerkung im Text.

Magma: Nordmarkitisch-Pulaskitisch mit hohem fm und niedrigem c.

Beim Betrachten der Analysen fällt sofort die grosse Übereinstimmung auf, welche nicht vermuten liesse, dass die einzelnen Gesteine äußerlich ganz verschiedenes Aussehen aufweisen. Alle Gesteine fallen unter das nordmarkitisch-pulaskitische Magma Niggli. Auch die Analyse einer feinkörnigen Osannit-reichen

Projektionswerte nach Niggli

	I.	II.	III.	IV.
si	248	245	241	239
al	36.5	39.5	38	39
fm	22	18.5	23.5	22
c	2	3	3	1
alk	39.5	38.5	35.5	38
k	.07	.32	.24	.28
mg	.07	.04	.02	Sp.
ti	.9	Sp.	Sp.	.5
p	.5	Sp.	Sp.	Sp.
c/fm	.09	.16	.13	.05
qz	-1	-9	-1	-13

Schliere, welche extra angefertigt wurde, um zu untersuchen, wie sich die zahlreichen Schlieren und schlierigen Partien in das Differentiationsbild einfügen, weicht nur durch etwas höhern Fe_2O_3 - und Na_2O -Gehalt von den andern Analysen ab, was die reichliche Osannitführung gut verstehen lässt. Die durchwegs schwach negative Quarzzahl qz steht mit der konstatierten, geringen Analcim-führung in Einklang.

Von dem Gestein, von dem Analyse IV stammt, war schon im Auftrage von Osann von Meigen und Nachreiner eine Analyse ausgeführt worden, die dann nach Osanns Tode in Lit. 11 publiziert wurde. Aus verschiedenen Gründen musste an ihrer Richtigkeit gezweifelt werden. So wurden z. B. 2.52 % CaO angegeben, währenddem der Plagioklas im Schliff sich als reiner Albit bestimmen lässt und der Osannit aus dem gleichen Gestein nach der Analyse der gleichen Autoren nur 1.14 % CaO enthalten soll. Beim Versuch, die Norm zu berechnen, zeigte sich ein erhebliches Manko an Kieselsäure, dem nur unter Annahmen, die mit dem Modus in vollständigem Widerspruche gestanden hätten, ausgewichen werden konnte. Da ich in der Freiburger Sammlung das Originalstück des betreffenden Gesteins hatte ausfindig machen können, so war die Gelegenheit zur Nachprüfung gegeben. Herr Prof. J. Jakob, Vorstand des chemischen Laboratoriums des hiesigen Institutes, war so freundlich, diese zu übernehmen. Das Resultat ist in Tabelle IV unter IV. gegeben und steht in völliger Übereinstimmung mit den Verhältnissen, wie sie die Analysen I—III darbieten, während es von den in Lit. 11 gegebenen Werten nicht unbeträchtlich abweicht. Diese werden darum hier nicht weiter in Betracht gezogen.

Gesteine, die sich chemisch mit den leukokraten Syeniten von Alter Pedroso vergleichen lassen, sind nicht allzu selten. Es sollen hier nur einige wenige Beispiele, in Niggliwerte umgerechnet, gegeben werden. Wie man sieht, handelt es sich durchwegs ebenfalls um Typen, die durch reichen Gehalt an Natronferrisilikaten ausgezeichnet sind.

T a b e l l e V

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
Nordmarkitisch-Pulaskitisches Magma nach Niggli	250	41	15	5	39	.35	.28	.28
Osannitreiche Partie aus Syenit, Alter Pedroso	248	36.5	22	2	39.5	.07	.07	.07
Osannit-Aegirinsyenit mit grossen Aegirinen, Alter P.	245	39.5	18.5	3	38.5	.32	.04	.16
Aegirintrachyt, Kühlsbrunnen, Siebengebirge	243	36.5	21.5	5.5	36.5	.37	.10	.26
Osannitsyenit, Alter Pedroso	241	38	23.5	3	35.5	.24	.02	.13
Osannitsyenit, Alter Pedroso	239	39	22	1	38	.28	Sp.	.05
Riebeckitquarzsyenit Elvas-Vila Boim, Portugal	233	31	32.5	5	31.5	.31	—	.15
Umptekit, Seglinge, Almunge, Schweden	232	36.5	19.5	7	37	.39	.15	.36

Die Beispiele liessen sich vermehren, immerhin sind die meisten sonst hierhergehörigen Gesteine von etwas höherem c.

5. Mesokrate Gruppe (*Lusitanite*)

Die Gesteine der mesokraten Gruppe weisen denselben Mineralbestand auf wie die der leukokraten. Ihr Charakteristikum besteht darin, dass die femischen Gemengteile ungefähr die Hälfte des Mineralbestandes ausmachen oder bereits dominieren. Hierher gehören die Gesteine, die LACROIX 1917 (Lit. 4) als erster von Alter Pedroso beschrieb und, da sie etwas ganz neues darstellten, mit dem Namen Lusitanite belegte (Lusitania = Portugal). Die Lusitanite füllen auch im C.P.I.W.-System eine Lücke aus (Lusitanose). Ich habe mich während meines Aufenthaltes in Alter Pedroso besonders auf das Aufsuchen der im Verhältnis zu den saureren Typen nur untergeordnet auftretenden mesokraten und melanokraten Spaltprodukte verlegt und eine ganze Reihe interessanter Typen gefunden, die im Folgenden beschrieben werden sollen. Mit Ausnahme eines Feldspat-führenden Pedrosites und des holomelanokraten Pedrosites (Originalstück) fehlten die basischen Typen, insbesondere die Lusitanite, ganz in den Sammlungen von Osann und Umhauer.

Was das geologische Auftreten der Lusitanite anbetrifft, so ist sehr schwer zu entscheiden, ob es sich um selbständige Gesteine oder nur um Variationsfacien handelt. Oft bilden sie nur Kopf- bis Faust-grosse Schlieren innerhalb von saureren Gesteinen, in die sie mehr oder weniger abrupt übergehen. Diese Schlieren sind oft zu Zügen angeordnet. Eigentliche Gänge, die klar als später in das umgebende Gestein intrudiert zu erkennen sind, wurden bei den Lusitaniten, im Gegensatz zu den Pedrositen, nicht beobachtet. Fundpunkte für Lusitanite sind: ein grosser schlieriger Block von Osannitsyenit bei einem kleinen, als Wäscheplatz benutzten Teich wenig ausserhalb des Dorfes an der Strasse von Alter Pedroso nach Cabeço de Vide, und als ?Gang, vergesellschaftet mit aplitischem Syenit, an einem markanten Felskopf in einem Acker im Winkel zwischen der Fahrstrasse von Alter do Chão nach Cabeço de Vide und deren Abzweigung nach Alter Pedroso. Ausserdem fanden sich die Lusitanite als Lesesteine in den Äckern und Feldern und in den Garten- und Feldmauern von Alter Pedroso, die überhaupt eine wahre Musterkarte interessanter Gesteinstypen darbieten. Auch im Aushubmaterial eines Grabens auf einer Viehweide am NW-Rand des Fleckens fanden sich gute Stücke.

Die Lusitanite sind mittel- bis feinkörnige Gesteine von blau-grau gesprenkeltem Aussehen und massiger bis schwach flaseriger Textur. Die Feldspäte sind weiss oder schwach braunrosa gefärbt, letzteres besonders bei nicht ganz frischen Stücken.

Das mikroskopische Bild ist ähnlich demjenigen, wie es die schon behandelten saureren Gesteine bieten. Der Osannit ist schlecht idiomorph und in meinen Proben nie von Aegirin begleitet. Die Feldspäte sind Orthoklas- und Mikroklinperthite, sowie Albit. Sie sind etwas besser idiomorph als die dunklen Gemengteile. Sowohl der Orthoklas- wie auch der Mikroklinperthit stellen mit ihren kreuzweise verästelten Albitschnüren ganz ausserordentlich schöne Beispiele für perthitische Entmischungen dar. Im Gegensatz zu den hololeukokraten und leukokraten Gesteinen wiegen hier die mikroperthitischen Bildungen vor, während die kryptoperthitischen sehr stark zurücktreten. Auch die w. o. ausführlich beschriebenen Albitisierungserscheinungen fehlen. Hingegen sind auch die breit-lamellig verzwilligten Albite vorhanden, die sich durch ihren geringen Zertrümmerungsgrad als relativ späte Bildungen zu erkennen geben. Auch hier beobachtet man die seltsam hohen Auslösungs-schiefen in Schnitten senkrecht PM, nämlich bis — 17°. Der Analcim, der nun schon bedeutend reichlicher auftritt als in den saureren

Typen, zeigt nichts Neues. Die Struktur ist auch hier die oben eingehender diskutierte protoklastische. Besonders schön sind manchmal die Trümmerzonen um die perthitischen Feldspäte und um die Osannite ausgebildet, wobei sich die Trümmer benachbarter Körner oft innig vermischen. Über die chemische Zusammensetzung der Lusitanite orientiert untenstehende Tabelle VI. Wie man sieht, handelt es sich um einen durchaus eigenartigen Typus, zu dem genaue Analoga von andern Fundorten noch unbekannt sind.

Tabelle VI

Analysen von Lusitaniten von Alter Pedroso

	I.	II.	III.
SiO ₂	59.27	56.94	55.60
Al ₂ O ₃	13.42	11.12	10.56
Fe ₂ O ₃	6.16	7.93	7.53
FeO	7.62	11.51	13.91
MnO	.18	—	—
MgO	.10	.08	.41
CaO	1.17	1.80	1.06
Na ₂ O	7.30	6.35	7.23
K ₂ O	3.42	2.85	2.86
H ₂ O +	.89	.98	.24
H ₂ O -	.05	.14	.12
TiO ₂	.24	Sp.	.46
P ₂ O ₅	Sp.	.23	Sp.
	99.82	99.93	99.98

I. Lusitanit, protoklastisch, Alter Pedroso. Anal. F. de Quervain.

II. Lusitanit, grobkörnig, Alter Pedroso. Anal. Raoult. Lit. 4.

III. Lusitanit, feinkörnig, Alter Pedroso. Anal. Raoult. Lit. 4.

Projektionswerte nach Niggli

	I.	II.	III.	
si	200	177	163	
al	26.5	20.5	18	
fm	38	48.5	52	<i>Magma:</i>
c	4	6	3.5	evisitisch
alk	31.5	24.5	26	(basisches Ende).
k	.23	.23	.21	
mg	.01	.08	.03	
ti	.6	Sp.	1.0	
p	Sp.	.4	Sp.	
c/fm	.11	.12	.67	
qz	- 11	- 9	- 17	

Wie Lacroix darauf hingewiesen hat, ist sonst im allgemeinen bei allen mesokraten Differentiationsprodukten syenitischer Magmen ein Anwachsen des Kalkes und der Magnesia mit abnehmender Kieselsäure zu konstatieren, wodurch die Möglichkeit zur Auskristallisation von CaMg-haltigen Pyroxenen und Hornblenden, sowie von anorthithaltigen Plagioklasen gegeben ist. Bei den Lusitaniten ist dies durchaus nicht der Fall; mit sinkender Kiesel säure erfolgt nur ein Zurücktreten der Alkalifeldspäte zu Gunsten des Osannits. Zum ersten Male ist bei den bis jetzt betrachteten Gesteinen von Alter Pedroso auch deutlich $\text{alk} > \text{al}$, was seinen Ausdruck im Reichtum an NaFe^{III} -Silikat findet. Wie gezeigt werden wird, wird dieser Umstand immer ausgesprochener, je mehr wir uns dem basischen Ende der Differentiation nähern.

Obwohl genaue Analoga zu den Lusitaniten bis jetzt noch unbekannt sind, so sollen doch die Gesteine, die sich am ehesten mit ihnen vergleichen lassen, zusammengestellt werden. Schon LACROIX hat an verschiedenen Orten auf diese Vergleichsmöglichkeiten aufmerksam gemacht (Lit. 4 und Lit. 8, Bd. II, pag. 580). Ausserdem lässt sich hier als sauerstes Glied der Gruppe ein Aegirinquarzsyenit ($\text{qz} = 0$) aus dem Gebiet zwischen Elvas und Vila Boim (Lit. 19) anführen.

Tabelle VII

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
Kakortokit, dunkles Band. Kringlerne, Kangerdluarsuk Fjord, Grönland	132	12.5	57	5.5	25	.25	.03	.09
Lusitanit, Alter Pedroso	163	18	52	3.5	26	.21	.03	.67
Lusitanit, Alter Pedroso	177	20.5	48.5	6	24.5	.23	.08	.12
Ordosit, Ordos, China	177	13	50	5.5	31.5	.34	.12	.11
Aegirinaugitschliere, Rockall	196	18	42.5	8	32	.27	.09	.19
Lusitanit, Alter Pedroso	200	26.5	38	4	31.5	.23	.01	11
Lindinosit, Lindinosa, Corsica	212	10	66	2	22	.32	.02	.03
Aegirinquarzsyenit, Elvas-Vila Boim, Portugal	214	30.5	34.5	6.5	28.5	.21	.18	.19

Kalkreicher, aber sonst die gleiche Tendenz zeigend:

Lindinosit, Ampasibitika, Madagascar	179	17	43.5	19.5	20	.33	.05	.45
---	-----	----	------	------	----	-----	-----	-----

Der Kakortokit mit seiner Bänderdifferentiation wurde durch Ussing (Lit. 27) bekannt gemacht. Die Lindinosite, die durch reichliche Riebeckit- resp. Laneitführung ausgezeichnet sind, wurden von Lacroix (Lit. 8) und Orcel (Lit. 16) zuerst beschrieben, der Ordosit, ein eigenartiges Gestein, das aus 60 % Aegirin mit Mikro-

klin und Phlogopit besteht, und eine Aegirinaugitschliere aus dem Aegiringranit von Rockall, ebenfalls von Lacroix (Lit. 9, 7).

6. *Melanokrate und holomelanokrate Gruppe (Pedrosite).*

Die hierher gehörigen Gesteine, welche die extrem melanokraten Spaltungsprodukte des syenitischen Magmas darstellen, sind erst seit relativ kurzer Zeit bekannt. OSANN und UMHAUER beschrieben 1914 ein solches, ausschliesslich aus Osannit und Magnetit zusammengesetztes Gestein von Alter Pedroso und nannten es Pedrosit (Lit. 18). Es bildet etwa fingerstarke Gänge im leukokraten Natronsyenit und ist sehr selten. Umhauer brachte nur zwei kleine Stücke mit, die das Material für die erwähnte Mitteilung lieferten und die heute in der Freiburger Sammlung liegen. Während meines Aufenthaltes in Alter Pedroso gelang es mir, ein neues Vorkommen von anstehendem Pedrosit zu finden, das eine bedeutend grössere Ausbeute lieferte. Es sind dies einige ca. 10 cm mächtige Gänge im weissen bis rosaroten Osannitsyenit an einer markanten Wegkreuzung am E-Rand des Fleckens. (Die topographische Karte in 1 : 100 000 gibt die Verhältnisse nicht richtig wieder, daher konnte der Punkt auf ihr nicht eingezeichnet werden.) Ausserdem fanden sich Pedrosite auch in losen Blöcken, so z. B. zusammen mit den früher erwähnten Lusitaniten im Winkel der Strasse von Alter do Chão nach Cabeço de Vide und deren Abzweigung nach Alter Pedroso. Alle von mir gefundenen Typen führen im Gegensatz zu dem von Osann und Umhauer beschriebenen Gestein auch etwas Albit und Analcim, einige auch Aegirin. Da alle diese Gesteine einander sehr ähnlich sind und auch im Chemismus grosse Übereinstimmung herrscht, so möchte ich vorschlagen, sie zu einer Gruppe zusammenzufassen und als *Pedrosite i. w. S.* zu bezeichnen. Innerhalb dieser Gruppe würden dann zu unterscheiden sein:

1. Pedrosit i. e. S., bestehend aus Osannit (reiner Osannithornblendit).
2. Albit-Analcim-Pedrosit, bestehend aus Osannit, Albit, Analcim.
3. Aegirin-Pedrosit mit Osannit, Aegirin, Albit, Analcim.

Dazu kann in allen Fällen noch etwas Magnetit treten.

Ihrem Mineralbestand nach fügen sich die Pedrosite zwanglos und konsequent in die durch abnehmende Menge der salischen und zunehmende Menge der femischen Komponenten charakterisierte Reihe Syenit-Lusitanit ein, deren Endglieder sie bilden, so dass wir also die Reihe *Syenit-Lusitanit-Pedrosit* haben, die sich von den

hololeukokraten Syeniten über alle Zwischenglieder bis zu den holomelanokraten Pedrositen erstreckt.

a) Pedrosit i. e. S. (Osannit-Hornblendit)

Da dieser Typus schon von Osann und Umhauer eingehend beschrieben wurde, so braucht er hier nur kurz erwähnt zu werden. Die ungefähr fingerstarken Gänge bestehen ganz aus Osannit, zu dem etwas Magnetit kommt. Der Osannit ist allotriomorph, auch in der Prismenzone, und zeigt öfters Zwillingsbildung nach (100). Die Struktur ist gleichkörnig, die Textur massig bis schwachfaserig. Besonders am Salband sind die Osannite gerne normal zu diesem orientiert. Am Salband reichert sich auch der Magnetit an, so dass das Gestein im Schliffe fast opak wird. Sehr bemerkenswert ist, dass bei diesem holomelanokraten Gestein, das offensichtlich jünger ist als die syenitischen Gesteine, die es gangförmig durchsetzt, alle Spuren mechanischer Beanspruchung fehlen. Das Nebengestein, von dem es mit einer vollständig scharfen Grenze absetzt, zeigt typisch die Zertrümmerung, wie sie bei den hololeukokraten Gesteinen erwähnt wurde. Wäre die mechanische Zertrümmerung nachträglich kataklastischen Ursprungs, so wäre nicht einzusehen, warum der Pedrositgang verschont geblieben sein sollte. Unter der Annahme von Protoklase lässt sich dieser Umstand sehr befriedigend erklären. Der Pedrosit intrudierte als letztes, extrem melanokrates Differentiat in Spalten des schon verfestigten Syenites, in welchem keine protoklastischen Kräfte mehr wirksam sein konnten und blieb darum unbeeinflusst. Für die nicht so extrem melanokraten Albit-Analcim-Pedrosite werden gleich andere Verhältnisse zu beschreiben sein.

Chemisch stimmt der Pedrosit i. e. S., wie zu erwarten, weitgehend mit dem Osannit überein, wie sich aus Tabelle I, pag. 390 ergibt. Seine Stellung zu den andern Gliedern der Pedrositfamilie soll am Ende dieses Abschnittes näher erläutert werden.

b) Die Albit-Analcim-Pedrosite

Durch ihre Feldspat- bzw. Analcimführung bilden diese Gesteine Übergangsglieder zwischen den Lusitaniten und den Pedrositen i. e. S. Das starke Überwiegen des Osannites weist sie aber doch schon eindeutig den Pedrositen i. w. S. zu, mit denen sie chemisch übereinstimmen und auch das gangförmige Auftreten gemeinsam haben. Auch diese Gesteine sind mittel- bis feinkörnig, sie zeigen aber im Gegensatz zum eben beschriebenen Typus alle schwach protoklastische Beeinflussung. Die feldspatreichen Glieder

ähneln strukturell mehr den Lusitaniten, während die feldspatärmern ein neues Bild darbieten, indem nur die Ränder der einzelnen Individuen leicht zertrümmert sind. In diesen Trümmerzonen zwischen den einzelnen Osanniten, sowie auch in Zwickeln findet sich der Feldspat und der Analcim in kleinen Körnern oder der letztere, wenn reichlicher vorhanden, auch in grösseren Massen, welche die hexaedrische Spaltbarkeit leicht angedeutet zeigen. Der Feldspat ist oft nach dem Albitgesetz verzwillingt und lässt sich als Ab_{100} bestimmen. Mikroperthit und Mikroklin sind sehr selten.

Die chemischen Verhältnisse werden durch folgende Analysen illustriert:

	I.	II.		I.	II.
SiO_2	47.55	51.15	si	119	137
Al_2O_3	6.43	7.20	al	9.5	11.5
Fe_2O_3	15.13	11.54	fm	66	63
FeO	17.30	16.82	c	8	2.5
MnO	.58	.76	alk	16.5	23
MgO	.22	.23	k	.18	.14
CaO	2.93	.76	mg	.14	.15
Na_2O	5.65	7.61	ti	.7	1.0
K_2O	1.90	1.89	p	.1	Sp.
H_2O+	1.89	1.36	c/fm	.12	.04
H_2O^-	.10	.03	qz	- 26	- 20.6
TiO_2	.39	.54			
P_2O_5	.08	Sp.			
	100.15	99.89			

Analytiker: F. de Quervain

I. Albit-Analcim-Pedrosit, Analcim-reich.

II. Albit-Analcim-Pedrosit, Feldspat-reich.

c) Die Aegirin-Pedrosite

Unter den Aegirin-führenden Pedrositen sind zwei Typen zu unterscheiden, nämlich: gleichkörnig struierte und solche mit porphyrischer Struktur. Vom ersten Typus fand sich ein Stück in der Umhauer'schen Sammlung als „basischer Gang“ bezeichnet. Es ähnelt im Schliffbild den Lusitaniten, nur mit der Ausnahme, dass mehr Osannit vorhanden ist. Der ziemlich häufige Aegirin tritt, wie der Osannit, als vollständig allotriomorphe Körner auf. Beide Minerale zeigen keinerlei Beziehungen zueinander. Die Feldspäte sind Albit, seltener Mikroperthite oder Mikroklin. Das Gestein zeigt die üblichen protoklastischen Erscheinungen. Analcim ist relativ selten. Die chemische Analyse ergab:

SiO_2	52.65	si	144	k	.14
Al_2O_3	6.25	al	10	mg	.14
Fe_2O_3	13.93	fm	60.5	ti	.5
FeO	12.96	c	2	p	.2
MnO	.57	alk	27.5	c/fm	.33
MgO	.20			qz	- 13.5
CaO	.81				
Na_2O	9.01				
K_2O	2.19				
H_2O^+	1.08				
H_2O^-	.07				
TiO_2	.36				
P_2O_5	.17				
	100.25				

Analytiker: F. de Quervain

Aegirin-Pedrosit, gleichkörnig, von
Alter Pedroso.

Der porphyrische Typus ähnelt mehr den Albit-Analcim-Pedrositen, nur dass er ca. 3 mm dicke und bis 3 cm lange Aegirineinsprenglinge führt, die fluidal angeordnet sind, sodass makroskopisch das Bild einer Paralleltextur zustande kommt. Das mikroskopische Bild der Grundmasse zeigt unregelmässig verzahnte Osannitindividuen, zwischen denen sich Nester von Albit und Analcim befinden. Der Aegirin zeigt, wie dies für alle Vorkommen von Alter Pedroso charakteristisch zu sein scheint, äusserst schwachen Pleochroismus und bis zu 11° betragende Auslöschungsschiefe c/n_a. Er umschliesst Fetzen von Osannit, sowie auch Albite. An den Enden ist er wie ausgefranst. Er zeigt auch des öfters Magnetitausscheidung. Da das Gestein nicht anstehend gefunden wurde, sondern nur als Lesesteine in einem Acker, so ist leicht erklärlich, dass sich stellenweise auf Spaltrissen des Aegirins Limonitausscheidungen finden. Zur chemischen Analyse war genügend frisches Material vorhanden. Sie lieferte folgende Werte:

SiO_2	50.80	si	135	k	.17
Al_2O_3	4.20	al	6.5	mg	.19
Fe_2O_3	16.13	fm	67.5	ti	1.0
FeO	14.75	c	2	p	.3
MnO	.70	alk	24	c/fm	.03
MgO	.31			qz	- 8.5
CaO	.63				
Na_2O	7.76				
K_2O	2.41				
H_2O^+	1.24				
H_2O^-	.09				
TiO_2	.53				
P_2O_5	.28				
	99.83				

Analytiker: F. de Quervain

Aegirin-Pedrosit, porphyrisch,
Alter Pedroso.

d) Die chemischen Verhältnisse der Pedrosite

Die Niggliwerte sämtlicher Pedrositanalysen sind in Tabelle VIII noch einmal zusammengestellt. Wie ersichtlich, sind alle Typen bei niedrigem si (120—140) durch sehr niedriges al und c, sowie durch hohes fm und alk ausgezeichnet. Daraus resultiert eine für das niedrige si sehr hohe Differenz (alk—al), wodurch sich der Reichtum an NaFe^{III}-Silikat erklärt. Die Analysen lassen sich direkt keinem der Magmentypen zuordnen, die Niggli in Lit. 13 ausgeschieden hat. Am besten werden sie beim evisitischen oder lujavritischen Magmentyp anhangsweise untergebracht, wie das Niggli auch für den damals allein bekannten Pedrosit i. e. S. und eine gleich noch zu erwähnende Aegirinschliere von ähnlichem Chemismus getan hat. Die Differentiation, die zu den Evisiten, wie zu den Pedrositen führt, ist ja im Prinzip dieselbe, nämlich die Anreicherung von NaFe^{III}-Silikat. Gesteine, die sich chemisch mit den Pedrositen vergleichen liessen, sind bis heute ausserordentlich selten. In Betracht kommt eigentlich nur die auch mit in die Tabelle aufgenommene Aegirinschliere vom Capo di Cuculla im Gebiete von Evisa (Corsica) (Lit. 1). Die gesamte Evisa-Provinz wird weiter unten noch mit der Alter Pedroso-Provinz verglichen werden. In Übereinstimmung damit, dass es sich bei dem erwähnten Gestein von Evisa um Aegirin und nicht um Riebeckit oder Osannit handelt, ist k bedeutend kleiner, nämlich nur 0.05 gegen 0.14—0.19 bei den Pedrositen. Selbstverständlich zeigen alle Pedrosite weitgehende Analogien zu Riebeckit und Osannit, wie ein Blick auf Tabelle I zeigt, wo eine Reihe von Riebeckit- und Osannitanalysen verschiedener Provenienzen zusammengestellt sind.

Interessant sind die Verhältnisse der Quarzzahlen qz. Die Quarzzahl ist nur für den nur aus Osannit und Magnetit bestehenden Pedrosit si = 124 (Analyse I) schwach positiv. In Übereinstimmung damit wurde in diesem Gestein auch kein Analcim gefunden. Für alle andern Analysen ist qz negativ, was in Übereinstimmung mit der Analcimführung dieser Gesteine steht. Das Gestein si = 119 hat die stärkst negative Quarzzahl und führt auch am meisten Analcim.

Interessant ist ferner, dass, genau wie bei den leukokraten Typen, die Aegirin-führenden Typen heteromorph zu gewissen nur schwach oder gar nicht Aegirin-führenden sind. Die Analyse der Aegirinpedrosite si = 135 oder 144 stimmt in weitgehendem Masse, sowohl gewichtsprozentisch, wie auch in Bezug auf die Niggliwerte, mit Analyse si = 137 eines Aegirin-freien Albit-Analcim-Pedrosites

T a b e l l e V I I I
Die chemischen Verhältnisse der Pedrosite

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz
Albit-Analcim-Pedrosit, Alter Pedroso	119	9.5	66	8	16.5	.18	.14	.12	- 26
Pedrosit i. e. S., Alter Pedroso	121	—	80	5.5	14.5	.15	.16	.07	6.5
Aegirin-Pedrosit, Alter Pedroso	135	6.5	67.5	2	24	.17	.19	.03	- 8.5
Albit-Analcim-Pedrosit, Alter Pedroso	137	11.5	63	2.5	23	.14	.15	.04	- 20.5
Aegirinschliere, Capo di Cuculla, Evisa, Corsica	139	2.5	62	3	32	.01	.05	.05	- .5
Aegirin-Pedrosit, Alter Pedroso	144	10	60.5	2	27.5	.14	.14	.33	- 13.5

überein. Da auch die k-Werte für die beiden Gesteine von derselben Grössenordnung sind (für das Aegirin-führende sogar noch etwas grösser), so ist sehr unwahrscheinlich, dass die Aegirinführung etwa durch lokal höhere Na-Konzentration des Magmenherdes bedingt gewesen ist, eine Annahme, die nicht zum vornehmerein abzulehnen gewesen wäre, da w. o. an Hand von Analysen gezeigt worden ist, dass der Aegirin relativ Na-reicher ist als der Osannit.

III. Pegmatite und pneumatolytische Erzzufuhr

Die pneumatolytische Phase der Eruptivgesteinsbildung äusserte sich in Alter Pedroso durch die Bildung der bekannten Osannit-pegmatite und durch nachträgliche pneumatolytische Hämatitbildung. Beide Prozesse treten aber nur ganz lokal auf.

1. Pegmatite

Die Pegmatite, insbesondere die grossen Osannite, die daraus gewonnen wurden (es hält nicht schwer, Brocken von mehreren kg Gewicht zu gewinnen), wurden durch V. de Souza-Brandão bekannt gemacht, der den Osannit und den Zirkon, der ihn stellenweise begleitet, beschrieb (Lit. 25). Neuerdings wurde der Osannit durch A. Véndl (Lit. 28) einer Neubearbeitung unterzogen und auch analysiert. Da er optisch und chemisch vollkommen mit dem gesteinbildenden Osannit übereinstimmt, so kann auf das dort Gesagte verwiesen werden. Erwähnt soll nur noch werden, dass auch viele der grossen pegmatitischen Osannitkristalle zerbrochen sind.

Der Zirkon bildet ca. 5 mm grosse Körner, die so isometrisch ausgebildet sind, dass sie oktaedrischen Habitus zeigen. Vorhanden ist immer die Bipyramide (111), wozu gelegentlich das Prisma (110) in ganz geringer Entwicklung tritt. Der bekannteste Osannit-

pegmatitgang steht auf dem Dorfplatz von Alter Pedroso bei der Kirche an. Aus der grossen Verbreitung, welche pegmatitische Gesteine aber in den Feld- und Gartenmauern, wie auch auf den Äckern haben, muss jedoch geschlossen werden, dass auch noch andere Vorkommnisse existieren. Zum Teil können diese Blöcke allerdings auch aus pegmatitischen Schlieren stammen, die ziemlich verbreitet sind und in ihrer Ausbildung mit den gangförmigen Pegmatiten übereinstimmen. Als bisher von Alter Pedroso nicht beschriebenen Typus fand ich einen Osannit-Aegirinpegmatit, allerdings nicht anstehend. Der Aegirin tritt fast nur in Verwachsung mit dem Osannit auf. Er ist makroskopisch kräftig grün gefärbt und zeigt im Schliff auch die hier schon mehrfach erwähnten Eigentümlichkeiten: blass-grüne Farbe mit einem Stich ins Gelbliche, äusserst schwacher, kaum wahrnehmbarer Pleochroismus und relativ hohe Auslöschungsschiefe c/n_a . (Gemessen wurde bis 10°.) Dieser Aegirin wurde isoliert und analysiert, siehe pag. 391. Die Grundmasse besteht aus einem panallotriomorphen Gemenge von Albit und etwas Mikroklin.

2. *Pneumatolytische Vererzung* (Pseudomorphosen von Hämatit nach Osannit)

Es handelt sich hier nur um eine rein lokale, dafür aber um so interessantere Erscheinung. Ich konnte sie nur an einer einzelnen, von Umhauer gesammelten Probe des leukokraten, rosaroten Osannitsyenites beobachten. Der Syenit unterscheidet sich in nichts von den normalen Typen, ausser dass die Osanniteinsprenglinge durch feinschuppige Hämatitaggregate ersetzt sind, und zwar unter vollständiger Erhaltung der äussern Form des Osannits. Die mikroskopische Untersuchung im durchfallenden, wie auch im auffallenden Licht bestätigte die makroskopisch gemachten Wahrnehmungen. Im durchfallenden Licht ersieht man, dass in den meisten Fällen, die man nach makroskopischer Untersuchung für vollständig umgewandelt anschauen möchte, noch Reste der ursprünglichen Osannitsubstanz vorhanden sind. Es lassen sich Schritt für Schritt alle Stadien der Verdrängung des Osannits durch Hämatit verfolgen. Zuerst erfolgt eine Auflockerung des Individuums nach der prismatischen Spaltbarkeit. Diese lässt sich sowohl an Schnitten der Prismenzone wie auch besonders gut an Basisschnitten beobachten. Dann erfolgt unter Eindringen von Hämatit in Form feiner Täfelchen eine sukzessive Aufzehrung des Osannits, wobei je nach dem Stadium des Prozesses mehr oder weniger dicht gelagerte Spindel- bis Faser-förmige Osannitindividuen zurückbleiben. Durch ihre

Orientierung geben sie die Richtung der prismatischen Spaltbarkeit des ursprünglichen Osannitkristalles, durch ihre Verbreitung dessen ursprüngliche Umgrenzung an. Diese kleinen Spindeln und Fasern behalten in den ersten Stadien des Prozesses den charakteristischen starken Pleochroismus bei, in den späteren werden die Farben gebleicht, wobei die tiefblauen Töne etwas grünstichig werden. Gleichzeitig mit der Aufzehrung des Osannits geht die Ausbildung eines mosaikartig gefügten Grundgewebes aus wasserklaren, allotriomorphen Albitindividuen vor sich, die nur sehr selten verzwilligt sind. Das Endprodukt des Vorganges sind also Hämatitaggregate in albitischer Grundmasse, pseudomorph nach Osannitkristallen. Diese Diagnose wurde durch die Untersuchung im auffallenden Licht bestätigt. Die gleichen Stücke, von denen Dünnschliffe angefertigt worden waren, wurden nach den üblichen Methoden (Lit. 21) zuerst in Kanadabalsam eingekocht und dann angeschliffen und poliert. Bei der Untersuchung unter dem Erzmikroskop zeigten sich sehr schön, je nach der Schnittlage der durcheinandergewachsenen Hämatitkristalle, entweder büschelförmige Aggregate oder die sechsseitigen Umrisse der Täfelchen selbst.

Die Hämatitpseudomorphosen sind nirgends von der Protoklase ergriffen worden, was sie als relativ späte Bildungen kennzeichnet. Vielfach hat es auch den Anschein, als ob die pneumatolytischen Agenzien dort ihren Weg genommen hätten, wo ihr Vordringen durch besondere Zerrüttung des Gesteins begünstigt gewesen war. Hämatit findet sich oft längs kleiner Ruschelzonen abgesetzt.

C. Chemische Verhältnisse

I. Übersicht über den Differentiationsverlauf

Da wir nun über chemische Analysen von sämtlichen bekannt gewordenen Gesteinstypen der Natrongesteine von Alter Pedroso verfügen, so lässt sich ein guter Überblick über den Differentiationsverlauf gewinnen. Die Analysen stammen aus Lit. 18 (1 An.), Lit. 11 (1 An.) und Lit. 4 (5 An.), wozu noch neun neue, hier zum ersten Male publizierte hinzukommen, sodass wir insgesamt über 16 Stück verfügen, die sich auf einen Variationsbereich von 47.55 bis 68.00 % SiO_2 erstrecken. Der Übersicht halber sind die Projektionswerte nach Niggli für diese Analysen in Tabelle IX noch einmal zusammengestellt. Wie man aus der Zusammenstellung ersieht, bilden die Alter Pedroso-Gesteine eine bemerkenswert homo-

Tabelle IX.

Projektionswerte der Natrongesteine von Alter Pedroso

Gestein	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	c/fm	qz	Magma	Ls	Fs	Qs	
Analcim-Albit-Pedrosit	119	9.5	66	8	16.5	.18	.14	.7	.1	.12	- 26	Anhang evisitisch bis lujavritisch	.48	.74	-.22	
Pedrosit s. l.	121	—	80	5.5	14.5	.15	.16	.7	.1	.07	+ 6.5		0	.95	+.05	
Aegirin Pedrosit	135	6.5	67.5	2	24	.17	.19	1.0	.3	.03	- 8.5		.29	.77	-.06	
Albit-Analcim-Pedrosit	137	11.5	63	2.5	23	.14	.15	1.0	Sp.	.04	- 20.5		.50	.65	-.15	
Aegirinpedrosit	144	10	60.5	2	27.5	.14	.14	.5	.2	.03	- 13.5		.41	.68	-.09	
Lusitanit	163	18.5	52	3.5	26	.21	.03	1.0	Sp.	.07	- 18.5		.68	.43	-.12	
" st. deformiert	177	20.5	48.5	6	24.5	.23	.08	Sp.	.4	.12	- 9		.69	.35	-.04	
" " m. Aeg.	200	26.5	38	4	31.5	.23	.01	.6	---	.11	- 11		.79	.26	-.05	
Osannit-Syenit	239	39	22	1	38	.28	Sp.	.5	Sp.	.05	- 13		.96	.09	-.05	
Schlieflicher Os.-Syenit	241	38	23.5	3	35.5	.24	.02	Sp.	Sp.	.13	- 1		.90	.10	0	
Os. reiche Partie	245	39.5	18.5	3	38.5	.32	.04	Sp.	Sp.	.16	- 9		.95	.09	-.04	
Os.-Syenit. aplitisch	248	36.5	22	2	39.5	.07	.07	.9	.5	.09	- 1	"	"	.88	.12	0
Os.-Aegirinsyenit, apl.	272	45.5	11	2	41	.24	.02	Sp.	—	.18	+ 8	"	"	.94	.03	+.03
Holareukokr. Na-Syenit	273	44.5	9.5	2	43.5	.23	.15	.2	.2	.21	- 1	"	"	.96	.04	0
Schlieflicher Os.-Syenit	274	46.5	6.5	4	43	.07	Sp.	Sp.	.2	.61	+ 2	"	"	.97	.02	+.01
Os. freie Partie	293	50	2.5	1	46.5	.02	.02	Sp.	Sp.	.40	+ 7	"	"	.98	.00	+.02

gene Serie. Irgendwelche aus dem allgemeinen Rahmen herausfallende Gesteine, welche auf Nebentendenzen der Differentiation hindeuten würden, treten nicht auf. Dies zeigt sich auch im Differentiationsdiagramm, dessen Kurven alle eindeutig und sehr glatt verlaufen (Fig. 3).

Das Differentiationsdiagramm zeigt äusserst charakteristische Züge, wie sie in dieser Klarheit und Eindeutigkeit bis heute noch nirgends anderswo bekannt sind. Immerhin soll im nächsten Abschnitt auf einige verwandte Provinzen hingewiesen werden. Das Diagramm kann kurz dahin charakterisiert werden, dass mit stei-

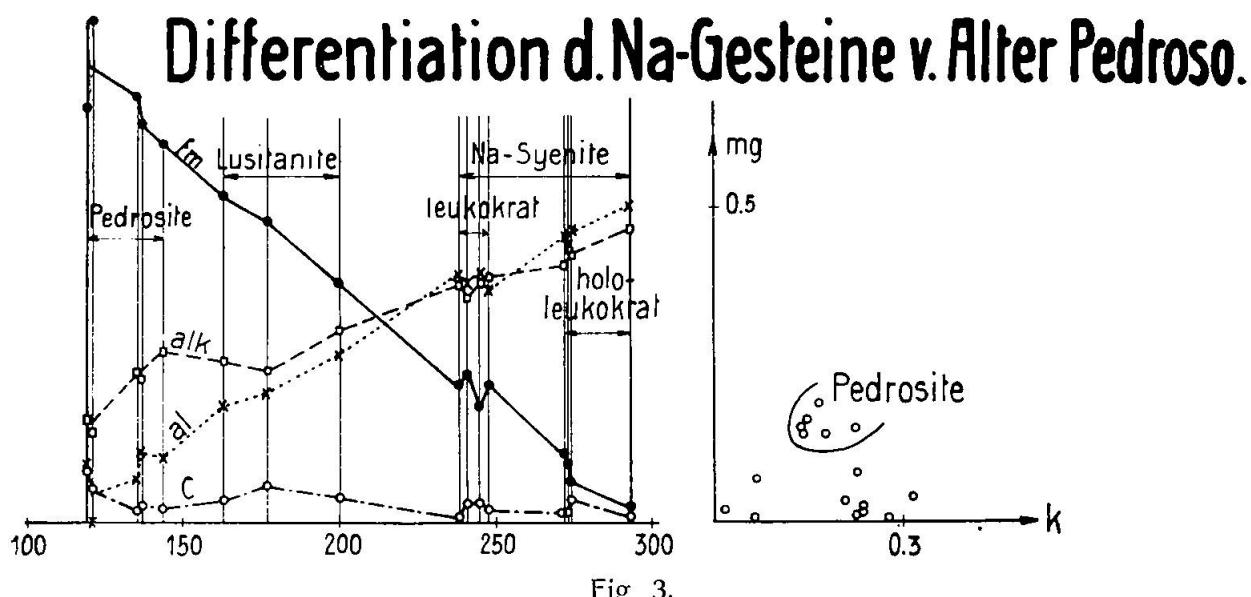


Fig. 3.

gendem si fm abnimmt, während al und alk zunimmt und c nie zur Bedeutung kommt. Das Ansteigen für al und alk erfolgt dabei so, dass für kleine si , d. h. etwa für $120 \leq si \leq 150$ eine beträchtliche Differenz (alk — al) besteht, die dann allmählich abnimmt und ungefähr vom isofalen Gebiet an ($si = 215$) gleich Null wird, um dann diesen Wert im Mittel beizubehalten. Das Diagramm nimmt bei si um 300 sein Ende. Wären saurere Gesteine (die Quarz führen müssten) vorhanden, so wäre zu erwarten, dass sich die Kurven parallel der si -Achse weiter fortsetzen würden. Das $k - mg$ -Diagramm ist durch äusserst niedrige k - und mg -Werte ausgezeichnet. Es ist $0.02 \leq k \leq 0.32$ bei $Sp. \leq mg \leq 0.19$. Nur für die melanokraten, Osannit-führenden Pedrosite steigt mg über 0.08. Das Pedrositfeld ist in Fig. 3 extra abgegrenzt. Aus allem lässt sich folgern, dass wir es hier mit einer Provinz, die den atlantischen Charakter im Extrem zeigt, zu tun haben.

Von den gewöhnlichen, weitverbreiteten atlantischen Provinzen unterscheidet sie sich hauptsächlich dadurch, dass gegen das basische Ende hin keine Konvergenzerscheinungen gegen den pazifischen Provinzialtypus auftreten. Es treten keine Theralithgabbros, Essexitgabbros oder gar Normalgabbros auf. Im Gegenteil, der atlantische Charakter wird gegen das basische Ende hin durch die grosse Differenz (al — alk) bei gleichzeitig ausgeprägter Na-Vormacht und nur unbedeutendem Kalkgehalt erst recht offenbar. Für den Mineralbestand lässt sich daraus ableiten, dass ein oder mehrere NaFe^{III} -Silikate (Aegirin, Osannit) neben Na-reichem Feldspat die Hauptrolle spielen müssen. Gewöhnliche Augite oder Hornblenden, sowie die Anorthitmolekel sind nicht oder nur in äusserst geringen Beträgen zu erwarten. Es ist also insbesondere mit abnehmendem SiO_2 -Gehalt im Gegensatz zu den meisten andern Differentiationsotypen kein Basischerwerden des Plagioklas zu erwarten, was ja auch nicht der Fall war, wie im beschreibenden Teil öfters bemerkt wurde. Die vielfach um Null schwankende, zum Teil deutlich negative Quarzzahl qz lässt einen Feldspatvertreter erwarten, da Olivin ausgeschlossen ist und Verbindungen vom Typus $[\text{SiO}_4] \frac{\text{Na}}{\text{Fe}^{\text{III}}}$ nicht bekannt sind. Auch Biotit ist infolge der durchwegs niedrigen k- und mg-Werte ausgeschlossen, was wiederum mit der Erfahrung im Einklang steht. Der Feldspatvertreter wurde im Analcim gefunden, auf dessen weite Verbreitung öfters hingewiesen wurde. Was die sauersten Glieder anbelangt, so sind ihre chemischen Verhältnisse bedeutend einfacher, indem sie, wie auch schon erwähnt, dem Chemismus der Alkalifeldspäte, und zwar des niedrigen k-Wertes wegen, dem des Albites sehr nahe kommen. Es lässt sich also schon jetzt die Vermutung aussprechen, dass die ganze Gesteinsserie sich in der Hauptsache als binäre Mischung von Alkalifeldspat (vorwiegend Albit) und NaFe^{III} -Silikat auffassen lässt. Dass dem wirklich so ist, lässt sich sehr hübsch an Hand einer andern graphischen Darstellung zeigen.

Bekanntlich lassen sich die durch die Werte si, al, fm, c, alk ausgedrückten Gesteinschemismen nach Niggli in einem Konzentrationstetraeder mit den Ecken al, fm, c, alk zur Darstellung bringen. Jedem Gestein entspricht ein Punkt, dem noch die entsprechende si-Zahl zugeschrieben werden kann. Analoge graphische Darstellungen sind in der physikalischen Chemie schon lange üblich. Da nun in unserem Falle c immer nur sehr kleine Werte aufweist, so fallen alle Projektionspunkte im Konzentrationstetraeder in die

Nachbarschaft der al-fm-alk-Ebene, oder in erster Annäherung direkt in dieselbe. Es lässt sich somit der ganze Differentiationsverlauf unter Vernachlässigung des geringfügigen c-Gehaltes vorteilhaft in einer Ebene zur Darstellung bringen (Fig. 4). Die von den eigentlichen al-fm- und alk-Werten nur sehr wenig abweichenden neuen Werte seien al', fm' und alk' genannt ($al' + fm' + alk' = 100$). Der Projektionspunkt des Alkalifeldspats (+ Feldspatvertreters) er-

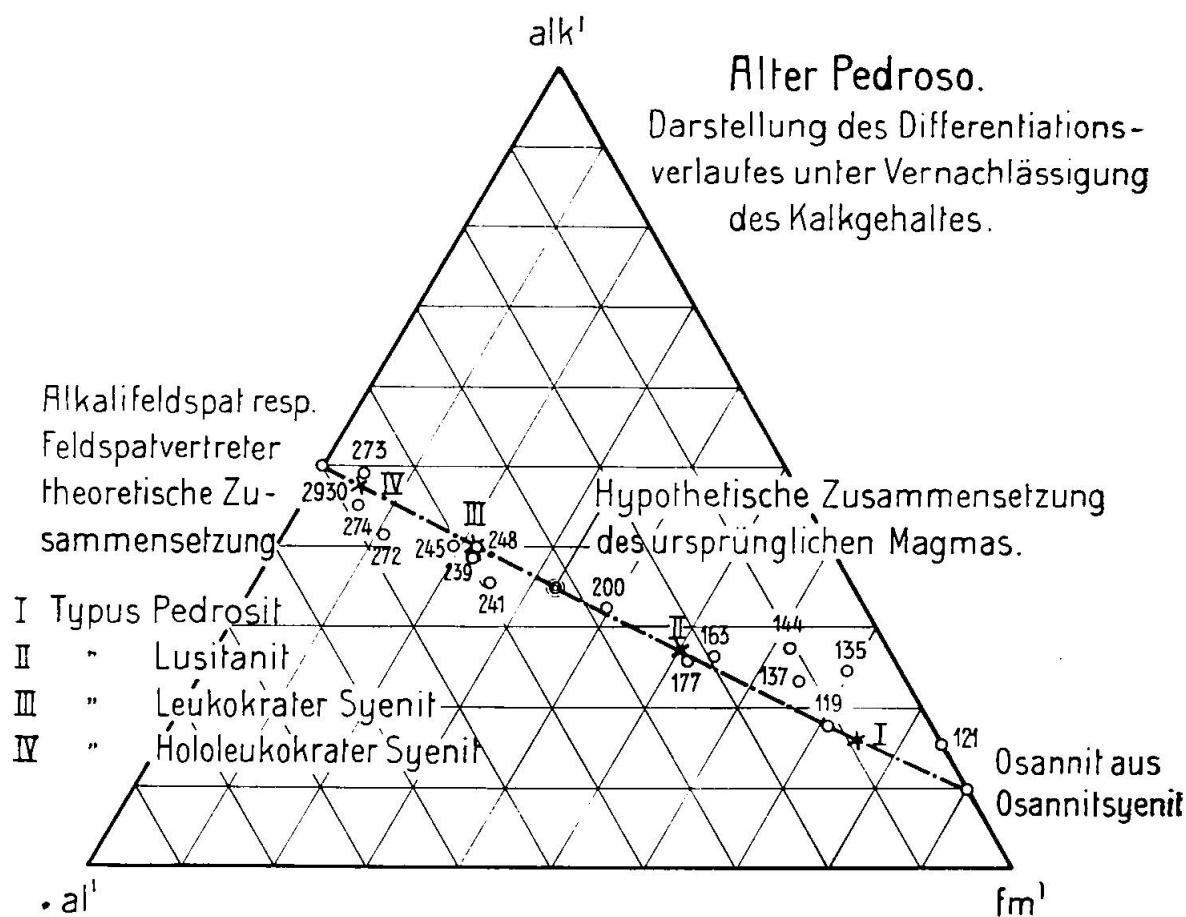


Fig. 4.

gibt sich ohne weiteres daraus, dass in beiden Fällen $al: alk = 1:1$, und der Osannitpunkt lässt sich aus der früher mitgeteilten Analyse errechnen. Zieht man die Verbindungslinie zwischen diesen beiden Punkten, so ergibt sich die interessante Tatsache, dass sämtliche Analysenörter sehr nahe derselben oder direkt auf derselben liegen. Einzig für die basischen Pedrosite macht sich eine kleine systematische Abweichung i. S. des höhern alk bemerkbar. Das bedeutet, dass die Gesamtheit der eben beschriebenen, an Typen so reichen Natrongesteine von Alter Pedroso dem Chemismus nach als binäre Mischung zweier Endglieder, Osannit und Alkalifeldspat (wzu

noch etwas Analcim und Aegirin tritt), aufgefasst werden kann. Damit ist zugleich auch eine sehr einfache und plausible Erklärung für den Mechanismus der Differentiation gegeben. Ein anzunehmendes intermediäres, zuerst homogenes Magma begann beim Abkühlen Osannit auszuscheiden, der gravitativ absank, wodurch das Magma eine schlierge Beschaffenheit annahm. Die abgesunkenen Osannitkristalle gelangten in tiefere,wärmere Regionen, wo sie wieder aufgelöst wurden und eine basische Unterschicht (bei einem Kalkalkalimagmenherd würde man sagen „lamprophyrische“) bildeten. Als die Hauptmasse des Magmas in ihren äussern Partien zu schlierge leukokratem Osannitsyenit erstarrt war, kam die basische Unterschicht zur Intrusion und bildete die, die Syenite deutlich durchbrechenden Pedrositgänge, die hier gewissermassen die Rolle von Lamprophyren übernehmen. Die Differentiation im Hauptstock war noch nicht beendet, als die Erstarrung eintrat, daher bietet der ganze Stock ein ausserordentlich wechselvolles, schlierge Bild, mit auf Schritt und Tritt neu auftretenden Variationsfacien. Zwei sehr markante Schlierenbildungen, eine Osannit-reiche und eine ganz Osannit-freie, hololeukokrate wurden analysiert und reihen sich, wie schon w. o. bemerkt wurde, glatt ins Differentiationsdiagramm ein.

Über den Chemismus des homogenen Urmagmas etwas aussagen zu wollen, gehört in das Gebiet der Spekulation. Immerhin kann die Vermutung ausgesprochen werden, dass es ungefähr isofale Zusammensetzung besessen habe. Seine Zusammensetzung liesse sich dann aus dem Differentiationsdiagramm ungefähr zu

$$si = 215, al = fm = alk = 33, c = 1.5$$

interpolieren. Es könnte vielleicht mit dieser Annahme erklärt werden, warum in das Gebiet $180 < si < 240$ keine Analyse fällt, obwohl gerade besondere Sorgfalt darauf gelegt war, das ganze Diagramm möglichst gleichmässig mit Analysen zu besetzen, und kein markanter Gesteinstyp in seiner chemischen Untersuchung vernachlässigt wurde. Der hypothetische Analysenort des ursprünglichen Magmas ist auch im al' — fm' — alk'-Dreieck der Fig. 4 eingezeichnet. Er fällt gerade in das Zentrum des Dreiecks.

Man kann nun natürlich versuchen, umgekehrt aus der Darstellung im al' — fm' — alk'-Dreieck unter Annahme der strengen Gültigkeit des eben skizzierten Differentiationsprozesses ein ideales Differentiationsdiagramm zu konstruieren und dieses dann mit dem empirisch auf Grund der Gesteinsanalysen erhaltenen zu vergleichen. Der Kalkgehalt wird dabei gänzlich vernachlässigt, d. h.

es steht zum vorneherein fest, dass die c-Kurve in die Abscissenachse fallen wird. Die zusammengehörigen al — fm- und alk-Werte lassen sich für beliebig viele Punkte der Geraden Alkalifeldspat-Osannit aus Fig. 4 entnehmen. Da die Abhängigkeit eine lineare ist, so würden zwei Punkte zur Festlegung der einzelnen Kurven, die gerade Linien sein müssen, genügen. Um den Vergleich mit den in Wirklichkeit vorliegenden Verhältnissen zu erleichtern, soll die Interpolation jedoch für mehrere, natürlichen Häufungsstellen

Jdeales Differentialsdiagramm d.Na-Gesteine von Alter Pedroso.

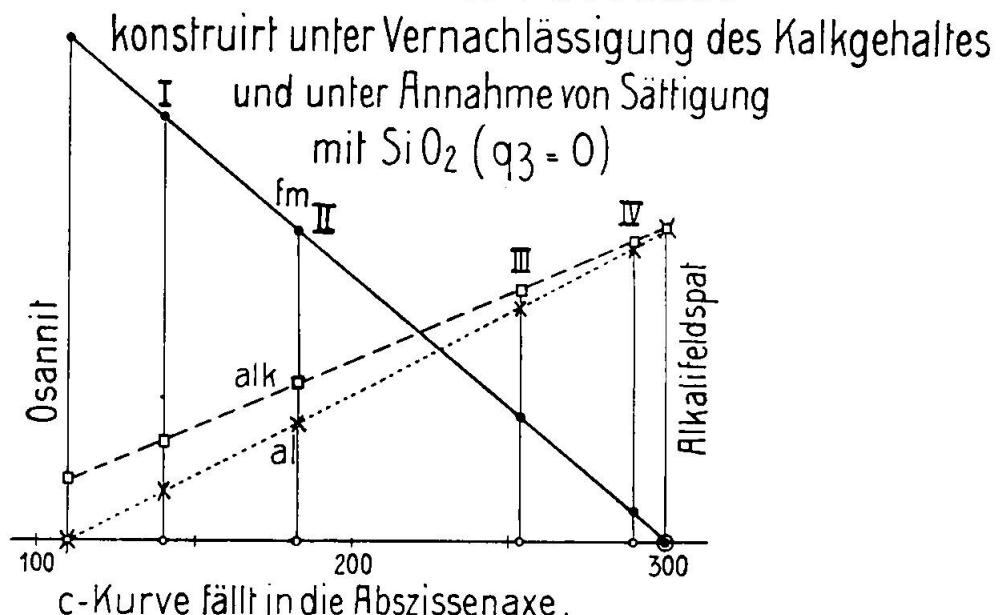


Fig. 5.

entsprechende Punkte vorgenommen werden. Als diese sollen folgende gewählt werden:

	al'	fm'	alk'	$si = 100' + 3alk' + a$
I. Typus Pedrosit:	8	76	16	140
II. Typus Lusanit :	23	50	27	196
III. Typus Leukokrater Syenit:	38	22	40	254
IV. Typus Hololeukokrater Syenit:	47	5	48	289

Die Werte für die beiden Endglieder sind:

Osannit:	0	90	10	110
Alkalifeldspat:	50	0	50	300

Es muss nun noch eine weitere Annahme gemacht werden, um die einzelnen al' — fm' — alk' - Wertetripel in Bezug auf die si-

Achse festzulegen. Da es ja ein Charakteristikum der Niggli'schen Methode ist, dass die SiO_2 -Menge nicht in die al — fm — c- und alk-Werte eingeht, so lässt sich aus diesen natürlich auch nichts darüber entnehmen. Da früher festgestellt worden war, dass alle Gesteine in Bezug auf SiO_2 gerade gesättigt oder schwach untersättigt sind, so ist die einfachste Annahme die, gerade Sättigung vorauszusetzen. Die si-Werte lassen sich dann (weil durchwegs $\text{al} \leq \text{alk}$) nach der Formel $\text{si} = 100 + 3 \text{al} + \text{alk}$ berechnen (Lit. 13). Selbstverständlich liesse sich die Berechnung auch für jeden andern Sättigungsgrad durchführen. Die so berechneten si-Werte sind in obige Tabelle aufgenommen worden, das sich auf diese Weise ergebende Diagramm zeigt Fig. 5. Ein Vergleich mit dem empirisch gewonnenen zeigt, dass in der Tat grosse Übereinstimmung besteht. Als grösste Abweichung zeigt sich auch hier das w. o. konstatierte Verhalten der alk-Werte für die basischen Glieder.

Da es sich bei der behandelten Provinz um ein ausnahmsweise klares und einfaches Beispiel einer Differentiationsserie handelt, so soll noch eine dritte Darstellungsweise herangezogen werden. P. Niggli hat neulich gezeigt (Lit. 14), wie sich durch einfache Überlegungen aus seinen Projektionswerten neue Werte gewinnen lassen, die über die Verteilung der Kieselsäure auf normativ leukokrate und melanokrate Gemengteile Auskunft geben. Bezeichnet man mit Ls den an normative Moleküle heller Gemengteile gebundenen Teil des si, mit Fs den an normative Moleküle dunkler Gemengteile gebundenen Teil und den freibleibenden Teil (der natürlich positiv oder negativ sein kann) mit Qs, so gelten folgende Beziehungen:

A. Kein Alkaliüberschuss

$$\text{Ls} = \frac{4 \text{alk} + 2 \text{al}}{\text{si}}; \quad \text{Fs} = \frac{100 - 2 \text{al}}{\text{si}}; \quad \text{Qs} = \frac{\text{si} - (100 + 4 \text{alk})}{\text{si}};$$

B. Bei Alkaliüberschuss

$$\text{Ls} = \frac{6 \text{al}}{\text{si}}; \quad \text{Fs} = \frac{100 - 3 \text{al} + \text{alk}}{\text{si}}; \quad \text{Qs} = \frac{\text{si} - (100 + 3 \text{al} + \text{alk})}{\text{si}}$$

Betreffs der genauen Ableitung dieser Beziehungen muss auf die Originalabhandlung Nigglis verwiesen werden. Es ist ferner immer die algebraische Summe

$$\text{Ls} + \text{Fs} + \text{Qs} = 1$$

Die drei Verhältnisse lassen sich in einem Dreieck mit den Ecken Ls, Fs und Qs zur Darstellung bringen und erlauben uns so die

Verteilung der Kieselsäure auf normative helle und dunkle Gemengteile zu überblicken. Bei der Berechnung sind jeweils die höchstsilifizierten Moleküle gebildet worden. Ist dafür genügend SiO_2 vorhanden, so wird Q_s positiv oder Null, wenn dem nicht so ist, negativ. Welche Arten von niedrigsilifizierten Molekülen dann möglich sind, resp. auftreten müssen, darüber geben einfache Überlegungen, und eine sehr instruktive graphische Darstellung Aus-

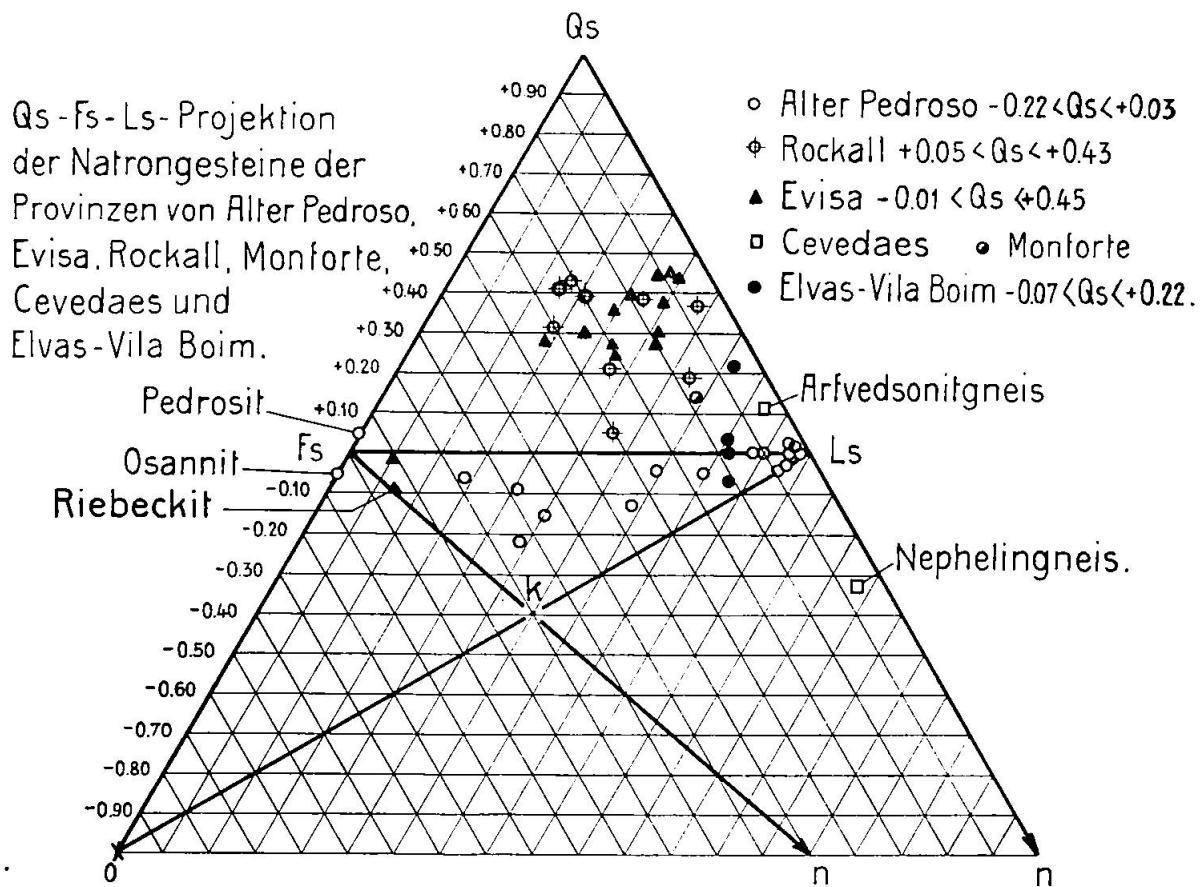


Fig. 6.

kunft, wofür hier wieder auf die Originalmitteilung hingewiesen werden muss.

Wendet man diese Darstellung auf die Alter Pedroso-Gesteine an, so ergibt sich, dass alle Projektionspunkte in die Nähe, d. h. meist wenig unter die Linie $\text{Fs} - \text{Ls}$ fallen, wodurch die geringe Untersättigung mit SiO_2 zum Ausdruck kommt. Da sie aber alle innerhalb des Dreiecks $\text{Fs} - \text{K} - \text{Ls}$ zu liegen kommen, so ist die Möglichkeit gegeben, dass sich das SiO_2 -Manko in der Bildung von Olivin-artigen oder von Feldspatvertreter-Molekülen auswirkt. (Die Gesteine mit Olivin-artigen Molekülen fallen allgemein in das Dreieck $\text{Fs} - \text{o} - \text{Ls}$, die mit Feldspatvertretern in das Dreieck

Ls — Fs — n.) Olivinartige Moleküle sind nun aber bei den Verhältnissen, wie sie die hier behandelten Gesteine aufweisen, nicht möglich, so dass nur Feldspatvertreter anzunehmen übrig bleibt, die ja auch tatsächlich im Analcim gefunden wurden. Das früher festgestellte binäre Mischungsverhältnis Osannit: Alkalifeldspat tritt in dieser Art der Darstellung nicht mehr so klar hervor, da jetzt die Kieselsäure mit in die Berechnung eingeht und die Projektionspunkte für die hochsilifizierten Alkalifeldspäte und die niedrigsilifizierten Feldspatvertreter nicht mehr zusammenfallen. Auch ist das Verhältnis Alkalifeldspat: Feldspatvertreter kein konstantes und, soweit ersichtlich, auch keine einfache Funktion irgend einer Komponente, sondern es scheint innerhalb der festgestellten Grenzen ein ziemlich willkürliches zu sein. Es wird später noch einmal auf diese Darstellung zurückzukommen sein, da sie besonders gut gestattet, die Unterschiede der Alter Pedroso-Provinz gegenüber andern, ähnlichgearteten Provinzen herauszuheben. (Fig. 6.)

Vorerst sollen jedoch zwei dieser Provinzen, die sich besonders zum Vergleich eignen, kurz besprochen werden. Es sind dies das Gebiet von Evisa auf Corsica und die kleine Felsklippe Rockall im atlantischen Ozean, zwischen Irland und Island gelegen. Diese beiden Provinzen sind diejenigen, die die grössten Analogien zu Alter Pedroso darbieten, wenn sie daneben auch deutlich eigene Züge aufweisen.

II. Vergleich der Provinz von Alter Pedroso mit den Provinzen von Evisa (Corsica) und Rockall (Atlantischer Ozean)

1. Die Natrongesteine von Evisa (Corsica)

Die an Riebeckit reichen, unmittelbar präkarbonischen Natrongesteine von Evisa bilden im SW von Corsica ein etwa 12 km langes und 6 km breites Massiv, das mit seiner Längsachse NE—SW orientiert ist und mitten in Granuliten und Graniten drin steckt. Mit Sedimenten kommt es nirgends in Kontakt. Die petrographischen Verhältnisse sind besonders durch die Arbeit von DEPRAT (Lit. 1), LACROIX (Lit. 6, 8) und ORCEL (Lit. 16) bekannt geworden. Der Mineralbestand ist in weitgehender Übereinstimmung mit dem der Provinz von Alter Pedroso. Es treten auf: Perthit, Mikroklinperthit, Albit, Orthoklas, Riebeckit (Opt. Achsenebene parallel 010), Aegirin, Zirkon. Dazu kommen Quarz und Astrophyllit, zwei Minerale, die in Alter Pedroso fehlen. Mechanische Veränderungen sind auch hier zu beobachten, sie werden allgemein als kataklastisch

angesehen. Die von Deprat publizierten Schliffbilder haben in vieler Hinsicht sehr Vieles mit den Verhältnissen, wie sie in Alter Pedroso auftreten, gemein, z. B. sind die ganz gleichen schachbrettalbitischen Bildungen an den perthitischen Feldspäten zu beobachten. Die Gesteine lassen sich einteilen in granitische, Quarz-reiche, und Quarz-ärzmere syenitische, wozu in neuerer Zeit noch ein basischer Typus, der von Orcel gefundene Lindinosit kommt. Dieser ist sehr Riebeckit-reich und führt ausserdem Mikroklin. Eine Aegirinschliere vom Chemismus der Pedrosite wurde schon von Deprat beschrieben. Die Niggliwerte der Analyse sind in Tab. VIII zum Vergleich mit den Pedrositen gegeben worden. Auch Riebeckitpegmatite sind bekannt, die mit denen von Alter Pedroso sehr viel Gemeinsames haben. Der Riebeckit daraus ist analysiert und wurde schon in Tab. I vergleichsweise angeführt.

Die verfügbaren Analysen sind in Tab. X zusammengestellt, das daraus konstruierte Diagramm gibt Fig. 7 wieder. Trotz grosser Verwandtschaft mit dem von Alter Pedroso zeigen sich doch verschiedentlich Unterschiede. Vor allem fällt auf, dass es bedeutend weniger glatt verläuft und dass sich mehrfach Ansätze zu Nebentendenzen finden. Die viel grössere si-Variationsbreite zeigt sofort, dass Quarz-führende Typen eine bedeutende Rolle spielen müssen, was ja mit der Erfahrung in Übereinstimmung steht. (Vergleiche dazu auch die Kolonnen „qz“ in den beiden Tabellen IX und X.) Prinzipiell analog sind die besonders am basischen Ende grossen Differenzen (alk — al), die allerdings bei den Evisa-Gesteinen bis zu sehr hohen si-Werten anhält, während sie für diejenigen von Alter Pedroso schon zwischen $si = 200$ und $si = 250$ den Wert Null erreicht. Ein besonders markanter Unterschied bietet das Verhalten des fm. Während es in Alter Pedroso von seinem höchsten Wert am basischen Ende mit sinkendem si kontinuierlich bis fast zum Wert Null abfällt, bleibt es im Falle von Evisa bis zu den höchsten si-Werten auf ansehnlicher Höhe, mit andern Worten, es treten für hohe si nicht nordmarkitisch-pulaskitische, sondern evisitische Magmen auf. (Pantelleritisch-evisitische Zweigreihe der atlantischen Differentiation nach Niggli.) Das Sauerwerden der Gesteine ist also hier nicht einfach durch die Annahme des Entzuges von Riebeckitmolekülen zu erklären, dieser erfolgte auch bei den sauersten Gesteinen nur bis zu einem gewissen Masse. Die sauren Eigenschaften der Gesteine sind nur dem in grösserer Menge vorhandenen SiO_2 zuzuschreiben. Gerade zur Diskussion derartiger Fragen eignet sich eine Projektionsmethode, wie

Tabelle X.

Natrongesteine von Evisa

Gestein	Fundort	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	c/fm	Magma	Analytiker	Ls	Fs	Qs	qz
Aegirinschliere i. Gr.	Capo alla Cuculla	139	2.5	62	3	32	.01	.05	—	Sp.	.05		Deprat	.11	.90	-.01	- 0.5
Lindinosit	Lindinosa	212	10	66	2	22	.32	.02	1.9	—	.03	evisitisch	Raoult	.28	.43	.19	+ 60
Riebeckitsyenit	Capo alla Cuculla	220	15	50	1.5	34	.08	.29	—	—	.03		Deprat	.41	.40	.19	+ 41
Riebeckitgranit	Cocavera	265	19	44.5	0.5	36	.23	.01	—	—	.01		”	.43	.30	.27	+ 72
Aegiringranit	Capo alla Cuculla	266	20	36.5	2	41.5	.39	.06	—	—	.05		”	.45	.31	.24	+ 64.5
Aegirinaplit	b. Ota	271	13.5	46	2	38.5	.10	.05	—	—	.44		”	.30	.36	.34	+ 92
Rieb. reiche Part. i. Gr.	Capo alla Cuculla	282	24	42.5	4.5	29	.41	.06	—	—	.11		Raoult	.51	.20	.29	+ 81
Riebeckitgranit	Lindinosa Fluss	307	20	44.5	0.5	35	.22	.18	—	—	.01		Deprat	.39	.24	.36	+ 112
Rieb. Mikropegmatit	Scala della Spelunca	313	27	34.5	0	38.5	.48	.00	—	—	.00		”	.52	.18	.30	+ 93.5
Aegiringranit	Ota	368	30	28.5	4	37	.10	.05	—	—	.14		Raoult	.49	.13	.38	+ 141
Riebeckitgranit	Capo alla Cuculla	403	38	26.5	4	31	.37	.12	—	Sp.	.15		”	.49	.06	.45	+ 174
” ”	Ota	424	31	25.5	4	39.5	.42	.12	—	Sp.	.16		”	.44	.11	.45	+ 191.5
” ”	Lindinosa	435	34.5	27.5	3	35	.41	.04	—	0.3	.19		”	.47	.07	.46	+ 196.5
RiebeckitausPegmatit	Evisa	123	3	72	0.5	24.5	.15	Sp.	1.2	—	.01		Orcel	.14	.94	.08	

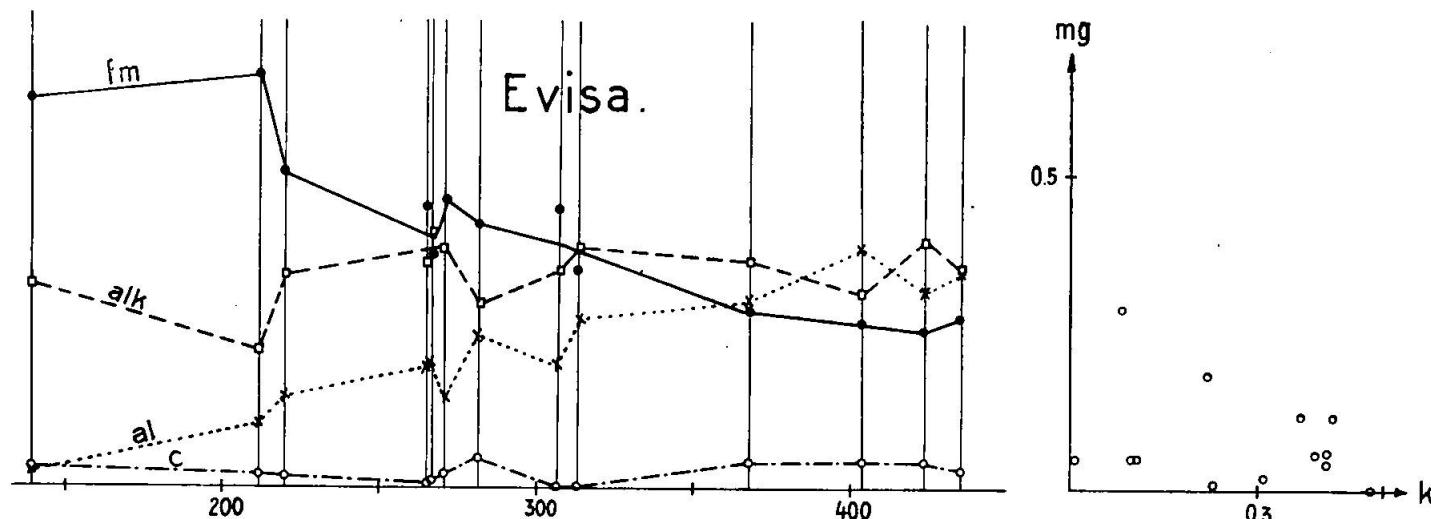


Fig. 7.

die Nigglis bei der SiO_2 unabhängig von den andern Komponenten betrachtet wird, besonders gut. Es ist z. B. sehr instruktiv zu sehen, wie gewisse Gesteine von Evisa und Alter Pedroso in ihren al-, fm-, c- und alk-Werten fast vollkommen übereinstimmen, im si-Wert aber weitgehend differieren. Folgende Zusammenstellung mag dies mit einigen Beispielen belegen:

Gestein, Fundort	si	al	fm	c	alk	k	mg	Magma
Aeg. Pedrosit, A. P.	135	6.5	67.5	2	24	.17	.19	Anh. evisitisch b.
Lindinosit, Evisa	212	10	66	2	22	.32	.02	Iujavritisch
Os. Aeg. Syenit, A. P.	241	38	23.5	3	35.5	.24	.02	nord.-pulaskit.
Rieb. Granit, Evisa	403	38	26.5	4	31	.37	.12	evisitisch

Besonders deutlich tritt der Unterschied der beiden petrographischen Provinzen von Alter Pedroso und Evisa in der neuen Ls — Fs — Qs-Darstellung hervor. Die Evisa-Gesteine sind in Fig. 6 mit besondern Zeichen eingetragen. Es ist ersichtlich, wie sie alle, mit Ausnahme der extrembasischen, den Pedrositen entsprechenden Aegirinschliere, weit über der Geraden Fs — Ls zu liegen kommen. Es muss also neben der höchstsilifizierten Form der Gemengteile noch bedeutender Überschuss an freiem Quarz bestehen, während Feldspatvertreter natürlich ausgeschlossen sind. Dies steht, wie schon erwähnt, in bester Übereinstimmung mit der Erfahrung.

Da die Evisa-Gesteine alle c-arm bis c-frei sind, so liegt es nahe, die für die Alter Pedroso-Gesteine durchgeführte Darstellung im al' — fm' — alk'Dreieck auch hier zu versuchen. Es ergibt sich, dass die Streuung der Analysenörter in Bezug auf die Verbindungsgerade des Riebeckitpoles mit dem Punkte al = alk (hier nun einem Gemenge von Alkalifeldspat + freiem Quarz entsprechend) eine bedeutend grössere ist. Dies mag z. T. an der etwas ungleichen Qualität der Analysen liegen, z. T. ist es sicher aber auf vorhandene Nebentendenzen der Differentiation zurückzuführen. Es ist dabei sehr wohl möglich, dass der im Gegensatz zu den Alter Pedroso-Gesteinen viel grössere Gehalt an Aegirin dabei mitbestimmend ist. Die Darstellung soll darum hier nicht gegeben werden.

2. Die Natrongesteine von Rockall

Eine weitere Gesteinsassoziation, die sich chemisch mit Alter Pedroso vergleichen lässt, ist die von Rockall. Rockall ist eine kleine, nur etwa 20 auf 20 m grosse Felsklippe, die der zwischen Island und Irland gelegenen Rockallbank aufgesetzt ist. Sie ist unbewohnt, Landungen können nur mit grössten Schwierigkeiten

bewerkstelligt werden und gelangen bis heute nur dreimal. Nach den Ergebnissen der 1923 erfolgten Expedition des „Pourquoi pas?“, die auf Veranlassung von A. LACROIX (Lit. 5, 7) stattfand, besteht die Klippe von Rockall aus Aegiringranit mit verschiedenen Variationsfacien. Das früher von JUDD und WASHINGTON als „Rockallit“ beschriebene aegirinreiche, feinkörnige Gestein erwies sich nur als eine solche Variationsfacies, die Hauptmasse der Klippe besteht aus grobkörnigem Aegiringranit. Lotungen im Gebiete der Rockallbank um Rockall lieferten ähnliche Aegiringranite, z. T. mechanisch deformiert, Basalte vom Plateautypus und trachytische Phonolith. Die Gesteine von Rockall werden als tertiär betrachtet. Lacroix vergleicht das Vorkommen mit dem Paisanit von Ailsa Craig.

Die Gesteine führen Quarz, Albit, Mikroklin, der nur nach dem Albitgesetz verzwilligt ist und Aegirin, oft von etwas Riebeckit begleitet. Im Gegensatz zu Alter Pedroso und Evisa ist also hier das charakteristische Natron-Ferri-Silikat ein Glied der Pyroxenreihe. Die Analysen zeigen alle einen relativ hohen Gehalt an Zirkon und seltenen Erden. Der Zirkongehalt erklärt sich durch die Gegenwart des Natriumsilicozirkonats Elpidit, das wahrscheinlich pseudomorph nach Eucolit auftritt. In welcher Art die Cer- und Yttererden zugegen sind, konnte nicht festgestellt werden. Nachdem H. S. Washington diese Elemente neuerdings in Aegirinen verschiedenster Provenienz nachgewiesen hat, dürfte die Vermutung ausgesprochen werden, dass sie hier vielleicht auch im Aegirin stecken.

Die neun verfügbaren Analysen sind auf Niggli-Werte umgerechnet in Tab. XI zusammengestellt. Sie entstammen Lit. 5, 7 und 31. Zur bessern Übersicht können zwei Tendenzen auseinandergehalten werden (Fig. 8), eine erste mit hohem fm, grossem (alk—al) und niederm c, sowie eine zweite mit etwas niedrigerem fm, kleinem oder gar negativem (alk—al) und im Durchschnitt etwas höherem c. Tendenz I umfasst die Haupttypen der Rockallklippe selber, Tendenz II eine Aegirinaugitschliere von Rockall und die in der Umgebung derselben aus der Tiefe heraufgeholt Proben.

Was den Vergleich mit Alter Pedroso anbelangt, so kann das über Evisa Gesagte in weitestem Sinne gelten. Die chemischen Verhältnisse in Evisa und Rockall sind tatsächlich in vielen Beziehungen analog, obwohl unter den femischen Bestandteilen in Evisa eine Hornblende, in Rockall ein Glied der Pyroxenreihe die erste Rolle spielt. Wie für Evisa, so fällt auch hier auf, dass die am basischen Ende am stärksten ausgeprägte Differenz (alk—al)

gegen höhere si hin nur relativ wenig abnimmt. Dies gilt besonders für die Tendenz I. Im Falle der Tendenz II wird sie ja allerdings Null und sogar negativ (dies trifft gerade für das am stärksten mechanisch beanspruchte Gestein zu), aber die Nullstelle liegt bei einem um mehr wie hundert Einheiten höheren si -Wert als dies bei Alter Pedroso der Fall ist. Auch hier zeigen die stark positiven

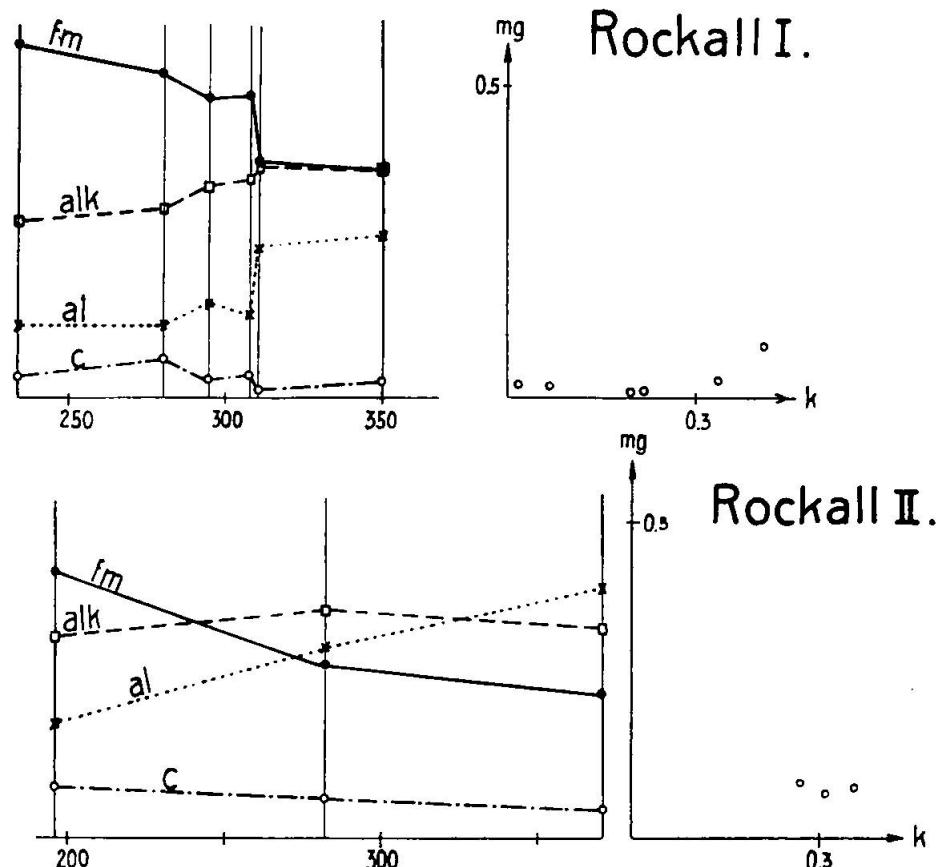


Fig. 8.

Quarzzahlen qz, dass das Magma viel SiO₂-reicher war, und auch hier lassen sich Gesteine auffinden, die mit solchen von Alter Pedroso in weitgehendstem Masse in Bezug auf die al — fm — c- und alk-Werte übereinstimmen, dabei aber einen bedeutend höhern si-Wert aufweisen. Folgende Beispiele mögen das belegen:

Gestein, Fundort	si	al	fm	c	alk	k	mg		Magma
Melanokrater Aeg. Granit, Rockall	234	11.5	56.5	3.5	28.5	.22	.01		evisitisch
" " "	281	11.5	52	6	30.5	.20	.01		
Albit-Analcim-Pedrosit Alter Pedroso	144	10	60.5	2	27.5	.14	.14	Anhang	evisitisch bis lujavritisch
Aeg. Granit, E Rockall Alter Pedroso	373	39.5	23	4.5	33.5	.36	.08		evisitisch ?
Osannit-Aeg.-Syenit Alter Pedroso	241	38	23.5	3	35.5	.24	.02		nordmark / pulask.

Tabelle XI.

Rockall

Dass Rockall chemisch weitgehend mit der Evisa-Provinz übereinstimmt und sich von derjenigen von Alter Pedroso ungefähr in gleicher Weise unterscheidet, geht sehr klar aus der Ls — Fs — Qs-Projektion hervor. Die Rockall-Gesteine liegen alle über der Fs — Ls-Linie und decken ungefähr dasselbe Feld wie die Evisa-Gesteine. (Fig. 6.)

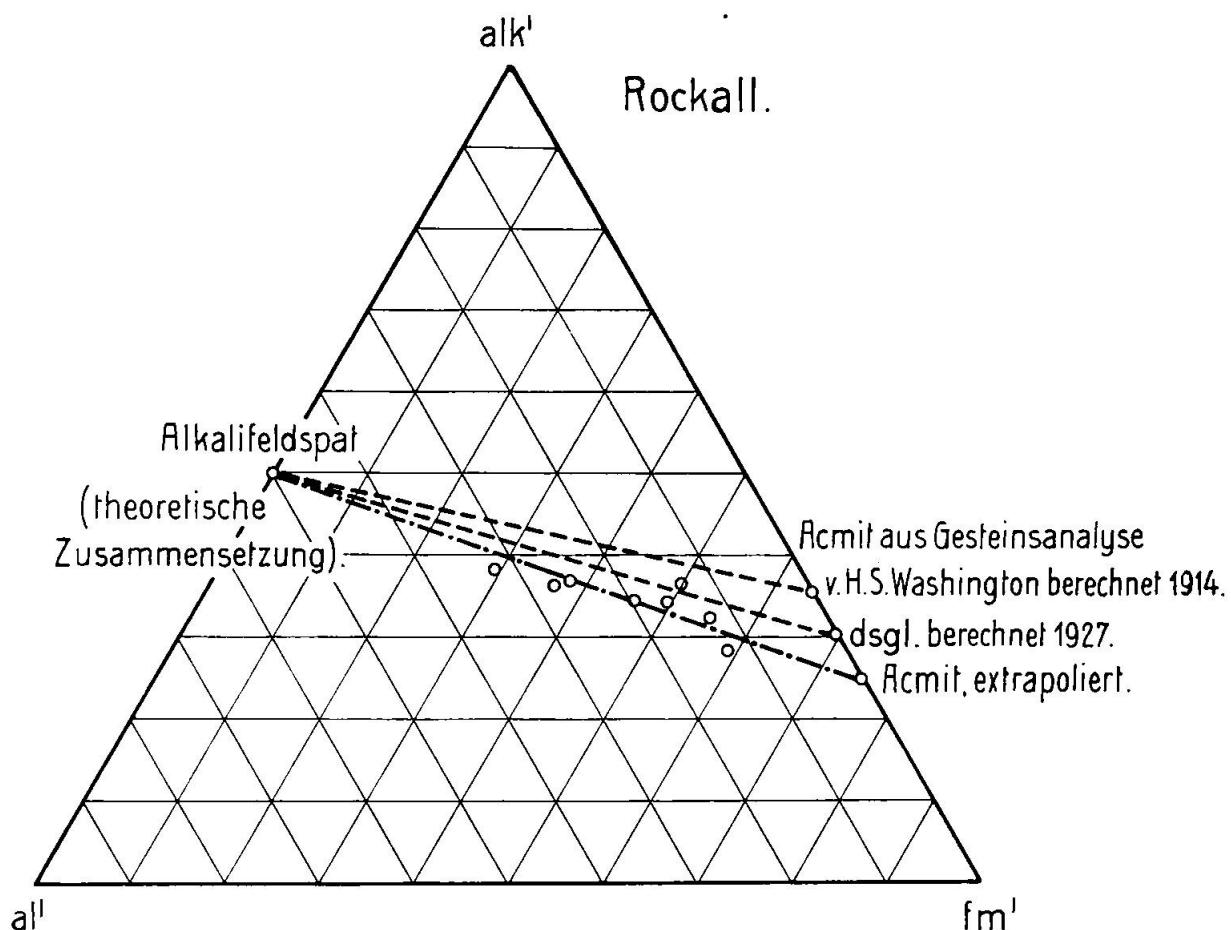


Fig. 9.

Auch hier kann man infolge der c-Armut die Darstellung im al' — fm' — alk'-Dreieck versuchen. Leider ist aber die genaue Zusammensetzung des Pyroxens nicht bekannt, sie lässt sich aber leicht extrapolieren, da die Analysenrörter mit Ausnahme des deformierten Granits $si = 373$ alle mit wenig Streuung längs einer Geraden liegen (Fig. 9). Washingtons Berechnung der chemischen Zusammensetzung des Pyroxens aus der Analyse des Rockallits würde nach dieser Darstellung nicht ganz das Richtige treffen. Immerhin stimmt die 1927 (Lit. 30) erneut gegebene Berechnung besser, als die zuerst 1914 (Lit. 31) gegebene. Die Gesteine von

Rockall können also in erster Annahme, in ähnlicher Weise, wie dies für Alter Pedroso und Evisa gezeigt wurde, als Gemische von Quarz und Alkalifeldspat einerseits und Aegirin anderseits aufgefasst werden, und es darf wohl angenommen werden, dass die Absonderung von Aegirin beim Differentiationsprozess eine Hauptrolle gespielt hat.

Zusammenfassend kann also gesagt werden, dass in den Provinzen von Evisa und Rockall Gesteinsassoziationen vorliegen, die wohl weitgehende Analogien mit derjenigen von Alter Pedroso aufweisen, dass aber ein bedeutender Unterschied darin besteht, dass das Magma von Alter Pedroso in Bezug auf SiO_2 gerade gesättigt bis schwach untersättigt war, während es bei den andern beiden Provinzen stark übersättigt war. Am besten lassen sich diese Verhältnisse im Ls — Fs — Qs-Diagramm überblicken (Fig. 6). Dort sind vergleichsweise auch die eingangs erwähnten Natrongesteine anderer Fundorte der portugiesischen Provinz Alemtejo: Cevedaes, Monforte und Elvas-Vila Boim eingetragen.

D. Zusammenfassung

1. Die Arbeit setzt sich zum Ziel, die in der Literatur schon mehrfach erwähnten Natronsyenite von Alter Pedroso (Provinz Alemtejo, Portugal) mit ihren basischen Differentiaten zu studieren. Zur Verfügung stand dem Verfasser das Material von A. Osann (1906), O. Umhauer (1914), sowie eigene Aufsammlungen (1927).
2. Die Syenite treten inmitten eines Gabbromassivs auf, das seinerseits ringsum von cambrischen Schichten umgeben ist. Überlegungen grosstektonischer und provinzieller Art lassen ein tertiäres Alter nicht ausgeschlossen erscheinen. Anderseits sprechen gewisse Ähnlichkeiten zu den bekannten Alkaligneissen von Cevedaes eher für ein höheres Alter.
3. Das Gabbromassiv besteht aus Dialaggabbro \pm Olivin. Es finden sich auch mehr anorthositische Varietäten. Der Gabbro zeigt keine mechanischen Einwirkungen. Mit dem Gabbro ist eine kleine Titanomagnetitlagerstätte verbunden. Der Titanomagnetit zeigt sehr schöne Entmischungsstruktur.
4. Die Syenite und ihre Differentiate weisen einen Mineralbestand auf, der sich aus einer leukokraten Gruppe, bestehend aus Alkalifeldspäten (Orthoklas, Albit, Mikroklin, sowie mikroperthitische und kryptoperthitische Feldspäte) und Analcim,

sowie einer melanokraten mit Osannit und Aegirin zusammensetzt. Akzessorisch sind Zirkon, Magnetit, Hämatit, Apatit, Biotit, Quarz. Die ganze Mannigfaltigkeit der Gesteine, die sich von hololeukokraten Syeniten zu holomelanokraten Gliedern, sog. Pedrositen, erstreckt, kommt ausschliesslich durch das wechselnde Mengenverhältnis dieser beiden Gruppen unter den Mineralien zu Stande. Irgend eine Änderung in der Zusammensetzung eines Minerals, z. B. ein Basischerwerden des Plagioklases mit abnehmender Kieselsäure, findet nicht statt. Die einzelnen Glieder der Reihe Syenit-Lusitanit-Pedrosit werden der Reihe nach besprochen, wobei neun neue Analysen gegeben werden. Eine davon dient zur Berichtigung einer schon in der Literatur figurierenden Analyse, die sich als unrichtig erwies. Der von Osann und Umhauer aufgestellte Begriff des Pedrosits (Osannithornblendit) wird erweitert, indem ihm zwei neue Typen, die sich durch Albit und Analcim- resp. Aegirinführung auszeichnen, zugeteilt werden. Im Anhang wird ein Aegirin-Osannitpegmatit von Alter Pedroso neu beschrieben, sowie pneumatolytische Hämatitisierungen von Osanniten. Die Analyse des Aegirins aus dem Pegmatit wird mitgeteilt.

5. Die Natrongesteine zeigen mit Ausnahme der extrem basischen Pedrositgänge mechanische Deformationen, die beschrieben werden. Im Gegensatz zu früheren Autoren werden diese nicht als kataklastisch, sondern als protoklastisch aufgefasst. Die Gründe für diese Annahme werden eingehend dargelegt. Dabei wird auch auf Analogien mit dem schwedischen Almungegebiet hingewiesen.
6. Der Differentiationsverlauf wird nach der Methode von P. Niggli diskutiert und auf verschiedene Art graphisch behandelt. Es ergibt sich das überaus einfache und klare Bild einer Differentiation, die durch das gravitative Absinken von Natronferrisilikaten (in der Hauptsache Osannit) bedingt ist.
7. Die Alter Pedroso-Provinz wird mit andern Provinzen, die ähnlichen Chemismus aufweisen, verglichen (Evisa auf Corsica, Rockall). Es wird, z. T. auch wieder an Hand von graphischen Darstellungen, auf die Analogien wie auch auf die Unterschiede aufmerksam gemacht. Die Magmen der beiden Vergleichsprovinzen unterscheiden sich von demjenigen von Alter Pedroso durch höhern Gehalt an SiO_2 , weshalb alle Gesteine mit SiO_2

gesättigt oder sogar übersättigt sind, während in Alter Pedroso die meisten Gesteine Analcim führen und Quarz nur in den sauersten Gesteinen in ganz geringer Menge vorkommt.

Zürich, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule, August 1928.

Manuskript eingegangen: 11. August 1928.

E. Literaturverzeichnis

1. *J. Deprat*, Etudes sur la Corse I. Bull. Serv. Carte Géol. France, No. 114, 1906.
2. *U. Grubenmann* und *P. Niggli*, Die Gesteinsmetamorphose I. Berlin 1923.
3. *C. Hlawatsch*, Über den Amphibol von Cevedaes (Portugal). Rosenbusch-Festschrift, p. 68. Stuttgart 1906.
4. *A. Lacroix*, Les Syénites à Riebeckite d'Alter Pedroso (Portugal), leurs formes mésocrates (Lusitanites) et leur transformation en leptynites et gneiss. C. R. Paris, t. 163, p. 279, 1916.
5. — La composition minéralogique de la Rockallite. Ibid., t. 173, p. 290, 1921.
6. — La signification des granites alcalins très riches en soude. Ibid., t. 177, p. 418, 1923.
7. — La constitution du banc de Rockall. Ibid., t. 177, p. 437, 1923.
8. — Minéralogie de Madagascar, I—III. Paris 1922—23.
9. — Sur un nouveau type de roche éruptive alcaline mésocrate. C. R. Paris, t. 180, p. 481, 1925. Siehe auch: Bull. Soc. géol. France IV. sér. 25, p. 491, 1925.
10. *W. Meigen* und *Fr. Nachreiner*, Osannit von Alter Pedroso (Portugal). C. B. für Min. etc., Abt. A, 1925, p. 327.
11. *W. Meigen* und *Fr. Nachreiner*, Analysen einiger Gesteine von Alter Pedroso und Apache Mts. Ibid., p. 331.
12. *P. Niggli*, Lehrbuch der Mineralogie. 1. Aufl. Berlin 1921.
13. — Gesteins- und Mineralprovinzen, I. Berlin 1923.
14. — Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen auf Grund der Molekularkräfte. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. VII, 1927, p. 116.
15. *J. Orcel*, Note sur la Riebeckite d'Evisa (Corse) et sur la constitution chimique des amphiboles sodiques du même groupe provenant d'autres gisements. Bull. soc. min. de France 43, p. 1, 1920.
16. — Notes minéralogiques et pétrographiques sur la Corse. Bull. soc. hist. et nat. de la Corse 1924, p. 65.
17. *A. Osann*, Über einen nephelinreichen Gneis von Cevedaes, Portugal. N. J. für Min. etc., 1907, II, p. 109.
18. *A. Osann* und *O. Umhauer*, Über einen Osannithornblendit, ein feldspatreiches Endglied der Alkalireihe von Alter Pedroso. Sitz.-Ber. Heidelb. Ak. d. Wiss., Math.-Naturw. Kl., 1914, 16. Abh.
19. *Perreira de Souza*, Sur un nouveau gisement de roches intrusives sodiques en Portugal. C. R. Paris, t. 185, p. 469, 1927.
20. *P. Ramdohr*, Beobachtungen an Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz und Überlagerungen über das System $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$. N. J. für Min. etc., BB. 54, Abt. A, 1926, p. 320.

21. *H. Schneiderhöhn*, Anleitung zur mikroskopischen Bestimmung und Untersuchung von Erzen und Aufbereitungsprodukten, besonders im auffallenden Licht. Berlin 1922.
22. *P. Quensel*, The Alkaline Rocks of Almunge. Bull. geol. Inst. Upsala, XII, p. 129, 1914.
23. *R. Staub*, Gedanken zur Tektonik Spaniens. Viertelj.schr. Naturf. Ges. Zürich 71, 1926, p. 196.
24. *V. de Souza-Brandão*, Über einen portugiesischen Alkaligranulit. C. B. für Min. etc. 1902, p. 49.
25. — Sur un gisement remarquable de Riebeckit et le Zircon qui l'accompagne. Com. da Comissão do serviço geologico de Portugal, VI, 1904, p. 178.
26. — Contribuções para a petrographia de Portugal, III. Ibid. IX, 1912—13, p. 77.
27. *V. Ussing*, The geology of the country around Julianehaab. Meddel. Grönland, 38. Kopenhagen 1911.
28. *A. Véndl*, Über einen Riebeckit. Zeitschr. f. Krist. 60, p. 135, 1924.
29. *C. H. Warren and Ch. Palache*, The Pegmatites of the Riebeckite-Aegirine Granit of Quincy, Mass. Proc. Am. Ac. Arts and Sc. 47, 1911, p. 125.
30. *H. S. Washington and H. E. Mervin*, The acmitic pyroxenes. Am. Min. 12, 1927, p. 233.
31. *H. S. Washington*, The Composition of Rockallite. Q. J. Geol. Soc. LXX, 1914, p. 294.

Karten

Carta chorographica de Portugal 1 : 100 000. Blätter 21 und 25.

Carta geologica de Portugal von P. Choffat und N. Delgado 1 : 500 000. Lissabon 1899.

Mapa geológico de España 1 : 1 500 000. Madrid 1919.

R. Staub, Strukturkarte von Spanien, in Lit. 23. Zürich 1926.

Leere Seite
Blank page
Page vide



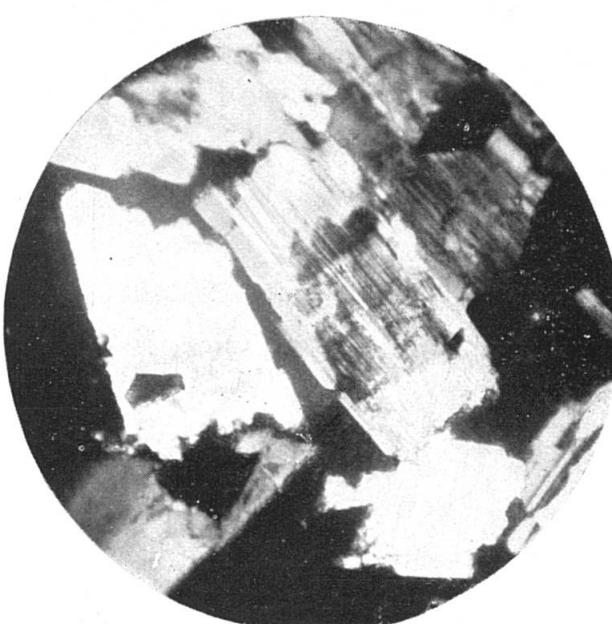
I.



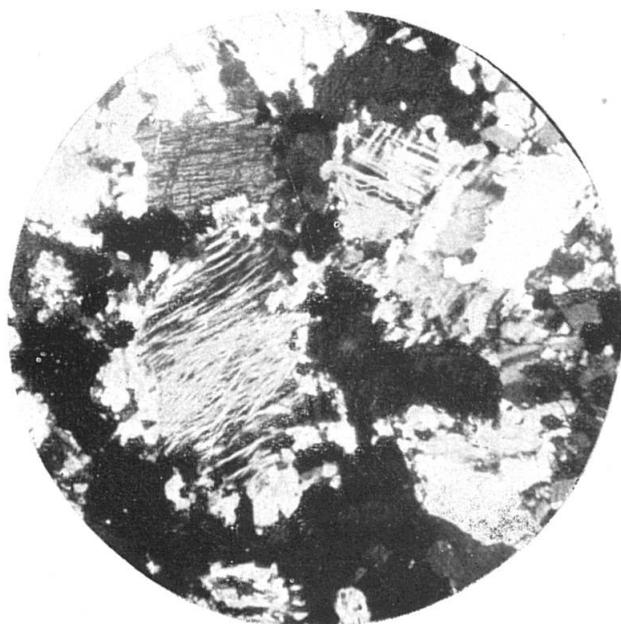
II.



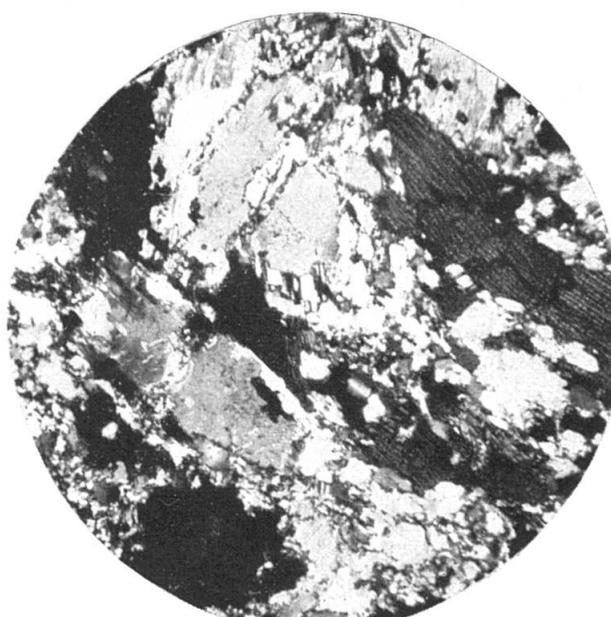
III.



IV.



V.



VI.

Erläuterungen zu den Mikrophotographien

- I. *Anschliff des Titanomagnetites*, 3 sec. mit rauchender HCl geätzt. Vergrösserung 300 : 1. Die senkrecht und wagrecht verlaufenden Lamellen sind Ilmenit, die schwarzen, diagonal verlaufenden Eisenspinell, die Grundmasse Magnetit. Die Eisenspinellphase findet sich immer nur im Innern der einzelnen Körner, der Rand ist stets frei davon. Im Gegensatz dazu ist die Ilmenitphase gleichmässig verteilt.
- II. Schachbrettalbitische Bildungen an Alkalifeldspat des hololeukokraten Syenits. Vergrösserung 50 : 1, Nicols gekreuzt.
- III. *Partie aus Aegirineinsprengling*, poikilitisch, von Alkalifeldspäten durchwachsen. Leukokrater Osannit-Aegirinsyenit, Vergrösserung 40: 1, Nicols gekreuzt.
- IV. *Detail desselben Einsprenglings*, Vergrösserung 100 : 1, Nicols gekreuzt. In der Mitte ein korrodiertes und schachbrettalbitisierter Mikroklin, umwachsen von einer Albithülle, die buchtenförmig in den Mikroklinkern eingreift. Die Albithülle ist in Richtung des für beide Mineralien gemeinsamen n_a bedeutend mächtiger entwickelt, so dass der ursprünglich quadratische Feldspat nun leistenförmige Gestalt aufweist.
- V. *Lusitanit*, Vergrösserung 50 : 1, Nicols gekreuzt. Ausgezeichneter Orthoklasmikoperthit mit kreuzweise verästelten Albitschnüren (grosses Individuum) und Mikroklinmikoperthit (kleines Individuum). Um die Feldspäte gut ausgebildete Trümmerzonen, wobei sich die Trümmer mit denen der anstossenden Osannite (schwarz) mischen.
- VI. *Leukokrater Osannitsyenit*, Vergrösserung 30: 1, Nicols gekreuzt. Typisches Strukturbild eines protoklastisch stark deformierten Gesteins.