Mitt. POLLICHIA	81	195-214	6 Abb.	2 Tab.	Bad Dürkheim 1994
					ISSN 0341-9665

Steffen LAUE & Thomas REISCHMANN

Petrographie und Geochemie variscischer Intrusiva der westlichen Rheingrabenschulter

Kurzfassung

LAUE, S. & REISCHMANN, T. (1994): Petrographie und Geochemie von granitoiden Intrusiva am westlichen Rheingrabenrand zwischen Neustadt a. d. Weinstr. und Hagenau (Elsaß). – Mitt. POLLICHIA, 81: 195-214, Bad Dürkheim

Unter den Vorkommen des variscischen Grundgebirges in der Süd-Pfalz und dem Nord-Elsaß an der westlichen Rheingrabenschulter sind fünf mit Aufschlüssen von granitoiden Gesteinen. Diese sind von Norden nach Süden der Granit von Edenkoben, die Granitgänge von Burrweiler, der Gneis von Albersweiler sowie die Granodiorite von Waldhambach und Windstein.

Bei den zwei nördlichen Vorkommen handelt es sich um Zwei-Glimmer-Granite. Der Gneis von Albersweiler, der aus Quarz, Feldspäten und Biotit besteht, wird als granitischer Orthogneis eingestuft. Der Granodiorit von Waldhambach ist aus Feldspäten, Quarz und Biotit zusammengesetzt, der Granodiorit von Windstein enthält zusätzlich noch Hornblende und Titanit.

Die beiden Granite im Norden können von den südlichen Vorkommen geochemisch eindeutig unterschieden werden. Sie zeichnen sich unter anderem durch höhere Gehalte an K_2O und Rb und höhere K_2O/Na_2O Verhältnisse sowie niedrigere CaO-Konzentrationen aus.

Mit Hilfe der geochemischen und petrographischen Eigenschaften können die Granite von Edenkoben und Burrweiler als S-Typ Granite und die südlichen Vorkommen als I-Typ Granite eingestuft werden. Nach geochemischen Diskriminationsdiagrammen sind die südlichen I-Typ Granite als Vulkanbogengranite anzusehen, entstanden in einem Inselbogen oder einem aktiven Kontinentalrand. Die geochemische Zusammensetzung der nördlichen Granite entspricht der von Syn-Kollisionsgraniten. Aufgrund der regionalen Variation in der Zusammensetzung der granitischen Gesteine der nordwestlichen Rheingrabenschulter schlagen wir als geodynamisches Bildungsmilieu einen aktiven Kontinentalrand über einer nach Norden abtauchenden Subduktionszone vor.

Abstract

LAUE, S. & REISCHMANN, T. (1994): Petrographie und Geochemie von granitoiden Intrusiva am westlichen Rheingrabenrand zwischen Neustadt a. d. Weinstr. und Hagenau (Elsaß)
[Petrography and geochemistry of granitoid intrusive rocks at the western border of the Rhine Graben between Neustadt a. d. Weinstraße and Haguenau (Alsace)].– Mitt. POLLICHIA, 81: 195-214, Bad Dürkheim

The Variscan basement at the western shoulder of the Rhinegraben occurs in several outcrops in southern Rheinland-Pfalz and northern Alsace. In some of these outcrops granitoid rocks are exposed. These comprise, from north to south, the granite of Edenkoben, the granite dikes of Burrweiler, the gneiss of Albersweiler and the granodiorites of Waldhambach and Windstein. The occurrences of Edenkoben and Burrweiler are two-mica-granites. The gneiss of Albersweiler consists of quartz, feldspars and biotite and is therefore interpreted as orthogneiss. The Waldhambach granodiorite is composed of quartz, feldspars, and biotite and the granodiorite of Windstein additionally contains hornblende and sphene.
The two northern granites are chemically different from the granitoid rocks to the south. They are characterized e.g. by higher K_2O, Rb and K_2O/Na_2O as well as lower CaO.
Based on these petrographical and geochemical characteristics, the granites of Edenkoben and Burrweiler are classified as S-Type, the granitoids to the south as I-type granites. Geochemical discrimination diagrams characterize the southern granitoids as volcanic arc granites, formed in an island arc or an active continental margin environment. The geochemical composition of the northern granites is akin to that of syn-collisional granites. According to the regional variation in the composition of the granitoids of the western shoulder of the Rhinegraben we suggest as tectonic setting an active continental margin above a northerly dipping subduction zone.

Résumé

Laue, S. & Reischmann, T. (1994): Petrographie und Geochemie von granitoiden Intrusiva am westlichen Rheingrabenrand zwischen Neustadt a. d. Weinstr. und Hagenau (Elsaß).
[Pétrographie et géochimie des roches intrusives granitoidiques sur la bordure occidentale du fossé rhénan entre Neustadt a. d. Weinstraße et Haguenau (Alsace)]. – Mitt. POLLICHIA, **81**: 195-214, Bad Dürkheim

Parmi les gisements de la roche varisque dans le sud du Palatinat et le nord de l'Alsace se trouvent le long de la bordure nord-ouest du fossé rhénan cinq affleurements de roches granïtoides. Du nord au sud ce sont le granite d'Edenkoben, les couloirs granitiques de Burrweiler, le gneiss d'Albersweiler ainsi que les granodiorites de Waldhambach et de Windstein.

Lors des deux gisements septentrionaux, il s'agit de granites à deux micas. Le gneiss d'Albersweiler, composé de quartz, feldspath et de biotite est classifié comme orthogneïss granitique. Le granodiorite de Waldhambach se compose de feldspath, quartz et de biotite, le granodiorite de Windstein contient, en plus, de la hornblende et de la titanite. Les deux granites septentrionaux se distinguent nettement des gisement méridionaux sur le plan géochimique. Ils se caractérisent entre autre par des teneurs supérieures en K_2O et Rb, des conditions plus favorables à K_2O et à Na_2O ainsi que par des concentrations inférieures de CaO.

Selon leurs propriétés géochimiques et pétrographiques, on peut classer les granites d' Edenkoben et de Burrweiler comme des granites de type S et les gisements méridionaux comme des granites du type I. D'après des diagrammes géochimiques, on peut considérer les granites du type I au sud comme des granites d'arc volcanique, issus d'un arc insulaire ou d'une bordure continentale active. La composition géochimique des granites septentrionaux correspond à celle des granites de syn-collision. Comme la composition des roches granitiques le long de la bordure nord-ouest du fossé rhénan varie selon la région, nous proposons comme milieu de formation géodynamique une bordure continentale, située au dessus d'une zone de submersion.

1. Einleitung

Am Rand des nordwestlichen Rheingrabens zwischen Neustadt im Norden und Hagenau im Süden sind variscische Grundgebirgsvorkommen aufgeschlossen, die nach SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER (1987) dem Saxothuringikum des variskischen Orogens angehören. Von Norden nach Süden sind es die Metasedimente von Neustadt und Hambach, der Granit von Edenkoben, Metasedimente mit granitoiden Gängen bei Burrweiler, der Orthogneis von Albersweiler, der Granodiorit von Waldhambach, die Metasedimente von Weiler sowie der Granodiorit von Windstein (Abb. 1).

Die Aufschlüsse mit ihren Gesteinen und ihrer Tektonik werden eingehend beschrieben bei LEPPLA (1892), MÜNZIG (1956), ZAMINER (1957), FALKE (1959), FRENZEL & ATTIA (1969), STELLRECHT (1971), BASSAHAK & GAGNY (1987), LÖHR (1991), LAUE (1991), FLÖTTMANN & ONCKEN (1992) und MÜHE (1992). Trotz dieser zahlreichen Untersuchungen fehlt bislang eine detaillierte geochemische Bearbeitung dieser Vorkommen. Haupt- und Spurenelementgehalte in magmatischen Gesteinen geben Hinweise auf das geodynamische Milieu ihrer Entstehung und können so einen wichtigen Beitrag zur Rekonstruktion der geotektonischen Bildungsbedingungen leisten. Deshalb werden die im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen granitoiden Gesteine hinsichtlich ihrer Petrographie und ihrer Haupt- und Spurenelementchemie untersucht und interpretiert. Darauf aufbauend wird ein Modell für das geologische Bildungsmilieu dieser magmatischen Vorkommen im Bereich Süd-Pfalz und Nord-Elsaß vorgeschlagen.

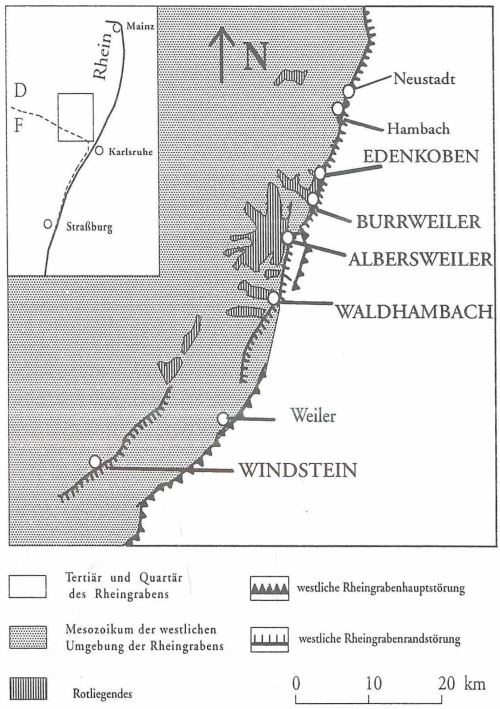

Abb. 1 Grundgebirgsaufschlüsse am NW-Rand des Rheingrabens, Vorkommen der Granitoide in Großbuchstaben, geologische Grenzen nach STAPF (1988).

2. Geologischer Überblick

Die aufgeschlossenen Gesteine werden der Mitteldeutschen Kristallinschwelle, dem kristallinen Teil des Saxothuringikums zugeordnet, das die mittlere Zone des variscischen Orogens in Mitteleuropa darstellt. Geotektonische Modelle für die Genese der Varisciden geben plattentektonische Bewegungen mit der Schließung von einem oder mehreren Paläoozeanen an, wobei Lage und Einfallsrichtung der Subduktionszonen unterschiedlich beurteilt werden, siehe z.B. LORENZ & NICHOLLS (1984), WEBER (1984), BEHR et al. (1984), MATTE (1986 & 1991), FRANKE (1989) und ZIEGLER (1986).

Im Bereich des Oberrheingrabens erstreckt sich das Saxothuringikum von der Hunsrück-Taunus-Südrandstörung, die es nach Norden hin gegen das Rhenoherzynikum abgrenzt, bis in den Nordschwarzwald und in die Nordvogesen, wo es durch die Lubine-Störungszone vom Moldanubikum abgegrenzt wird. Unterschiedliche Einheiten aus Metasedimenten, Gneisen und Magmatiten charakterisieren das Saxothuringikum. Syn- bis postorogener granitoider Plutonimus (S- und I-Typ-Granite) begleitet die im Unterkarbon (SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER, 1987) beginnende Orogenese, zu dem auch die in dieser Arbeit behandelten granitoiden Gesteine zählen.

Nach Beendigung der variscischen Orogenese gehörte dieser Bereich des Saxothuringikums einem Erosions- und Abtragungsgebiet an, bis Rotliegend- Sedimente und Vulkanite das Relief der permischen Landoberfläche einebneten (STELLRECHT, 1971). Auf diesen wiederum lagerten sich mesozoische Formationen ab, wobei im Arbeitsgebiet Sedimente des Buntsandsteines die jüngsten mesozoischen Einheiten darstellen. Die Einsenkung des Rheingrabens begann im Mitteleozän, so daß im Grabenbereich tertiäre und quartäre Sedimente zu finden sind (TRUNKO, 1984). Die durch die Rheingrabenstörungen verursachten Reliefunterschiede und die damit im Zusammenhang stehende Erosion führte zur Freilegung der heute aufgeschlossenen variscischen Vorkommen im Arbeitsgebiet.

3. Geologie und Petrographie der granitoiden Vorkommmen

3.1. Edenkoben

Der Granit ist westlich von Edenkoben am Rheingrabenrand aufgeschlossen (R:3433900, H:5460700), er wird von geringmächtigen pegmatitischen und aplitischen Gängen durchsetzt. Ein basischer Gang streicht von Norden nach Süden (R:3434025, H:5460870). Der Granit ist nicht deformiert. FLÖTTMANN & ONCKEN (1992) geben eine magmatisch verursachte Einregelung der Minerale an, die eine domartige Struktur des Plutons mit einer nordwest-südost streichenden Achse andeutet.

Es handelt sich um einen Zwei-Glimmer-Granit mit der Mineralparagenese Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Biotit und Muskowit bei teilweise leichter Alteration der Minerale. Das Plagioklas/Kalifeldspat-Verhältnis ist ungefähr eins, teilweise überwiegt der Kalifeldspatanteil (Abb. 2).

Quarz hat eine mittlere Korngröße und ist intergranular ausgebildet. Plagioklas zeigt häufig idiomorphen Habitus, polysynthetische Albit- und seltener Karlsbader-Verzwilligung mit einem Anorthitgehalt von 40%. Teilweise ist eine Umwandlung der Plagioklase zu Karbonat, Chlorit und Serizit zu beobachten. Poikilithisch sind Plagioklase von Kali-

feldspat, der häufig typische Mikroklingitterung zeigt, umwachsen. Es gibt mittelkörnige Plagioklase, deren Kern eine starke Umwandlung aufweist, um die peripher Alkalifeldspat in dünnen Lagen gewachsen ist, der weniger alteriert ist. Kalifeldspat ist in mittel- bis grobkörnigen, teilweise idiomorphen Ausbildungen zu beobachten und weist Plagioklas-, Biotit- und Quarz-Einschlüsse auf. Biotit ist umgewandelt zu Chlorit. Muskowit ist seltener zu finden, jedoch als primäre Phase zu identifizieren. Die modale Zusammensetzung der Aplitgänge ist durch eine sehr feinkörnige Grundmasse aus Quarz und Kalifeldspat sowie durch Einsprenglinge von Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas gekennzeichnet. Quarz und Kalifeldspat zeigen teilweise myrmekitische Verwachsungen.

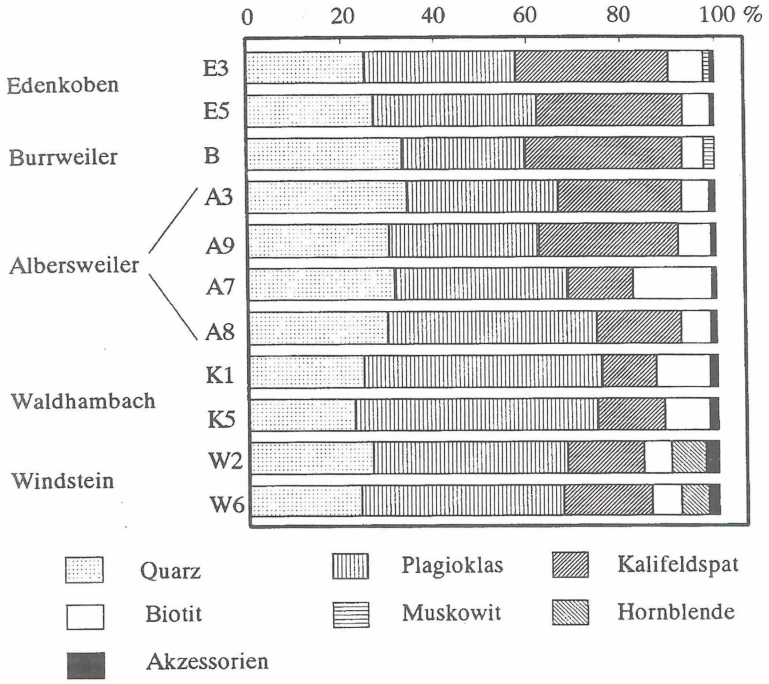

Abb. 2: Modaler Mineralbestand aus Dünnschliffanalysen von ausgewählten Proben nach dem Point-counterverfahren.

3.2. Burrweiler - Metasedimente mit granitoiden Gängen

Am Nordhang des Modenbachtales kommt ca. 600 m westlich der Burrweilermühle granitoides Gesteinsmaterial innerhalb anstehender Metasedimenteinheiten zum Vorschein (R:3432590, H:5454320).

Die Metasedimenteinheit besteht laut ZAMINER (1957) und FLÖTTMANN & ONCKEN (1992) überwiegend aus Metapeliten mit dünnmächtigen Wechsellagerungen von Quarziten, Arkosen und Tuffen. FLÖTTMANN & ONCKEN (1992) postulieren für die Metasedimente von Burrweiler eine präkinematische Hochtemperaturmetamorphose mit der Bildung von Cordierit und Kalifeldspat in Peliten, bevor eine synkinematische Hochdruckphase mit der Kristallisation von Granat und Biotit in den psammitischen Lagen folgte. Als postki-

nematisch gelten die granitoiden Gangintrusionen, die anschließend kataklastisch beansprucht worden sind, so daß kein einheitliches Einfallen der Gänge anzugeben ist.

Ein equigranulares, fein- bis mittelkörniges Gefüge bestehend aus hypidiomorph kristallisierendem Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit und Muskowit charakterisiert die granitoide Intrusion, die dementsprechend als Zweiglimmer-Granit zu bezeichnen ist (Abb. 2). Das Kalifeldspat-Plagioklas-Verhältnis ist >1. Kalifeldspat erreicht teilweise Korngrößen > 2 mm und ist durch Einschlüsse von Plagioklas und Biotit gekennzeichnet. Auffallend sind albitreiche Entmischungen in Kalifeldspat in Form von Fadenperthiten. Plagioklas besitzt einen Anorthitgehalt von ca. 30%. Nadelig bis blättrig ausgebildete Serizitkristalle belegen vom Kern nach außen hin stattfindende Umwandlung der Plagioklase. Biotit ist zu Chlorit umgewandelt oder liegt reliktisch als opakes Oxid vor. Zirkon ist als Einschluß in Biotit zu finden. Die Korngröße von Quarz und Muskowit schwankt von sehr feinkörnig bis mittelkörnig.

3.3 Der Orthogneis von Albersweiler

Der Gneiskomplex befindet sich am westlichen Ortsausgang von Albersweiler und gliedert sich in einen nördlichen, heute noch aktiven Bruch (R: 3428800, H: 5454300) und in einen kleineren, heute stillgelegten Südbruch (R:3428790, H:5453820). Im Albersweiler Gesteinskomplex können vier granitoide und vier basische Intrusionsphasen im Gelände unterschieden werden.

Die granitoiden Gesteine werden eingeteilt in:
a) stark deformierter, dunkelgrauer Gneis;
b) stark bis weniger stark deformierter, grauer bis hellgrauer Gneis;
c) gefaltete, cm bis dm mächtige, fein- bis grobkörnige, teilweise pegmatitisch ausgebildete, rosafarbende granitoide Gänge, die in a) und b) eingedrungen und parallel zur Foliationsebene eingeregelt sind;
d) undeformierte, cm mächtige, rosafarbene granitoide Gänge, die a), b) und c) intrudiert haben.

Die granitoiden Gänge c) und d) sind häufiger im hellgrauen als im dunkelgrauen Gneis zu finden. Kontaktbereiche von gefalteten Gängen (c) im hellgrauen Gneis sind teilweise nur schwer zu verfolgen. Scharfe Kontakte mit isoklinal gefalteten Gängen treten ebenso auf wie sich im Nebengestein scheinbar auflösende Gangvariationen. Pegmatite im Südbruch enthalten mm-lange Turmaline. Vereinzelt auftretende Epidotgänge repräsentieren sekundäre Kluftfüllungen.

Die basischen Gesteine im Gneis können wie folgt differenziert werden:
1) deformierte, teilweise mit Boudinagestruktur ausgebildete Amphibolit-Schollen, parallel zur Foliationsebene im Gneis orientiert;
2) deformierte nord-süd streichende und steil einfallende Gänge;
3) ein undeformierter ost-west streichender Gang mit grobkörnigen Plagioklaseinsprenglingen;
4) undeformierte, dm- bis zu 4 m mächtige, ost-west streichende und steil einfallende

Gänge. Diese Ganggeneration kann man noch untergliedern in zwei Magmenschübe, die durch intrusive Beziehungen zueinander im Gelände nachvollziehbar sind. Generell ändert sich das Streichen und Fallen dieser Gänge nicht, es treten nur lokal bedingt Abweichungen auf. Eine genaue petrographische und geochemische Bearbeitung der basischen Ganggesteine findet sich bei LÖHR (1991).

Die Foliationsebenen sind im gesamten Bruch mit 70-80 Streichen und mit einem Einfallen von 30-60° nach SSE ausgebildet. Ost-west und nord-süd streichende Mylonitzonen durchziehen den Nordbruch. An ost-west gerichteten Blattverschiebungen, mit denen die ebenfalls ost-west streichende, letzte Ganggeneration im Zusammenhang steht, geben Harnisch-Striemungen dextrale Bewegungsrichtungen an. Steilstehende, nach westsüdwest einfallende Abschiebungen versetzen die ost-west verlaufenden basischen Gänge um dm-Beträge.

Der Mineralbestand im Albersweiler Gneis ist durch die Minerale Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat und Biotit gekennzeichnet (Abb. 2). Petrographisch unterscheidet sich der dunkelgraue Gneis vom hellgrauen Gneis durch einen höheren Biotitanteil und durch ein höheres Plagioklas/Kalifeldspat-Verhältnis. Granitoide Gänge haben einen erhöhten Anteil an Quarz und Kalifeldspat. Biotit ist die einzige mafische Komponente im Gneis mit 5 bis 17 Volumenprozent. Er zeigt eine flaserige Anordnung um Quarz- und Feldspatkristalle herum. Die Biotitlagen setzen sich häufig aus mehreren leistenartigen, tafeligen Biotitaggregaten zusammen. Einschlüsse von Apatit und Zirkon in Biotit sind selten, teilweise ist er zu Chlorit umgewandelt. Plagioklas tritt als häufigster Feldspat in fein, mittel- und grobkörnigen Größen auf. Vereinzelt fällt Zonarbau auf sowie vom Kern her beginnende Saussuritisierung. Auskeilende polysynthetische Zwillinge in den Plagioklasen sind Produkte der Deformation. Der Kalifeldspatanteil tritt in dem dunkelgrauen Gneis stark zurück. Teilweise myrmekitische Ausbildungen am Rand zu Plagioklas deuten auf Entmischungsprozesse hin. Quarzminerale zeichnen sich durch fein- bis mittelkörnige, parallel zur Foliationsebene eingeregelte Körner sowie durch sehr feinkörnige Rekristallisate aus.

3.4. Der Granodiorit von Waldhambach

An der Bundesstraße 48 im Ostteil des Steinbruchs der Firma Kuhn ist der Granodiorit von Waldhambach aufgeschlossen (R:3427520, H:5447310). Im Liegenden des Plutons und von ihm intrudiert steht eine Grundgebirgseinheit an, bestehend aus mittel- bis grobkörnigem Amphibolit, Gneis und feinkörnigem Amphibolit. Der Granodiorit selbst läßt sich in eine fein- und eine grobkörnige Einheit unterteilen, wobei die feinkörnige Ausbildung in Form einer Linse an der Südwest-Wand des Aufschlusses sichtbar ist. Teilweise bis zu 20 cm große, rundliche Xenolithe, fallen im gesamten Granodiorit auf. FLÖTTMANN & ONCKEN (1992) sehen in der Anordnung der Xenolithe eine magmatische Foliation, die während des Magmenaufstieges durch herrschende Streßbedingungen zu Stande gekommen sein soll. An der Ostwand des Bruches befinden sich zwei nord-süd streichende, steil einfallende, basische, stark verwitterte Gänge. Die Deformation des Plutons ist durch nordost-südwest und nordwest-südost streichende Blattverschiebungen gekennzeichnet.

Der Granodiorit ist ein mittel- bis grobkörniges Gestein mit über 50% Plagioklas (Abb. 2), das sich durch hyp- bis idiomorphe Kristallformen auszeichnet und einen Anorthitgehalt von ca. 30% aufweist. Das zweithäufigste Mineral ist Quarz. Sowohl Quarzaggregate mit über 1 cm Größe, als auch intergranulare Quarzverwachsungen sind zu finden. Der Kalifeldspatanteil beträgt 10-15%. Mittelkörniger, überwiegend hypidiomorph kristallisierter Biotit tritt sowohl fein verteilt, als auch als Agglomerat zusammen mit Magnetit, Apatit und Zirkon auf. Die feinkörnige Variation des Granodiorits weist die gleiche Mineralparagenese auf, besitzt allerdings fein- bis mittelkörnige und xeno- bis hypidiomorphe Kristalle im Vergleich zu der grobkörnigen Varietät.

Aufgrund mikroskopischer Untersuchungen können bei den Xenolithen im grobkörnigen Granodiorit zwei verschiedene Ausbildungen unterschieden werden: ein equigranularer Xenolithtyp, bestehend aus xenomorphem Biotit, Plagioklas und Amphibolrelikten, und eine andere, porphyrisch ausgebildete Xenolithart mit feinkörnigen, korrodierten Einsprenglingen von Biotit, Plagioklas und Quarz in einer sehr feinkörnigen Grundmasse, die aus Plagioklas, Karbonat, Quarz und Chlorit besteht.

Für den grobkörnigen Amphibolit in der liegenden Grundgebirgseinheit sind mittel- bis grobkörniger Plagioklas und grüne Hornblende (jeweils ca. 25% Volumenprozent) sowie eine fein- bis sehr feinkörnige Grundmasse aus Rekristallisaten derselben Minerale bezeichnend. Die grobkörnigen Hornblenden werden von feinkörnigen, hypidiomorph bis idiomorph ausgebildeten Hornblende-Rekristallisaten teilweise überwachsen. Die grobkörnigen Plagioklase weisen Druckzwillinge auf und werden von Plagioklas- und Hornblende-Rekristallisaten begrenzt und teilweise überwachsen. Weiterhin sind xenomorphe, korrodierte Erzminerale als Akzessorien zu beobachten. Die Mineralparagenese des Gesteins zeigt mindestens zwei metamorphe Ereignisse im Bereich der Amphibolit-Fazies, wobei die jüngere aufgrund des hornfelsartigen Gefüges der Rekristallisate als kontaktmetamorphe Überprägung durch den Granodiorit gedeutet werden kann.

Der Gneis der liegenden Grundgebirgseinheit hat eine fein- bis sehr feinkörnige Grundmasse aus Rekristallisaten von Quarz und Feldspat. Die Orientierung des Biotites zeigt die Foliationsebene an. Auffallend sind fein- bis mittelkörnige Plagioklas- und Quarzminerale, die sich nicht dem Schieferungsgefüge anpassen und regellos mit ca. 20 Volumenprozent in der feinkörnigen Grundmasse eingebettet sind. Die kontaktmetamorphe Überprägung durch den Granodiorit führte zur Ausbildung dieser Rekristallisate.

Der feinkörnige Amphibolit ist ein kontaktmetamorph durch den Granodiorit überprägtes Gestein mit einem equigranularen Pflastergefüge aus sehr feinkörniger grüner Hornblende, Quarz und Plagioklas.

3.5. Der Granodiorit von Windstein (Nord-Elsaß)

Der Granodiorit ist 500 m südwestlich der Ortschaft Windstein im nordwest-südost streichenden Schwarzbachtal aufgeschlossen. Das mittelkörnige Gestein ist heterogen zusammengesetzt, mafitreichere Lagen sowie Bereiche mit einer hohen Anzahl an rundlichen Xenolithen lassen sich im Gelände differenzieren. Im südlichen Teil des Plutons treten vermehrt aplitische, wenige cm mächtige Gänge auf. Nordost-südwest und nordwest-südost streichende, steil einfallende, kataklastische Störungszonen sind die einzigen Deformationsanzeichen im Granodiorit von Windstein.

Ein holokristallines, überwiegend mittelkörniges, equigranulares Gefüge mit der Mineralparagenese Plagioklas, Quarz, Kalifeldspat, Biotit und Hornblende sowie als Akzessorien Erz, Titanit, Zirkon und Apatit zeichnet das magmatische Gestein aus (Abb. 2). Die mittel- bis grobkörnigen Plagioklase mit einem Anorthitgehalt von ca. 40% weisen hypidiomorphe bis idiomorphe Kristallformen mit polysynthetischen Zwillingen und Zonarbau auf. Teilweise sind in den Kristallkernen antiperthitische Entmischungen zu beobachten, auf die peripher Zonarbau folgt. Kalifeldspat findet man in xenomorpher Gestalt, häufig im intergranularem Gefüge zusammen mit Quarz. Einige Quarzkörner erreichen mittel- bis grobkörnige Größen. Generell ist eine Zunahme von Quarz und Kalifeldspat und eine Abnahme von Hornblende in den Proben des Granodiorits von Nordwesten nach Südosten festzustellen. Hornblende ist idiomorph kristallisiert mit Einschlüssen von Apatit, Zirkon und Magnetit. Resorptionsränder an den Hornblenden weisen auf eine Reaktion mit der Schmelze hin, möglicherweise infolge der Druckentlastung bei der Intrusion. Selten sind einfache Verzwillingungen in der Hornblende zu finden, dagegen ist Alteration in Form von Karbonat- und Chloritmineralen sichtbar. Erzminerale und Biotit treten häufig in unmittelbarer Nachbarschaft des Amphibols auf, weiterhin ist idiomorpher Titanit als akzessorisches Mineral kristallisiert. Aplitgänge enthalten feinkörnigen Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat. Selten sind myrmekitische Entmischungen sowie feinkörnige Biotit- und Plagioklasminerale zu finden. Die Xenolithe von Windstein besitzen ebenfalls ein equigranulares Gefüge aus Plagioklas, Hornblende, Quarz und Biotit. Bei hypidiomorphen Kristallformen zeigen Plagioklas und Hornblende leichte sekundäre Umwandlungserscheinungen.

3.6. Zusammenfassung der Petrographie

Die Mineralparagenesen in den jeweiligen Vorkommen sind in der Abb. 2 dargestellt. Primärer Muskowit ist in den Vorkommen von Edenkoben und Burrweiler zu finden. Beim Vergleich der Feldspatgehalte fällt auf, daß in den beiden nördlichen granitoiden Gesteinen von Edenkoben und Burrweiler das Verhältnis zwischen Kalifeldspat und Plagioklas ausgewogen ist. Die aus den südlichen Lokalitäten stammenden granitoiden Proben weisen eine deutliche Dominanz von Plagioklas gegenüber Kalifeldspat auf. Zusätzlich ist der mafische Anteil in den südlichen Vorkommen, einschließlich des dunkelgrauen Gneises in Albersweiler, ungefähr doppelt so hoch wie in den nördlichen Magmatiten.

So können die Vorkommen am nordwestlichen Rheingrabenrand in drei Gruppen unterteilt werden. Edenkoben und Burrweiler im Norden fallen durch höhere Alkalifeldspatgehalte und durch primären Muskowit auf. Im Süden sind die Plutone von Waldhambach und Windstein durch höhere Plagioklas- und Mafitgehalte gekennzeichnet, während die Gesteine in Albersweiler wegen ihrer Deformation eine dritte Gruppe darstellen. Die modale Zusammensetzung in Albersweiler mit den drei Phasen Quarz, Feldspat und Biotit läßt auf ein ursprünglich magmatisches Ausgangsgestein schließen.

4. Geochemie

Haupt- und Spurenelemente wurden mit einem Philips PW 1404 Röntgenfluoreszenzspektrometer bestimmt. Die als Oxide gemessenen Konzentrationen der Hauptelemente sowie die Spurenelelmente sind zusammen mit der CIPW-Norm in der Tabelle 1 dargestellt, die Probenlokalitäten in der Tabelle 2 beschrieben. Das geochemische Verhalten der einzelnen Elemente wird mit Hilfe von Variationsdiagrammen dargestellt, wobei die Konzentrationen wasserfrei normiert wurden. Eine vollständige Darstellung der Variationsdiagramme ist bei LAUE (1991) zu entnehmen.

Unter der Annahme, daß das aplitische Gangmaterial der Vorkommen von Edenkoben und Windstein eine Restschmelze des jeweiligen Plutons darstellt, steht bei diesen Vorkommen eine größere SiO_2-Variationsbreite der Interpretation zur Verfügung. Die Xenolithe als Fremdkörper des Magmas stellen möglicherweise frühe Kristallisationsprodukte des gleichen Stammagmas dar, sie werden hier jedoch nicht in die Diskussion der geochemischen Daten mit einbezogen.

In Abhängigkeit vom SiO_2-Gehalt zeigen viele Elemente in bestimmten Konzentrationsbereichen eine lineare Anordnung, die im Zusammenhang mit der fraktionierenden Kristallisation und der damit verbundenen Differentiation stehen. Unterschiedliche Ausgangsmagmen, deren Kontamination oder die später folgende sekundäre Umwandlung sind mögliche Gründe für die Abweichung von linearen Zusammenhängen.

SiO_2-Variationsdiagramme mit den zu mafischen Mineralen kompatiblen Oxiden und Elementen wie FeO, MgO, Y, V, Cr, Zn oder Cu weisen bei sauren Gesteinen verständlicherweise keine unterschiedlichen geochemischen Trends auf. Je größer der mafische Anteil in den Granitoiden, desto höher ist auch deren Gehalt an kompatiblen Elementen. Es ist also sinnvoll, zu granitoiden Gesteinen kompatible Elemente zur Beurteilung geochemischer Trends heranzuziehen. Ein gutes Beispiel dafür stellt die CaO-Entwicklung in sauren Gesteinen dar, weil Ca^{2+} in Plagioklas enthalten ist und der Ca-Gehalt innerhalb dieser Mischkristallreihe während einer Differentiation vom Ca-reichen Anorthit zum weniger Ca- und mehr Na-reicheren Albit differenziert.

Im CaO/SiO_2-Diagramm (Abb. 3) sind zwei verschiedene geochemische Gruppen zu erkennen. Die Proben von Edenkoben und Burrweiler kommen in einem Bereich mit einer geringeren Steigung zur Darstellung als die Proben von Albersweiler, Waldhambach und Windstein. Die Unterscheidung dieser zwei unterschiedlichen geochemischen Entwicklungen kann auch bei den Elementoxiden Na_2O und K_2O beobachtet werden. Im Verhältnis der Alkalien (Abb. 4) sind die Proben der Nordgruppe von Edenkoben und Burrweiler durch ein $K/Na > 1$ und die Südgruppe mit den Analysen von Albersweiler, Waldhambach und Windstein durch ein $K/Na < 1$ gekennzeichnet.

Bei den Oxiden TiO_2, Al_2O_3, MgO und P_2O_5 ist die genannte Unterteilung in zwei Gruppen nicht nachvollziehbar. Die Proben aus Waldhambach fallen durch leicht erhöhte FeO_{tot}- und MnO-Werte auf.

Erhöhte Spurenelementkonzentrationen von Nb, Rb, und Ga charakterisieren die Gesteine im Norden von Edenkoben und Burrweiler gegenüber den Vorkommen von Albersweiler, Waldhambach und Windstein im Süden, während bei den Elementen Ba, Zr, Y, Zn, Cu, Cr und V keine unterschiedlichen Differentiationstrends festzustellen sind.

Tabelle 1: Geochemische Zusammensetzung und CIPW-Norm (Hauptelemente in Gew. %, Spurenelemente in ppm, ≤ unterhalb der Nachweisbarkeitsgrenze

Probe	A1	A2	A3	A5	A7	A8	A9	A10	A11	A13	A14	A15	A16	B2	E1	E2	E3	E4	E5	E6
SiO_2	71.54	71.93	72.68	71.45	68.18	70.24	72.76	73.76	72.33	70.18	72.47	72.78	71.33	73.91	74.94	69.26	69.62	69.84	70.41	73.92
TiO_2	0.16	0.17	0.16	0.17	0.34	0.25	0.10	0.12	0.14	0.23	0.08	0.10	0.19	0.12	0.06	0.38	0.29	0.30	0.30	0.08
Al_2O_3	14.94	14.78	14.63	14.97	15.92	15.79	14.91	14.12	14.84	15.15	15.01	14.59	15.04	13.51	12.84	15.59	15.38	15.35	15.02	13.45
Fe_{tot}	1.11	1.37	1.29	1.40	2.26	1.81	0.91	1.21	1.08	1.72	0.67	0.87	1.43	0.91	0.34	1.40	1.64	1.61	1.51	0.43
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01
MgO	0.37	0.32	0.29	0.48	0.98	0.61	0.23	0.52	0.36	0.81	0.16	0.16	0.47	0.14	0.01	0.74	0.63	0.60	0.62	0.09
CaO	1.36	1.57	1.43	1.41	2.44	2.29	1.26	1.94	1.23	1.60	1.24	1.10	1.47	0.41	0.48	0.91	0.69	0.74	0.87	0.49
Na_2O	5.02	5.13	4.98	4.94	5.08	5.60	4.83	4.25	4.95	5.05	4.90	4.93	4.73	4.01	3.23	3.41	3.81	3.33	3.32	2.46
K_2O	3.80	3.26	3.38	3.65	2.81	1.85	4.13	2.53	3.80	2.97	4.25	4.22	3.77	4.95	6.08	5.32	5.40	5.86	5.37	7.70
P_2O5	0.04	0.04	0.04	0.05	0.11	0.06	0.02	0.02	0.05	0.07	0.03	0.03	0.06	0.08	0.00	0.14	0.16	0.10	0.10	0.07
H_2O^+	0.78	0.50	0.60	0.82	0.94	0.84	0.64	0.80	0.80	1.19	0.62	0.62	0.70	1.02	0.75	2.33	1.54	1.57	1.85	0.63
Total	99.14	99.09	99.50	99.36	99.10	99.37	99.81	99.29	99.60	99.00	99.41	99.41	99.21	99.07	98.74	99.50	99.18	99.34	99.39	99.33
Ba	810	938	972	974	1090	914	1086	841	1160	991	1149	719	1197	362	87	1091	1099	1263	1040	201
Nb	6	5	6	7	8	4	6	5	6	6	4	9	5	10	4	8	10	9	10	3
Zr	90	111	102	95	145	133	71	59	90	110	60	72	112	52	53	145	120	131	127	47
Y	8	5	5	7	9	5	4	5	7	8	5	8	6	5	<	5	8	8	7	3
Sr	392	414	396	351	570	568	393	449	372	435	401	306	460	137	63	267	297	275	240	94
Rb	73	70	72	75	77	46	77	55	70	69	74	80	93	259	164	172	210	206	186	181
Zn	33	35	33	29	65	48	28	10	28	50	16	12	41	14	4	13	28	28	18	6
Cu	4	4	5	5	3	4	3	3	7	6	3	2	1	5	3	2	2	3	1	3
Cr	9	7	5	8	13	7	5	5	5	11	8	7	8	6	9	14	8	10	10	5
V	15	15	15	22	31	16	11	9	15	22	9	9	22	17	11	43	29	36	33	11
Ga	20	19	19	22	20	18	20	17	20	20	19	22	20	21	20	21	24	22	21	19
Pb	18	18	20	17	13	12	19	7	20	14	19	21	17	39	83	29	44	40	35	88
Th	10	6	6	7	13	5	5	7	6	9	5	4	9	9	24	18	16	18	19	16
Ni	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<
qz	23.46	24.63	26.16	24.09	19.35	22.93	24.78	32.88	25.02	23.88	23.88	25.77	24.58	30.98	31.96	26.37	24.87	25.74	27.93	29.11
or	22.81	19.56	20.21	21.87	16.90	11.11	24.59	15.19	22.75	17.96	25.40	25.24	22.63	29.84	36.94	32.33	32.68	35.40	32.56	46.10
ab	43.16	44.01	42.65	42.40	43.83	48.06	41.21	36.55	42.40	43.66	41.96	42.23	40.62	34.69	27.92	29.70	33.00	28.86	28.77	21.07
an	6.59	7.63	6.93	6.77	11.63	11.12	6.17	9.64	5.83	7.68	6.05	5.29	7.00	1.56	2.43	3.75	2.48	3.12	3.76	2.02
C	0.21	0.06	0.26	0.46	0.34	0.58	0.25	0.92	0.48	0.90	0.16		0.66	1.00	0.07	2.97	2.44	2.46	2.46	0.35
wo	1.65	2.26	2.06	1.41	1.98	2.86	1.91	2.50	1.40	0.81	2.07		1.54	0.25	0.99					0.59
di	2.04	1.72	1.56	2.63	5.37	3.33	1.24	2.85	1.93	4.46	0.86	0.01	2.58	0.75	0.05	2.92	1.93	2.43	2.93	0.48
hy												0.39				0.54	0.72	0.39	0.24	
ol																				
mt	0.70	0.93	0.86	0.96	1.34	1.15	0.68	0.91	0.72	1.11	0.48	0.58	0.90	0.59	0.18	0.32	0.81	0.81	0.65	0.22
he	0.31	0.33	0.32	0.33	0.69	0.50	0.17	0.23	0.26	0.46	0.15	0.22	0.40	0.23	0.13	0.79	0.62	0.60	0.64	0.16
il	0.30	0.32	0.30	0.32	0.66	0.47	0.19	0.23	0.27	0.46	0.15	0.19	0.36	0.23	0.11	0.74	0.57	0.59	0.59	0.15
ap	0.09	0.09	0.09	0.12	0.26	0.14	0.05	0.05	0.12	0.17	0.07	0.07	0.14	0.19		0.33	0.38	0.24	0.24	0.17

Probe	K1	K2	K7	K5	K6	K10	K3	K9	K4	K8	W1	W2	W3	W4	W5	W6	W7	W8	W8X
SiO_2	70.60	71.03	70.94	70.17	69.38	56.74	49.48	64.30	43.14	46.21	66.61	66.20	70.25	64.79	75.87	65.56	64.63	63.82	57.04
TiO_2	0.30	0.29	0.27	0.31	0.37	0.84	1.31	0.50	2.85	2.44	0.43	0.46	0.22	0.53	0.08	0.55	0.52	0.58	1.01
Al_2O_3	14.58	14.55	14.70	14.52	14.81	16.92	14.64	16.36	14.20	14.90	15.68	15.43	15.31	15.37	12.81	15.68	15.75	16.12	15.17
Fe_{tot}	2.68	2.58	2.54	2.87	3.25	5.19	11.08	3.59	17.65	15.01	3.08	3.21	1.66	3.09	0.56	3.57	3.33	4.18	7.13
MnO	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.09	0.23	0.05	0.23	0.24	0.06	0.06	0.02	0.06	0.01	0.06	0.06	0.08	0.17
MgO	0.99	0.81	0.79	0.87	0.93	3.59	7.05	2.23	6.36	6.29	1.82	1.84	0.59	1.88	0.03	2.14	2.10	2.34	6.08
CaO	2.56	2.70	2.71	1.84	2.35	4.41	9.80	2.97	10.44	10.38	3.09	3.02	1.58	3.06	0.51	3.08	3.10	3.85	5.40
Na_2O	4.32	4.32	4.36	4.25	4.29	3.53	3.17	4.59	1.71	2.06	4.42	4.20	4.16	4.08	3.84	4.41	4.60	4.52	3.16
K_2O	2.19	2.07	2.05	3.35	2.67	2.57	0.55	3.20	0.66	0.71	3.24	3.49	4.57	3.66	5.09	2.89	2.86	2.61	1.86
P_2O_5	0.07	0.06	0.06	0.06	0.08	0.17	0.12	0.19	0.04	0.06	0.11	0.12	0.04	0.15	<	0.15	0.14	0.16	0.15
H_2O^+	1.08	0.92	0.81	0.96	0.83	4.86	1.52	1.34	1.98	0.84	1.13	1.22	0.88	2.35	0.65	1.37	1.95	1.41	1.81
Total	99.43	99.38	99.28	99.26	99.02	98.91	98.95	99.32	99.26	99.14	99.67	99.25	99.28	99.02	99.45	99.46	99.05	99.67	98.98
Ba	874	987	900	809	1188	588	34	898	111	118	993	997	772	1264	183	1226	859	869	503
Nb	5	5	4	6	7	3	2	8	2	2	8	8	5	6	5	7	8	6	8
Zr	139	140	140	151	175	123	62	152	23	27	114	120	74	135	64	129	125	134	98
Y	8	7	7	20	14	22	27	14	13	17	11	12	5	10	2	11	10	12	23
Sr	216	227	233	137	178	207	162	453	242	227	490	477	293	468	90	500	502	572	424
Rb	60	52	55	77	64	83	9	70	20	12	94	97	123	100	144	86	90	76	88
Zn	44	41	40	41	47	55	90	60	106	103	56	56	28	53	2	75	70	80	159
Cu	2	3	4	3	1	20	8	10	18	12	3	3	3	3	6	6	4	6	7
Cr	7	9	7	6	9	28	263	19	6	47	27	27	14	43	8	47	37	40	150
V	28	32	33	35	44	168	290	59	550	442	57	62	28	67	12	67	70	84	153
Ga	16	15	16	17	17	18	13	19	19	19	19	20	18	19	17	20	20	20	22
Pb	7	8	8	7	8	14	6	12	10	8	34	33	40	28	53	27	30	28	23
Th	<	<	5	10	10	7	<	7	<	<	14	20	22	15	28	11	12	9	5
Ni	<	<	<	<	<	5	91	<	16	13	<	<	<	<	<	<	<	<	63
qz	28.14	28.79	28.53	26.16	25.75	5.03	13.01				19.99	20.22	23.12	19.04	32.73	16.66	18.17	16.97	8.41
or	13.18	12.41	12.29	20.15	16.09	16.13	3.31	19.45	4.02	4.26	19.44	21.04	27.42	22.40	30.43	17.43	17.43	15.72	11.29
ab	37.15	37.15	37.49	36.56	37.01	31.73	27.50	39.85	14.89	17.77	37.99	36.22	35.79	35.71	32.91	38.08	40.11	38.93	27.50
an	12.44	13.20	13.25	8.82	11.87	22.09	24.77	13.88	29.93	29.81	13.54	13.22	7.73	13.25	2.58	14.60	14.30	16.27	22.37
C	0.62	0.45	0.53	0.74	0.60	0.77		0.41					0.75		0.05	0.04			
wo	2.28	3.15	3.23	1.12	2.21								1.50		0.99				
di	5.43	4.41	4.30	4.78	5.11	18.07	20.01	10.80	19.25	18.44	1.03	0.99	3.22	1.12	0.16	11.36	0.48	1.66	3.45
hy						7.32	9.13	0.71	5.05	11.63	4.13	4.22		4.31		0.16	5.16	5.16	23.06
ol							9.98		17.27	9.92									
mt	1.94	1.87	1.86	2.07	2.32	1.20	2.48	2.24	3.94	3.32	1.95	1.99	1.07	1.70	0.35	2.09	1.95	2.64	1.60
he	0.56	0.54	0.53	0.61	0.71			1.03			0.84	0.92	0.44	1.07	0.16	1.11	1.05	1.16	
il	0.59	0.55	0.51	0.61	0.72		1.69	0.97	5.56	4.71	0.84	0.89	0.42	1.04	0.15	1.06	1.03	1.12	1.98
ap	0.17	0.14	0.14	0.17			0.43	0.45	0.09	0.14	0.26	0.28	0.09	0.38	0.36	0.33	0.38	0.36	

Tabelle 1: Fortsetzung

Tabelle 2: Probenliste (R= Rechtswert, H= Hochwert)

Probenbezeichnung	Lokalität	Meßtischblatt	Geographische Koordinaten		Gesteinsname
E1	Edenkoben	6714 Edenkoben	R 3433880	H 5460540	Aplit
E2	Edenkoben	6714 Edenkoben	R 3433770	H 5460950	Granit
E3	Edenkoben	6714 Edenkoben	R 3434020	H 5460870	Granit
E4	Edenkoben	6714 Edenkoben	R 3434670	H 5460950	Granit
E5	Edenkoben	6714 Edenkoben	R 3434680	H 5460980	Granit
E6	Edenkoben	6714 Edenkoben	R 3433880	H 5460430	Aplit
B	Burrweiler	6714 Edenkoben	R 3432590	H 5458480	Granitgang
A1	Albersweiler	6714 Edenkoben	R 3428800	H 5454320	hellgrauer Gneis
A2	Albersweiler	6714 Edenkoben	R 3428710	H 5454390	hellgrauer Gneis
A3	Albersweiler	6714 Edenkoben	R 3428710	H 5454390	hellgrauer Gneis
A5	Albersweiler	6714 Edenkoben	R 3428840	H 5454510	hellgrauer Gneis
A7	Albersweiler	6714 Edenkoben	R 3428770	H 5454280	dunkelgrauer Gneis
A8	Albersweiler	6714 Edenkoben	R 3428730	H 5454290	dunkelgrauer Gneis
A9	Albersweiler	6714 Edenkoben	R 3428770	H 5454470	hellgrauer Gneis
A10	Albersweiler	6714 Edenkoben	R 3438900	H 5454350	hellgrauer Gneis
A11	Albersweiler	6714 Edenkoben	R 3428820	H 5454420	hellgrauer Gneis
A13	Albersweiler	6714 Edenkoben	R 3438750	H 5454370	dunkelgrauer Gneis
A14	Albersweiler	6714 Edenkoben	R 3428780	H 5454370	hellgrauer Gneis
A15	Albersweiler	6714 Edenkoben	R 3428780	H 5454290	hellgrauer Gneis
A16	Albersweiler	6714 Edenkoben	R 3428790	H 5453820	hellgrauer Gneis
K1	Waldhambach	6814 Landau	R 3427510	H 5447320	grobkörn. Granodiorit
K2	Waldhambach	6814 Landau	R 3427530	H 5447300	grobkörn. Granodiorit
K7	Waldhambach	6814 Landau	R 3427510	H 5447330	grobkörn.Granodiorit
K6	Waldhambach	6814 Landau	R 3427510	H 5447310	feinkörn. Granodiorit
K5	Waldhambach	6814 Landau	R 3427510	H 5447320	feinkörn. Granodiorit
K10	Waldhambach	6814 Landau	R 3427510	H 5447330	Xenolith i.Granodiorit
K9	Waldhambach	6814 Landau	R 3427520	H 5447305	feinkörniger Gneis
K3	Waldhambach	6814 Landau	R 3427520	H 5447305	feinkörn. Amphibolit
K4	Waldhambach	6814 Landau	R 3427550	H 5447325	grobkörn. Amphibolit
K8	Waldhambach	6814 Landau	R 3437540	H 5457320	grobkörn. Amphibolit

Tabelle 2: (Fortsetzung)

Probenbezeichnung	Lokalität	Meßtischblatt	Geographische Koordinaten		Gesteinsname
W1	Windstein	3813 ouest Langensoultzbach	*R* 5,932	H 5427330	Granodiorit
W2	Windstein	3813 ouest Langensoultzbach	*R* 5,932	H 5427320	Granodiorit
W3	Windstein	3813 ouest Langensoultzbach	*R* 5,941	H 5426640	Granodiorit
W4	Windstein	3813 ouest Langensoultzbach	*R* 5,940	H 5426660	Granodiorit
W5	Windstein	3813 ouest Langensoultzbach	*R* 5,938	H 5426610	Aplit
W6	Windstein	3813 ouest Langensoultzbach	*R* 5,937	H 5426740	Granodiorit
W7	Windstein	3813 ouest Langensoultzbach	*R* 5,935	H 5427070	Granodiorit
W8	Windstein	3813 ouest Langensoultzbach	*R* 5,936	H 5427040	Granodiorit
W8X	Windstein	3813 ouest Langensoultzbach	*R* 5,936	H 5427040	Xenolith im Granodiorit

Leicht erhöhte Pb- und Th-Konzentrationen fallen bei den Proben von Edenkoben und Windstein auf, erhöhte Sr-Werte sind in Albersweiler zu registrieren.

Obwohl nicht alle Elemente unterschiedliche Differentiationstrends anzeigen, deuten doch die für granitoide Gesteine kompatiblen Elemente wie Ca, Na, K oder auch Rb auf die Unterteilung der Vorkommen in eine nördliche Gruppe mit den Proben von Edenkoben und Burrweiler und in eine südliche Gruppe mit den Gesteinskomplexen von Albersweiler, Waldhambach und Windstein hin.

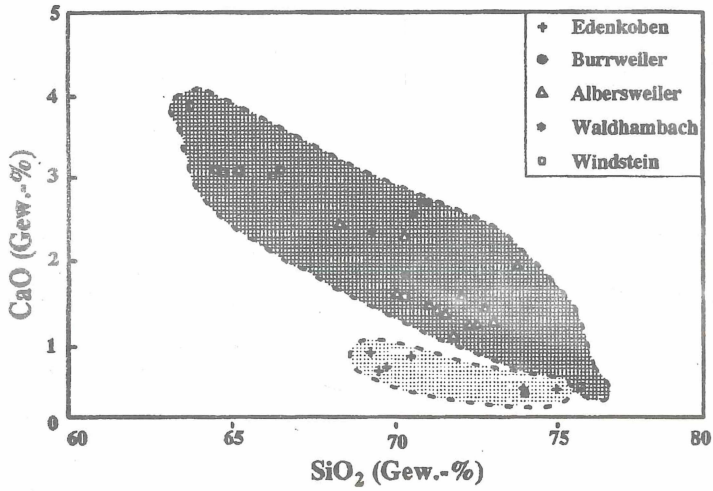

Abb. 3: CaO/SiO_2- Variationsdiagramm, Erläuterungen siehe Text.

5. Diskussion und Schlußfolgerungen

In der Dreiecksdarstellung Quarz-Plagioklas-Alkalifeldspat nach Streckeisen (1976) (Abb. 4) kommen die granitischen Gesteine von Edenkoben und Burrweiler sowie zwei Proben des hellen Gneises von Albersweiler im Bereich der Granite vor, während sich die übrigen Gesteinsproben von Albersweiler, Waldhambach und Windstein im Feld der Granodiorite wiederfinden.

Weitere Möglichkeiten, granitoide Gesteine hinsichtlich ihrer modalen Zusammensetzung zu differenzieren, sind die Klassifikationen von Didier & Lameyre (1969) und O'Connor (1965), die bei Laue (1991) graphisch dargestellt sind. Didier & Lameyre (1969) unterscheiden granitoide Gesteinstypen mit Hilfe der Farbzahl COL in Granodio-

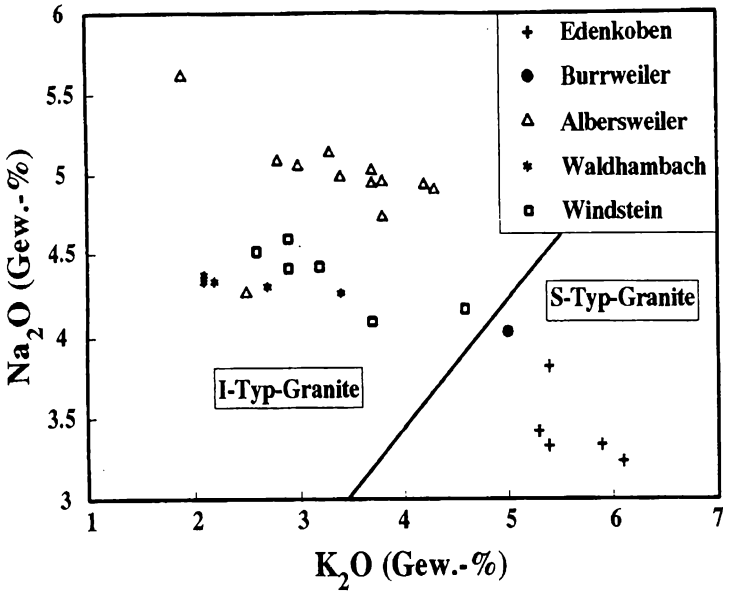

Abb. 4: Na_2O/K_2O-Variationsdiagramm, das hohe Na_2O/K_2O-Verhältnis in den Vorkommen von Albersweiler, Waldhambach und Windstein zeigt die Tendenz zum I-Typ Granit an, dagegen charakterisieren niedrige Na_2O/K_2O-Verhältnisse Gesteine von Edenkoben und Burrweiler als S-Typ Granite (nach HINE ET AL., 1978).

rit/Monzogranit und Leukogranit einteilen, wobei COL = 100 - (Quarz + Feldspat) gilt. Danach sind die Nord-Vorkommen sowie die hellgrauen Gneise und eine Probe des dunkelgrauen Gneis von Albersweiler als Leukogranit und die Granodiorit-Vorkommen im Süden sowie die übrigen Proben des dunkelgrauen Gneises als Granodiorit/Monzogranit zu bezeichnen. Im Klassifikationsdreieck nach O'CONNOR (1965) werden die normativen Feldspatanteile Anorthit, Albit und Orthoklas prozentual zueinander aufgetragen. Nach dieser Einteilung liegen die Proben aus dem Norden von Edenkoben und Burrweiler im Bereich der Granite, die Windsteiner Proben in dem der Granodiorite. Die bei dieser Klassifikation herangezogenen normativen Gehalte der Proben aus Albersweiler und Waldhambach führen zu keiner eindeutigen Zuordnung der Gesteine. Sie liegen sowohl im Bereich der Granite, der Trondhjemite, als auch in dem der Granodiorite. Hierbei ist zu berücksichtigen, daß in der CIPW-Norm nur H_2O-freie Phasen zur Berechnung herangezogen werden, was zu Fehlinterpretationen führen kann.

Demnach sind die Vorkommen im Norden von Edenkoben und Burrweiler als Granite (STRECKEISEN, 1976, und O'CONNOR, 1965) oder Leukogranite (DIDIER & LAMEYRE, 1969) und die südlichen Vorkommen von Waldhambach und Windstein als Granodiorite (STRECKEISEN, 1976, O'CCONNOR, 1965, und DIDIER & LAMEYRE, 1969) zu bezeichnen. Nur die Proben von Albersweiler lassen sich hinsichtlich dieser Klassifikationen nicht eindeutig den Graniten oder Granodioriten zuzuordnen.

Sowohl petrographische als auch geochemische Kriterien benutzen CHAPPELL & WHITE (1974) und HINE et al. (1978) zur Differenzierung von S- und I-Typ-Graniten. I-Typ-Granite haben einen magmatischen Ursprung, sie sind Differentiate von Mantelgesteinen,

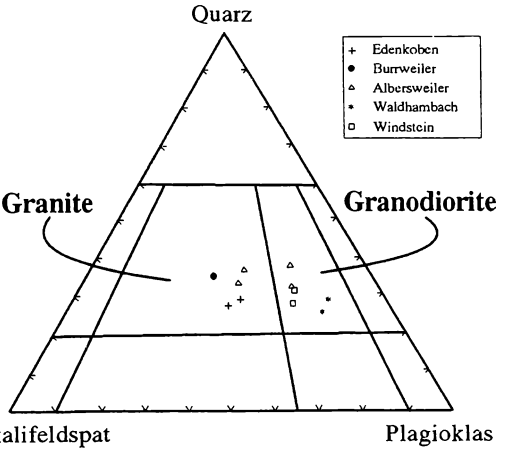

Abb. 5: Modaler Mineralbestand ausgezählter Dünnschliffe im Klassifikationsdiagramm für Granitoide nach STRECKEISEN (1976).

deren Magmen im Bereich von Subduktionszonen gebildet werden. S-Typ-Granite werden als Schmelzprodukte unter Beteiligung von Sedimenten interpretiert. Sie bilden sich in Kollisionsgebieten. Die Unterscheidungsmerkmale bezogen auf die Vorkommen im Arbeitsgebiet werden ausführlich bei LAUE (1991) aufgeführt. So läßt sich in S-Typ Graniten primärer Muskowit finden, dagegen enthalten I-Typ Granite häufig die Minerale Hornblende und Titanit. Ein weiteres wichtiges Unterscheidungsmerkmal ist das Verhältnis der Alkalien (Abb. 5). Daraufhin können die nördlichen Granite von Edenkoben und Burrweiler als S-Typ- und die südlichen granitoiden Vorkommen von Albersweiler, Waldhambach und Windstein als I-Typ-Granite bezeichnet werden. WHITE & CHAPPELL (1979) und PITCHER (1982) geben für S- und I-typ-Gesteine Orogengürtel als geotektonisches Bildungsmilieu an.

PEARCE et al. (1984) benutzen Spurenelemente um granitoide Gesteine bezüglich ihres plattentektonischen Bildungsmilieu zu unterscheiden. Sie differenzieren Ozeanrücken-Granite (ocean ridge granite, ORG) Vulkanbogen-Granite (volcanic arc granite, VAG), Granitoide, die innerhalb tektonischer Platten gebildet worden sind (within plate granite, WPG) und Kollisions-Granite (collision granite, COLG). Im Hinblick auf ihre geotektonische und temporäre Position innerhalb plattentektonischer Vorgänge werden einige dieser Granittypen nochmals unterteilt, z.B. in syn-COLG oder post-COLG. In dem Diskriminationsdiagramm Rb/Nb+Y (PEARCE et al., 1984) werden bei den Vorkommen am NW-Rand des Rheingrabens zwei Gruppen unterschieden (Abb. 6). Demnach sind der Edenkobener Granit und der Burrweiler Gang als syn-COLG und der Albersweiler Gneis sowie die Granodiorite von Waldhambach und Windstein als VAG zu bezeichnen.

Auch weitere Interpretationen der geochemischen Analysen nach BROWN et al.(1984), HARRIS et al.(1986) oder WOOD et al.(1979), alle bei LAUE (1991) diskutiert, ergeben für das Arbeitsgebiet am westlichen Rheingraben zwei unterschiedliche Granitassoziationen. Im nördlichen Bereich des Arbeitsgebietes sind mit dem Granit von Edenkoben und dem granitoiden Gang von Burrweiler zwei Zwei-Glimmer-Granite mit Merkmalen von S-Typ- und syn-COL-Graniten aufgeschlossen. Im Süden dagegen liegt eine Gesteinsabfolge mit

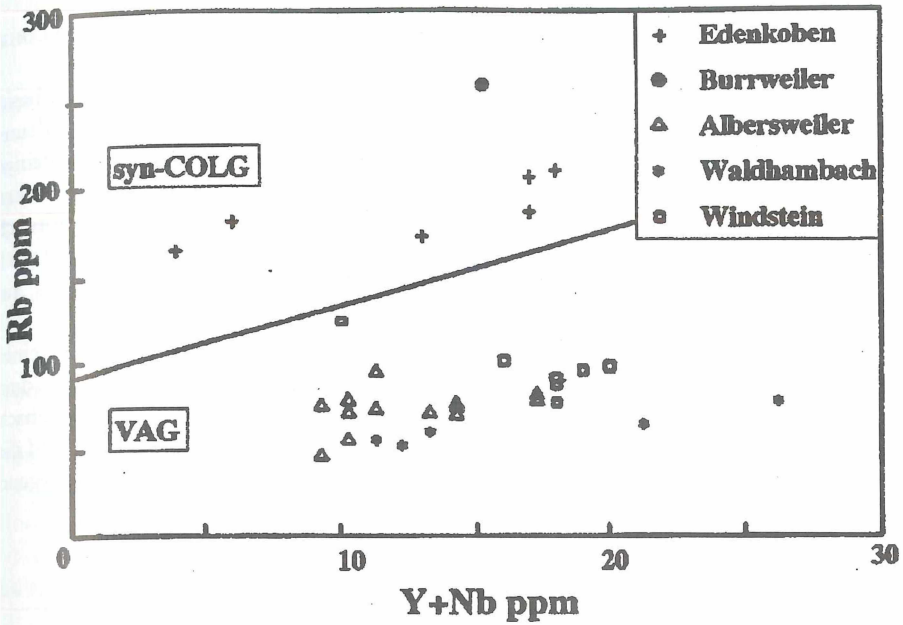

Abb. 6: Diskriminationsdiagramm nach PEARCE et al. (1984) zur Unterscheidung von syn-COLG und VAG, Erläuterungen siehe Text.

dem Alberweiler Gneis und den Granodioriten von Waldhambach und Windstein vor, deren petrographische und geochemische Zusammensetzung auf I-Typ- bzw. volcanic-arc-Intrusionen hinweist.

Die Interpretation der Analysenergebnisse dieser Arbeit offenbart einen Grenzbereich zwischen Albersweiler und Burrweiler, das heißt eine Grenze zwischen einem Subduktionszonenmilieu im Süden und einem Bereich mit überwiegend kontinentalem Krusteneinfluß im Norden. Auch FLÖTTMANN & ONCKEN (1992) fordern eine geologische Grenze zwischen Burrweiler und Albersweiler aufgrund unterschiedlicher Temperatur-Druck-Deformations-Entwicklungsgeschichten der beiden Regionen.

Der Albersweiler Orthogneis nimmt sicherlich eine Sonderstellung in der magmatischen Abfolge ein, weil er durch den hohen Metamorphosegrad von den anderen Vorkommmen verschieden ist. Er repräsentiert wahrscheinlich einen älteren Krustenteil, der bei den orogenen Prozessen verformt worden ist. Die chemische Zusammensetzung des Gesteins gibt dennoch Hinweise auf ein ähnliches geotektonisches Bildungsmilieu wie das der im Süden folgenden Granodiorite.

Petrographie und Geochemie der Gesteine der Mitteldeutschen Kristallinschwelle des Saxothuringikums im Bereich des heutigen Rheingrabens geben Hinweise auf ein geologisch-tektonisches Bildungsmilieu im Bereich eines aktiven Kontinentalrandes mit nach Norden hin zunehmendem Kontinentaleinfluß.

Diese Feststellung wird auch durch die Betrachtung der benachbarten Metasedimente belegt. Terrigene Sedimente im Norden von Neustadt und Hambach (MÜNZIG, 1956) sowie in Burrweiler (ZAMINER, 1957) weisen auf einen kontinentalen Ursprung hin,

während die pyroklastischen Ablagerungen von Weiler im Süden (MÜHE, 1992 und LÖHR, 1991) dem Bereich einer ehemaligen Subduktionszone angehören.

Die in den Nordvogesen südlich des Arbeitsgebietes vorkommenden Magmatite besitzen I-Typ-Charakter und werden als Intrusionen in einem Inselbogenbereich gedeutet (HOLL & ALTHERR, 1987). Weiterhin fordern Untersuchungen an magmatischen Gesteinen des Bergsträßer Odenwaldes einen variscischen Inselbogen-Magmatismus (HENES-KLAIBER et al., 1989). Die Gesteine des Böllsteiner Odenwaldes sind überwiegend prävariscisch (LIPPOLT, 1986). Jedoch kommen auch hier variskische I-Typ-Intrusiva vor (ALTENBERGER et al.,1990). Diese Resultate aus den Nachbargebieten deuten also ebenfalls auf subduktionsbezogenen Magmatismus hin.

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit stehen in Einklang mit der Hypothese einer nach Norden unter die Mitteldeutsche Kristallinschwelle abtauchenden Subduktionzone. Die I-Typ-Granite und die vulkanogenen Sedimente ihrer Umgebung bei Waldhambach und bei Windstein stellen dabei den grabennahen Bereich dar. Die S-Typ-Granite und die terrigenen Metasedimente im Norden sind dem grabenfernen Bereich mit überwiegend kontinentalem Einfluß zuzuordnen.

Danksagung

Wir danken Prof. K.-H.Emmermann und Dr. M.Krimmel vom Geologischen Landesamt Rheinland-Pfalz für die gute Zusammenarbeit. Für die Unterstützung der Basalt AG und ihres Betriebsleiters R. Schäfer in Albersweiler sowie die der Firma Kuhn in Waldhambach sind wir ebenfalls sehr dankbar. Prof. A.Kröner, Prof. O.Oncken, Dr. T. Flöttmann, Dr. U.Henes-Klaiber, Dr. A.Holl sowie P.Löhr verdanken wir fruchtbare Diskussionsbeiträge.

6. Literaturverzeichnis

ALTENBERGER, U.; BESCH, T.; MOCEK, B.; ZAIPING, Y. & YONG, S. (1990): Geochemie und Geodynamik des Böllsteiner Odenwaldes.- Mainzer geowiss. Mitt., **19**: 183-200, Mainz.

BASSAHAK, J. & GAGNY, C. (1987): La granodiorite de Windstein.- 112e Congrès national des Sociétés savantes, **fasc.1**: 33-34, Lyon.

BEHR, H.J.; ENGEL, W.; FRANKE, W.; GIESE, P. & WEBER,K. (1984): The Variscan belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions.- Tectonophysics, **109**: 15-41, Amsterdam.

BROWN, G.C.; THORPE, R.S. & WEBB,P.C. (1984): The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources.- J. geol. Soc..,**141**: 413-426, London.

CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. Pacific Geology, **8**: 173-174.

COX, K.G.; BELL, J.D. & PANKHURST, R.J. (1979): The Interpretation of Igneous Rocks.- 450 S, London: Allen & Unwin.

DIDIER, J. & LAMEYRE, J. (1969): Les granites du Massif Central français: étude comparée des leucogranites et granodiorites.- Contr. Mineral. Petrol., **24**: 219-238, Berlin - Heidelberg.

Falke, H. (1969): Zur Paläogeographie der Randgebiete des nördlichen Oberrheingrabens zur Zeit des Rotliegenden.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 130-151, Wiesbaden.

Flöttmann, T. & Oncken, O. (1992): Constraints on the evolution of the Mid German Crystalline Rise - a study of outcrops west of the river Rhine.- Geol. Rundschau, **81**: 515-543, Stuttgart.

Franke, W. (1989): Variscan plate tectonics in Central Europe - current ideas and open questions.- Tectonophysics, **169**: 221-228, Amsterdam.

Frenzel, G. & Attia, M. (1969): Das Grundgebirge und Rotliegende im südöstlichen Kaiserbach-Tal (Südpfalz).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **134**: 17-56, Stuttgart.

Harris, N.B.W.; Pearce, J.A. & Tindle, A.G. (1986): Geochemical characteristics of collision-zone magmatism.- In: Coward, M.P. & Ries, A.C. (Eds.): Collision Tectonics.- Geol. Soc. Amer. Spec. Publ. No.**19**: 67-81, Boulder/Colorado.

Henes-Klaiber, U.; Holl, A. & Altherr, R. (1989): The Odenwald: more evidence for Hercynian arc magmatism.- Terra abstracts, **1**: 281, Oxford.

Hine, R.; Williams, I.S.; Chappell, B.W. & White, A.J.R. (1978): Contrasts between I- and S-type granitoids of the Kosciusko Batholith.- J. geol. Soc. Austral., **15**: 219-234, Sydney.

Holl, A. & Altherr, R. (1987): Hercynien I-Type granitoids of northern Vosges: documents of increasing arc maturity.- Terra cognita, **7**: 174, Oxford.

Laue, S. (1991): Petrographische und geochemische Untersuchungen von Granitoiden an der nordwestlichen Rheingrabenschulter, S-Pfalz/N-Elsaß.- Universität Mainz, unveröffentl. Diplomarbeit, 102 S, Mainz.

Leppla, A. (1892): Über das Grundgebirge der Pfälzischen Nordvogesen.- Z. deutsch. geol. Ges., **44**: 400-438, Hannover.

Lippolt, H.J. (1986): Nachweis altpaläozoischer Primäralter (Rb-Sr) und karbonischer Abkühlungsalter (K-Ar) der Muskowit-Biotit-Gneise des Spessarts und der Biotit-Gneise des Böllsteiner Odenwaldes.- Geol. Rundschau, **75**: 569-583, Stuttgart.

Löhr, P. (1991): Zur Petrographie und Geochemie der Lamprophyre der nordwestlichen Rheingrabenrandschulter, Südpfalz und nördliches Elsaß.- Universität Mainz, unveröffentl. Diplomarbeit, 131 S, Mainz.

Lorenz, V. & Nicholls, I.A. (1984): Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the Palaeozoic.- Tectonophysics, **107**: 25-56, Amsterdam.

Matte, Ph. (1986): Tectonics and plate tectonic model for Variscan belt of Europe.-Tectonophysics, **126**: 329-374, Amsterdam.

Matte, Ph. (1991): Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe.- Tectonophysics, **196**: 309-337, Amsterdam.

Mühe, R. (1992): Ignimbrit- und Tuff-Horizonte in den Metasedimenten von Weiler/Wissembourg (Elsaß): Hinweise für orogenen Kalk-Alkali-Vulkanismus im Bereich des Saxothuringikums.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **7**: 435-447, Stuttgart.

Münzing, K. (1956): Geologische Beobachtungen im Pfälzerwald.- Pfälzer Heimat, **7/1**: 14-16, Speyer.

O'Connor, C.W. (1965): A Classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios.- U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.,**525-B**: 79-84, Washington.

Pearce, J.A.; Harris, N.B.W. & Tindle, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.- J. Petrol., **25**: 956-983, Oxford.

PITCHER, W.S. (1983): Granite: typology, geological environment and melting relationships.- In: ATHERTON, M.P. & GRIBBLE, C.D. (eds): Migmatites, Melting and Metamorphism.- Shiva: 277-285, Cambridge.

SCHÖNENBERG, R. & NEUGEBAUER, J. (1987): Einführung in die Geologie Europas.-340 S, Freiburg i.B.: Rombach.

STAPF, K.R.G. (1988): Zur Tektonik des westlichen Rheingrabenrands zwischen Nierstein am Rhein ind Wissembourg (Elsaß).- Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **N.F.70**: 399-410, Stuttgart.

STELLRECHT, R. (1971): Geologisch-tektonische Entwicklung im Raum Albersweiler/Pfalz.-Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **N.F.53**: 239-262, Stuttgart.

STRECKEISEN, A. (1976): To each plutonic rock its proper name.- Earth Sci. Rev., **12**: 1-33, Amsterdam.

TRUNKO, L. (1984): Karlsruhe und Umgebung.- Sammlung Geologischer Führer, Bd.78, 227 S, Berlin - Stuttgart: Bornträger.

WEBER, K. (1984): Variscan events: Early Palaeozoic continental rift metamorphism and late palaeozoic crustal shortening.- In: HUTTON, D.H. & SANDERSON, D.J. (Eds.): Variscan tectonics of the North Atlantic region.- 3-22, Oxford.

WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. (1983): Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia.- Geol. Soc. Am. Mem., **159**: 21-34, Boulder/Colorado.

WOOD, D.A.; JORON, J-L. & TREUIL, M. (1979): A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings.- EPSL, 45: 326-336, Amsterdam.

ZAMINER, C. (1957): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Grundgebirge der Pfalz.- Mitt. POLLICHIA III. Reihe 4: 7-33, Bad Dürkheim.

ZIEGLER, P.A.(1986): Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of western and central Europe.- Tectonophysics, **126**: 303-328, Amsterdam.

(Bei der Schriftleitung eingegangen am 07. 07. 1994)

Anschrift der Autoren:
Dipl. Geol. Steffen Laue, Dr. habil. Thomas Reischmann, Institut für Geowissenschaften, Johannes Gutenberg-Universität, Becherweg 21, D-55099 Mainz

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Mitteilungen der POLLICHIA

Jahr/Year: 1994

Band/Volume: 81

Autor(en)/Author(s): Reischmann Thomas, Laue Steffen

Artikel/Article: Petrographie und Geochemie variscischer Intrusiva der westlichen Rheingrabenschulter 195-214