

Die leukogranitischen, trondhjemitischen und leukosyenitgranitischen Magmen und die Anatexis

Autor(en): **Niggli, Paul**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **26 (1946)**

Heft 1

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-21665>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Die leukogranitischen, trondhjemitischen und leukosyenitgranitischen Magmen und die Anatexis

Von *Paul Niggli*, Zürich

1. Petrochemische Forschungen in Südfinnland

In den letzten Jahren sind die bahnbrechenden petrochemischen Arbeiten von J. J. SEDERHOLM¹⁾ und P. ESKOLA²⁾ über das Praekambrium der Svekofenniden im südlichen und südwestlichen Finnland durch A. HIETANEN³⁾, H. HAUSEN⁴⁾ und A. A. T. METZGER⁵⁾ in so vorzüglicher Weise fortgesetzt worden, dass es möglich erscheint, auch in dieser Hinsicht Vergleiche mit dem alpinen Grundgebirge durchzuführen.

Zwischen den Rapakiwigraniten von Viipuri-Lappeenranta⁶⁾ und denen der Åland-Inseln setzt sich das ältere Grundgebirge Südfinnlands im wesentlichen aus drei Gesteinskomplexen zusammen:

¹⁾ J. J. SEDERHOLM, On migmatites and associated pre-cambrian rocks of southwestern Finland. Bull. Comm. Géol. Finlande. Part. I: The Pelling region, No. 58, 1923. Part. II: The region around the Barösundsfjärd W. of Helsingfors and neighbouring areas, No. 77, 1926. Part. III: The Åland islands, No. 107, 1934. — Prequaternary rocks of Finland. Bull. Comm. Géol. Finlande, No. 91, 1930. — On the geology of Fennoscandia. Bull. Comm. Géol. Finlande, No. 98, 1932.

²⁾ P. ESKOLA, On the petrology of the Orijärvi region in southwestern Finland. Bull. Comm. Géol. Finlande, No. 40, 1914. — Petrographische Charakteristik der kristallinen Gesteine von Finnland. Fortschritte der Min. etc. 11 (1927), 57—112. — Erkki Mikkola und der heutige Stand der präkambrischen Geologie in Finnland. Geologische Rundschau, Finnlandheft, 32 (1941).

³⁾ A. HIETANEN, Über das Grundgebirge des Kalantigebietes im südwestlichen Finnland. Ann. Ac. Sc. Fennicae A, Nr. 6, Helsinki 1943.

⁴⁾ H. HAUSEN, Geologische Beobachtungen im Schärenhof von Korpo-Nagu, Südwest-Finnland. Medd. Åbo Akad. Geol. Min. Inst., Nr. 24, Åbo 1944.

⁵⁾ ADOLF A. T. METZGER, Zur Geologie der Inseln Ålö und Kyrklandet in Pargas-Parainen, Südwest-Finnland. Medd. Åbo Akad. Geol. Min. Institut, No. 27, Åbo 1945.

Siehe für einzelne in den Tabellen verwertete Analysen auch L. LOKKA, Neuere chemische Analysen von finnischen Gesteinen. Bull. Comm. Géol. Finlande, No. 105, 1934.

⁶⁾ Neuerdings untersucht von V. HACKMANN, Das Rapakiwirandgebiet der Gegend von Lappeenranta (Willmanstrand). Bull. Comm. Géol. Finlande, No. 106, 1934; siehe auch W. WAHL, Die Gesteine des Wiborger Rapakiwigebietes. Fennia 45, No. 20, 1925.

1. aus metamorphen, ursprünglich supra- bis epikrustalen Gesteinen.
2. Aus Intrusivgesteinen mit mehr oder weniger deutlicher magmatischer Struktur, überwiegend von granitischer Zusammensetzung (senso lato), prae-, syn- bis postorogenetisch, daher z. T. bereits texturell eingegliedert. Eine Ganggefölgenschaft ist oft vorhanden.
3. Aus chorismatischen Gesteinen (Chorismiten)⁷⁾. Diese Chorismite sind Migmatite, d. h. grobgemengte Gesteinskomplexe, in denen oft noch sehr deutlich ein stereogenes Kyriosom neben einem magmatitähnlichen chymogenen Akyrosom (oder umgekehrt) erkennbar ist. Das erstere ist aus Gesteinen der 1. Gruppe ableitbar, das zweite geht in Gesteine der 2. Gruppe über. Der Altbestand kann nach SCHEUMANN Palaeosom, der offenbar chymogene Neubestand Neosom genannt werden. Es treten Phlebite, Stromatite, Merismite (Agmatite, Eruptivbrekzien), Ophthalmite auf. Sie gehen in undeutlich chorismatische Gesteine wie Dyktyonite, Nebulite, schlierige Granite über und gelten seit den klassischen Untersuchungen von J. J. SEDERHOLM als Prototyp einer Migmatitbildung durch Anatexis.

Schon aus dieser kursorischen Aufzählung der Hauptgesteinskomplexe geht hervor, dass in prinzipieller Hinsicht der Aufbau analog demjenigen der alpinen Zentralmassive ist, die allerdings jüngere Gesteine enthalten. Hier wie dort findet man innerhalb der zweiten Gesteinsgruppe neben Intrusivgesteinen, die mit der ursprünglich suprakrustalen Gesteinsbildung kontemporär sind, solche, die während und nach der Faltung empordrangen, also im Sinne von W. WAHL⁸⁾ geosynklinale, primogene, serorogene und postorogene Eruptivgesteine. Nicht völlig sichergestellt war, ob auch in bezug auf die Zusammensetzung und den Chemismus der verschiedenen Gesteinsgruppen beiderorts Analogien oder ob typische Unterschiede bestehen. Dadurch, dass nun Teilgebiete Südfinnlands eingehend petrochemisch untersucht wurden, lässt sich der Vergleich weiterführen. Stichwortartig erfolgen zunächst über die einzelnen Gebiete einige Angaben, wobei indessen

⁷⁾ Siehe über diese Bezeichnungen H. M. HUBER, Schweiz. Min. Petr. Mitt. 23 (1943), 88 ff.

⁸⁾ W. WAHL, The granites of the finnish part of the Svecofennian Archaean Mountain Chain. Bull. Comm. Géol. Finl., Nr. 115, 1936/37.

die älteren, überall bekannten Arbeiten nur ganz kurz, die neueren etwas ausführlicher referiert werden.

Pellinge-Gebiet P (J. J. SEDERHOLM) zwischen dem östlichen Rapakiwigebiet und dem Onasgranit. In der ersten Gesteinsgruppe spielen mehr oder weniger metamorphe basische Ergussgesteine und Ganggesteine, Tuffe und Agglomerate (z. B. Uralitporphyrite, Metaandesite, Metabasalte, Diabase, Lavaagglomerate, Plagioklasporphyrite, Pillowlaven, auch Gabbros) eine sehr grosse Rolle. Daneben sind metamorphe Sandsteine und Arkosen, Konglomerate, seltene Kalksteinlagen, metamorphe Tone (und sogenannte Leptite) beobachtet worden. In der zweiten Gesteinsgruppe wird, abgesehen von den schon erwähnten Gabbros und basischen Gängen, der gneisige Våtskär-Granodiorit (granodioritisch) als ältestes Eruptivgestein angesehen. Ihm folgten die Rysskär-Granite (granodioritisch, alkreich bis yosemititisch), dann die serorogenen Hangö-Ingå-Granite (engadinitgranitisch bis aplitgranitisch), der ? post-orogene Onasgranit (aplitgranitisch) und schliesslich die Rapakiwigranite. Der Våtskär-Granodiorit hat nur spärliche Pegmatit- und Aplitführung und zeigt relativ geringfügige merismische Migmatitbildung. Am Rysskärgranit sind besonders Konglomerate palingenetisch (scheinbar plastisch, ohne starke Stoffzufuhr) verformt, doch treten gegenüber anderen Gesteinen starke Einschmelzerscheinungen auf. Die Analysen der völlig umkristallisierten Konglomerate zeigen gegenüber wenig veränderten Gesteinen eine Alkalizunahme (vorwiegend Na), eine Ca- und Mg-Abnahme und Si-Anreicherung, ohne granitischen Chemismus anzunehmen. Es handelt sich offenbar um eine schwach metasomatische Veränderung und Mobilitätserhöhung infolge eindringender Lösungen und Dämpfe. Die kalireichen Hangö-Granite sind z. T. stark inhomogen, führen auch etwa Granat und Cordierit. Sie sind über grosse Erstreckungen hin migmatitbildend. Pegmatitische Adern sind häufig, der Typus von Injektionsgesteinen tritt auf. Die Onasgranite zeigen wieder mehr nur lokale Anatexis und auch der Rapakiwi ist weniger migmatitbildend als der Hangögranit.

Siblofjärdgebiet. Obschon der Arbeit von C. E. WEGMANN und E. H. KRANCK⁹⁾ keine Analysen beigegeben sind, ist sie für unsere Problemstellung wichtig, da darin eine eingehende Analyse der Bewegungsvorgänge erfolgt und von den übrigen abweichende neuartige Ideen über die Granitisierungsvorgänge geäussert werden. Zudem wird ausdrücklich betont, dass die Umgebung von Helsinki (und besonders die Küstenstrecke östlich der Stadt) in petrologischem Sinne typisch für das Grundgebirge Südfinnlands ist. Die komplizierte Struktur wird von WEGMANN und KRANCK kinematisch wie folgt aufgelöst:

Nach der Bildung der suprakrustalen Gesteine (**Basalformation**), die jetzt aus Amphibolitschiefern, Glimmerschiefern, porphyrischen Schiefern, ophiolitischen Grüngesteinen, gebänderten feldspatführenden Schiefern mit Hornblende, Diopsid, Calcit, Kalksteinen, Hornblenditen, metamorphen Pillow-

⁹⁾ C. E. WEGMANN, E. H. KRANCK, Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden in Finnland (Übersicht über die Geologie des Felsgrundes im Küstengebiet zwischen Helsingfors und Onas; Petrologische Übersicht des Küstengebietes E von Helsingfors). Bull. Comm. Géol. de Finlande, No. 89, 1931.

laven, seltener Quarziten bestehen, und die gegen den Mikroklinggranit z. T. zu Andalusitschiefern, Cordierit-Andalusitschiefern, Cordierit-Granatschiefern, Cordierit-Anthophyllitschiefern, Andalusit-Disthenschiefern, Granat-Sillimanitschiefern, Cordieritgneis metamorphosiert wurden, erfolgte

1. eine Verformung der ursprünglich gemischt sedimentär-magmatischen Basalformation. In bereits verschieferte Gesteine drangen
2. grobe Plagioklasporphyre ein. Dann fand
3. eine Intrusion gabbroider Magmen statt, wahrscheinlich auf Scherflächen, also bei Fortdauer der Bewegung. Beide Intrusionen zeigten geringe Kontaktwirkungen. Darauf erfolgte
4. Intrusion von Granodiorit bis Quarzdiorit liefernden Magmen. Die resultierenden Gesteine liegen heute als gleichförmig zusammengesetzte, fast immer deutlich deformierte Gneisgranite vor. Eine Assimilation der Nebengesteine erfolgte unter Breccierung in nur unbedeutendem Masse. Wahrscheinlich wurden diese Granodiorite und Quarzdiorite noch
5. im magmatischen und spätmagmatischen Zustand bewegt, da eingeschlossene Partien in den Intrusiva der Phase 6 bereits schiefrig sein können.
6. Sehr wichtig für die Altersbestimmungen ist, dass in den Svekofenniden nach der Intrusion der älteren granodioritischen Magmen basische Magmen (von SEDERHOLM Metabasalte genannt) gangförmig alle älteren Gesteine durchsetzten. Die „mise en place“ der dunkeln Gänge geschah in einer Periode ohne Differentialbewegung im Gefüge. Aber nachher erfolgte
7. die Hauptfaltung des Gebirges. Der Granodioritgneis wurde in enge kontinuierliche Falten gelegt, während die dunkeln Gänge brecciert erscheinen. Der Beginn der Deformation geschah bei verhältnismässig niedriger Temperatur, teils unter Kataklase und Epimineralebildung. Aber es scheint, als ob diese Phase sukzessive in eine achte übergeht, die zur Hangögranitbildung und zur intensiven granitischen Migmatisierung Veranlassung gab, so dass jetzt die von Lösungen durchtränkten Gneise und breccierten dunkeln Gänge plastisch und teilweise metasomatisch verformt wurden. WEGMANN nennt dies
8. Granitisation und Bildung der ersten Pegmatitgeneration. Da Intensität der Bewegung, Aktivierung der Mobilität und Zufuhr granitischer Lösungen in verschiedenen Sektoren unterschiedlich aufeinanderfolgen oder miteinander verknüpft sind, ergibt sich eine grosse Variabilität. Die Durchbewegung kann vor der Granitisation vollständig zur Ruhe kommen oder sie überdauern. So fällt die Bildung der sogenannten Helsingforscher Falten in die Intrusionsperiode der Pegmatite. Cordierit-Andalusitbildung und Skarnentstehung werden mit der Granitisation in Zusammenhang gebracht. Die Mikroklinggranite selbst zeigen ein einheitliches Gefüge mit oft kristalloblastischer Struktur (Myrmekite, xenomorphe Kristalle), wie sie aus vielen langsam kristallisierenden Graniten bekannt ist. Pegmatite¹⁰⁾ spielen eine sehr grosse Rolle.

¹⁰⁾ Über Pegmatite Südfinnlands und darin vorkommende seltene Mineralien vergleiche die Arbeit G. PEHRMANN, Die Granitpegmatite von Kimito (S.W.-Finnland) und ihre Minerale. Medd. Åbo, Ak. Geol. Min. Inst., No. 26. Åbo 1945.

Es war in den SEDERHOLMSchen Arbeiten besonders die Verformung älterer Gneisgranite mit ihren brecciierten und nachher mehr plastisch sich verhaltenden Metabasalten, die zum Begriff *Palingenese* Veranlassung gab. WEGMANN konnte den Vorgang deutlich in verschiedene Phasen zerlegen und wie SEDERHOLM feststellen, dass die kristalloblastisch-metasomatische Verformung mit der Hangögranit- und Pegmatitbildung im Zusammenhang steht. Es sind an einzelnen Stellen die alten Granodiorite mit ihren eigenen Migmatiten und den jüngeren basischen Gängen nach einer ersten Faltung und Deformation so intensiv von granitischen Lösungen durchtränkt worden, dass eine Rejuvenation, eine erhöhte Mobilität und Verformungsmöglichkeit entstand, die im ursprünglichen Wortsinne durchaus als *Palingenese*¹¹⁾ *in situ* der alten Gesteine bezeichnet werden darf, wobei nie daran gedacht wurde, dass die Gesamtmasse in einem gewissen Zeitmomente völlig verflüssigt war.

Eine andere Frage ist die nach der Bildung des die Granitisation erzeugenden Hangögranites und der Pegmatite. Hier gehen WEGMANN und KRANCK besondere Wege. Sie glauben, dass auch die grosse Hangögranitmasse nie eine geschmolzene Silikatmasse, also ein Magma, war, sondern eine von unten mit granitischen Lösungen durchtränkte Gebirgsmasse (Küstengranite dieses Gebietes), die infolge der Durchtränkung bewegungs-, d. h. intrusionsfähig wurde. Die Mikroklinggranite werden als das Resultat einer allmählichen Veränderung der alten Schiefer durch Eindringen granitischer Lösungen und durch Metasomatose gedeutet, und KRANCK prägte für solche durch allmählichen Stoffaustausch entstandenen Granite den Namen *Migmatitgranit*. Einschränkend wird jedoch betont, dass es unter den Mikroklinggraniten Südfinnlands auch echte Granite gibt, wie z. B. den grössten Teil des *Pernågranites*. Die *Migmatitgranit*bildung müsste nach KRANCK hauptsächlich in einem Austausch von Mg-Fe-reichen (teilweise Ca-) Gemengteilen gegen K-Feldspat und Quarz bestehen. „Was aber von den gewaltigen Mengen aufgelösten Materiales der femischen Komponenten, besonders Fe und Mg wird, ist eine Frage, die nicht ganz einfach zu beantworten ist“. Ein Teil soll in die Kontakthülle (*Cordierit-Biotit*bildung) abgewandert sein. Die *Migmatit*bildung wird im übrigen nicht als ein Wiederaufschmelzen in Zusammenhang mit Intrusionen von granitischen Magmen aufgefasst, „sondern als metasomatischer Prozess unter entscheidender Mitwirkung von allmählich eindringenden pegmatitischen Lösungen“.

Auf die Phase 8 folgte

9. letzte Pegmatitgeneration und Unakitisierung. Schon SEDERHOLM hatte auf zahlreiche Epidotvorkommnisse aufmerksam gemacht und KRANCK widmete dieser Erscheinung einen besonderen Abschnitt. Teils handelt es sich bei der Epidotbildung um eine ältere niedertemperierte Metamorphose, teils um das Produkt hydrothermalen Erscheinungen der späteren Pegmatitisierung.

Die Phasen 10: Abtragung, 11: Intrusion der Osnagranite, Quarzporphyre von Oestersunden, 12: Breccierung längs Klüften, 13: Tieferlegung der Topographie, Intrusion der Trappgänge, 14: Jüngere Breccierung, interessieren uns im Zusammenhang mit dem Problem der *Palingenese* nicht mehr.

¹¹⁾ Über den verschiedenen Begriff „*Palingenese*“ siehe Seite 70.

Barösunds fjärdgebiet B (J. J. SEDERHOLM). In diesem Gebiet sind in der ersten Gesteinsgruppe neben basischen Eruptivgesteinen (Metabasalte, auch viele Gänge von analogem Charakter wie im Pellingebiet) Leptite häufiger. Sie sollen vorwiegend aus tuffogenem Material hervorgegangen sein. Marmorisierte Kalksteinlager sind zwischengeschaltet. Gneisartige Granite (entsprechend Våtskär-Granodiorit) sind von Påvskär und Andö analysiert worden. Sie besitzen granodioritischen bis farsunditischen Chemismus und sind auch von „Lamprophyren“ begleitet. Die gneisartigen Granite sind migmatitbildend (besonders Merismite und Phlebite). Die Hangö-Ingågranite sind denen der Pellingeregion analog, besitzen viele Apophysen und Adern und erzeugen neben lit par lit-Injektion mannigfaltige andere Migmatite. Etwas jünger sind der Obbnäsgranit (adamellitisch) und der Bodomgranit. Es handelt sich um kleinere Stöcke mit begrenzter Migmatitkontaktzone. Auch sie enthalten Lamprophyre.

Die SEDERHOLMSche Arbeit über dieses Gebiet ist besonders wichtig durch die Beobachtungen, dass bereits ältere saure Intrusivgesteine stark migmatitbildend sein konnten, und durch die eingehende Darlegung der Verhältnisse, welche die „basischen Gänge“ darbieten. Ein Teil dieser wird als Lamprophyre oder Segregationen aus den älteren Eruptivgesteinen beschrieben, wobei aplitische Nachschübe jünger sein können. Andere basische Gänge sind Metabasaltgänge, die sich nach der ersten Granodioritbildung und vor dem Hangögranit bildeten. Ihre Geschichte hat im Siblofjärdgebiet (siehe oben) WEGMANN genauer erörtert. Die Zerstückelung und die spätere randlich mehr kristalloblastisch-metasomatische Verformung durch Materialien des Hangögranites hat, wie erwähnt, Veranlassung gegeben, die plagioklasreichen älteren Granite als palingenetisch verformt zu bezeichnen. In der Tat scheint teilweise Material der kalireichen Granitgeneration die Granodiorite und älteren Migmatite intensiv durchwoben zu haben (Anatexis in situ, Polymigmatite nach J. SEDERHOLM).

Aufschlussreich ist auch die Beschreibung der mit dem Hangögranit im Zusammenhang stehenden Migmatitbildung, wobei ptygmatische Pegmatitadern besonders reichlich auftreten. SEDERHOLM hat sie 1926 noch als nachträglich plastisch gefaltete Massen angesehen, die zur Hauptsache ursprünglich geradlinig verliefen. Heute sieht man in der Faltenform mehr eine Intrusivform und versteht auch besser den räumlichen oder zeitlichen Übergang in diffus verteilte Imprägnationen. Die Bezeichnung „Ichor“ für Gesteine durchdringende granitische Säfte (Konsistenz von wasserreichen Magmen bis wässerigen Lösungen) entstammt dieser Arbeit. Eine Bemerkung, dass Bildung basischer lamprophyrtartiger Gänge in engster Beziehung mit Migmatitbildung sein könne, findet sich gleichfalls darin vor. Granitische Lösungen, einem abyssalen Magma entstammend, haben die letzte grössere Anatexis erzeugt. Die aderartigen Bildungen sind nicht oder nur zum kleinen Teil Ausschwitzungen aus den migmatisierten Gesteinen selbst; es handelt sich also nach SEDERHOLM nicht um Venite, sondern um Arterite.

Orijärvigebiet O (P. ESKOLA). In diesem Gebiet sind erstmals in eingehender Weise Gesteine der ersten Gruppe chemisch untersucht worden, nämlich die Leptite, die teilweise als Amphibolite auftretenden Metabasite, die Kalksteine und Skarne. Die Amphibolite sind wie andernorts teils Para-, teils Orthogesteine. Die noch als Leptite zusammengefassten Gesteine sind teils

metamorphe Tone, metamorphe Tuffe oder Ergussgesteine. Weder Quarzite noch eigentliche Konglomerate wurden gefunden. Infrakrustale Amphibolite oder dioritisch-gabbroide Gesteine sind im Westteil häufig (Hornblendegabbro, c-gabbroid bis miharaitisch oder belugitisch; Hornblendite; Peridotite, hornblendeperidotitisch). Einzelne Leptite scheinen Quarzporphyre oder dazugehörige Tuffe zu sein, andere sind unzweifelhaft aus Tonen hervorgegangen. Auch vulkanische Agglomerate wurden gefunden. Besonders eingehend wurde die Kontaktzone des „Oligoklasgranites“ untersucht. Sie lässt sich auf wenige hundert Meter um den Eruptivgesteinsstock erkennen und bildet das typische Bild eines Kontakthofes mit etwas Pneumatolyse und Metasomatose, ohne grössere grobe Migmatitbildung. Andalusit, Cordierit, Anthophyllit, Sillimanit, Granat sind wichtige Mineralien. Biotit-Plagioklasgneise, Cummingtonit-Amphibolite leiten zu Skarnen und sulfidischen oder oxydischen Erzlagern über. Das wichtige Eruptivgestein, der farsunditische „Oligoklasgranit“ von Orijärvi, bildet einen grossen Lakkolithen. Er ist dem Alter nach mit den gneisartigen „Urgraniten“ zu parallelisieren. Jünger sind die migmatitbildenden aplitgranitischen Perniögranite, sie entsprechen wohl den Mattnäsgraniten von engadinitischem Chemismus. Pegmatitgänge sind häufig.

Schärengebiet Korpo-Nagu N (H. HAUSEN). In diesem Gebiet werden die Gesteinsgruppen 1 und 3 durch drei (wohl in der Tiefe zusammenhängende) Plutonmassivzüge eines Kaligrobgranites vom Perniötypus dreigeteilt. Zur Gruppe 1 gehören Glimmergneise mit Granat oder (und) Cordierit bzw. Sillimanit. Es sind zur Hauptsache Plagioklasgneise. Die Bezeichnung Kinzigite für granatführende Varietäten dieser Alumosilikatgesteine ist schon von WEGMANN gebraucht worden. Die Gesteine wechsellagern mit Hornblendegneisen und Hornblendeschiefen sowie Amphiboliten (z. B. Diopsidamphiboliten). Zerstreut kommen wieder Marmore und Skarngesteine vor (z. T. mit Skapolith). Gneisartige Granodiorite sind auch hier älteste saure Eruptivgesteine (primorogen). Bemerkenswert sind (quantitativ zurücktretende) pyroxenführende dioritisch-charnockitische Gesteine, wie sie aus einem anderen Gebiet vor kurzem K. PARRAS¹²⁾ beschrieben hat. Sie treten hier mehr plattenförmig auf. Noch seltener sind Pyroxenite, Hornblendite, Peridotite.

In hervorragendem Masse migmatitbildend sind die serorogenen Granite und Pegmatite des Kaligrobgranites (Mattnäsgranit). Die porphyrischen, deutlich intrusiven Kaligrobgranite von Korpo-Nagu sind homogene, saubere Granitgesteine; sie sind deutlich intrusiv, klar umgrenzt, gehen jedoch nach Osten in den schlierigen Pargasgranit über. Ihr Chemismus ist engadinitisch, während der Pargasgranit mehr rapakivitisches bis aplitgranitisches zu sein scheint. Bei der Migmatitbildung lässt sich erkennen, dass die ultrabasischen Eruptivgesteine und Kalksteine relativ resistent sind. Agmatite (Merismite) und Phlebite sind gegenüber den Glimmergneisen anzutreffen. Auch ältere Granodiorite und Diorite werden in Schollen aufgelöst.

Alö-Kyrklandetgebiet K (Pargas-Parainen) (AD. A. T. METZGER). Die superkrustale Serie 1 wird gegliedert in Kinzigitgneise, Leptite, Diopsidamphibolite, Plagioklasgneise, Grossularidiopsidfelse, Marmore. Bemerkenswert

¹²⁾ K. PARRAS, Das Gebiet der Pyroxen führenden Gesteine im westlichen Uusimaa in Südfinnland. Geologische Rundschau 32 (1941), (Finnlandheft).

ist die eingehende chemische Untersuchung und die vergleichende Betrachtung dieses Gesteinsuntergrundes. Die sogenannten Kinzigitgneise sind typische Kata-Alumosilikatgesteine, hervorgegangen aus Tonen oder schwach mergeligen bis sandigen Gesteinen. Die Struktur ist eine ausgesprochen kristalloblastische Hornfelsstruktur ohne Sinterung und Umschmelzung, wenn von den ausgesprochenen Migmatitarealen abgesehen wird, die mikroskopisch weniger durchforscht wurden.

Wie in den Paragesteinen der Alpen tritt oft als neues Mineral Mikroklin bei stärkerer magmatischer Stoffzufuhr auf; sonst beherrscht Plagioklas die Feldspatzusammensetzung. Hier zeigt sich nun auf Grund der Analysen und Beschreibungen sehr schön, dass ursprünglich tonige Sedimente unter den früher kurzweg Leptit genannten Gesteinen weitaus vorherrschen können. Was an granoblastischen, alkalireicheren und helleren Leptiten übrig bleibt, scheint tuffogenen Charakter zu besitzen. Mehr als in anderen Gebieten sind hier metamorphe kalkreichere Gesteine vertreten von ursprünglich mergeligem bis karbonatischem Charakter, so dass die ganze Sedimentserie zur Geltung kommt. Analysen sind in den nachfolgenden Tabellen zusammengestellt.

METZGER hat auch eingehend den Chemismus der Para- und Ortho-Amphibolite diskutiert. Die primorogenen Intrusivgesteine liegen als Pyroxendiorite und Granodiorite vor. Der Chemismus ist vorwiegend gabbrodioritisch, kdioritisch bis quarzdioritisch. Zum Teil sind diese Gesteine durch spätere Kaliumzufuhr etwas chemisch verändert (granodioritische Ausbildung).

Migmatitbildend ist wieder der serogene Pargasgranit. Er ist auch für die Kaliumzufuhr verantwortlich.

Kalantigebiet K1 (A. HIETANEN). In der Gesteinsgruppe 1 zeigen weitverbreitete metamorphe Aluminiumsilikatgesteine gut erhaltene Schichtung. Sehr viele Analysen von Cordierit und Granatgneisen stammen von hier. Biotitplagioklasgneise und Amphibolite fehlen nicht. Besonders interessant ist, dass in diesem Gebiet Trondhjemite migmatitbildend sind. Es handelt sich um eine vollständige Differentiationsserie von Intrusivgesteinen von Hornblenditen, Gabbros, Dioriten zu Trondhjemiten und Trondhjemitpegmatiten. Der Kontakt mit den älteren Komplexen ist bis auf wenige Ausnahmen konkordant. Phlebite als Migmatite (Injektionsgesteine, Adergneise) treten auf. Die hellen Adern haben unabhängig vom Wirtgestein trondhjemitaplitischen bis pegmatitischen Charakter. Sie sind Exophlebite ohne wesentliche Stoffbeeinflussung.

Eine jüngere phlebitische Migmatitbildung ist an granitische Gänge gebunden (Mikroklin, Quarz, Plagioklas, etwas Glimmer, Turmalin). Diese Pegmatite haben dem Nebengestein etwas Material entnommen und können dann Granat oder Cordierit führen. Aber auch hier ist die Zusammensetzung im grossen konstant, unabhängig vom Wirtgestein. Obschon keine Granitstöcke aufgeschlossen sind, können die Pegmatite mehr als 50 % des Felsgrundes ausmachen. Diese granitischen Pegmatite haben auch die Trondhjemite injiziert. In ihnen und den Alumosilikatgesteinen treten pneumatolytische Kaliumfeldspäte auf. Die schwache Mikroklinführung dieser Gesteine ist daher eine regionale pneumatolytisch-metasomatische Erscheinung. Kaliumfeldspat und mikroklinreiche Pegmatite sind nicht anatektisch aus den Gesteinen mobilisiert, sondern von aussen zugeführt worden. In den Trondhjemiten sind basische Fetzen vorhanden, die teilweise resorbierte Schollen sein können. Aber auch

die Trondhjemite sind nicht in situ entstanden, sondern intrusiv magmatisch und das saure Endglied einer Differentiationsserie. Rapakiwigranite bilden Agmatite. Teilweise wird etwas Trondhjemit assimiliert. Am Rande treten Gänge auf.

Ålands-Inseln A (J. J. SEDERHOLM). Die Gesteinsgruppe wird in ältere Kumlinge- und jüngere Enklingschiefer geteilt. Sie enthalten metamorphe Sedimente und vulkanische Gesteine. In den Kumlingeschiefern sind Glimmergneise bis Glimmerschiefer und Quarzite mit marmorisierten Kalksteinen wechsellagernd. Schöne Pillowlaven treten auf, sowie allgemein Gesteine von basaltischem bis andesitischem Charakter. Gewöhnliche Leptite fehlen. Das Intrusionsalter der „gneisigen Granite“ scheint zwischen Kumlinge- und Enklingschiefern zu liegen, da Konglomerate der letzteren Gneisgerölle enthalten. Diese gneisigen Granite besitzen farsunditischen, leukoquarzdioritischen bis engadinitischen Chemismus und sind etwas agmatitbildend. Lamprophyrtartige Gänge sind weitverbreitet, z. T. zeigen derartige Gänge „Gangdifferentiation“. Die Enklingschiefer bestehen wieder aus glimmerreichen Gesteinen, daneben aus metamorphen Laven (auch Pillowlaven) und Konglomeraten mit Gneisgranitgeröllen. Jüngere Granite (Storklyndan, Kumlinge) von teilweise aplitgranitischem Chemismus sind stark migmatitbildend, besonders Merismite (Agmatite) treten auf. Gänge (auch Lamprophyre) sind verbreitet. Die analysierten dunkeln Partien der Migmatite zeigen jedoch geringe stoffliche Beeinflussung. Noch jünger und gleichfalls agmatitbildend sind die Lemlandgranite und Ävagrane von bereits rapakiwitischem Chemismus. Auch sie sind von schönen Lamprophyren begleitet.

Postarchaisch sind ossipitische und anorthositische Gesteine und Rapakiwigranite von rapakiwitischem bis engadinitischem Chemismus. Adern dieser Granite durchsetzen ältere Migmatite.

Diese Teiluntersuchungen lassen erkennen, dass die ältesten aufgeschlossenen, ursprünglich vorwiegend suprakrustalen Gesteine im Mittel die gleiche Zusammensetzung haben wie das vorgranitische Altkristallin der alpinen Zentralmassive. Neben Gesteinen, die alpin als Para- und Orthoamphibolite vorliegen, sind ursprünglich tonige bis sandige oder seltene tuffogene Materialien weitverbreitet. Es war vor diesen Untersuchungen nicht ausgeschlossen, dass arkoseartigen Gesteinen und Quarzporphyren am Aufbau der südfinnischen praekambrischen Formationen eine sehr grosse Rolle zukommt. Nun ist überzeugend dargetan worden, dass das Substrat der Migmatite, das Kyriosom, im wesentlichen die übliche Zusammensetzung älterer Grundgebirgsgesteine hat, d. h. es wechsellagern besonders tonerereiche und CaO- und alkaliarme Partien mit c-reicheren, gleichfalls relativ alkaliarmen Lagen. Es lässt sich wohl für jedes der analysierten Gesteine dieser Formation ein chemisch analoges Gestein aus den Zentralmassiven aufzeigen. Damit bei uns zukünftig derartige Vergleiche durchführbar sind, sollen die Molekularwerte in den Tabellen 1 bis 5 zusammengestellt werden.

Tabelle 1. *Metamorphe tonig-sandige bis eisenschüssige Gesteine S-SW-Finnlands*

si	al	fm	c	alk	k	mg	Gruppe	
109	25	73	1,5	0,5	0,0	0,55	VII	O. Anthophyllit-Cordieritgestein, Träskböle, Perniö, Orijärvi
373	31	48,5	11,5	9	0,70	0,31	VII	O. Phyllit, Hyyppiämäki, Kisko
208	31,5	53,5	5,5	9,5	0,44	0,59	VII	Kl. Cordierit-Biotit-Oligoklasgneis, Vellua, Kalanti
147	30,5	48	12	9,5	0,64	0,49	VII	Kl. Cordierit-Biotit-Labradoritgneis, Vellua, Kalanti
178	30,5	53,5	4,5	11,5	0,41	0,46	VII	O. Cordierit-Anthophyllitgneis, Tarklahti, Orijärvi
323	33	46	8	13	0,47	0,60	VII	O. Plagioklasgneis, Ilijärvi, Kisko
191	38,5	45,5	2,5	13,5	0,47	0,42	VII	Kl. Sillimanit-Cordierit-Biotitgneis, Paulähde, Kalanti
226	35,5	45,5	5	14	0,52	0,35	VII	Granatführender Cordierit-Biotitgneis, Kullanperä, Lappi
199	35,5	35,5	13	16	0,42	0,36	II	O. Cordieritleptit, Syväkorpi, Kisko
245	38,5	38	7	16,5	0,34	0,41	VII	Kinzigit, Samnatti
231	38	38	6,5	17,5	0,38	0,40	VII	Kl. Muskowitführender Cordierit-Biotitgneis, Kuantaka, Kalanti
315	36	37	8	19	0,32	0,43	II	Kl. Cordierit-Granat-Biotitgneis, Petho, Kalanti
407	36	29	14,5	20,5	0,30	0,40	II	A. Glimmerschiefer (Kumlinge schist), Kumlinge, Åland
483	55,5	15	9	20,5	0,70	0,20	VIII	Psammitgneis, Mauri, Suodenniemi
262	41	32,5	6	20,5	0,62	0,39	VII	Zweiglimmergneis, hellere Schicht, Ajonokka, Messukylä
356	38	33,5	8	20,5	0,19	0,31	II	K. Biotitführender Granatgneis, Stoss Nyman, Limberg
195	45,5	28,5	5	21	0,64	0,44	VII	Zweiglimmergneis, dunklere Schicht, Ajonokka, Messukylä
346	37,5	32,5	8,5	21,5	0,30	0,40	II	Kl. Sillimanitführender Biotit-Plagioklasgneis, Lathi, Kalanti
233	37,5	35	5,5	22	0,40	0,44	II	Kl. Sillimanit-Granat-Cordierit-Biotitgneis, Häähjärvi, Kalanti
293	33,5	36	7	23,5	0,24	0,30	I	K. Granat-Biotitgneis, Limberg, Gruvbacka
264	42,5	26	8	23,5	0,65	0,41	I	K. Cordierit-Granat-Biotitgneis, Parsby
313	38,5	27	7,5	27	0,40	0,34	I	Kl. Biotitgneis, Männäinen, Kalanti
357	42	25,5	5	27,5	0,42	0,42	I	Kl. Sillimanitführender Cordieritgneis, Vellua, Kalanti
463	44	26	2	28	0,61	0,48	VII	Cordieritgneis (Leptit), Lohia

Die Tabelle 1 enthält vorwiegend metamorphe Alumosilikatgesteine (Gruppe VII), übergehend in Alkali-Alumosilikatgesteine (Gruppe II bis I). Tabelle 2 macht mit dem Chemismus sogenannter Leptite vertraut, gehörig

zu den Gruppen I (Alkali-Alumosilikatgesteine), III (Alkali-Kalkalumosilikatgesteine) und VIII (SiO₂-Gesteine). Besonders diejenigen der Gruppe I werden als Orthogesteine zu bezeichnen sein.

Tabelle 2 *Helle Leptite* (± magmatisch)

si	al	fm	c	alk	k	mg	Gruppe	
224	32,5	28,5	22,5	16,5	0,27	0,36	III	P. Hornblende-Plagioklasleptit (Metandesit) Måsholm, Pellinge
306	35	24	21,5	19,5	0,22	0,33	III	O. Hornblende-Oligoklasleptit, Vetjo, Orijärvi, Kisko
346	37,5	26,5	16,5	19,5	0,37	0,48	III	A. Arkoseschiefer, Bockholm, Kumlinge, Åland
426	41	27,5	5	26,5	0,47	0,42	I	O. Glimmerleptit (Liparit) blastoporphyrisch, Lapinkylä, Kisko
309	41	16	15,5	27,5	0,42	0,52	I	K. Hornblende-Biotit-Leptit, Samfälligheten
652	49,5	6	14,5	30	0,68	0,31	VIII	A. Quarzit (Kumlinge schist), Kumlinge, Åland
556	50	13	5	32	0,64	0,37	VIII	O. Glimmerleptit, Aijala, Kisko
315	43	15	9,5	32,5	0,66	0,26	I	Leptit („Orthoklasporphyrit“), Varvnejärvi, Teisko
447	45,5	16	3,5	35	0,58	0,33	I	Leptitgneis, Ollisaari, Lohia
520	48	8	3	41	0,33	—	I	O. Leptit, Liipola, Kisko
517	44	11,5	3	41,5	0,57	0,20	I	A. Quarzporphyr, Blåklobben, Eckerö, Åland

Tabelle 3a *Amphibolite, vorwiegend sedimentären Ursprungs*

si	al	fm	c	alk	k	mg	Gruppe	
85	16	46	35,5	2,5	1,0?	0,16	IV	Hornblendefels bis Amphibolit, Ybbersnäs, Ålö
86	21,5	43,5	31,5	3,5	0,51	0,16	IV	K. Amphibolit, Storgård
113	20,5	35,5	39,5	4,5	0,42	0,48	IV	O. Diopsidamphibolit, Vetjo, Orijärvi
119	11	53	29,5	6,5	0,00	0,38	V	K. Diopsidamphibolit, Bucht von Sysilax
110	20,5	41,5	31,5	6,5	0,10	0,61	IV	Glimmeramphibolit, Bläsnäs, Ålö
103	17,5	45,5	29	8	0,19	0,54	VI	K. Diopsidamphibolit, Storgård
104	16	46,5	28	9,5	0,12	0,59	VI	K. Diopsidamphibolit, Lagergang im Marmor, Skräbböle
129	24	26,5	40	9,5	0,35	0,47	IX	Amphibolit, Hyvilempi

Unter dem Sammelbegriff „Amphibolite“ sind in Tabelle 3a und 3b Analysen von Para- und Orthogesteinen der Gruppen IV (Kalk-Alumosilikatgesteine), seltener VI, III und IX vereinigt. Mergeliger bis dioritisch-gabbroider Ausgangschemismus müssen angenommen werden. Die Tabelle 4 umfasst ur-

Tabelle 3b *Amphibolite etc., vorwiegend eruptiv*

si	al	fm	c	alk	k	mg	Gruppe	
113	19,5	52,5	23	5	0,14	0,63	IV	P. Uralitporphyrit, Båtviken, Stor Pellinge
112	21	46	27,5	5,5	0,02	0,54	IV	Oligoklasamphibolit, Levo, Ålö
118	23,5	42,5	28,5	5,5	0,09	0,42	IV	Diopsidamphibolit in Marmor, Norrgård
131	26	44,5	23,5	6	0,15	0,41	IV	O. Amphibolit, Liipola, Kisko
115	20,5	52,5	20,5	6,5	0,08	0,64	IV	O. Cummingtonitführender Amphibolit Orijärvi-See
115	22	47,5	24	6,5	0,20	0,59	IV	Glimmeramphibolit, Pjukala, Ålö
112	21,5	46	25	7,5	0,11	0,58	IV	O. Uralitamphibolit, Riilahden Sorro, Kisko
131	25,5	36,5	30	8	0,06	0,60	IV	O. Amphibolit, Orijärvi-See
114	22,5	46	23,5	8	0,16	0,49	IV	B. Metabasalt, Påvskärs, Westgrund
112	23	46,5	22,5	8	0,26	0,51	IV	B. Metabasalt, Påvskärs, Westgrund
124	26	37	28	9	0,18	0,57	IV	P. Plagioklasporphyrit, Öster Rysskär, Pernå
104	21,5	42	27	9,5	0,37	0,61	IV	O. Mandelsteinamphibolit, Valvinokka, Kisko
152	21,5	48,5	20,5	9,5	0,29	0,30	IV	A. Metabasalt, Smörklippan, Kumlinge, Åland (Enklinge Serie)
125	32,5	37,5	19,5	10,5	0,12	0,49	IV	A. Metabasalt, Enklinge, Kumlinge, Åland (Enklinge Serie)
140	24,5	45	18,5	12	0,22	0,39	IV	Amphibolit, Lammala, Westanfjärd
146	34	28,5	24,5	13	0,21	0,40	IV	P. Meta-Andesit, Ägghällan, Pernå
310	27,5	40	19	13,5	0,20	0,38	IV	A. Andesitische Pillow Lava (Enklinge Serie), Kumlinge, Åland
186	28	33,5	23	15,5	0,23	0,60	III	„Plagioklasporphyrit“, Ylivieska, Ostbothnien

Tabelle 4

Metamorphe karbonatführende Sedimente (ohne Amphibolite)

si	al	fm	c	alk	k	mg	Gruppe	
164	25,5	22,5	35	17	0,60	0,54	VI	Plagioklas-Augitgneis, Ersby, Parainen
77	14	24	62	0,0	—	0,10	IX	K. Grossular-Diopsidfels, Skräbböle
25,5	4,5	10,5	84	1	0,59	0,98	X	K. Silikatreicher Marmor, Limberg
12,5	2	5,5	92	0,5	0,70	0,86	X	K. Silikatführender Marmor, Skräbböle
4,9	1	6,4	92,5	0,1	0,41	0,71	X	K. Fluorithaltiger Marmor, Skräbböle
1,3	0,8	1,9	97,2	0,1	0,50	0,89	X	K. Marmor, Limberg
0,8	0,5	48	51,5	0,0	—	0,75	X	K. Ankerit-Dolomitmarmor, Skräbböle
0,7	0,6	44,2	55,2	0,0	—	0,72	X	K. Ankerit-Dolomitmarmor, Limberg

Tabelle 5

Ältere Eruptivgesteine

si	al	fm	c	alk	k	mg	Gruppe	
34	0,5	98	1	0,5	0,13	0,39	V	Ilmenit-Magnetitperidotit, Susimäki, Vampula (erzperidotitisch)
77	8,5	72,5	18,5	0,5	0,20	0,72	V	O. Olivinhornblendit (Peridotit), Pyhälampi, Suomusjärvi (hornblendeperidotitisch)
114	22	45,5	27,5	5	0,13	0,64	IV	Gabbro, Arvola, Hyvinkää (miharaitisch)
114	25	47	22	6	0,26	0,53	IV	P. Gabbro, Stadslandet, Pernå (c-gabbroid)
121	23	44,5	26	6,5	0,22	0,62	IV	O. Hornblendegabbro, Sepänlampi, Kisko (c-gabbroid-miharaitisch)
146	26,5	50	16,5	7	0,61	0,46	IV	K. Pyroxendiorit, Tennäs (fm-gabbroid)
134	32	30	29	9	0,29	0,36	IV	O. Hornblendegabbro, Mäkijärvi, Kisko (belugitisch)
140	23,5	45	21,5	10	0,09	0,46	IV	K. Pyroxendiorit, Kalkholmen (normalgabbrodioritisch)
154	27	39	22,5	11,5	0,39	0,52	IV	Quarzdiorit, Tvärminne, E. Hangö (tonalitisch bis sommaidiorit.)
125	30	28	30	12	0,08	0,45	IV	Hornblende-Ilmenitgabbro, Susimäki, Vampula (belugitisch)
195	33	36,5	16,5	14	0,39	0,46	IV	K. Pyroxengranodiorit, Vannais (tonalitisch)
255	34	25,5	21,5	19	0,33	0,40	III	P. Biotit-Hornblendegranodiorit, Söderskatan, Sundarö, Pernå (quarzdioritisch bis farsunditisch)
188	37,5	24,5	16	22	0,20	0,52	II/III	K. Pyroxengranodiorit, Birsala, Strandby (berechnet)
196	38,5	26,5	13	22	0,29	0,38	II	K. Pyroxengranodiorit, Tennäs (farsunditisch)
221	42	17,5	17,5	23	0,27	0,47	III	Pyroxengranodiorit, Mannoinen, KaksERTA (farsunditisch)
348	39	26,5	11,5	23	0,20	0,32	I	O. Oligoklasgranit (Randfazies), Orijärvi (farsunditisch)
334	40,5	17	19,5	23	0,26	0,40	III	B. Gneis-Granit, Påvskär, Ingå (farsunditisch)
356	40,5	20,5	16	23	0,58	0,28	I/III	B. Gneis-Granit, Ändö, Ingå (granodioritisch)
333	37,5	21,5	17,5	23,5	0,14	0,48	III	O. Oligoklasgranit (Randfazies), Orijärvi (farsunditisch)
343	38	23,5	15	23,5	0,29	0,27	I	O. Oligoklasgranit, Orijärvi (farsunditisch)
289	38,5	21	15,5	25	0,34	0,39	I	P. Gneisiger Granodiorit, Våtskär, Pernå (granodioritisch)
434	42,5	11,5	19	27	0,14	0,25	III	A. Granit, Bockholm, Kumlinge, Åland (farsunditisch)

sprünglich karbonatreiche metamorphe Sedimente der Gruppe IX (Kalksilikatgesteine) und X (Marmore). Ältere Eruptivgesteine (Tabelle 5) gehören vorwiegend zu den Gruppen V (femische Silikatgesteine), IV (Kalk-Alumosilikatgesteine), seltener I, II, III (Alkali-Kalkalumosilikatgesteine bis Alkali-Alumosilikatgesteine).

Die Buchstaben A, B, N, O, K, Kl verweisen auf die zur Diskussion stehenden Hauptgebiete und sollen das Auffinden der zu den Molekularwerten gehörigen Analysen erleichtern.

Sowohl die praeorogene Sedimentbildung wie die Förderung basischer bis intermediärer Magmen erfolgten somit in den prae-kambrischen Svekofenniden nach analogen Gesetzen wie in den herzynischen Gebirgen der Alpen.

Wie in den alpinen Zentralmassiven kommen zu den genannten Gesteinen auch in den Svekofenniden grosse Mengen von quarzführenden Gesteinen mit i. w. S. magmatischer Struktur hinzu. Für einen Grossteil dieser Gesteine wird von allen Beobachtern magmatisch intrusiver Charakter angenommen. Im Gebiet zwischen Helsinki und Onas beschrieben jedoch WEGMANN und KRANCK den Hangögranit als metasomatisch veränderte Gebirgsmasse, die nur infolge der Durchtränkung mit Lösungen „intrusiv“ und granitähnlich wurde. Die begleitenden Pegmatite werden von den beiden Autoren als Bildungen der gleichen Prozesse in mehr offenen Klüften angesehen, so etwa wie das neuerdings H. RAMBERG¹³⁾ annahm. Die Bezeichnung Migmatitgranit für den Hangögranit ist auch von anderen Autoren gebraucht worden, jedoch nicht mit einer so klaren Definition, wie sie KRANCK gegeben hat. Darauf wird zurückzukommen sein. DUNN¹⁴⁾ hat allgemein Gesteine, die ihren neuen Mineralbestand infolge Durchtränkung mit emporsteigenden heissen Lösungen oder Dämpfen erhalten haben, *Diabrochite* genannt und von einer *Diabrochomorphose* gesprochen. Migmatit oder Migmagranit nach KRANCK und WEGMANN wären somit *Diabrochite* nach DUNN.

Wir wollen, da diese jüngeren „Granite“ (Küstengranite usw.) mit Hauptmigmatiten vergesellschaftet sind, kurzweg von „Graniten der Migmatite“ sprechen (siehe Tabelle 6). Chemisch fällt auf, dass diese weitverbreiteten Gesteine durchwegs sehr ähnliche Zusammensetzung besitzen und chemisch salischen Magmentypen der Gruppe I (Alkali-Alumosilikatgesteine) zugeordnet werden können. k ist re-

¹³⁾ H. RAMBERG, The thermodynamic of the earth crust. I. N. g. Tidsskrift. 24. (1944) und weitere Arbeiten.

¹⁴⁾ J. A. DUNN, Granite and magmatism and metamorphism. Economic Geology XXXVII (1942), 231—238.

Tabelle 6 *Granite der Migmatite und \pm durchbrechende Granite*

si	al	fm	c	alk	k	mg	Gruppe	
381	44,5	15,5	9	31	0,63	0,33	I	Hangögranit, Skarvkyrkan, Ekenäs
422	46,5	11	7,5	35	0,61	0,28	I	P. Hangögranit, etwas nebulitisch, Drottningberget, Hangö
435	46	9,5	7	37,5	0,45	0,22	I	B. Hangö-Ingå-Granit, Senviken, Ingå
431	47,5	8,5	6	38	0,64	0,29	I	O. Perniögranit, Sillanpää, Kisko
390	46,5	11,5	6	36	0,67	0,29	I	N. Mattnäsgranit, Mattnäs
358	40,5	22,5	5,5	31,5	0,61	0,24	I	K. Pargasgranit (grau), Pajback
387	50	6	5,5	38,5	0,71	0,43	I	K. Pargasgranit (rötlich), Pajback
413	41,5	26	5,5	27	0,45	0,27	I	K. Granit, Storgård, Ålö
324	48	16	4	32	0,49	0,49	I	K. Granit
304	44	12	10	34	0,48	0,45	I	K. Granit, Nulto, westl. Ålö
440	51	3	7,5	38,5	0,68	0,50	I	K. Granit, Seivis, Ålö
430	49	8,5	2,5	40	0,56	0,49	I	K. Granit, Håggais, Ålö
418	48	7	4	41	0,57	0,48	I	K. Granit, Håggais, Ålö
511	47	8,5	2,5	42	0,53	0,26	I	K. Granit, Simonby, Ålö
428	42	12	19	27	0,14	0,23	III	A. Granit, Bockholm, Kumlinge, Åland
426	47	9	7,5	36,5	0,48	0,08	I	A. Granit, Kumlinge, Åland
363	41	18	8	33	0,57	0,43	I	A. Granit, Nyhamn, Lemland, Åland
385	41,5	16	10,5	32	0,50	0,32	I	A. Granit, Åva, Brändö, Åland
376	40,5	15,5	7,5	36,5	0,56	0,08	I	Granit, Helsinki, Taivassalo
388	42,5	15	7	35,5	0,53	0,27	I	Granit, Kuuskorpi, Mietoinen
434	43,5	13	6,5	37	0,59	0,05	I	Granit, Uhlu, Vehmaa
357	42	18	5	35	0,52	0,22	I	P. Onasgranit, Onas
306	38,5	21,5	14	26	0,64	0,23	I	B. Obbnäsgranit, Obbnäs, Gård } ältere Granite
421	40,5	19	14	26,5	0,39	0,25	I	P. Granit, Öster Rysskär, Pernå } Granite
330	43	18	12	27	0,44	0,45	I	P. Hornblende-Biotitgranodiorit, Wester Rysskär, Pernå
434	44	13	4,5	38,5	0,50	0,19	I	A. Gneisiger Granit, Skeppsvik, Eckerö, Åland
Durchbrechende :								
368	46,5	13,5	12	28	0,47	0,25	I	Roter Granit, Melttusvirta, Kaavi
368	47	10,5	7,5	35	0,60	0,42	I	Roter Granit, Aavasaksa, Ylitornio
372	45,5	14,5	8	32	0,52	0,32	I	Granit, Marrasjärvi, Rovaniemi
470	45	8,5	5,5	41	0,63	0,35	I	Granit, Valkeajärvenvaara, Ylitornio

Es sind: engadinitisch si 381, 422, 390, 376, 388, 434, 368; aplitgranitisch si 435, 431, 387, 440, 430, 418, 511, 426, 470; rapakiwitisch si 358, 324, 363, 385, 357, 306, 368, 372; tasnagranitisch si 413; granosyenitisch si 304; farsunditisch bis leukoquarzdioritisch si 428; gegen adamellitisch bis granodioritisch si 421, 330.

lativ hoch. Daneben gibt es die von gabbroid zu trondhjemitisch variierenden Gesteine der Kalantiregion (Tabelle 7) und die wieder mit Tabelle 6 sehr verwandten, noch jüngeren sogenannten Rapakiwigesteine (Tabelle 8). Zur Vervollständigung enthalten die Ta-

Tabelle 7 *Trondhjemit* (Kl.)

si	al	fm	c	alk	k	mg	Gruppe	
78	16,5	55,5	24,5	3,5	0,17	0,60	IV	Hornblendit, Ruonanperä, Kalanti
93,5	17,5	48	30	4,5	0,19	0,57	IV	Biotitführender Hornblendegabbro, Tynki, Kalanti
163	26,5	40	20	13,5	0,28	0,55	IV	Biotit-Hornblendediorit, Orivo, Kalanti
170	28,5	38	20,5	13	0,25	0,53	IV	Quarz-Biotit-Hornblendediorit, Ruonanperä, Kalanti
227	35	25	21	19	0,13	0,56	III	Hornblendetrondhjemit, Sundholm, Uusikaupunki
241	34	29	16,5	20,5	0,22	0,49	III	Hornblendeführender Trondhjemit, Sundholm, Uusikaupunki
286	39,5	24,5	13,5	22,5	0,25	0,35	I/II	Biotittrondhjemit, Ketteli, Pyhämaa
310	39,5	16	13	31,5	0,21	0,37	I	Biotit-Pyroxentrondhjemit, Putsaari, Uusikaupunki
317	41,5	18	11	29,5	0,20	0,32	I	Biotit-Pyroxentrondhjemit, Haidus, Uusikaupunki
320	43,5	14,5	16	26	0,15	0,39	I/III	Biotittrondhjemit, Lepäinen, Uusikaupunki
330	44,5	13	12	30,5	0,24	0,34	I	Biotittrondhjemit, Isokorola, Lokalhti
334	43	14,5	15	27,5	0,14	0,36	I	Biotittrondhjemit, Kuntikari, Uusikaupunki
350	43,5	13,5	11,5	31,5	0,19	0,29	I	Biotittrondhjemit, Suurikkala, Kalanti
354	44,5	13	11,5	31	0,22	0,33	I	Biotittrondhjemit, Iso Heinäinen, Uusikaupunki
358	46	10,5	11,5	32	0,18	0,27	I	Trondhjemitaplit, Maurunmaa, Kalanti
360	46	9,5	12,5	32	0,15	0,29	I	Trondhjemit, Elkkyinen, Kalanti
390	46	9,5	10,5	34	0,17	0,23	I	Tropfenquarz-Trondhjemit, Hiujärvi, Kalanti
223	44,5	9,5	15	31	0,19	0,31	I	Trondhjemitpegmatit, Maurunmaa, Kalanti

Es sind: leukoquarzdioritisch si 310, 317, 320, 330, 334, 350, 354, 358; trondhjemitisch si 360, 390; farsunditisch si 286; quarzdioritisch si 241; leukopeléitisch si 227.

bellen 9 Analysen von eigentlichen Migmatiten und 10 von Gesteinen, die Lamprophyre genannt wurden.

Bemerkenswert ist, worauf ESKOLA mehrfach hingewiesen hat, dass in den Svekofenniden die quarzdioritischen bis granodioritischen „Intrusiv“gesteine durchwegs älter sind als die granitischen, leukogranitischen bis trondhjemitischen. Er hat dies als normale Differentiationsfolge gedeutet. In dieser Hinsicht verhalten sich nicht alle alpinen Zentralmassive gleich. Im Gotthardmassiv sind die früh- bis synorogenen, sogenannten Streifengneise von engadinitischem Chemismus, die spät- bis postorogenen Intrusivgesteine yosemitgra-

nitisch, granodioritisch, quarzdioritisch und nur selten engadinit-granitisch bis aplitisch. Allerdings gilt auch hier, dass innerhalb der letztgenannten Gruppe die alkalireichen saureren Gesteine im allgemeinen als letzte Glieder auftreten. Im Aarmassiv ist (wie in den Svekofenniden) der jüngere Hauptgranit vorwiegend engadinit-granitisch, die älteren Gesteine sind dioritisch, quarzdioritisch, aber auch monzonitisch und syenitisch. Es scheint jedoch, dass, wie im Gotthardmassiv, auch noch eine ältere Vergneisung und Chorismitbildung vorhanden ist, verbunden mit Emporstieg saurer Magmen vor den dioritisch-syenitisch-monzonitischen.

Beiden Gebieten gemeinsam ist, dass, im Grossen gesehen, die ausgesprochen salischen Magmen zu stärkerer Migmatitbildung, insbesondere phlebitischer Art, neigen als die grano- bis quarzdioritischen. So ist im gotthardmassivischen Streifengneisgebiet eine Migmatitbildung mit völlig analogen Strukturbildern wie in den Svekofenniden beobachtet worden. Treten in den Zentralmassiven trondhjemitische Gesteine nur lokal auf, so bilden sie im finnischen Kalantigebiet einen grösseren Intrusivstock mit deutlich interner Differentiation (Tabelle 7) und mit phlebitischer Migmatitbildung. Die alpine Gebirgsbildung und anschliessende Erosion hat in den Zentralmassiven die Gesteinskomplexe weit tiefergreifend aufgeschlossen, als dies normalerweise in den Svekofenniden der Fall ist. Dadurch wird in den Zentralalpen ersichtlich, dass zum mindesten die jüngere Migmatitbildung ein blosses Randphänomen zwischen granitischen Gesteinen und älterem Substrat (z. T. auch ältere Eruptivgesteine) darstellt („reaction rim“ im Grossen). Dies ist in Südfinnland nicht mit entsprechender Deutlichkeit erkennbar, doch haben alle Beobachter immer wieder darauf hingewiesen, dass das, was wir chymogenen Anteil der Migmatite nennen möchten, in relativ homogene, grosse Volumina erfüllende „granitische“ Gesteine übergeht. SEDERHOLM selbst hat mehrfach betont, wie in den kontaktferneren Graniten keine Spur vom Substrat der Migmatite bemerkbar ist, während in dachnäheren Teilen undeutliche Spuren desselben gneisartigen Charakter erzeugen könne.

Die analytisch-chemische Erforschung hat, soweit sie durchgeführt wurde, gezeigt, dass sich, abgesehen vom eigentlichen Aufschmelzungsgebiet, der Stoffaustausch zwischen erster und zweiter Gesteinsgruppe in relativ engen Grenzen bewegt. Wo Migmatite analysiert wurden, lassen sich einzelne Bestandsmassen stets noch den ursprünglichen Substratgesteinen zuordnen, die „hellen“ Partien weisen andererseits nur geringfügige Änderungen gegenüber den

Tabelle 8

Rapakiwigranite

si	al	fm	c	alk	k	mg	Gruppe	
261	36	26,5	15,5	22	0,51	0,09	II	Rapakiwi-Quarz-Monzonitporphyr, Taalikkala-Haapajärvi
296	35	26	14	25	0,50	0,07	I	Lapeegranit, Kiviharju, Lappeenranta
271	37	25,5	12,5	25	0,56	0,16	I	Tirilil, Lappeenranta
292	38,5	21	15	25,5	0,27	0,10	I	Tirilil, Simola
284	32,5	30	11,5	26	0,38	0,13	I	Lapeegranit, Runebergs Steinbruch, Lappeenranta
292	34,5	26	12,5	27	0,52	0,16	I	Grüner Rapakiwi, Simola, Lappee
355	40,5	20	10,5	29	0,54	0,18	I	Sinkkogradit, Karkkola, Lappee
302	35	23	13	29	0,51	0,08	I	Lapeegranit, Hytti, Lappee
336	34,5	26	9,5	30	0,50	0,18	I	Rapakiwi, Haraldsby, Saltvik, Åland
351	39	19	12	30	0,55	0,03	I	Rapakiwi, frisch, Pyhäranta, Laitila
340	39	19,5	11	30,5	0,55	0,05	I	Grüner Rapakiwi, Suurkuukka, Lappee
328	39	19	10,5	31,5	0,60	0,09	I	Grüner Rapakiwi, Kaitjärvi
343	41	16	11	32	0,53	0,10	I	Wiborgit, Muhutlahti, Säkkijärvi
319	39,5	20,5	6,5	33,5	0,60	0,16	I	Rapakiwi, Eurajoki, Laitilagebiet
365	36,5	21	9	33,5	0,50	0,04	I	Rapakiwi, Katanniemi, Lypertö, Kustavi
413	42,5	15	8,5	34	0,56	0,20	I	Rapakiwi, Suurkuukka, Lappee
463	40,5	16,5	8	35	0,62	0,18	I	Pyterlit, Pyterlahti
459	45	13	5	37	0,58	0,20	I	Rapakiwi, (Mittel), Pitkäranta
448	44,5	12,5	6	37	0,53	0,17	I	Rapakiwigranitporphyr, Tyysterniemi
441	43,5	13	6,5	37	0,60	0,17	I	Kleinkörniger Rapakiwi, Kanalampi, Lappee
421	49	3	4,5	43,5	0,55	0,17	I	Rapakiwigang, Suurikkala, Kalanti

Es sind: engadinitisch si 413, 463, 459, 448, 441; alkaligranitaplitisch si 421; alkaligranitisch si 319, 365; rapakiwisch bis granosyenitisch si 355, 302, 336, 351, 340, 328, 343 (teilw. Hinneigung zu yosemitgranitisch); leukoquarzdioritisch si 292; adamellitisch si 292, 296; normalgranitisch si 284, 261.

Hauptzusammensetzungen benachbarter, relativ homogener Eruptivgesteine auf. Wie in den alpinen Migmatiten ist der chymogene, neosome Anteil weit vorwiegend exogener (eventuell stellenweise amphigener) Herkunft und nicht durch blasse Ausblutung oder Auschwitzung endogen entstanden. Es handelt sich um *Exochorismite* (mit schwacher Hinneigung zu Amphichorismiten), nicht um Endochorismite. Wie in den Alpen sind die Paläosome der Migmatite nicht oder nur sehr lokal umgeschmolzen worden. Sie besitzen die Struktur gewöhnlich metamorpher Gesteine mit geringen metasomatischen Umsetzungen (z. B. Mikroklinbildung). Die zur Migmatitbildung notwendige innige Durchdringung weist nicht auf sehr hohe Temperaturen, sondern auf erhebliche Fluidität oder Wanderungsfähigkeit des eindringenden Materials hin. KRANCK hat dies beson-

Tabelle 9

Migmatite

si	al	fm	c	alk	k	mg	Gruppe	
200	31	35,5	24	9,5	0,32	0,37	IV	P. Metakonglomerat, wenig verändert, Viasholm, Pernå
203	30	35,5	21	13,5	0,28	0,24	IV	P. Palingenes Konglomerat, Viasholm, Pernå
298	33,5	32,5	15,5	18,5	0,24	0,27	II	P. Palingenes Konglomerat, Viasholm, Pernå
227	34,5	27,5	18,5	19,5	0,26	0,25	III	B. Syntektit, Obbnäs Udd.
346	37,5	26,5	16,5	19,5	0,36	0,49	III	A. Migmatit, Bockholm
123	24,5	44	20,5	11	0,60	0,40	IV	A. Eruptivbrekzie, Åva, Brändö, Åland
141	26	39,5	20	14,5	0,52	0,42	IV	A. Gesteinsfragment mit Granit impr., Åva, Brändö, Åland
317	40,5	24,5	20,5	14,5	0,09	0,41	IV	A. Migmatit, Bockholmsgrund, S. Bockholm
372	41	20	5,5	33,5	0,64	0,39	I	Kl. Granatbiotitgneis mit Pegmatit, Finby Klint

Tabelle 10

Lamprophyre

si	al	fm	c	alk	k	mg	Gruppe	
107	19	51	21,5	8,5	0,33	0,53	IV	A. Dunkler Lamprophyr, Följskär Kökar, Åland
114	11,5	58	27	3,5	0,26	0,65	V	A. Dunkle Randzone, Gang, Följskär, Åland
288	38,5	23,5	17,5	20,5	0,57	0,39	III	A. Gangmitte, Följskär, Åland
81	29,5	26,5	43	1	0,56	0,36	IV	A. Epidotreicher Lamprophyr, Långskär, Kumlinge, Åland
83	12,5	58,5	25,5	3,5	0,38	0,68	V	A. Amphibolitischer Lamprophyr, Skeppsvik, Eckerö, Åland
171	29,5	35,5	23,5	11,5	0,06	0,36	IV	A. Lamprophyrischer Gang im Migmatit, Hundskär, Bockholm
123	24	42	20,5	13,5	0,62	0,49	IV	A. Lamprophyr des Ävagrinites, Åva Fjärden, Brändö, Åland
104	15	53,5	25	6,5	0,64	0,65	V	B. Lamprophyr, W. Bågaskär, Ingå
173	28	36	23	13	0,55	0,30	IV	Lamprophyr (im Obbnäsgranit), Stor Ådgrund, Kyrkslätt

ders betont. Das lässt verstehen, warum die alkalireichsten sauren Magmen am stärksten migmatitbildend sein können, denn nach allen unseren Erfahrungen sind diese bei Gegenwart von H₂O noch bis zu Temperaturen um 700° bis 600° flüssig und dann auch wenig viskos. Die Migmatitbildung wird somit weit mehr durch den Gegensatz des Verhaltens eines umkristallisierenden Festbestandes und

einer eindringenden, an leichtflüchtigen Bestandteilen reichen molekulardispersen Phase bedingt als durch etwas, das man im ersten Stadium als Sinterung oder Aufschmelzung bezeichnen könnte. Auch in diesem Sinne ist die Migmatitbildung deutbar als Randphänomen eines fluidflüssigen Materials gegenüber einer zur Hauptsache festen Bestandsmasse, die sich hiebei umwandelte. Dafür spricht zudem die besonders von E. C. WEGMANN vielfach konstatierte Erhaltung der tektonisch bedingten Textureigentümlichkeiten im Paläosom der Migmatite. Die heute von RAMBERG und BUGGE vertretene Beurteilung der metasomatischen Vorgänge als Diffusionsprozesse im Festen würde den strukturell-texturellen Beobachtungen eventuell anpassbar sein, jedoch, wie nachstehende Erläuterungen zeigen, Stoffwanderungen und Stoffumtausch voraussetzen, die als derartige Diffusionen kaum vorstellbar sind und die den Beobachtungen am Kontakt verschiedener Gesteine widersprechen.

2. Folgerungen aus den petrochemischen Untersuchungen über die Beziehung: Basalformation, Migmatit, Granit

In jedem Profil, das vom Migmatit zu den granitischen Gesteinen verläuft, macht sich der Wechsel vom heterogen-chorismatischen zum mehr homogenen monoschematischen Gestein bemerkbar. Diese Homogenisierung (im rein beschreibenden Sinne) ist oft (zum Teil auch noch von den finnischen Forschern, deren Arbeiten unserer Betrachtung zu Grunde liegen) als Granitisierung gedeutet worden. HAUSEN sagt z. B.: „Aus allen feldgeologischen Daten zu urteilen, bekommt man den bestimmten Eindruck, dass die in Frage kommenden Plutone von der Erstarrung erfasste steil (diapirisch) aufsteigende Granitmagmen darstellen, die aus dem Migmatit durch Homogenisierung (über dem Pargasgranit) und Aktivierung (Auftrieb) hervorgegangen sind“. METZGER schreibt: „Der Migmatitgranit ist durch Palingenese aus den Kinzigitgneisen entstanden“.

In dieser Fassung erscheinen „Granitisierung“, „Palingenese“ und „Migmatitgranit“ vieldeutige Begriffe zu sein, besonders, wenn sie mit dem Wort „Homogenisierung“ verknüpft werden. Man könnte vermuten, es werde angenommen, eine Verflüssigung der Basalformation unter inniger Durchmischung (Homogenisierung) hätte die Migmatitgranite erzeugt oder es seien durch bloss internen Stoffausgleich aus den Krustengesteinen Massen granitischer Zusammen-

setzung entstanden. Wahrscheinlich ist dies keinesfalls die Ansicht der zitierten Autoren („aufsteigende Plutone“), aber die Erfahrung zeigt, dass Fernerstehende, besonders jüngere Forscher, den oben zitierten Sätzen die genannte Interpretation geben. Wir wollen daher gerade diese Anschauung näher ins Auge fassen und die Frage scharf formulieren. Dann lautet sie: Kann der mit Migmatiten assoziierte Granit (insbesondere vom Küstengranittypus) ein einfaches, homogenisiertes Umschmelzungsprodukt (Wiederverflüssigung) oder ein andersartiges internes Stoffumtauschresultat der Gesteine sein, die in den Svekofenniden als Substrat den Migmatiten zu Grunde liegen? Damit nicht gleichbedeutend ist die oft bejahte Frage: Entsteht durch interne Homogenisierung der bereits grobgemengten Migmatite (also in unserem Sinne Substrat mit „granitischem Anteil“) leukogranitischer Chemismus? Eindeutig lautet auf Grund der analytisch-chemischen Durchforschung die Antwort: nein. Graphisch lässt sich dies in der verschiedensten Weise veranschaulichen, vielleicht am überzeugendsten in einem rechtwinkligen Tetraeder mit den den Komponenten $al-alk$, c , fm , $2alk$ (siehe Tafelbeilage).

Selbstverständlich müsste bei einer derartigen reinen Wiederverflüssigung und Homogenisierung oder Homogenisierung durch totalen Stoffaustausch im „Festen“ die resultierende Granitzusammensetzung als irgendeine Mittelwertbildung aus den in- und ausserhalb der Migmatite auftretenden älteren Gesteinen berechenbar sein. Weil nun aber die in erster Linie mit Migmatiten vergesellschafteten sauren „Granitgesteine“ leukogranitischen, leukoquarzensyenitischen, leukoquarzdioritischen oder trondhjemitischen Chemismus haben, gegenüber einem weit alk -ärmeren und teilweise c -reicherem Chemismus der Substratgesteine, ist derartiges völlig ausgeschlossen. Ohne Berücksichtigung von si und mg oder k geht dies bereits in bezug auf die $(al-alk)-fm-c$ -Verhältnisse aus der oben genannten Tetraederdarstellung hervor. Zur besseren Übersicht ist dieses Tetraeder im Schnitte parallel der Ebene fm , c , $al-alk$ zerlegt. Punkte, die in bezug auf alk (bzw. $2alk$) zwischen den Schnittebenen liegen würden, sind auf die Schnittebenen selbst projiziert. Aus der Figur ergibt sich eindeutig, daß die besonders mit Migmatiten assoziierten Granite (z. B. die sogenannten Mikroklin-Küstengranite und Trondhjemitite) eine Zusammensetzung aufweisen, die ausserhalb derjenigen der Hauptmasse der analysierten ältesten Gesteine, eingeschlossen die gneisigen Granodiorite, liegt, nämlich in dieser

Darstellung ganz gegen die 2 alk-Ecke hin. Nur einzelne Leptitanalysen, die den seltenen, völlig magmatischen Typen (Ergussgesteine) entsprechen, fallen in das Granitfeld. Die Projektionspunkte der älteren Hauptkrustengesteine besitzen $\text{alk} < 25$, die wichtigsten migmatitbildenden Gesteine und Rapakiwigranite $\text{alk} > 25$.

Die mittlere Schnittserie der Figur enthält als Punkte die Projektionswerte eigentlicher Substratgesteine, als Kreise diejenigen migmatitbildender Granite, als Kreuze jene der Migmatite. In die Schnitte 2 alk = 60, 68, 76, 84 fallen fast alle Werte migmatitbildender Granite (Küstengranite), von den Substratgesteinen jedoch nur sechs Punkte, die relativ seltenen Leptiten der Tabelle 2 entsprechen. Die Hauptmasse der Projektionspunkte von Substratgesteinen gehört den Schnittebenen 2 alk = 16, 32, 44 an. Unter Berücksichtigung der beobachtbaren Mengenverhältnisse würde ein Mittelwert dieser Substratgesteine weit weg vom Mittelwert der Granite liegen. Diese sind auch, wie die k-mg-Darstellung (links unten) zeigt, im Mittel k-reicher und mg-ärmer als das Mittel der Substratgesteine. In die gleichen 2 alk-Schnittebenen wie die migmatitbildenden Granite fallen (untere Schnittebenenserie) die durchbrechenden Granite und Rapakiwigesteine, sowie (obere Schnittebenenserie) die Trondhjemite, während die älteren Eruptivgesteine (untere Schnittserie, Punkte) sich in bezug auf den alk-Gehalt analog verhalten wie die übrigen Substratgesteine.

Also auch bei Mitberücksichtigung der älteren basischen intermediären bis granodioritischen Eruptivgesteine lässt sich beweisen, dass keine blosser Homogenisierung des kristallinen Altbestandes den Chemismus der Küstengranite, durchbrechenden Granite, Trondhjemite und Rapakiwigranite zu erzeugen vermag.

Fassen wir zusammen: Niemals kann durch einfache Anatexis und Homogenisierung von Kinzigitgneisen, Amphiboliten, Plagioklasgneisen, Marmoren, Leptiten und Granodioriten in einem Mischungsverhältnis, wie es beobachtbar ist, unmittelbar ein Magma extrem salischer Zusammensetzung entstehen. Es müssten ausschliesslich quarzporphyrische Leptite bestimmter Zusammensetzung das Grundgebirge aufbauen, damit durch Wiederverflüssigung oder durch internen Stoffaustausch und Umkristallisation die ausserordentlich konstante Zusammensetzung der Küstengranite ableitbar wird. Dass letzteres lokal der Fall sein kann, hat schon SEDERHOLM beobachtet, der erwähnt, dass es oft schwer fällt, Granitadern von ultrametamorphen Leptitlagen zu unterscheiden. Indessen sind keine Anzeichen dafür gefunden worden, dass grosse, den Leptiten zugeordnete alte Granitmassive in den heute aufgeschlossenen Erdkrustenteilen vorhanden waren; auch ist die Zusammensetzung der Küstengranite praktisch die gleiche, ob Ortholeptite auftreten oder fehlen. Die Zusammensetzung dieser migma-

titbildenden Küstengranite ist zudem sehr wenig verschieden von derjenigen der etwas jüngeren durchbrechenden Granite und derjenigen der noch jüngeren Rapakiwigesteine.

Es scheint somit, dass von einer bestimmten Zeitepoche an ausserordentlich mächtige intrusionsfähige Massen von engadinisch-rapakiwitischem Chemismus gebildet wurden, während zwischen quarzporphyrischen Ergussgesteinen und dem Beginn des Empordringens dieser salischen Magmen granodioritische Intrusionen, gefolgt von basaltischen Gängen, die Hauptrolle spielten. Und es könnte nur ein vollständiger Wechsel im Aufbau gegenüber dem Beobachtbaren den Chemismus der Küstengranite durch Anatexis in situ verständlich machen; auf alle Fälle würde es sich dann weder um homogenisierte Migmatite noch um homogenisierte Substratgesteine vom beschriebenen Charakter (mit starkem Anteil an Amphiboliten und Alumosilikatgesteinen) handeln können. Daher darf aus der Migmatitbildung nicht auf eine palingene Natur der Granite selbst geschlossen werden; die chemischen und geologischen Verhältnisse machen im Gegenteil die Granitbildung durch Umschmelzung in situ unwahrscheinlich.

Naturgemäss ist diese Schlussfolgerung an sich trivial; der gegenteilige, extrem gefasste Standpunkt wird kaum ernsthaft in Rechnung gestellt worden sein. J. J. SEDERHOLM hat schon 1925¹⁵⁾ versucht, die mittlere Zusammensetzung aller Gesteine Finnlands zu berechnen und erhalten:

si	al	fm	c	alk	k	mg
287	36,5	26	15,5	22	0,44	0,41

also eine granodioritische Zusammensetzung. In diesem Mittel sind die mächtigen Granitmassive bereits miteingeschlossen. Das Mittel wäre noch si- und alk-ärmer ohne Berücksichtigung der jüngeren Granite.

Schon diese Berechnung schien auszuschliessen, dass leuko-granitische, leukoquarzensyenitische oder trondhjemitische Magmen kurzweg als palingen gewordene Erdkruste der Svekofenniden bezeichnet werden dürfen. Aber es galt genauer abzuklären, ob die vorzugsweise mit Migmatiten vergesellschafteten Plutone nicht doch mehr granodioritische Zusammensetzung besitzen, oder ob unter den Altgesteinen der typischen Migmatitregionen Arkosen oder Quarzporphyre überwiegen. Diese Abklärung ist nun erfolgt, und das Er-

¹⁵⁾ J. J. SEDERHOLM, The average composition of the earth crust in Finland. Bull. Comm. Géol. de Finlande, No. 70 (1925).

gebnis muss mit allen seinen Konsequenzen von der Forschung berücksichtigt werden.

Andererseits können die chemischen Verhältnisse mit folgender Auffassung in Übereinstimmung gebracht werden. Die Migmatite sind das Reaktionsprodukt granitischer Magmen mit älteren Krustengesteinen, in welche die ersteren eingedrungen sind. Die Migmatitbildung zeigt uns in diesem Falle nicht das Entstehen des granitischen Magmas an, sondern seine Verunreinigung durch teilweise aufgeblätterte, in Stücke zerlegte und dabei lokal assimilierte Krustengesteine. Der Granit ist nicht homogenisierter Migmatit, dessen Homogenität war (wenn wir von den aus der Tiefe mitgerissenen Schollen und Schlieren absehen) das ursprünglichere; durch Migmatisierung und Anatexis ist der plutonische Komplex randlich inhomogen geworden. Der Pargasgranit würde somit (um ein Beispiel zu erwähnen) nicht den palingenen Urzustand des Mattnäsgranites darstellen, sondern den durch Migmatitbildung schlieriger gewordenen und zum Teil verunreinigten Kaligrobgranit. Die Beziehungen im Tetraeder al-alk, fm, c, 2 alk werden ja sofort verständlich, wenn von den Gesteinskomplexen 1 und 2 als dem Primären ausgegangen wird und die Migmatite als Zwischenprodukt angesehen werden. Die Beziehung lautet also nicht: 1 liefert 3 und dann 2, sondern 1 und 2 ergeben 3.

3. Allgemeine Folgerungen über Migmatit- und Granitbildung

Nun müssen wir allerdings nochmals genauer umreißen, was durch die genannten Untersuchungen wirklich bewiesen wird und was nach wie vor verschiedene Deutungen zulässt. Unmöglich ist es, aus der beobachteten Migmatitbildung zu schliessen, die Küstengranite oder Trondhjemite seien ein homogenisierter, zum Magma gewordener Migmatit oder sie seien in situ verflüssigte und wieder verfestigte Erdkruste der hier einzig konstaterbaren Zusammensetzung bzw. das Resultat eines lediglich intern sich abspielenden Stoffausgleiches. Nach den Beobachtungen der genannten Forscher scheint es auch ausgeschlossen zu sein, die Granite als gesammelte Exsudate dieser Krustengesteine (bei beginnender Schmelzung) zu deuten. Nicht nur sprechen die Mengenverhältnisse gegen diese Vorstellung; wie mehrfach betont, ist der Chemismus des Akyrosoms der grobgemengten Migmatite weitgehend unabhängig von der Zusammensetzung des Kyriosoms, auch zeigt letzteres nicht eine Rest-

zusammensetzung (nach Abzug von Alkalien usw. vom ursprünglichen Gesteinschemismus), sondern eine leichte Alkalizufuhr.

Vergleichen wir die Zusammensetzungen der Paragesteine (Kinzigitgneise etc.) mit derjenigen von wenig metamorphen Tonen, so lässt sich dies einwandfrei feststellen. Es müssten die Hauptprojektionspunkte in die Schnitte $\text{alk} = 0$ oder $\text{alk} = 8$ fallen, sofern Alkalialumosilikate oder auch nur Alkalien ausgeschwitzt wurden. Nun findet gegenüber dem Normalverhalten toniger Sedimente gerade das Gegenteil statt: die Projektionspunkte haben sich zu einem wesentlichen Teil nach etwas höherem alk verschoben. Die ursprünglichen Sedimente haben also nicht Alkalien abgegeben, sondern aufgenommen. Damit ist dieser Hypothese vom rein chemischen Standpunkte aus jegliche Grundlage entzogen. Die Granite sind deshalb auch nicht aus an Ort und Stelle gebildeten palingenen Teilschmelzen der beobachtbaren Gesteinskomplexe entstanden.

Es mag in diesem Zusammenhang erwähnt werden, dass in der Literatur sehr häufig von Ausblutungen und Eutekten die Rede ist, ohne dass versucht wird, durch Einzelanalysen der Gefügeeinheiten und durch Sammelanalysen den Nachweis zu erbringen, dass ein ursprünglich meist als Sediment angesprochenes Gestein sich wirklich an Ort und Stelle differentiell aufgespalten hat. Meist zeigen schon wenige Bestimmungen, dass diese Vorstellung unhaltbar ist, doch wird an den Bezeichnungen festgehalten und nur nebenbei von zusätzlicher Alkalimetasomatose gesprochen. In manchen Fällen würden quantitative Vergleiche dartun, dass eine Zufuhr grosse Ausmasse erreicht hat, so dass dem Eindringen von Lösungen mehr Beachtung zu schenken ist als dem autochthonen Abspalten solcher Lösungen. Bei phlebitischen Gesteinen will man auch oft den Begriff Injektion vermeiden, der aber selbst dann seine Berechtigung hat, wenn ein Teil des Chymogens als Exsudat angesprochen werden muss, denn darüber, dass die Lösungen dem Festbestand gegenüber besonders wanderungsfähig waren, besteht ja kaum je ein Zweifel. So sind, aus den Analysen zu schliessen, viele südlichen Gneise des Aarmassivs sicher nicht reine Endochorismite, sondern Amphi- bis Exochorismite, selbst wenn es nicht das Magma der Zentralgranite ist, das Chorismitbildung erzeugte.

Indessen lässt sich weiterhin behaupten, die Granite seien aus zu Magmen gewordenem Migmatit entstanden unter gleichzeitiger sehr kräftiger Differentiation, oder ausserordentlich starker Alkalizufuhr aus der Tiefe, während c und fm in Absaigerungs- oder Absonderungsprodukte eingingen. Ja, man könnte damit die Lamprophyrbildung in Verbindung bringen, die jedoch auch eine

normale Erscheinung der komplexen Kristallisationsdifferentiation ist. Setzt man dies voraus, so würde es sich bei den Küstengraniten um alkalisierte und differenzierte Migmatite handeln, um eine Anatexis unter ausserordentlich intensiver Alkalizufuhr und Differentiation, wobei schliesslich sogar, soweit die Strukturen nicht dagegen sprechen würden, an eine spätere Alkalimetasomatose gedacht werden könnte.

An diese Art der Küstengranitbildung in einem bestimmten Gebiet hatten WEGMANN und KRANCK gedacht und hierfür den Namen Granitisierung durch Metasomatose und für das Produkt die Bezeichnung Migmatitgranit geprägt. Die grobgemengten Gesteine wären gewissermassen Anfangsstadien der Granitisierung, die Granite Endstadien einer Metasomatose oder Diabrochomorphose. Wie bereits KRANCK betont hat, setzt dies gewaltige Stoffwanderungen voraus. Wiederum erschwert der Chemismus der Granite vom Hangötypus diese an sich denkbare Deutung. Denn bei den engadinitisch-rapakiwitischen Gesteinen handelt es sich um Zusammensetzungen, wie sie alkalireichen magmatischen Restlösungen selbst zukommen, höchstens verändert durch maximal einige Prozente Beimischung tonerdereicherer Materials. Hätte die Erdkruste ähnliche Zusammensetzung gehabt wie in und ausserhalb der grobgemengten Migmatitregion, so müsste die Metasomatose (der Stoffumtausch) somit eine fast vollständige gewesen sein, d. h. sehr viel Material weg- und sehr viel zugewandert sein. Die Metasomatose wäre mit einer ausgedehnten Differentiation verbunden gewesen, und es ist vor allem die Frage schwer zu lösen, wohin Fe, Mg, Ca gewandert sind. Denn die Substrate der Migmatite sind, wie jeder Vergleich der Kinzigitgneiszusammensetzung mit derjenigen von Tonen und Tonschiefern zeigt, im Mittel keineswegs reicher an diesen Bestandteilen als die ihnen zugeordneten Ursprungsgesteine. Im Gegenteil, wie bereits erwähnt, auch diese Gesteine haben noch Alkalizufuhr erhalten. Es mag sein, dass sich der langsame und langandauernde Verlauf einer solchen Durchtränkung und Metasomatose mit gewissen Beobachtungen in gute Übereinstimmung bringen lässt, aber es ist vielleicht der grösste Fehler, sich im Gegensatz dazu eine eigentliche magmatische Intrusion als einmaligen plötzlich verlaufenden Akt vorzustellen. Auch magmatische Intrusionen erfolgen zumeist langsam raumverdrängend und oft lagenförmig und können so alte Strukturen in Relikten konservieren. Das Raumproblem gestaltet sich in beiden Fällen fast

analog, nur muss bei der Metasomatose noch erläutert werden, wo die verdrängten Stoffe zu suchen sind. Metasomatische Migmatitgranitbildung liesse indessen die Pseudointrusionsfähigkeit verstehen, ist doch offenbar auch der alte Granodiorit infolge einer Imbibition plastisch verformbar geworden.

Es mag in diesem Zusammenhang zweckmässig sein, etwas über die Bezeichnung „Palingenese“ zu sagen. Es scheint, dass ursprünglich SEDERHOLM¹⁶⁾ damit einen neutralen Ausdruck für Fluidwerden (oder ? Plastischwerden) eines Granites schaffen wollte, ohne dass an Aufschmelzung gedacht werden müsse. Nachdem er *Anatexis* = *Aufschmelzung* gesetzt hatte, schreibt er nämlich: „Zugleich spreche ich aber auch von der Wiedergeburt oder Palingenesis der granitischen Magmen, welches Wort auch von denen gebraucht werden könnte, welche an eine Wiederaufschmelzung nicht glauben wollen“. Als palingen gewordenes Gestein (wie etwa granitisch imprägnierte Granodiorite, siehe Seite 48) bezeichnete man später Gesteine, die nie als Ganzes flüssig waren, jedoch durch Lösungsimbibition stark plastisch verformbar wurden. Vermutlich in diesem Sinne würden nach der Vorstellung von WEGMANN und KRANCK die Hangögranite eine palingen gewordene Gebirgsmasse sein. Andererseits ist neuerdings der Begriff *palingenes Magma* geprägt und einem echten Magma gleichgesetzt worden, das indessen durch Wiederverflüssigung von Gesteinen entstanden ist. Durch den verschiedenartigen Gebrauch resultieren naturgemäss Unklarheiten. Daher ist der DUNN'sche Ausdruck *Diabrochomorphose* vielleicht nicht ganz überflüssig.

Für alle diejenigen aber, welche den Aufstieg der jüngeren Magmen aus der Tiefe, also eine echte *Intrusion*, als bewiesen ansehen, lässt sich das Raumproblem nach einheitlichen Gesichtspunkten lösen und das Gefüge verstehen. Hierbei ergeben sich noch folgende Deutungsmöglichkeiten: Die granitischen Magmen können *umgeschmolzene* und differenzierte Granite eines tieferen Stockwerkes sein, *abgequetschte* Erstverflüssigungsprodukte der salischen tieferen Erdkruste oder vorwiegend durch Differentiation aus aktiviertem Salsima entstandene *Restschmelzen*. Es ist ferner möglich, dass ein primäres oder wiederverflüssigtes Krustensalsima leicht assimilierend auf die salische Erdkruste einwirkte, wodurch sowohl die Differentiation zum granitischen Pol hin als auch der Aufstieg dieser leichteren Schmelze begünstigt wurde.

In allen letztgenannten Fällen wäre jedoch die spezielle Magmenbildung völlig *unabhängig* von der späteren, heute sichtbaren Migmatitbildung erfolgt. Wir wissen, dass es schwer hält, zwischen den zuletzt genannten verschiedenen Möglichkeiten zu entscheiden, weil sich die massgebenden Prozesse in tieferen Regionen

¹⁶⁾ J. J. SEDERHOLM, C. R. XI Congr. géol. int. 1910, p. 584.

abgespielt haben als die Gesteinswerdung im Beobachtungsrayon. Gewiss lassen sich Argumente für die eine oder andere Bildungsweise zusammenstellen; um eigentliche Beweise kann es sich jedoch nie handeln.

Dies darf nicht hindern, dass man darüber diskutiert und sich mit den von verschiedenen Seiten gesammelten Indizien im Interesse einer Abklärung auseinandersetzt. So hat neuerdings F. IPPOLITO¹⁷⁾ in verdankenswerter Weise acht Argumente zusammengestellt, die beweisend sein sollen, dass granitisches Magma im beobachteten Umfange nicht durch Differentiation aus salsimatischen Magmen entstehen könne, sondern nur, wie das A. RITTMANN annimmt, nach Assimilation mit der Sialkruste. Obschon es durchaus möglich ist, dass die Differentiationstendenz zum granitischen Pol durch Verunreinigung des „Urmagmas“ mit salischen Erdkrustengesteinen eine Verstärkung erfährt, lassen sich gegen die acht Punkte triftige Einwände erheben.

Punkt 1 betrifft die Mengenverhältnisse und geht vollständig an der auch von RITTMANN anerkannten Tatsache vorbei, dass zur Zeit im Normalzustande die Magmenregion der Erdkruste vollständig im Salsima liegt, so dass bei jeder Aktivierung praktisch unendlich grosse Mengen von Salsima oder palingenem Salsima zur Verfügung stehen, die naturgemäss, da sie spezifisch schwer sind und durch Differentiation im Restbestand noch schwerer werden, nur spärlich in die obersten Erdkrustenteile abwandern können. Es wird bei diesen Betrachtungen, wie mehrfach betont, der Auftrieb der durch Differentiation entstehenden leichten Magmen viel zu wenig berücksichtigt.

Punkt 2 betrifft Konvektionsströmung und Viskosität, die jegliches Absaugern von Kristallen in etwas tieferen Regionen verhindern sollen. Gleichermassen könnte man argumentieren, dass hohe Viskosität auch die Bildung homogener syntektischer Magmen verhindere. Konvektionsströmung und Diffusion aber können mithelfen, die leichter beweglichen Stoffe und leichtflüchtigen Bestandteile im Oberteil anzureichern.

Punkt 3 nimmt Rücksicht darauf, dass der ozeanische Vulkanismus nur selten zu sauren Laven führt. Dass sich indessen hierfür verschiedene plausible Erklärungsmöglichkeiten aufdrängen, ist schon oft dargetan worden. Bereits hier, aber besonders bei Punkt 4, wird der grundlegende Fehler gemacht, von pazifischen und atlantischen basischen Magmen als getrennten Magmen zu sprechen. In einer kürzlich erschienenen Schrift¹⁸⁾ ist ausführlich dargetan worden, dass dies den Tatsachen völlig widerspricht, dass sowohl in Ozeangebieten gewöhnlich basaltischer Chemismus auftritt wie in pazifischen Provinzen alkali-basaltischer, und dass keine natürliche Zweiteilung der basischen Magmen existiert. Auch gilt wie z. B. in den Cordilleren keineswegs, dass bei günstigen Intrusionsbedingungen Mittelglieder zwischen gewöhnlichem Basalt und Liparit fehlen; die Andesite gehören dort zu den weitestverbreiteten Gesteinen.

¹⁷⁾ F. IPPOLITO, *Intorno ad una nuova teoria sull'origine del Sial e sull'orogènesi*. Rend. R. Acc. Sc. Napoli, Serie 4^o, vol. XIII, 1942/45.

¹⁸⁾ C. BURRI und P. NIGGLI, *Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens*. Publ. herausg. v. d. Stiftung Vulkaninstitut I. Friedländer. Zürich 1945.

In Punkt 5 wird vorausgesetzt, dass bei der Bildung salischer Gesteine aus salsimatischen das Erdkrustensial heute noch kontinuierlich die ganze Erdkruste umhüllen müsste. Gewiss ist die Bildung der Kontinente und Ozeane ein wichtiges erdgeschichtliches Problem, das in verschiedener Weise zu lösen versucht wurde (z. B. Mondabspaltung). Keinesfalls darf willkürlich Homogenität des Erdfeldes bei Beginn der Hydrosphärenbildung vorausgesetzt werden.

In Punkt 6 wird behauptet, dass, weil auch heute das Sial während der Orogenese wächst, ein pazifisches Urmagma überall vorhanden sein müsste, was wenig wahrscheinlich sei. Wie bereits oben vermerkt, gibt es weder ein ausgesprochen pazifisches noch atlantisches Urmagma, sondern basische Magmen innerhalb eines weiten Variationsfeldes. Tatsächlich sind aber innerhalb dieser Variation überall gewöhnlich basaltische Magmen beobachtet worden. Man muss von atlantischen, pazifischen und mediterranen Differentiationstendenzen, aber nicht von atlantischen und pazifischen primordialen Magmen sprechen. Daher fällt auch Punkt 7 ausser Betracht, in welchem Beweise vermisst werden, wie die Zweiteilung zustande kam. Übrigens sind vom Standpunkt der Magmenzweiteilung Hypothesen in dieser Richtung aufgestellt worden.

In Punkt 8 wird schliesslich behauptet, dass die jungen Granite höheren Gehalt an radioaktiven Substanzen besitzen als alte Granite, was vom Standpunkte der Differentiationslehre unerklärbar sei. Die Verteilung radioaktiver Substanzen ist indessen ein so komplexes Phänomen, dass diese Argumentation, sofern sie überhaupt zu Recht besteht, kaum zwingend genannt werden darf.

Diese Bemerkungen, die zum Teil nur wiederholen, was ähnlichen Argumenten gegenüber schon früher erwähnt wurde, mögen genügen, um darzutun, dass auch IPPOLITO die Unmöglichkeit der Differentiationstheorie nicht beweisen konnte.

Beim heutigen Stand der Kenntnisse muss man zur Aufklärung der Verhältnisse immer noch schrittweise vorgehen. Differentiation während der Kristallisation ist im Kleinen ebenso gut Beobachtungstatsache wie Anatexis und Metasomatose. Daher gilt es zunächst in feldpetrographisch und laboratoriumsmässig gut erforschten Einzelfällen die Tauglichkeit gewisser Verallgemeinerungen nachzuprüfen. So kann heute schon mit Sicherheit gesagt werden, dass die beobachtbare Mannigfaltigkeit der Eruptivgesteine nicht durch bloss gravitative Kristallabsaigerung erklärbar ist, sondern dass zum mindesten an eine komplexe Kristallisationsdifferentiation mit verschiedenartiger Stoffwanderung gedacht werden muss. Die diesbezüglichen Prinzipien sind bereits mehrfach eingehend erläutert worden.

Ebenso ist jetzt in Südfinnland und anderswo der Nachweis gelungen, dass mit Migmatiten assoziierte Granite kein einfaches homogenisiertes Endprodukt der beobachteten Migmatisierung sind. Auch selektive Anatexis hat sie nicht an Ort und Stelle erzeugen können, Stoffwanderungen im Grossen (und nicht nur interner Art) müssten

bei einer Palingenese hinzugekommen sein. Immer deutlicher wird ersichtlich, dass es sich bei den heute im Vordergrund des Interesses stehenden Fragen der Petrologie weniger um ein ausschliessliches „Entweder-Oder“ handelt, als um ein sorgfältiges Abwägen der Anteile der verschiedenen Faktoren im Einzelfall. In dieser Beziehung ist es nun unbedingt von Bedeutung, dass viele Migmatite mit leukogranitischen, leukoquarzsyenitischen bis trondhjemitischen Magmengesteinen vergesellschaftet sind. Magmentypen so extremer chemischer Verhältnisse lassen sich gar nicht als verschiedenartige Mischungen der bekannten Erdkrustengesteine ableiten; eine Reihe von Möglichkeiten, die beispielsweise bei dioritischem, quarzdioritischem bis granodioritischem Chemismus in Betracht zu ziehen wäre, fällt weg.

Andererseits sind nun gerade diese Magmentypen in allen geologischen Zeiten weitverbreitet. Sie sind es, die direkt als letzte Differentiate mit vielen basischen Magmen vergesellschaftet sind und die unter den sauren Lavengesteinen vorherrschen. Kein Zweifel besteht, dass sie im kleinen Masstab als Restschmelzlösungen bereits bei einer zur Hauptsache noch im basischen bis intermediären Teil sich abspielenden Differentiation zurückbleiben und ebenso sicher ist, dass echte (völlig flüssige) Magmen dieser Zusammensetzungen im Erdinnern existieren, weil aus extrudierten Laven entstandene vulkanische Gläser, Liparite, Quarzkeratophyre, Quarzporphyre oft diesen Chemismus besitzen. Es handelt sich um ausgesprochen salische Magmentypen, zu denen auch die alkaligranitischen gehören; si ist > 260 , $al + alk$ meist > 70 , mg und $\frac{c}{al}$ sind normalerweise niedrig, oft $fm \geq c$. Das sind alles Merkmale, wie sie für Restschmelzlösungen bei komplexer gravitativer Kristallisationsdifferentiation erwartet werden müssen.

Alkali-Alumosilikate haben sich angereichert. Ob K- oder Na-Vormacht auftritt, hängt bereits vom speziellen Differentiationsverlauf (z. B. frühzeitiger Biotitbildung oder anfänglich niedrigem k) ab. Dieser kann auch die mg -Zahl beeinflussen. Andererseits ist möglich, dass aplitgranitischer, alkaligranitischer und trondhjemitischer Chemismus, mit geringer Differenz $al-alk$ und niedrigem mg , unmittelbar den Normalverlauf der Differentiation widerspiegelt als engadinitischer Chemismus mit grösserer Differenz ($al-alk$) bei niedrigem c und etwas erhöhtem mg . Es ist denkbar, dass im letzteren Fall Kontamination mit tonigen Sedimenten stattgefunden hat, ist doch eine Veränderung in dieser Richtung durch Assimilation mehrfach einwandfrei nachgewiesen worden. So ist der nicht seltene, jedoch im Ganzen geringfügige Tonerdeüberschuss, mit $al > alk + c$, den einige migmatitbildende Küstengranite aufweisen (z. B. Perniögranit, Hangögranit, Pargasgranit, Älögranit z. T.), wobei auch mg -Zahlen über 0,35 auftreten, vermutlich einer geringfügigen Assimilation zuzu-

schreiben. Die Gesteine hätten ohne diesen Effekt einen mehr rapakiwitischen, aplitgranitischen oder alkaligranitischen Chemismus gehabt. Allerdings darf nicht jeder Tonerdenüberschuss saurer Magmen ohne weiteres so gedeutet werden, da ja tonerdereiche Glimmerminerale normale Gemengteile sind.

Ausgesprochen salische Magmentypen

	Leukogranitisch							
	si	al	fm	c	alk	k	mg	$\frac{c}{al}$
aplitgranitisch	460	47	8	5	40	0,45	0,25	0,11
yosemitaplitisch	350	45	6	13	36	0,4	0,3	0,29
engadinitgranitisch	380	43	13	8	36	0,5	0,25	0,19
yosemitgranitisch	350	43	14	13	30	0,45	0,3	0,30
	Trondhjemitisch							
natrongranitaplitisch	450	47	7,5	3,5	42	0,2	0,2	0,08
trondhjemitaplitisch	400	44	5	13	38	0,2	0,3	0,30
quarzdioritaplitisch	420	46,5	4	15	34,5	0,2	0,3	0,32
natronengadinitisch	400	43,5	15	3,5	38	0,25	0,25	0,08
normaltrondhjemitisch	370	42	12	11	35	0,25	0,3	0,25
natronrapakiwitisch	340	42	20	8	30	0,25	0,3	0,19
leukoquarzdioritisch	300	42	17,5	13	27,5	0,25	0,4	0,31
si-oligoklasitisch	380	44	8	20	28	0,15	0,4	0,45
	Alkaligranitisch							
alkaligranitaplitisch	450	46	6	3	45	0,35	0,15	0,07
normalalkaligranitisch	400	41	15	3	41	0,35	0,2	0,07
albitisch	280	43	8	7	42	0,33	0,2	0,16
nordmarkitisch	280	41	15	5	39	0,3	0,15	0,12
gibelitisch	260	35	21	9	35	0,3	0,15	0,26
	Leukosyenitgranitisch							
rapakiwitisch	350	41	18	9	32	0,45	0,3	0,22
granosyenitisch	260	39	18	11	32	0,45	0,3	0,28
kalinordmarkitisch	270	40	15	5	40	0,4	0,25	0,12
k-gibelitisch	260	35	71	9	35	0,4	0,2	0,26

Im übrigen aber treten, wie bereits erwähnt, salische Magmentypen vom Chemismus der migmatitbildenden südfinnischen Plutone in letzten Phasen magmatischer Aktivität so häufig auf, dass jede nur lokal bedingte Entstehung ausgeschlossen ist.

Das veranschaulichen z. B. folgende DALYSchen Mittelwerte:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	$\frac{c}{al}$	
Quarzkeratophyre	439	45	12	5	38	0,12	0,23	0,11	trondhjemitisch bis natronengadinitisch
Rhyolithe + Liparite	428	46,5	14	7,5	32	0,40	0,22	0,16	rapakiwitisch bis engadinitgranitisch
Rhyolithe von Yellowstone Park	422	44	13,5	7	35,5	0,39	0,20	0,16	engadinitgranitisch
Rhyolithe als Ganzes	406	44	14	7,5	34,5	0,48	0,21	0,17	engadinitgranitisch
Liparite als Ganzes	405	46	15,5	6,5	32	0,40	0,22	0,14	rapakiwitisch

Daran würden sich anschliessen mit si unter 300 Alkalitrachyte, gewöhnliche Trachyte, Keratophyre.

Unter den jungen Ergussgesteinen mitten im pazifischen Ozean seien erwähnt:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	$\frac{c}{al}$	
Obsidian, Osterinsel	362	40,5	14	6	39,5	0,27	0,43	0,15	alkaligranitisch
Rhyolith-Bimsstein, ? Pitcairn	326	43,5	10	10	36,5	0,32	0,09	0,23	yosemitgranitisch
Quarztrachyt, Samoagruppe	349	36,5	16,5	2,5	44	0,37	0,02	0,08	alkaligranitisch
Trachyt, Marquesas- inseln	283	46,5	6,5	6	41	0,35	0,38		

Es hat also jederzeit völlig flüssige Magmen dieser Zusammensetzung gegeben.

Die „red rocks“, Granophyre, Felsite, die mit basischen Gesteinen in den Zentralkomplexen vergesellschaftet sind, besitzen fast durchwegs hierhergehörigen Chemismus. Nur beispielhaft seien erwähnt die vorwiegend alkaligranitischen, rapakiwitischen, engadinitgranitischen Felsite und Granophyre des Bushveldes und die ihnen zugeordneten Granite, einzelne Granite und Felsite des Vredefort-Gebietes, die engadinitgranitischen bis alkaligranitischen Pechsteine, die sauren bis Na-rapakiwitischen Caignurite, Innimorite und Granophyre von Mull und den benachbarten Inseln, viele mit Pillowlaven und Spiliten vergesellschaftete Gesteine usw. Viele Granitmassive aus Orogengebieten weisen engadinitgranitischen bis rapakiwitischen Chemismus auf und zwar gilt keineswegs generell, dass in jüngeren Faltengebirgen ein granodioritischer bis quarzdioritischer Chemismus einen mehr granitischen innerhalb der älteren Faltengebirge ersetzt. Die grossen Granodioritmassive Nordamerikas sowie die periadriatischen Tonalite liessen dies vermuten. Allein gerade Südfinnland zeigt, dass bereits praekambrisch granodioritischer Chemismus, gefolgt von salischeren alkalireicheren Magmentypen, auftrat, und das gleiche hat die Untersuchung der ältesten Plutone (z. B. Vredefort) Südafrikas dargetan¹⁹⁾ Die quarzporphyrischen Leptite aber beweisen, dass zwischen granodioritischen Intrusionen damals schon sehr salische Magmen emporsteigen konnten.

Die salischen Magmentypen, denen die hauptsächlichsten Migmatitbildner Südfinnlands angehören, sind somit zeitlich und räumlich universell verbreitet als Tiefen-, Gang- und Ergussgesteine, als letzte Adergesteine basischer Differentiation und als mächtige Plutone. Immer wieder wurden sie gebildet und gelangten zur Intrusion oder Extrusion. Im Gesamtaufbau der Erdkruste stellen jedoch diese Magmen infolge ihres hohen SiO₂- und Alkalialumosilikatgehaltes Grenzfälle dar. Sie können nicht durch eine unter Homogenisierung erfolgte Gesamtanatexis komplexer Erdkrustenteile zustande kommen, sondern nur durch Differentiations- oder allgemeiner gesagt Aussonderungsvorgänge. Und es ist sicher bemerkenswert, dass dank der sorgfältigen analytisch-chemischen Durchforschung gerade das klassische Gebiet für Migmatitbildung diese für das Problem Paläogenese wichtige Erkenntnis abzuleiten gestattet.

¹⁹⁾ J. WILLEMSE, On the old granite of the Vredefort region and some of its associated rocks. Diss. Univ. Zürich 1936.

4. Einige allgemeine Begriffe

Damit derartige Einzelergebnisse, Mosaiksteine für die Behandlung des Gesamtproblems, die ihnen gebührende Beachtung erfahren, ist es notwendig, jede Gelegenheit zu benutzen, verwendete Begriffe möglichst scharf zu umgrenzen. Ein mehr oder weniger massiges und homogenes Gestein, bestehend aus Quarz, Alkalifeldspat \pm Plagioklas, dunkeln Gemengteilen, sollte **M a g m a g r a n i t** oder kurzweg **G r a n i t** genannt werden, sofern es gelingt, die Bildung aus einer praktisch vollständigen Schmelzlösung durch Kristallisation wahrscheinlich zu machen. Hiefür bleibt es gleichgültig, wie diese Schmelzlösung entstanden ist, ob sie z. B. bereits einmal ein Gestein war und eine Wiederaufschmelzung erlitten hat. Ein **M e t a g r a n i t** wäre ein Granit, der sich durch Umkristallisation unter nur geringer oder fehlender Stoffzufuhr aus einer Arkose, einem Quarzporphyr oder Gneis usw. neu bildete, wobei der Haupteffekt der Metamorphose die Entstehung einer körnigen, magmatitähnlichen Struktur ist. **M i g m a t i t g r a n i t** im Sinne von KRANCK ist ein durch metasomatische Granitisierung entstandenes Gestein von granitähnlicher Zusammensetzung, Struktur und Textur, d. h. ein durch allmählichen Stoffaustausch unter Stoffzufuhr aus der Tiefe gebildeter Metamorphit oder Ultrametamorphit. Genauer wird man zwischen Migmagraniten und Diabrochograniten unterscheiden müssen. Granitische Magmen, die mit den Hüllgesteinen Migmatite bilden, ergeben bei der Erstarrung nicht Migmatitgranite, sie sind nur **m i g m a t i t b i l d e n d e G r a n i t e m a g m a t i s c h e r A b s t a m m u n g**.

Auch sonst ist es notwendig, die Einzelfälle der hybriden Granitbildung schärfer zu definieren. Vorschläge in dieser Hinsicht finden sich Seite 452 ff. in Lit. 18 und in einer früheren Arbeit des Verfassers über Granitbildung. Auch RITTMANN²⁰⁾ hat versucht, diesem Bedürfnis Rechnung zu tragen. Er definiert (zum Teil in Übereinstimmung mit analogen Versuchen des Verfassers):

M i g m a = „Silikatmasse, hervorgegangen durch teilweises „Schmelzen“²¹⁾ von Gesteinen, sofern die reliktschen Mineralien

²⁰⁾ A. RITTMANN, Le temperature nella crosta terrestre e l'orogenesi. Rend. R. Acc. Sc. Napoli, s. 4^o, vol. XIII, 1942/45.

²¹⁾ Statt Schmelzen sollte nach der Meinung des Verfassers ein neutralerer Ausdruck, wie Flüssigwerden, stehen. Ferner gehören, wie auch im finnischen Gebiet, zu den Migmatiten Gesteine, bei denen diese Schmelzlösungen zur Hauptsache v o n a u s s e n zugeführt wurden. Injektion, magmatische Breccierung hat dann grobgemengte Gesteine, also Migmatite erzeugt, und nicht partielles Schmelzen an Ort und Stelle.

(Palaeosom) noch so überwiegen, dass die Gesamtmasse nicht wie ein Magma intrudieren kann“. Verfestigung ergibt einen Migmatit.

Syntektisches Magma = „ein ursprünglich oder durch Differentiation entstandenes Magma, das durch Assimilation seine Zusammensetzung verändert hat“. Vielleicht ist es zweckmässig, bei nur geringer Beeinflussung durch Assimilation lediglich von „kontaminiertem Magma“ zu sprechen. Verfestigung ergibt einen Magmatit.

Palingenes Magma = „Magma migmatischen Ursprungs“. Jedoch soll jetzt so starke Wiederverflüssigung ursprünglich fester Massen erfolgt sein, dass ein „intrusionsfähiger Schmelzfluss“ entstand. Verfestigung ergibt wieder einen Magmatit. Hier ist also der Begriff „palingen“ mit anatekt mehr oder weniger gleichgesetzt worden, wobei offenbar angenommen wird, dass Relikte noch erkennen lassen, dass das Magma durch Verflüssigung entstanden ist. Intrusionsfähig ist übrigens eine relative Bezeichnung, da von einzelnen Forschern bereits eine deutliche Differentialbewegung gegenüber anderen Massen intrusiv genannt wird. Da andererseits Migmatite (siehe Fussnote 21) auch ohne teilweises Schmelzen entstehen (exogene Herkunft des Chymogens) und die Bezeichnung „Migma“ nur Berechtigung hat, wenn damit der allgemeine Zustand eines vorgegebenen Festverbandes, stark vermischt mit fluid-flüssigem Material, verstanden wird, sollte palingenes oder sekundäres Magma prinzipiell anders definiert werden. Es wäre ein Magma, dessen Material nachweisbar zur Hauptsache bereits einmal dem festen kristallisierten Zustand angehört hat.

Hybrides Magma = „entstanden durch Mischung zweier oder mehrerer Magmen“. Verfestigung ergibt wieder einen Magmatit.

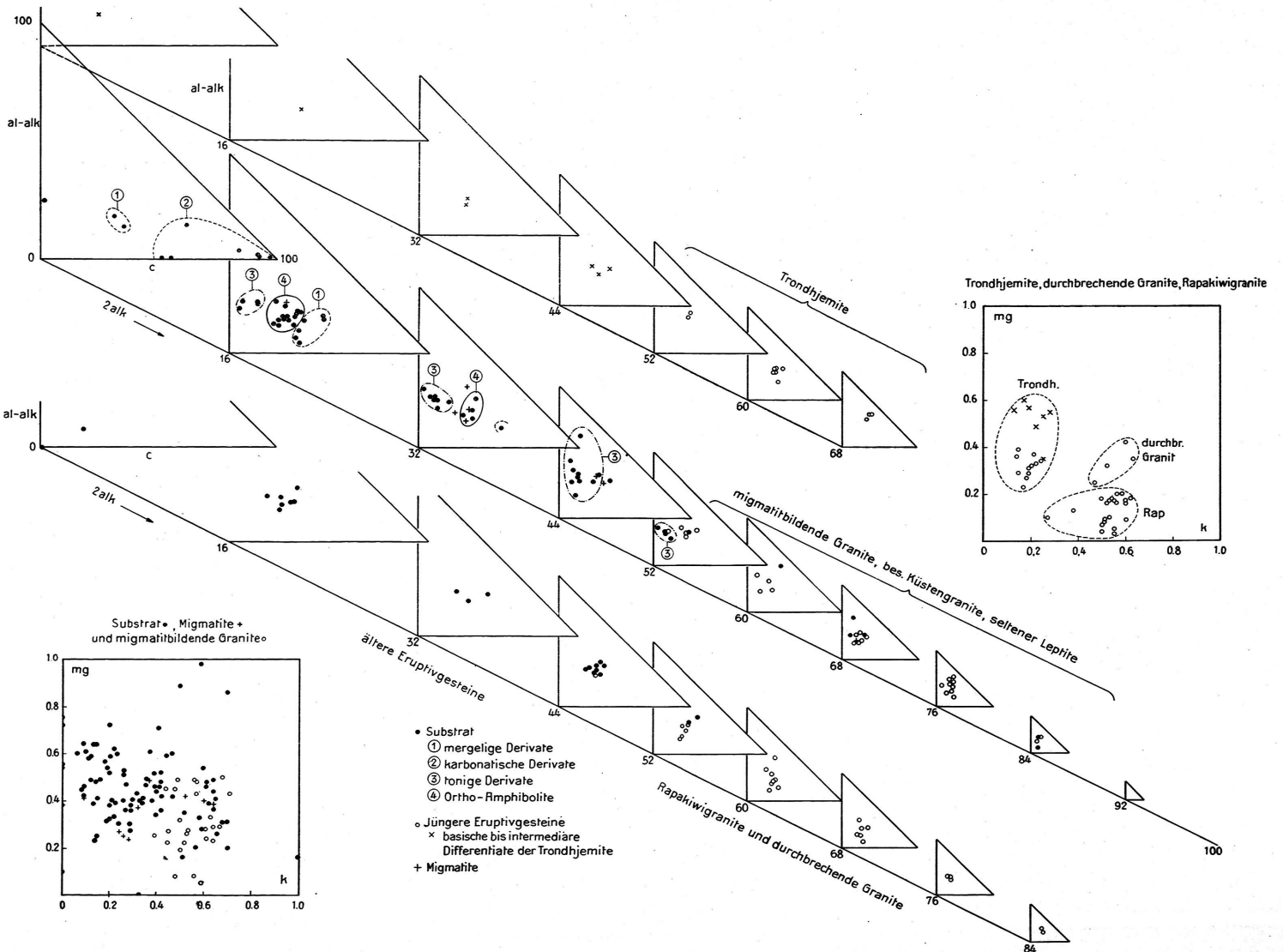
Diese Klassifikation möchten wir hinsichtlich der Magmen noch wie folgt erweitern. Vorerst sind die Bezeichnungen *parautochthon* und *allochthon* einzuführen. *Parautochthon* bedeutet: der charakteristische Prozess der Magmenbildung erfolgte mehr oder weniger am Ort der spätern Erstarrung; *allochthon*: er hat anderswo, z. B. in grösserer Tiefe, stattgefunden. Ausserdem sind noch verschiedene Ergänzungen anzubringen, die dem Bestreben entspringen, der reellen Mannigfaltigkeit besser Rechnung zu tragen. Ein Magma kann z. B. nur das Exsudat einer Aufschmelzung sein, das abgequetscht oder irgendwie gesammelt wurde (differentielle, selektive Palingenese oder sekundäres Teilmagma einer beginnenden Anatexis). Häufig ist an syn-

tektische, palingene und hybride Magmen zu denken, deren Chemismus ausserdem noch weitgehend durch Stoffzufuhr metasomatisch verändert wurde, z. B. an alkalisierte palingene Magmen usw. Komplexe Differentiationen können auf Kontamination oder Palingenese oder hybride Mischung folgen und für den zurückbleibenden Chemismus massgebend werden, und schliesslich können die Einschmelzungsprozesse vollkommen fehlen oder so stark zurücktreten, dass Differentiation allein weit vorwiegend für die resultierende chemische Zusammensetzung verantwortlich zu machen ist.

Wenden wir diese Terminologie auf die migmatitbildenden Küstengranite und Trondhjemite Südfinnlands an, so lässt sich aus den chemischen Untersuchungen schliessen, dass in diesem Gebiet die wichtigsten migmatitbildenden Magmen weder parautochthon palingen noch hybrid sind, auch nicht als parautochthone Exsudate gedeutet werden können. Eine (z. B. Alkalizufuhr) metasomatische Veränderung parautochthoner palingener Magmen oder eine metasomatische Granitisierung im Sinne von WEGMANN und KRANCK würde sehr starken Stoffaustausch benötigen, wobei vorläufig noch nicht ersichtlich ist, wohin die abgewanderten Stoffe gekommen sind. So bleibt für den Verfasser am wahrscheinlichsten, dass echte magmatische Schmelzlösungen (granitische Magmen) als solche intrudierten und durch die randliche Migmatitbildung kontaminiert wurden. Über die Bildung dieser Magmen in grösserer Tiefe sind wir nur auf Vermutungen angewiesen. Einfache (in bezug auf die Gesteinsbildung allochthone) Palingenese könnte in Frage kommen, wenn Gesteine von analogem Chemismus (d. h. alte Magmatite) in grösserer Tiefe bereits vorhanden waren und wieder verflüssigt wurden (z. B. Tiefengesteine der alten Leptite, wodurch das Entstehungsproblem der Leukogranite nur zeitlich rückverlegt würde). Der Chemismus spricht am ehesten dafür, dass es sich um Exsudate (Restschmelzen) einer echten magmatischen Differentiation oder eventuell um Frühbildungen einer in der Tiefe grossregional sich abspielenden Palingenese handelt. Das erstere scheint das weitaus wahrscheinlichste zu sein, wobei vorläufig unerörtert bleiben mag, ob die Differentiation ein salsimatisch ursprüngliches, ein salsimatisch palingenes oder ein syntektisches Magma erfasst hat.

Mineralogisch-petrographisches Institut der E. T. H. Januar 1946.

Eingegangen: 2. Mai 1946.



Schnitte durch das rechtwinklige „Tetraeder“ al-alk, fm, c, 2 alk mit Eintragung von Gesteinsanalysen der Svekofenniden