

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Graz
Exkursion in das oststeirische Vulkangebiet

Von Haymo Heritsch¹⁾

Mit einem Beitrag von Helmut Höller

Mit einer Abbildung auf Beilagentafel XVIII

Eine Übersicht vermitteln folgende geologische Karten:

METZ K. (1957). Geologische Karte der Steiermark. Steirischer Heimatatlas.

WINKLER A. (1926). Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Gleichenberg. Geolog. Bundesanstalt.

EINFÜHRUNG

Die regionale Stellung des jungen Vulkanismus des steirischen Beckens ist von den Bearbeitern immer wieder in Erwägung gezogen worden. Man vergleiche etwa die Ausführungen von A. WINKLER (1914), A. WINKLER-HERMADEN (1939), der ja in vielen Arbeiten seine geologischen Forschungsergebnisse über diesen Raum niedergelegt hat, oder etwa die vorwiegend petrographischen Untersuchungen von C. PREISZ (1908), L. JUGOVICS und A. MARCHET (1937) und L. JUGOVICS (1939). Hier stehen einerseits die Beziehungen zum Vulkanismus des Bachern-Gebirges und der Drau-Save-Falten, andererseits die Beziehungen zum Vulkanismus des Burgenlandes und weiterhin des Plattenseegebietes zur Diskussion.

Der ganze Fragenkomplex hat durch die Arbeiten von A. HAUSER (1951, 1953, 1954b), A. HAUSER und K. KOLLMANN (1954) bzw. A. HAUSER und J. KAPOUNEK (1953) eine wesentliche Ausweitung und Bereicherung erfahren. Denn durch den Fund eines Andesites im Leithakalk bis Leithamergel von Retznei, südlich von Leibnitz, und durch das Anfahren von Daziten bis Andesiten in Bohrungen im Raum von Mureck ist ein weiteres Vulkangebiet erschlossen worden, das zwischen dem Vulkangebiet von Gleichenberg und dem Vulkangebiet des Bachern-Gebirges bzw. der Drau-Save-Falten vermittelt. Ergänzt wird der Befund durch das Anfahren eines weiteren Andesites bei Wundschuh, nördlich von Weitendorf. Damit ist eine viel größere Verbreitung des Vulkanismus, der eben, teilweise unter jüngeren Sedimenten bedeckt, verborgen bleibt, erkannt worden. In diesem Sinn spricht A. HAUSER (1954b) von einem steirischen Vulkanbogen, der sich, ausgehend von Andesiten und Daziten zwischen Save und Drau (Jugoslawien), über die Vulkangebiete von Mureck, Gleichenberg und Burgenland in Österreich bis zum Vulkangebiet des Plattensees (Ungarn) erstreckt und in Beziehung zum Niedertauchen der Alpen steht. Als nordwestliche Vorposten dieses Bogens sind der Basalt von Weitendorf bzw. der Andesit von Wundschuh und der Basalt von Kollnitz, in Kärnten, zu nennen.

Der Gesteinsinhalt des Vulkanbogens ist folgender: Im Südwesten Andesite und Dazite, von denen besonders die des westlichen Bachern von L. DOLAR-

¹⁾ Vorliegendes Manuskript ist am 29. 4. 1963 bei Prof. WIESENEDER, dem Leiter der Herbsttagung 1963 der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, eingelangt und am 7. 5. 1963 von der Schriftleitung der „Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark“ zum Druck angenommen worden.

MANTUANI (1938) ausführlich untersucht wurden. Es handelt sich um Gesteine mit Einsprenglingen von nichtzonarem Plagioklas mit 34—55 Prozent an oder auch zonarem Plagioklas mit Kern um 45 Prozent an und Hülle um 38 Prozent an, Rekurrenzen kommen vor, ferner Biotit und Hornblende, Quarz tritt in den Daziten als Einsprengling auf. Die Grundmasse ist sekundär meist schon weitgehend verändert und in toniges Material übergeführt. Den an der Nordgrenze Kroatiens liegenden Hypersthenandesiten, Daziten und Lipariten widmet M. KISPAČIĆ (1909) eine eigene Studie. Auch hier gibt es weitgehend sekundäre Veränderungen. Neuere Analysen wurden meines Wissens nicht bekannt gegeben.

Der Raum Retznei-Mureck liefert einmal in Retznei, A. HAUSER (1951), einen Biotitandesit mit Einsprenglingen von Plagioklas mit 30—35 Prozent an bzw. 37 Prozent an, teilweise zonar, und Biotit. Die Grundmasse ist kryptokristallin und zeigt weitgehend sekundäre Beeinflussung durch limonitische Durchtränkung und Karbonatbildung. Bei den Bohrungen nördlich von Mureck, A. HAUSER und J. KAPOUNEK (1953) ist an mehreren Stellen auf einer ungefähr 5 km langen Strecke vulkanisches Gestein festgestellt worden, was die von A. WINKLER-HERMADEN (1943) auf Grund von magnetischen Messungen von K. FORBERGER u. K. METZ (1939) ausgesprochene Vermutung bestätigt, nämlich, daß nördlich v. Mureck unter jüngeren Schichten ein großer Eruptivkörper liegt. Hier treten in Tiefen von über 150 bis etwa 900 Metern in Mergeln, Sandsteinen und Leithakalken Andesite, Dazite und deren Tuffe auf. Die petrographische Ähnlichkeit mit Retznei ist in folgender Tabelle 1, welche die von A. HAUSER (1951, 1953) bestimmten Daten enthält, dargestellt.

Tabelle 1

	Retznei		Mureck			
	Andesit		Andesit		Dazit	
Einsprenglinge	Plagioklas 30%—35% an, 37% an, teilweise zonar	21Vol%	Plagioklas 47%—52% an, teilweise zonar	37Vol%	Plagioklas zonar 38%—42%, nicht zonar 42%	28Vol%
	Biotit	13Vol%	Biotit, opazitischer Rand	3Vol%	Biotit, Opazitrand Quarz, zerbrochen, korrodiert	9Vol% 8Vol%
Grundmasse	krypto- kristallin, limonitisch u. karbonatisch durchtränkt	66Vol%	zersetzt, diffuse Kar- bonatdurch- setzung Erz	52Vol% 8Vol%	schwammig, porös, Feld- spatleistchen, Biotit, Quarz	55Vol%

Aus dieser Tabelle ist auch die Ähnlichkeit mit den Bachern-Daziten zu ersehen.

Daran schließt sich im Osten das eigentliche Gleichenberger Vulkangebiet mit den Trachyten — Trachyandesiten in der Umgebung des Bades Gleichenberg. Diese Gesteine treten auch als Erhebungen („Kogeln“) eindrucksvoll in Erscheinung und sind von A. MARCHET (1931) eingehend untersucht worden. Es sind Gesteine, die nach F. ANGEL und A. MARCHET (1939) den Latiten nahe stehen. Hierher gehört auch, vermutlich als letzter Magmennachschub dieser Eruptivtätigkeit, der Quarztrachyt vom Schaufelgraben, A. SIGMUND (1902), K. SCHOKLITSCH (1935). Nach A. WINKLER-HERMADEN z. B. 1939 handelt es sich um einen Lavaaufbau, wobei Trachyte die Trachyandesite bedecken.

Örtlich sind schlackige Oberflächen, Trümmerbreccien und Tuffe erhalten. Dieses Massiv breitet sich unter jüngerer Bedeckung weit aus, wie ausgeschleuderte Brocken in Tuffen ebenso beweisen wie Tiefbohrungen bei Gnas (Perlsdorf) und in der Umgebung von Feldbach.

Die Andesite und Dazite des Murecker Gebietes sind mit Leithakalk und äquivalenten Sedimenten in Verbindung und mit diesen auf Grund ihres Auftretens gleichaltrig, teilweise auch älter; gleiches Alter gilt für den Trachyt bis Trachyandesit, A. HAUSER (1951), A. HAUSER und J. KAPOUNEK (1953), K. KOLLMANN (1959), A. WINKLER (1927a). Die Gesteine haben somit helvetisches bis tortones Alter (Mittelmiozän).

Im Gleichenberger Raum beginnt ein neuer Typus des Vulkanismus, nämlich bogenförmig angelegt Durchbruchsstellen von basischen Gesteinen, Nepheliniten und Nephelinbasiniten sowie von Tuffschloten. Dieser Vulkanismus hat dazisches Alter (Oberpliozän), A. WINKLER VON HERMADEN (1957), K. KOLLMANN (1959).

So liegt z. B. südlich von Gleichenberg die nephelinitische Lavadecke des Hochstraden, noch weiter südlich ein kleiner Stratovulkan mit Radialspalten und ein eingebrochener Vulkankessel im Klöcher Massiv. Ferner befindet sich noch nördlich von Gleichenberg der Steinberg; ursprünglich als Lavaausfluß, K. MURBAN (1939) bzw. als Lavasee aufgefaßt, z. B. A. WINKLER-HERMADEN (1939), wird die Masse aus Nephelinbasanit, Nephelinit und Trachydolerit (Atlantit) nun zumindest teilweise als intrusiv in pannonischen Schichten gedeutet, A. WINKLER v. HERMADEN (1951, 1957).

Außerdem gibt es noch zwei kleine Intrusionen, nämlich die von Stein bei Fürstenfeld und die Spaltenintrusion von Neuhaus im südlichen Burgenland. Die Entwicklung von atlantischen Magmentypen wird in der Literatur als Folge von Kalkassimilation gedeutet, K. SCHOKLITSCH (1932), A. WINKLER (1914). Durchschlaggröhren mit ihren Füllungen aus vulkanischem Tuff und Schollen durchbrochener Gesteine blieben als Härtlinge stehen und bieten einen eigenartigen Reiz der Landschaft. Der weithin sichtbare schönste und bekannteste Tuffschlot trägt die alte Festung Riegersburg. Diese Art des basaltischen Vulkanismus setzt sich über das Burgenland weiterhin nach Osten, in das Plattenseegebiet, fort.

Außerdem liegen im Nordwesten des großen steirischen Vulkanbogens noch zwei Vorkommen, nämlich der Basalt von Weitendorf, der auch als basaltischer Trachyandesit oder Shoshonit bezeichnet wurde, und der Basalt von Kollnitz. Das Vulkangebiet von Weitendorf hat ebenfalls eine von jüngeren Sedimenten überdeckte größere Verbreitung, da drei Kilometer nördlich, in nur 33—35 m Tiefe bei Wundschuh ein Andesit erbohrt wurde, der der Beschreibung nach dem Weitendorfer Gestein fast gleich ist, A. HAUSER und K. KOLLMANN (1954). Die weitere Verbreitung ist auch durch die magnetischen Messungen von M. TOPERCZER (1947) nachgewiesen.

Das Gestein von Kollnitz ist in jüngster Zeit von E. J. ZIRKL (1962) bearbeitet und als Basalt, orbitisch-sommatdioritischer bis orbitisch-normalgabbroider Magmentyp, bezeichnet worden.

Wenn man dem Gedankengang von A. HAUSER (1954b) folgt, so ist der eben beschriebene Vulkanbogen als magmatische Provinz (gemischte Gesteinsprovinz) mit temporaler Dispersion aufzufassen.

E. J. ZIRKL (1962) hat den Basalt von Kollnitz in einem Nigglishen Differentiationsdiagramm mit den oststeirischen Atlantikern, mit den trachytischen Gesteinen Gleichenbergs und mit dem Basalt von Weitendorf in Beziehung gesetzt. In der Abbildung 1 ist nun der Versuch unternommen, dieses Differentiationsdiagramm um den dazitisch-andesitischen Vulkanismus zu erweitern. Man kann eine Interpretation mit diesem, sicher sehr geringen Datenmaterial in folgender Weise versuchen: Es fällt auf, daß die Andesite von Wundschuh und Mureck sowie der Dazit von Mureck ganz aus dem Zug der Werte herausfallen. Einmal sind die Analysen für die Gesteine von Mureck und Wundschuh unvollständig, außerdem aber wird in allen Fällen als sekundäre Veränderung die starke Zersetzung der Grundmasse erwähnt. Die Analysen der Dazite des Bachergebirges fügen sich einigermaßen in das Schema ein; trägt man aber noch die Ergebnisse der von M. KIŠPATIC (1909) untersuchten Gesteine ein, was in Abbildung 1 der Übersicht halber nicht gemacht ist, so wird das Bild uneinheitlich. Eine Erklärung ist dadurch denkbar, daß diese Gesteine ja ihre Eigenart durch Assimilation während orogener Vorgänge erhalten haben und noch sekundär verändert sind.

Daß die basaltische Entwicklung in sich magmatisch zusammengehört, ebenso wie die trachytisch bis trachyandesitische Entwicklung, ist geologisch erwiesen und kommt auch im Diagramm zum Ausdruck. Aber auch die Nephelin-basanite, Nephelinite usw. sind über die Basalte von Kollnitz und Weitendorf mit den Trachyandesiten von Gleichenberg in verhältnismäßig glatten Kurven, vgl. H. S. YODER und C. E. TILLEY (1962), verbunden, so daß an eine Entwicklung aus einem gemeinsamen Magma gedacht werden kann.

Die Frage der Entstehung und der Zusammengehörigkeit der Magmen in diesem Magmenbezirk ist — wie häufig — sehr schwer zu deuten. So ist z. B. für die Entstehung des Nephelinbasaltmagmas allein nach F. J. TURNER und J. VERHOOGEN (1960) noch keine zufriedenstellende Hypothese hervorgebracht worden. Für den vorliegenden Fall könnte man an ein Differentiationschema, etwa von einem basaltischen Magma aus, denken, das Trachyandesite und Trachyte bei fehlender oder geringer Assimilation (Gleichenberger Kogeln) bzw. Andesite und Dazite in stark orogenem Bereich (Mureck-Retznei, Drausave-Falten) liefert. Der Vulkanismus der Atlantiker findet dem gegenüber einmal zeitlich später statt und ist durch rascheres, auch explosionsartiges Empordringen in sonst ruhigem Milieu gekennzeichnet. Zieht man die Ergebnisse der Untersuchungen von W. P. de ROEVER (1961), Th. ERNST (1961) und H. S. YODER und C. E. TILLEY (1962) heran, so ist auf eine tiefe Lage des Magmenherdes für den atlantischen Vulkanismus zu schließen, da bei hohen Drucken die Differentiation entsprechend alkalibetonte Magmen erzeugt. Die gleichzeitig auftretende Tufftätigkeit bringt viele Olivinbomben und die weltweit charakteristische Mineralkombination von magnesiumreichen Olivin, Enstatit, Chromdiopsid und Picotit mit herauf, ebenfalls ein Zeugnis aus großer Tiefe, C. S. ROSS, M. D. FOSTER und A. T. MYERS (1954).

Es wäre eben denkbar, daß dasselbe Magma, mit sialischem Material vermischt, die Ursache für den andesitischen und auch trachytisch-trachyandesiti-

schen Vulkanismus ist. Es würde dann derselbe tiefgelegene Magmenherd über längere Zeit hinweg Magmen liefern: im Helvet-Torton im orogenen Bereich den andesitisch-dazitischen Vulkanismus durch reichliche Vermischung mit sialischem Material, bzw. durch Differentiation bei geringer oder fehlender Assimilation den trachyandesitischen Vulkanismus; in dazitischer Zeit bei tektonischer Ruhe durch rasches Aufbrechen aus großer Tiefe den atlantischen Vulkanismus mit Tuff-tätigkeit.

Der räumlich abseits stehende Basalt von Weitendorf ist schwer einzuordnen, da die Altersfrage nicht geklärt ist, H. FLÜGEL, A. HAUSER und A. PAPP (1952) und der Magmentyp eine Zwischenstellung einnimmt, vgl. Abb. 1.

So wurde schon dieser Basalt zu beiden Eruptionsphasen gerechnet z. B. F. ANGEL und A. MARCHET (1939) oder A. WINKLER-HERMADEN (1954).

Der Basalt von Kollnitz liegt petrochemisch den atlantischen Gesteinen näher und wird auch meist in diesen magmatischen Zyklus eingeordnet, z. B. von E. J. ZIRKL (1962) und A. WINKLER-HERMADEN (1954), nicht aber von K. SCHOKLITSCH (1933).

Auffallend ist, daß der Vulkanbogen von einem gleichen Bogen zahlreicher Säuerlinge begleitet wird, z. B. A. HAUSER (1954b). Hierzu gehören neben weniger bekannten Quellen, die Heilquellen von Gleichenberg. In der Literatur wird diese Tatsache als postvulkanische Tätigkeit aufgefaßt.

BESCHREIBUNG EINZELNER AUFSCHLÜSSE

a) Steinbruch Stürgh-Hrusak in der Klause bei Klösch; Nephelinbasanit.

Dieser Steinbruch liegt am Südrand des Klöcher Massivs. Einen ausgezeichneten Überblick über die geologische Situation vermitteln die Karten- und Profildarstellungen bei A. WINKLER-HERMADEN (1939). Das Klöcher Massiv besteht aus einem teilweise abgetragenen nördlich gelegenen Stratovulkan (Kindsbergkogel), der aus Basaltlava, Auswurfschlacke, Fladenlava und radial durchsetzenden, festen Basaltspalten aufgebaut ist. Südlich davon liegt ein Kesselkrater, angefüllt mit Lava, die sich mit steilem Rand gegen den liegenden Tuff und die sedimentäre Unterlage abgrenzt. Die Oberfläche ist ein Schlackenpanzer, ebenso sind Tuff- und Schlackenlavalagen eingeschaltet; die höchste Erhebung ist der Seindl. Von dem Ort Klösch führt von Süden her ein Einschnitt, die sogenannte Klause, gegen die Lavamassen. Unmittelbar nördlich von Klösch ist der Nephelinbasanit durch den genannten Steinbruch in einer Steinbruchwand von etwa 100 m Länge und bis zu 45 m Höhe aufgeschlossen.

Die grundlegende mikroskopische Bearbeitung des sehr feinkörnigen dunklen Gesteines erfolgte durch A. SIGMUND (1896), eine Neubearbeitung mit chemischer Analyse stammt von K. SCHOKLITSCH (1932).

Auf Grund dieser Bearbeitungen enthält die Grundmasse ein Gerüst von idiomorphen Pyroxenleisten, leicht pleochroitisch und mit einer Auslöschungsschiefe $\gamma:Z = 55^\circ$; ebenfalls idiomorphe Plagioklase, verzwillingt nach dem Albitgesetz und dem Karlsbader Gesetz, mit 50–55 Prozent an. Eigene Messungen ergaben Zwillinge nach Albit- und Periklingesetz, ebenfalls 50 Prozent an. Nephelin tritt als Zwickelfüllung, von Apatit durchspießt, auf, F. ANGEL und A. MARCHET (1939). Daneben erscheint nach K. SCHOKLITSCH (1932) noch Analzim und Sanidin. Die hellen Gemengteile Nephelin, Analzim und Sanidin bilden in der Grundmasse nestartige Anhäufungen, die frei von Pyroxen und sonst reichlich auftretendem Magnetit sind. Diese Nester wurden ebenso wie die Magnetitlinsen von K. SCHOKLITSCH (1932) als Beginn einer Differentiation gedeutet.

Die Einsprenglinge umfassen Olivin und Pyroxen. Der Olivin zeigt oft ausgezeichnete Kristallgestalt, vgl. Th. ERNST (1961). Eigene Messungen ließen die Formen $\{010\}$, $\{001\}$ und $\{021\}$ mit Längserstreckung in Richtung $[001]$ erkennen. Korrosionen sind häufig und schon A. SIGMUND (1896) klärt anscheinend korrosionsfreie Schnitte dadurch, daß an einem an und für sich korrodierten Kristall nur korrosionsfreie Stellen getroffen werden. Nach eigenen Messungen ist der Achsenwinkel $2V$ ungefähr 90 Grad, was mit der von K. SCHOKLITSCH (1932) aus der Analyse berechneten Zusammensetzung des Olivins mit etwa 17 Prozent Fa zusammenstimmt, eine Zusammensetzung, wie sie bei Erstausscheidungsolivinen tatsächlich auftritt, W. A. DEER, R. A. HOWIE and J. ZUSSMAN (1962). Auf die Umwandlung des vorliegenden Olivins in ein auffallend rotes bis rotbraunes Umwandlungsprodukt hat K. SCHOKLITSCH (1932) aufmerksam gemacht. Nach neueren Ansichten handelt es sich um ein Verwitterungs- oder auch hydrothermales Umwandlungsprodukt aus mehreren Komponenten, wobei die rotbraune Farbe von Goethit stammt.

Der Pyroxen ist nach eigenen Messungen ausgezeichnet begrenzt durch $\{110\}$, $\{100\}$, $\{010\}$ und $\{111\}$. Er ist häufig auch polysynthetisch verzwilligt nach (100) und deutlich zonar mit Sanduhrstruktur. Die Auslöschungsschiefe $n\gamma:Z$ beträgt im farblosen Kern 45–48 Grad, im dunklen violettbraunen Rand 53–55 Grad. Daraus und aus der Doppelbrechung schließt K. SCHOKLITSCH (1932) auf diopsidischen Kern und Rand aus basaltischem Augit mit Titangehalt; aus der chemischen Analyse berechnet er einen salitischen Augit.

Tabelle 2: *Chemische Analyse und Niggliwerte des Nephelinbasanites von Klöch, K. SCHOKLITSCH (1932):*

SiO ₂	43,71 Prozent	si	90,6
TiO ₂	1,67	al	17,8
Al ₂ O ₃	14,61	fm	47,7
Fe ₂ O ₃	4,98	c	22,9
FeO	6,42	alk	11,6
MgO	9,38	k	0,26
CaO	10,36	mg	0,60
Na ₂ O	4,31		
K ₂ O	2,38		
H ₂ O+	0,39		
H ₂ O—	0,23		
P ₂ O ₅	0,68		
Cl	0,17		
CO ₂	0,75		
	<u>100,04</u>		

Aus den angeführten Werten bestimmt K. SCHOKLITSCH (1932) einen theralithischen bis theralithgabbroiden Magmentyp; ferner berechnet er folgenden modalen Mineralbestand, dabei dürfte allerdings zumindest ein Teil des Kaliums in den Nephelin zu rechnen sein:

Tabelle 3: *Modaler Mineralbestand des Nephelinbasanites von Klöch nach K. SCHOKLITSCH (1932)*

Sanidin	16,5 Vol.-Proz.		
Plagioklas (50 Proz. an)	15,4	Erz	5,0 Vol.-Proz.
Nephelin	18,0	Kalzit	2,2
Olivin	8,5	Pyroxen	34,0

Ein ganz ähnliches Gestein hat K. SCHOKLITSCH (1932) vom nördlichen Teil des Klöcher Massivs, vom Kindsbergkogel, beschrieben.

Aus Hohlräumen im Basanit von Klöch sind von A. HÖDL (1942) folgende Mineralien beobachtet worden:

Pyroxen: Dünnadelige grüne Kriställchen mit schlechten Flächen; Kristallformen {100}, {110}, {111}, { $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$ }; $n\gamma:Z = 55$ Grad.

Nephelin: Kleine sechsseitige Säulen mit Basis, gelblich trüb, durchspießt von Apatit; manchmal hohl.

Magnetit: Kleine Oktaeder auf anderen Drusenmineralien aufgewachsen.

Analzim: Reichert sich in der Nähe von Hohlräumen im Basanit in Form von rundlichen Körnern an.

Kalkspat: Ist sehr häufig, in mittelsteilen Rhomboedern mit gekrümmten und aufgerauhten Flächen, zu Gruppen vereinigt, aber auch kugelige bis kammartige Aggregate bildend.

Aragonit: In nadeligen spießigen farblosen Kristallen bis zu 4 cm lang mit den Formen {012}, {011}, {101}. Die Zone der aufrechten Prismen ist immer durch {13.13.2}, {0.14.1} und {0.16.1} ersetzt. Immer nach (110) verzweigend.

Später sind dann noch weitere Mineralfunde, insbesondere von Zeolithen bekanntgemacht worden.

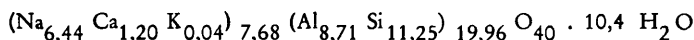
Chabasit: In Kristallen mit {10 $\bar{1}\bar{1}$ }, {01 $\bar{1}$ 2} und selten {0001}; selten Zwillinge nach (0001); aus optischen Daten wird auf einen Ca-reichen Chabasit geschlossen, P. PAULITSCH (1952), K. KONTRUS (1953).

Desmin: In kleinen Schuppen, P. PAULITSCH (1952).

Phillipsit: In durchsichtigen pseudotetragonalen, prismatischen Durchdringungszwillingen, aber auch komplexen Viellingen; die einspringenden Winkel fehlen häufig, so daß Rhombendodekaeder-ähnliche Viellinge entstehen. Sie gehören zu den besten Phillipsitkristallen, K. KONTRUS (1953), H. MEIXNER, M. H. HEY und A. A. MOSS (1956).

Thomsonit: In farblosen kugeligen Aggregaten, die aus Fasern aufgebaut sind. Wurde nur einmal gefunden, H. MEIXNER (1956), H. MEIXNER, M. H. HEY und A. A. MOSS (1956).

Gonnardit: Schneeweiße Kugeln bis 1 cm Durchm. aus faserigen Kristallen. Eine ausführliche Untersuchung durch H. MEIXNER, M. H. HEY und A. A. MOSS (1956) bringt auch eine chemische Analyse. Die Formel, umgerechnet auf 40 Sauerstoffatome, lautet:



Thaumasit: In ungewöhnlich schöner Ausbildung wurde von P. PAULITSCH — gefunden von O. BLÜMEL — identifiziert; zitiert bei H. MEIXNER (1956).

Tonmineralien (H. HÖLLER): Aus dem Klöcher Raum erwähnt J. E. HIBSCH (1920) „tonige Substanzen“ in einem durch Sonnenbrand zersetzten Nephelinbasanit. In einem kleinen Bruch etwa 100 m NE des großen Steinbruches der Klöcher Klause, treten solche umgewandelte Nephelinbasanite auf. Untersuchungen daran ergaben, daß sich die hellen Gemengteile zu Tonmineralien zer-

setzen, während die dunklen Gemengteile erhalten bleiben. Als Tonmineral ist Halloysit bestimmt worden. H. HUFFMANN (1954/55) konnte ebenfalls Halloysit in verwitterten Basalten nachweisen. — Derzeit werden Tonmineralbildungen an den durch „Sonnenbrand“ angegriffenen Basalten aus dem oststeirischen Raum untersucht. — A. HÖDL (1942) beschreibt ebenfalls aus dem Klöcher Gebiet Tonmineralbildungen, jedoch als Auskleidungen der Gesteinshohlräume. Als Tonmineral bestimmte A. HÖDL (1942) aus einer leider nicht mehr veröffentlichten Analyse Montmorillonit. Derzeit sind solche Bildungen als Krusten auf dem Nephelinbasanit häufig anzutreffen, z. B. im großen Steinbruch in der Klöcher Klause. Untersuchungen dieser Krusten ergaben, daß diese im wesentlichen aus einem Montmorinmineral bestehen.

Das Auftreten der Mineralien ist sehr wechselnd, so wurden in letzter Zeit kaum Funde gemacht.

Nach A. HAUSER und H. URREGG (1951) wurden vom gesteintechnischen Standpunkt die anfallenden Basanite, Nepheline usw. in den oststeirischen Brüchen überhaupt in drei Gruppen, ohne Rücksicht auf ihre petrographische Natur, eingeteilt:

- a) Hartbasalt bei einer Druckfestigkeit von mindestens 1800 kg/cm², verwendet für Pflaster, Bausteine, Kleinschlag und Splitt.
- b) Weich- oder Zähbasalt bei einer Druckfestigkeit von 1000—1800 kg/cm² verwendet für Bausteine und Schottergut zweiter Güte.
- c) Porenbasalt (Schlackenbasalt) bei einer Druckfestigkeit unter 1000 kg/cm², meist als Abraum behandelt; jedoch ist an eine Verwendung als Leichtbeton-Zuschlagstoff zu denken.

Der Unterschied zwischen Hartbasalt und Weichbasalt geht in erster Linie auf die Art der Erstarrung und nicht auf chemische Unterschiede zurück. Beide Arten kommen im selben Lavastrom eng vergesellschaftet vor. Im Steinbruch Klöcher-Klause findet sich in der mittleren Bruchwand besonders Säulenbildung mit „Hartbasalt“. In höheren Teilen tritt plattig bis schalig brechender „Weichbasalt“ auf. Es finden sich auch Partien mit porenreichem Schlackenbasalt.

Es kommen auch Sonnenbrenner vor. Das Problem der Sonnenbrenner ist erneut von Th. ERNST (1960) aufgegriffen worden; vgl. auch Th. ERNST und F. K. DRESCHER-KADEN (1941), K. PUKALL (1939, 1940). Die älteren Erkenntnisse sind danach mit den experimentellen Untersuchungen in den entsprechenden wasserhältigen Systemen mit Albit, Nephelin und Analzim, H. S. YODER (1954), L. B. SAND, R. RAY und E. F. OSBORN (1957), H. J. GREENWOOD (1960) und P. SAHA (1961) deutbar. Die fleckenhafte Verteilung der hellen Gemengteile in den oststeirischen basischen Gesteinen wird schon von A. SIGMUND (1896, 1897) erwähnt und als jüngste Ausscheidung gedeutet. K. SCHOKLITSCH (1932) hat ferner, wie oben erwähnt, diese Erscheinungen als Beginn der Abscheidung eines sauren Magmas aus dem basanitischen Magma gedeutet, was nun in Übereinstimmung mit der Auffassung von Th. ERNST (1960) steht, daß es sich hier um Restschmelzen handelt. Die auch hier beobachtete Restschmelze mit Nephelin, Analzim und (wahrscheinlich Na-reichem) Sanidin würde ebenfalls an eine Entstehung nahe der Gleichgewichtskurve Analzim = Albit+Nephelin+Wasserdampf denken lassen. Daraus folgt nach Th. ERNST (1960) die kugelige oder netzartige Analzimverteilung in den feinsten Intergranularen der normalen Gesteinsbestandteile. Ebenso folgt weiter bei Umwandlung oder Wasserabgabe des Analzims die Zerstörung des Gesteins. Es ist wohl kein Zufall, daß in Blasenräumen Analzim bevorzugt in großen Kristallen beobachtet wird

und könnte Wasserdampf-gefüllte Blasenräume bedeuten. Lavamassen, die von Wasserdampf mehr oder minder unregelmäßig durchzogen werden, können die ebenfalls unregelmäßige Verteilung der Sonnenbrenner in den oststeirischen basischen Effusiva erklären. Abschließend sei noch erwähnt, daß nach den Untersuchungen von Th. ERNST (1960) unter bestimmten Bedingungen sonnenbrandhältiges Material als Betonzuschlagstoff höhere Festigkeit erzielt als sonnenbrandfreies.

b) Steinbruch der Firma Schlarbaum bei Wilhelmsdorf, Hochstraden; Nephelinit.

Die Lavadecke des Hochstraden hat eine Längserstreckung in Richtung Nord-Süd von etwa 8 km und eine Breite bis zu 2 km; sie wird gegen Süden jedoch viel schmaler und löst sich in Einzelteile auf. Ihre Mächtigkeit ist im Norden etwa 150 m und nimmt gegen Süden auf etwa 30 m ab, A. WINKLER (1927b). Die Unterlage der Basaltdecke bildet eine flach gegen Nord bis Nordost geneigte Schichtfolge unterpannonischer (Nordteil), obersarmatischer und mittelsarmatischer (Südteil), also obermiozäner Sedimente, in denen noch in Erosionsrinnen Reste dazischer, also oberpliozäner Schotter, eingeschaltet sind. Damit ist das Alter der Lavadecke dazisch, A. WINKLER v. HERMADEN (1960). Der Rand des Plateaus bildet einen Steilabfall gegen die Unterlage: Der Westrand insbesondere ist durch Hangrutschungen größeren Ausmaßes — auch im Bereich der Zufahrt und des Bruches — gekennzeichnet. Diesen Gleitbewegungen und Basaltschollenbildungen widmet A. WINKLER v. HERMADEN (1960) eine eigene Studie.

Es ist recht bemerkenswert, etwa im Gegensatz zum Klöcher Massiv, daß nur an zwei Stellen Tuffe in Erscheinung treten, nämlich am Nordrand der Lavadecke und auf der Höhe des Plateaus beim Ort Hochstraden. Als Ausbruchspunkt wird die Nordwestecke des Plateaus angesehen, A. WINKLER (1927b). Das Gestein ist über das große Volumen recht gleichmäßig.

Grundlegend mikroskopisch bearbeitet hat das Gestein A. SIGMUND (1897). K. SCHOKLITSCH (1932) hat diese Arbeit durch weitere Beobachtung, vor allem aber durch eine chemische Untersuchung ergänzt, allerdings von einem etwas weiter abgelegenen Punkte, nämlich von der Teufelsmühle am Nordrand der Basaltdecke des Hochstraden.

Die holokristalline *G r u n d m a s s e* besteht aus Pyroxen, Sodalith-Nosean sowie Nephelin, möglicherweise auch etwas Analzim. Der braungrüne idiomorphe Pyroxen hat nach eigenen Messungen $\{110\}$, $\{100\}$, $\{010\}$ und $\{111\}$ als Kristallformen und eine Auslöschungsschiefe $n\gamma:Z = 53^\circ$. Sodalith-Nosean ist ebenfalls immer idiomorph und auch als idiomorpher Einschuß im Pyroxen. Sehr häufig enthält der Sodalith-Nosean nadelförmige Einschlüsse in der bekannt guten Orientierung, gelegentlich mit einschußfreiem Saum, auch wolkeartige Einschlüsse sind zu beobachten. Manchmal sind die Einschlüsse so dicht, daß Verwechslung mit dem ebenfalls vorkommenden Magnetit eintreten kann. Verzerrung nach einer dreizähligen Achse ist häufig. Nephelin ist fast immer intersertale Zwischfüllung zwischen den Augiten. Anwesenheit von Analzim wird von K. SCHOKLITSCH (1932) zwischen dem Nephelin vermutet.

Die *E i n s p r e n g l i n g e* sind Olivin u. Pyroxen. Der spärliche Olivin ist niemals idiomorph, vgl. Th. ERNST (1960) und in eine rotbraune Substanz vom Rand und von Sprüngen ausgehend umgewandelt. Der idiomorphe Einsprenglingspyroxen hat die gleiche Kristallgestalt wie der Grundmassepoxen; er ist deutlich zonar aufgebaut mit farblosem Kern und grünlich-brauner titanagitischer Hülle mit Auslöschungsschiefen $n\gamma:Z = 39-50^\circ$. Aus der Analyse

berechnet K. SCHOKLITSCH (1932) einen salitischen Augit. Korrodierte Olivinreste sind häufig Anwachszentren für Pyroxenkristalle.

Tabelle 4: *Chemische Analyse und Niggliwerte des Nephelinites von der Teufelsmühle nach K. SCHOKLITSCH (1932)*

SiO ₂	40,95 Gew.-Prozent	si	85
TiO ₂	1,90	al	18
Al ₂ O ₃	14,63	fm	41
Fe ₂ O ₃	7,17	c	26,5
FeO	5,31	alk	14,5
MnO	0,16	k	0,27
MgO	6,52	mg	0,49
CaO	11,95		
Na ₂ O	5,33		
K ₂ O	2,96		
H ₂ O+	1,35		
P ₂ O ₅	0,98		
Cl	0,20		
SO ₃	0,60		
H ₂ O—	0,26		
	<u>100,27</u>		

Aus den angeführten Werten bestimmte K. SCHOKLITSCH (1932) einen theralithischen Magmentyp. W. E. TRÖGER (1935) führt das Gestein unter Nr. 615 als Beispiel für Nephelinit, insbesondere für die Varietät Hauyn-Nephelinit an, ordnet ebenfalls unter theralithisch ein, wobei c etwas zu hoch ist auf Kosten von fm.

In folgender Tabelle 5 sind die Mineralbestände, berechnet nach K. SCHOKLITSCH (1932) und W. E. TRÖGER (1935), einander gegenübergestellt.

Tabelle 5, *Nephelinit Teufelsmühle, berechneter modaler Mineralbestand nach K. SCHOKLITSCH (1932)*

		W. E. TRÖGER (1935)	
Pyroxen	54,0	Titanaugit	44
Nephelin	22,1	Nephelin	23
Hauyn-Sodalith	7,1	Hauyn	14
Olivin	1,7	Erz ± Olivin	7
Erz	8,1	Apatit	2
Apatit	2,2	Glasbasis, pot. Plagioklas+Sanidin	
Leuzit	4,8	+ Nephelin	10
	<u>100,0</u>		<u>100</u>

Zur Berechnung bemerkt K. SCHOKLITSCH (1932) ergänzend, daß auch ein Kalium-hältiger Analzim verrechnet werden könnte.

Im Südteil des Bruches konnte im Herbst 1962 in Blasenräumen eine Mineralführung gefunden werden, die an die von A. HÖDL (1942) beschriebenen Mineralien aus dem Klöcher- und Stradnerraum erinnert. Diese Mineralfunde werden derzeit von mir bearbeitet.

c) Die Quellen von Bad Gleichenberg.

Die bekanntesten Quellen der südoststeirischen Mineralwasserprovinz sind die von Gleichenberg. Ihre Verbindung mit dem jungen Vulkanismus wird all-

gemein angenommen. In einer eigenen Studie behandelt A. WINKLER-HERMADEN (1955) die Entstehung dieser Quellen.

Die Temperatur der Mineralquellen liegt z. B. für die Konstantinquelle mit 15,8 Grad C um nicht ganz 7 Grad C über der mittleren Jahrestemperatur von 9,2 Grad C. Zur Erklärung würde schon, infolge der kleinen geothermischen Tiefenstufe, das Empordringen aus geringer Tiefe genügen. A. WINKLER-HERMADEN (1955) schließt aus der niederen Temperatur auf beträchtliche Abkühlung beim langsamen Aufsteigen und auf Beimengung kalter Wässer. Es wird angenommen, daß die Gleichenberger Quellen vor allem aus vadosen Wässern, die im Trachyandesitgebiet in die Tiefe sinken, gespeist werden, wobei eben die Wasserarmut d. Trachyandesitgebietes auffällt. Eine Herkunft d. Wassers aus d. Sedimentgebieten südlich des Kurortes, A. SCHOUPPE (1952), wird von A. WINKLER-HERMADEN (1955) abgelehnt. Der Gehalt an den Ionen Na^+ und K^+ , ebenso Ca^{++} und Mg^{++} stammt vermutlich aus der Auslaugung des Trachyandesites. Der hohe SO_4 -Gehalt ist ebenfalls durch Auslaugung aus zu Alunit umgewandelten Trachyandesiten erklärt worden. Für CO_2 , Cl und einige seltene Stoffe kann nach A. WINKLER-HERMADEN (1955) an eine indirekte juvenile Zufuhr gedacht werden. Dabei ist eben nicht an eine direkte Entgasung eines jetzt noch existierenden Magmas gedacht, sondern an ein Spalten- und Hohlraumreservoir, das die genannten Stoffe seinerzeit erhalten hat und nun durch die Vermittlung von Wässern langsam abgibt.

Tabelle 6: *Analyse der Konstantin-Quelle, Analytiker F. HÖLZL und H. LIEB (1950).*

Kationen	Gramm/1000 g Mineralwasser
Kalium K^+	0,0376
Natrium Na^+	1,8584
Ammonium NH_4^+	0,0041
Kalzium Ca^{++}	0,1385
Strontium Sr^{++}	0,0038
Magnesium Mg^{++}	0,1259
Eisen als Fe^{++}	0,0027
Mangan Mn^{++}	0,00014
Aluminium Al^{+++}	0,0001
<hr/> Anionen <hr/>	
Chlor Cl^-	1,0923
Brom Br^-	0,0021
Jod J^-	0,00040
Nitrat NO_3^-	0,00047
Sulfat SO_4^{--}	0,0567
Hydrophosphat HPO_4^{--}	0,00083
Hydrokarbonat HCO_3^-	4,1134
Kieselsäure H_2SiO_3	0,0839
Borsäure (meta) HBO_2	0,00214
freies Kohlendioxyd CO_2	1,9104
Summe der gelösten Stoffe	<hr/> 9,43388

Die Konstantin-Quelle hat somit einen sehr hohen Gehalt an freier und halbgebundener Kohlensäure. Unter den Kationen walten Natriumionen entschieden vor, dann folgen Magnesium- und Kalziumionen. Unter den Anionen herrscht das Hydrokarbonation, es folgt das Chlorion, alle anderen treten zurück.

d) *Steinbruch der Firma Schlarbaum am Südeingang der Klause bei Gleichenberg; Trachyandesit.*

Die allgemeine geologische Situation der nördlich Gleichenberg gelegenen Eruptivmasse ist aus der Karte von A. WINKLER (1926) zu ersehen; für den östlichen Teil des älteren trachyandesitischen Vulkanismus kann ferner die Kartendarstellung bei A. WINKLER-HERMADEN (1939) herangezogen werden. Das tiefste Glied der vulkanischen Gesteine ist der Trachyandesit, der vom Trachyt überflossen wird. Die Trennfläche zwischen den beiden fällt von den Bergeshöhen nach Süden, also gegen den Ort Gleichenberg, ein. Es ist hauptsächlich die Südflanke des Eruptivgebietes erhalten geblieben. Eruptivbreccien gliedern sowohl die Trachyt- wie auch die Trachyandesitströme. Eine im Norden der großen Eruptivmasse isoliert im tertiären Sediment auftretende Trachytkuppe (bei Gossendorf) könnte der Nordflanke entsprechen. Im Süden ist, ebenfalls durch Tertiärsediment isoliert, im Ort Gleichenberg Trachyt als Fortsetzung der Trachythülle über dem Trachyandesit aufgeschlossen. Am Ostrand der Gleichenberger Eruptivmasse erscheint der Quarztrachyt vom Schaufelgraben, K. SCHOKLITSCH (1935), F. ANGEL und A. MARCHET (1939), in nur geringer Ausdehnung. Dieses Gestein wird von A. WINKLER (1927b) als das jüngste Glied dieses Eruptivzyklus angesprochen, da es Einschlüsse von Trachyandesiten enthält.

Schon sehr früh fielen die starken sekundären Veränderungen des Gesteins von der Klause auf, die sich in Opalisierung, Alunitisierung („Alaunfels“ der älteren Literatur) und Kaolinisierung („erdig zersetzte Gesteine“) als Wirkung einer Solfatarentätigkeit äußern: K. J. ANDRAE (1855), M. KIŠPACIĆ (1882), A. SIGMUND (1902) (mit Kartenskizze über die Vorkommen), A. WINKLER (1926, 1927b) und eine umfangreiche neuere Literatur. Eine besonders kräftige postvulkanische Wirksamkeit am Nordostrand des Massivs wird von A. WINKLER (1927b) mit der möglichen Nähe von Eruptionsspalten in Beziehung gebracht.

Von Gleichenberg führt ein Tal in Richtung Süd-Nord in den Westteil des Eruptionsmassivs und schneidet das Gestein an. Gleich am Südausgang dieses Tales — Klause genannt — liegt am Osthang ein großer Steinbruch, Abbaufont etwa 120×80 m. Hier steht Trachyandesit an. Am Westhang, d. h. am Fuße des Schloßberges, befindet sich ein sehr viel kleinerer Steinbruch (derzeit nicht in Betrieb); hier steht im unteren Teil Trachyandesit, im oberen Teil Trachyt an. Die beiden Brüche sind schon bei einer Exkursion der DMG im September 1938 besucht worden. Deshalb kann auf die Ausführung von F. ANGEL und A. MARCHET (1939) für das folgende verwiesen werden.

Die Gesteine sind teilweise rötlich, auch gelblich, teilweise blaugrau gefärbt. In der feinkörnigen Grundmasse erscheinen weiße Plagioklase, grünliche Pyroxene, schwarzer Biotit und in den Trachyten glasiger Sanidin als Einsprenglinge. Auffallend ist die häufig auftretende Ausfüllung von Poren und Blasenräumen durch SiO_2 -Überzug.

Die Einsprenglinge sind: Hypersthen, nach eigenen Messungen begrenzt durch {100}, {010}, {110} und {111}; schwach pleochroitisch und häufig sekundär in ein faseriges Material umgewandelt; verbreitet diopsidischer Augit; Olivin, völlig umgewandelt in das Iddingsit benannte Mineralgemenge, W. A. DEER, R. A. HOWIE und J. ZUSSMAN (1962); Biotit, titanreich und von F. ANGEL und A. MARCHET (1939), bzw. H. MEIXNER (1939) als Wodanit bezeichnet. Die schon von A. MARCHET (1931) erwähnte Einlagerung von opakem Material in Form von Strahlen konnte in eigenen Beobachtungen bestätigt werden und stellt, im Verein mit dem opazitischen Rand, die Einheit-

lichkeit des Minerals in Frage. Durch die Fließbewegung verbogene Biotite kommen vor; Plagioklas, meist sehr schön verzwillingt und im Durchschnitt Labradorit mit 50—55 Prozent an, manchmal zonar mit Kern um 65—70 Prozent an, abnehmend zum Rand auf 60 Prozent, aber auch bis 40 Prozent an. Umrandung von Sanidin um Plagioklas kommt vor; Sanidin bildet Karlsbader Zwillinge. Mit den von A. MARCHET (1931) mitgeteilten Daten ist es möglich, in die Tabelle von O. F. TUTTLE, zitiert bei E. W. TRÖGER (1956), einzugehen. Man erhält einen or-Gehalt um 60 Prozent, so wie ihn F. ANGEL und A. MARCHET (1939) aus der Analyse berechnet haben.

Die Grundmasse ist feinkörnig und enthält Labradorit, Sanidin, Pyroxen, Magnetit und Hämatit sowie Apatit. Spätere postvulkanische Vorgänge bewirken nicht nur die Umwandlung von Pyroxen und Olivin in Iddingsit, sie füllen auch den Porenraum mit Opal, Tridymit, Chaledon und Quarz. E. NEUWIRTH (1953) hat von solchen Bildungen Quarzstruktur mit Chaledonorientierung und Hochcristobalitstruktur mit Lussatitorientierung festgestellt. Diese letzte Feststellung ist nach O. W. FLÖRKE (1955) als fehlgeordnete Tiefcristobalitstruktur aufzufassen. Das gleiche gilt für die von E. NEUWIRTH (1953) hier festgestellte Hochcristobalitstruktur in optisch isotropen Opalen. Diese sekundären Veränderungen, insbesondere die reichliche Führung von SiO_2 -Modifikationen, bedeuten eine große Schwierigkeit für die Auswahl des Analysenmaterials und sind die Ursache für einen analytisch zu hoch ausgewiesenen SiO_2 -Gehalt.

Trachyt und Trachyandesit unterscheiden sich wie die folgende Gegenüberstellung von zwei Analysen, A. MARCHET (1931) zeigt, nicht in ihrer chemischen Zusammensetzung, sondern nur durch ihren Mineralbestand: Die Trachyte enthalten Sanidine als Einsprenglinge (und in der Grundmasse), den Trachyandesiten fehlt der Einsprenglingssanidin.

Tabelle 7: *Chemische Analysen, A. MARCHET (1931) eines*

Olivinführenden Biotit-Augit-Trachyandesites (Klause)		Olivinreichen Biotit-Augit- Trachytes (Bärenreuth)
SiO_2	59,47	59,62
TiO_2	1,20	1,21
Al_2O_3	16,68	16,78
Fe_2O_3	3,65	2,93
FeO	2,38	2,09
MnO	0,09	0,09
MgO	1,20	1,57
CaO	4,39	6,05
Na_2O	3,18	3,64
K_2O	5,06	4,23
$\text{H}_2\text{O}+$	1,47	1,02
P_2O_5	0,20	0,19
S	0,03	0,07
BaO	0,10	0,02
CO_2	0,52	0,52
	<u>99,62</u>	<u>100,03</u>

Tabelle 8: *Niggliwerte der Gesteine von der Klause und von Bärenreuth nach A. MARCHET (1931) im Vergleich mit monzonitischen Magmentypen nach C. BURRI (1959)*

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Klause	216	36	24	17	23	0,51	0,27
Bärenreuth	206	34	22	22	22	0,43	0,37
leukomonzonitisch	180	37,5	25	17	20,5	0,45	0,5
si-monzonitisch	170	30	30	20	20	0,45	0,45
monzonitsyenitisch	180	36	23	15	26	0,45	0,35

A. MARCHET (1931) ordnet dem normal-monzonitischen bis normal-syenitischen Magmentyp zu.

F. ANGEL und A. MARCHET (1939) haben aus den chemischen Analysen Mineralbestände errechnet und mit dem Mineralbestand des Latites, Nr. 270 bei W. E. TRÖGER (1935), verglichen und dabei gute Übereinstimmung erhalten, wobei natürlich auch der Mineralbestand des Trachytes dem des Trachyandesites fast gleich ist. Ihr wesentlicher Unterschied liegt, wie schon erwähnt, in den Sanidineinsprenglingen der Trachyte.

Die dunkelgraue Farbe des Gesteins wird nach A. MARCHET (1931) bzw. F. ANGEL und A. MARCHET (1939) durch feinverteilten, mikroskopisch feststellbaren Magnetit verursacht, während der rote Farbton durch ebenso feinkörnigen Hämatit hervorgerufen wird. Es scheinen Dämpfe von Spalten aus die Umwandlung von Magnetit in Hämatit bewirkt zu haben. Jedenfalls lassen sich Blöcke finden, die innen grau und außen rot sind. Von N. GRÖGLER (1956) wurden Untersuchungen über die Aktivitäten mit Hilfe von Kernphotoplaten durchgeführt. Dabei erwies sich die Verteilungsdichte der Aktivitätszentren im grauen Trachyandesit größer als in der roten Varietät. Die radioaktive Substanz ist fast immer punktförmig konzentriert.

An Mineralien haben die beiden Brüche bis jetzt nicht besonders viel geliefert. Die Durchtränkung mit SiO₂-Modifikationen, vgl. z. B. auch eine Opalbreccie, H. LEITMEIER (1908), steht natürlich im regionalen Rahmen der Umwandlungen im gesamten Vulkanmassiv der Gleichenberger Kogeln. Diese Umwandlungen haben auch die technisch interessanten Vorkommen von „Traß“ und Tonmineralien geliefert.

Es kann hier ergänzt werden, daß A. MARCHET (1930) in Hohlräumen im Trachyandesit im oberen Eichgraben 0,1 mm große Cristobalitkristalle mit Würfeln und Oktaedern gefunden hat. Ferner berichten noch H. MEIXNER und W. PILLEWIZER (1937) bzw. H. MEIXNER (1939) über folgende unscheinbare Mineralien: Kalkspat; gelbbrauner Eisenspat, der dunkelbraun verwittert, im Grundrhomboeder; Halotrichit in weißen faserigen Ausblühungen und als Verkitung von Trachyandesitbruchstücken.

Die Tonmineralien, die in Form von Überzügen, Kluftfüllungen und auch Zersetzungszone auftreten, werden derzeit von H. HÖLLER bearbeitet.

An der Straße gegen Norden ist an mehreren Stellen versuchsweise Kaolinit entnommen worden. Technische Daten darüber bringt A. HAUSER (1952, 1954a).

e) Steinbruch Pertlstein; Tuffschlot.

Der jüngere (dazische) Vulkanismus hat nicht nur Nephelinbasanite, Nepheline usw. gefördert, er steht auch mit einer regen Explosionstätigkeit, die

Tuffe liefert, in Verbindung; im Klöcher Massiv, aber auch im Steinberg bei Feldbach sind Nephelinbasanite usw. im engen räumlichen Zusammenhang mit Tuffen. Darüber hinaus gibt es aber zahlreiche, im ganzen etwa 45, z. B. A. WINKLER (1927b), Tuffschlote, die einerseits in Form explosionsartiger Förderung aus dem Untergrund Aschen, Lapilli, Glas, Kristall- und Gesteinsbruchstücke herauf brachten und andererseits von oben her durch Sedimentmaterial aufgefüllt wurden. Für einige, z. B. auch für die des Pertlsteingebietes, konnte A. WINKLER (1927a, b) nachweisen, daß sich ein Kratersee ausgebildet hat. Im Pertlsteingebiet gibt es zwei getrennte Tufftrichter, Weineck-Kogel und Pertlstein-Stolberg, wobei der Pertlsteintufftrichter einen Kratersee beherbergte.

Der Bruch hat eine Front von etwa 50×30 m. Die Schichtung des Materials ist klar zu sehen, ebenso der Wechsel des sandigen hellen und des basaltischen dunklen Materials; es handelt sich somit um Tuffite.

A. SIGMUND (1899) und F. ANGEL und A. MARCHET (1939) zählen auf, was in den Tuffiten auftritt. Dabei muß erwähnt werden, daß die vielen Explosionsröhren grundsätzlich dasselbe liefern, so daß hier ein Durchschnitt aufgezählt werden kann. Neben dem Sedimentmaterial sind zu finden

Gesteinssplitter	Pegmatit
	Quarzit
	Glimmerschiefer
	Gneis
	Kalkstein
	Mergel
	Basaltlapilli
	Palagonit (vulkanisches Glas)
	Trachyandesit
	Olivinbomben
Mineralsplitter aus dem Vulkanmaterial	Olivin
	Augit
	basaltische Hornblende
	Biotit
	Labradorit
aus dem Untergrund	Granat
	gemeine Hornblende
	Muskovit
	Quarz
	saurer Plagioklas

Die Basaltlapilli, A. SIGMUND (1899), erscheinen in den Handstücken grau und haben eine sehr feinkristalline Grundmasse, fast kein Glas, Einsprenglinge von Augit und korrodiertem Olivin.

Palagonitkügelchen sind schwarz, pechig glänzend und bestehen aus einer braunen glasigen Masse mit Schwärmen von feinen Augiten, eine Fluidaltextur andeutend und mit Einsprenglingen von farblos entwickelten Olivinen, nach eigenen Messungen mit den Kristallformen: {010}, {021}, {110}, {120}.

Die Olivinbomben erreichen hier Größen von 1–2 dm Durchmesser, sind also viel größer als die nur im Millimeterbereich liegenden Lapilli und Palagonite. Gerade die Mineralien der Olivinbomben (Olivin, Enstatit-Bronzit, Chromdiopsid und Picotit) dieses Raumes, besonders von Unterweißenbach, Kapfenstein, Kuruzzenkogel usw., alle in nächster Nähe, sind mehrfach Gegenstand eingehender Untersuchungen gewesen.

Chemische Untersuchungen von J. SCHADLER (1914) sind in der folgenden Tabelle 9 mit den Ergebnissen von C. S. ROSS, M. D. FOSTER und A. T. MYERS (1954) in der von W. A. DEER, R. A. HOWIE und J. ZUSSMAN (1962) angewendeten Form einander gegenübergestellt.

Tabelle 9: Mineralien aus oststeirischen Olivinbomben

	OLIVIN Kationen zahlen mit Basis 4 Sauerstoffionen J. Schadler (1914)	ENSTATIT-BRONZIT Kationen zahlen mit Basis 6 Sauerstoffionen J. Schadler (1914)	ENSTATIT-BRONZIT Kationen zahlen mit Basis 6 Sauerstoffionen C. S. Ross, u. Mitarb. (1954)	CHROMIDIOPSID Kationen zahlen mit Basis 6 Sauerstoffionen J. Schadler (1914)	CHROMIDIOPSID Kationen zahlen mit Basis 6 Sauerstoffionen C. S. Ross, u. Mitarb. (1954)
Si	1,00	1,857 0,143	1,930 0,070	1,835 0,165	1,920 0,080
Al	—	—	—	—	—
Ti	—	0,007	0,035	0,071	0,073
Fe ⁺³	—	—	0,001	—	0,017
Fe ⁺²	—	0,122	—	0,076	0,031
Cr ⁺³	0,19	0,117	0,167	0,077	0,077
Mn ⁺²	—	0,009	0,020	0,051	0,062
V ⁺⁵	—	—	0,003	—	0,005
Co	—	—	—	—	0,001
Ni	—	—	—	—	—
Mg	1,81	1,718	0,003	0,725	0,001
Ca	—	0,028	1,748	0,166	0,733
Na	—	—	0,027	0,817	0,195
K	—	—	0,008	—	0,744
				0,98	0,94
	Mg 90,5 Fe ⁺² 9,5	Mg 86,6 Fe 12,0 Ca 1,4	Mg 90,0 Fe 8,6 Ca 1,4	Mg 47,9 Fe 8,3 Ca 43,8	Mg 52,1 Fe 6,1 Ca 41,8

Die Übereinstimmung ist zufriedenstellend.

Zur Bezeichnung Enstatit oder Bronzit für die vorliegenden Orthopyroxene ist zu bemerken, daß die Grenze von den einzelnen Autoren verschieden gelegt wird. Der von J. SCHADLER (1914) analysierte Orthopyroxen ist als Bronzit zu bezeichnen, nur nach der von W. A. DEER, R. A. HOWIE und J. ZUSSMAN (1962) benützten Definition steht er an der Grenze von Enstatit und Bronzit. Die Analyse von C. S. ROSS, M. D. FOSTER und A. T. MYERS (1954) liegt jedoch

nach H. STRUNZ (1957) an der Grenze Bronzit-Enstatit, nach A. POLDERVAART (1947), W. E. TRÖGER (1956), W. A. DEER, R. A. HOWIE und J. ZUSSMAN (1962) und C. S. ROSS, M. D. FOSTER und A. T. MYERS (1954) im Bereich des Enstatites.

Der Orthopyroxen hat nach eigener Messung $2V = 86\text{--}88^\circ$ über n_y , J. SCHADLER (1914) gibt für die Dichte $3,315\text{--}3,318 \text{ g.cm}^{-3}$ an. Das entspricht nach dem Diagramm bei W. E. TRÖGER (1956) einem Gehalt von 11–12 Prozent Fs. Die Analysen lieferten 8,9 bzw. 11,8 Prozent Fs. Der Bronzit enthält auch Fahnen von zweiphasigen Einschlüssen.

Der Olivin hat nach J. SCHILLER (1905) einen Achsenwinkel $2V = 90^\circ 05'$, was durch eigene U-Tischmessungen mit $2V = 90^\circ$ bestätigt werden konnte. Die Dichte ist nach J. SCHADLER (1914) $3,351 \text{ g.cm}^{-3}$. Die Werte entsprechen nach dem Diagramm bei W. E. TRÖGER (1956) 12 Prozent Fa, die Analysen lieferten 9,5 Prozent bzw. 9,2 Prozent Fa.

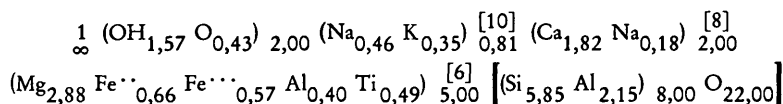
Außerdem enthalten die Olivinbomben noch einen Chromspinell, in der Literatur mit Picotit bezeichnet. Es existiert hier eine Teilanalyse bei C. S. ROSS, M. D. FOSTER und A. T. MYERS (1954) mit Fe_2O_3 29,81 Prozent, TiO_2 8,50 Prozent, Cr_2O_3 32,87 Prozent, d. h. also mit bedeutendem Chromgehalt, aber nicht so viel wie bei Chromiten. Im Dünnschliff braun, im Handstück schwarze Oktaeder bis 1,6 mm Durchmesser, H. MEIXNER (1937). An Sulfiden hat H. MEIXNER (1961) erzmikroskopisch bestimmt: Magnetkies mit Pentlandit und Idait, G. FRENZEL (1958).

Gefügeuntersuchungen, Th. ERNST (1936), liegen derzeit noch nicht vor, sind aber in Vorbereitung. Als Anzeichen für eine tektonische Beanspruchung des Olivingesteins werden auch die parallelepipedischen Formen, F. HERITSCH (1908), Th. ERNST (1936), C. S. ROSS, M. D. FOSTER und A. T. MYERS (1954) angesehen.

Olivinknollen und Olivinbomben treten weitverbreitet auf der Erde auf und enthalten dieselben Mineralien. Deren chemische Zusammensetzung, auch hinsichtlich der seltenen Elemente, ist eingehend von C. S. ROSS, M. D. FOSTER und A. T. MYERS (1954) untersucht und ebenfalls weltweit verbreitet gleich befunden worden. Auch die Olivinbomben des oststeirischen Raumes fügen sich ausgezeichnet in diesen Rahmen ein. Bezüglich der Entstehung der Bomben ist wohl auch heute noch nicht das letzte Wort gesprochen, vgl. F. ANGEL und A. MARCHET (1939). Die eine Möglichkeit besteht in losgerissenen Bruchstücken aus dem peridotitischen Substrat, z. B. Th. ERNST (1936) oder C. S. ROSS, M. D. FOSTER und A. T. MYERS (1954). Th. ERNST (1961) hat sich besonders noch mit der Bildung von Olivinbomben (Zerkleinerung und Auflösung unter Einwirkung von Lösungen) und basaltischen Magmen aus Olivinfelsmassen beschäftigt. Aber auch die endogene Entstehung von Olivinbomben wird diskutiert, J. FRECHEN (1943).

Gelegentlich zeigen die Olivinbomben noch eine Schichte von Basalt als Umhüllung oder sind überhaupt, wie etwa in Kapfenstein, in Basalt eingebettet. Dann beginnt die Auflösung an den Orthopyroxenen, die in ein Haufwerk kleinster Kristalle, Olivin in Glas, vom Rand her aufgelöst werden, Th. ERNST (1936). Die großen Olivine bleiben als korrodierte Relikte übrig. Man wird daher etwa nach F. HERITSCH (1908) zwei Arten von Olivinen annehmen können: Korrodierte Reste ohne Kristallgestalt, z. B. in den Nepheliniten des Hochstradner Massivs oder in den Lapilli der Tuffe, vgl. Th. ERNST (1961) und Bildung von Olivinen aus der Schmelze mit idiomorphen Kristallen, z. B. in den Glaskörnern (Palagonit) der Tuffe, oder mit späterer Korrosion, z. B. im Nephelinbasanit von Klöch.

Außerdem haben Olivinbomben häufig eine Randzone basaltischer Hornblende und Biotit. J. SCHADLER (1914) gibt davon eine Abbildung. Dieses Stück befindet sich noch im hiesigen Institut. Solche basaltische Hornblenden gibt es auch als Einzelauswürflinge, manchmal korrodiert. Eine chemische Analyse einer Hornblende vom benachbarten Kuruzzenkogel findet sich bei J. SCHADLER (1914). Eine Neubearbeitung mit optischen und kristallographischen Daten und Strukturbestimmung ist bei H. HERITSCH, G. BERTOLDI und E. M. WALITZI (1961) gegeben. Die kristallchemische Formel lautet demnach:

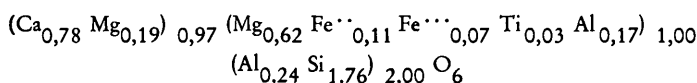


Diese Hornblende ist ein gutes Beispiel für die Besetzung der 10-kooordinierten Position zwischen den Hornblendebändern.

Zur Entstehung der Hornblende kann in Verfolgung der Gedanken von Th. ERNST (1961) angenommen werden, daß die Olivinfelsbruchstücke mit wasserreichen, alkalihaltigen Lösungen in Berührung kommen, wodurch eben Hornblende u. Biotit entstehen. J. SCHADLER (1914) betont ausdrücklich, daß Biotit u. Hornblende erst gebildet wurden, nachdem die Olivinbomben als feste Produkte vorlagen (Bruchstückbildung durch Bewegungsvorgänge). Bei der hiefür notwendigen Kalizufuhr kann man an Kontakt und teilweise Aufschmelzung von Graniten denken, die auch wirklich bei den Tufferuptionen mitgeführt wurden, vgl. F. J. TURNER und J. VERHOOGEN (1960). Dieser Vorgang könnte auch zur Erklärung der Trachyte und Trachyandesite herangezogen werden.

H. MEIXNER (1939) beschreibt Funde von millimetergroßen Olivinkristallen, nach {010} tafelig mit weiteren Formen {110} und {021}.

J. SCHADLER (1914) gibt eine chemische Analyse von losen Augiten mit den Formen {100}, {110}, {010}, {011} bzw. { $\bar{1}11$). Aus der chemischen Analyse berechnet sich folgende Formel:



Das entspricht einem diopsidischen bis salitischen Augit, vergleichbar mit Nr. 3 und Nr. 5 der Augitanalysen bei W. A. DEER, R. A. HOWIE und J. ZUSSMAN (1962), mit ähnlicher paragenetischer Stellung.

Als Besonderheit, in der Entstehung einer Nachphase der Explosionstätigkeit entsprechend, konnte H. MEIXNER (1938) zu Zellulose abgebautes Holz — Sapperit genannt — feststellen. In den Kratersee eingeschwemmtes Holz, manches davon ist als fossiles Nadelholz bestimmt worden, fällt nicht der Inkohlung anheim, sondern wird offenbar durch Fluor-hältige Dämpfe und Wasser ausgelaut, so daß nur die Zellulose übrigbleibt. Als Zeugen dafür finden sich Apophyllitkristalle in den Schwundspalten zwischen Holz und Tuffit, aber auch in anderen Hohlräumen, z. B. zwischen Quarzgeröllen. Die Apophyllitkristalle sind farblos bis weiß, bis etwa 3 mm groß, mit den Formen {111}, {100}, {001}, entweder in spitzen Pyramiden oder als kurzsäuliger Typus.

In Höhlungen konnte H. MEIXNER (1939) ferner Aragonitkristalle entdecken. Als Zement des Tuffites wird von A. SIGMUND (1899) auch kalzitisches oder natrolithisches Material angegeben.

Viele Tuffvorkommen wurden in früheren Jahrzehnten für den lokalen Bedarf als Bausteine abgebaut, technische Daten bei A. HAUSER und H. URREGG

(1951). Leider verdrängt in der neuen Zeit der Beton den gut wirkenden Baustein, so daß die Brüche stillliegen und entsprechende Mineralfunde selten werden.

Literaturverzeichnis

- ANDRAE K. J. 1855. Jb. Geol. R. A. Wien 6, 6.
- ANGEL F. und MARCHET A. 1939. Fortschr. Min. 23, XXIX.
- BURRI C. 1959. Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Basel.
- DEER W. A., HOWIE R. A. und ZUSSMAN J. 1962. Rock Forming Minerals. London.
- DOLAR-MANTUANI L. 1938. Ann. Géol. Penin. Balk. 15, 281.
- ERNST Th. 1936. Chemie der Erde 10, 631.
- 1960. Z. dtsh. Geol. Ges. 112, 178.
- 1961. Fortschr. Min. 39, 108.
- und DRESCHER-KADEN F. K. 1941. Z. angew. Min. 3, 73.
- FLÖRKE O. W. 1955. N. Jb. Min. Monh., 217.
- FLÜGEL H., HAUSER A. und PAPP A. 1952. Sitzber. Akad. Wiss., Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 161, 173.
- FORBERGER K. und METZ K. 1939. Berg- und Hüttenmänn. Monh., 87, 61.
- FRECHEN J. 1943. N. Jb. Min. etc. Abt. A, Abh. 79, 1944/48, 317.
- FRENZEL G. 1958. N. Jb. Min. Monh., 142.
- GREENWOOD H. J. 1960. Yearbook Carnegie Inst. of Washington 1959/60, 58.
- GRÖGLER N. 1956. Dissertation Univ. Wien.
- HAUSER A. 1951. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Dritte Folge) 2, 157.
- 1952. Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks, Graz, H. 11.
- 1953. Mitt. naturw. Ver. Steiermark 83, 61.
- 1954a. Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks, Graz, H. 12.
- 1954b. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Dritte Folge) 4, 301.
- und URREGG H. 1951. Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks, Graz, H. 7.
- und KAPOUNEK J. 1953. Mitt. naturw. Ver. Steiermark 83, 64.
- und KOLLMANN K. 1954. Mitt. naturw. Ver. Steiermark 84, 67.
- HERITSCH F. 1908. Cbl. Min. etc., 297.
- HERITSCH H., BERTOLDI G. und WALITZI E. M. 1961. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Dritte Folge) 7, 210.
- HIBSCH J. E. 1920. Z. prakt. Geologie 28, 69.
- HÖDL A. 1942. Zbl. Min. etc. Abt. A, 167.
- HÖLLER H. 1962. Anz. Österr. Akad. Wiss. math.-naturw. Kl., 145.
- HÖLZL F. und LIEB H. 1950. In „Bad Gleichenberg, seine Heilquellen und Kuren“. Wien, 29.
- HUFFMANN H. 1954/55. Heidelb. Beitr. Min. u. Petr. 4, 67.
- JUGOVICS L. 1939. Chemie der Erde 12, 158.
- JUGOVICS L. und MARCHET A. 1937. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Neue Folge) 49, 369.
- KIŠPATIĆ M. 1882. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Neue Folge) 4, 122.
- 1909. Ref. N. Jb. f. Min. etc. 1912, I, 275.
- KOLLMANN K. 1959. Mitt. Geol. Ges. Wien 52, 159.
- KONTRUS K. 1953. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Dritte Folge) 3, 393.
- LEITMEIER H. 1908. Cbl. Min. etc., 716.

- MARCHET A. 1930. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 139, 559.
- 1931. Ebenda, 140, 461.
- MEIXNER H. 1937. Mitt. naturw. Ver. Steiermark 74, 49.
- 1938. Zbl. Min. etc. Abt. A, 208.
- 1939. Fortschr. Min. 23, XLIII.
- 1956. Carinthia II, 66, 20.
- 1961. Fortschr. Min. 39, 112.
- und PILLEWIZER W. 1937. Zbl. Min. etc. Abt. A, 263.
- , HEY M. H. und MOSS A. A. 1956. Min. Mag. 31, 265.
- MURBAN K. 1939. Mitt. Abt. Geol. etc. Joanneum, Graz, H. 3, 3.
- NEUWIRTH E. 1953. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Dritte Folge) 3, 32.
- PAULITSCH P. 1952. Mitt. Abt. Min. Joanneum, Graz, 19.
- POLDERVAART A. 1947. Min. Mag. 28, 164.
- PREISZ C. 1908. Mitt. naturw. Ver. Steiermark 45, 3.
- PUKALL K. 1939. Z. angew. Min. 1, 195.
- 1940. Z. angew. Min. 2, 277.
- ROEVER de W. P. 1961. Fortschr. Min. 39, 96.
- ROSS C. S., FOSTER M. D. und MYERS A. T. 1954. Am. Min. 39, 693.
- SAHA P. 1961. Am. Min. 46, 859.
- SAND L. B., ROY R. und OSBORN E. F. 1957. Econ. Geology 52, 169.
- SCHADLER J. 1914. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Neue Folge) 32, 485.
- SCHILLER J. 1905. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Neue Folge) 24, 314/5.
- SCHOKLITSCH K. 1932. N. Jb. Min. etc. Abt. A, Beil. Bd. 63, 319.
- 1933. Cbl. Min. etc. Abt. A, 273.
- 1935. N. Jb. Min. etc. Abt. A, Beil. Bd. 69, 276.
- SCHOUPPÉ A. 1952. Berg- und Hüttenmänn. Monh. 97, 185.
- SIGMUND A. 1896. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Neue Folge) 15, 361.
- 1897. Ebenda, 16, 337.
- 1899. Ebenda, 18, 377.
- 1902. Ebenda, 21, 261.
- STRUNZ H. 1957. Mineralogische Tabellen. Leipzig.
- TOPERCZER M. 1947. Sitzber. Akad. Wiss. Wien math.-naturw. Kl. Abt. IIa, 156, 383.
- TRÖGER W. E. 1935. Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin.
- 1956. Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale I. Stuttgart.
- TURNER F. J. und VERHOOGEN J. 1960. Igneous and Metamorphic Petrology. 2. Aufl. New York.
- WINKLER A. 1914. Z. Vulkanologie 1, 167.
- 1926. Geol. Spezialkarte d. Republik Österr. Bt. Gleichenberg, Geol. B. A. Wien.
- 1927a. Z. Vulkanologie 11, 1.
- 1927b. Erläuterungen zur geol. Spezialkarte Bt. Gleichenberg, Geol. B. A. Wien.
- WINKLER-HERMADEN A. 1939. Sammlung geologischer Führer. Geol. Führer durch das Tertiär- und Vulkanland des steirischen Beckens. Berlin.
- 1943. In Geologie der Ostmark, herausgegeben von F. X. Schaffer. Wien, 295.
- 1951. Sitzber. Akad. Wiss. Wien math.-naturw. Kl. Abt. I, 160, 10.
- 1954. Carinthia II, 64, 157.
- 1955. Wiener Mediz. Wochenschrift 105, 216.

WINKLER v. HERMADEN A. 1957. Anz. Akad. Wiss. Wien math.-naturw. Kl., 164.
— 1960. Abh. dtsh. Akad. Wiss. Berlin, 336.

Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. H. HERITSCH,
Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität
Graz.

Text zur Abbildung (Beilagentafel XVIII)

Abb. 1: Erweiterung des bei E. J. ZIRKL (1962) gegebenen Nigglichschen Differentiationsdiagrammes auf den „steirischen Vulkanbogen“, A. HAUSER (1954b). — 1. Nephelinit, Teufelsmühle (Hochstraden); 2. Nephelinbasanit, Klöcher Klause; 3. Analzimbassalt, Dirnbach; 4. Nephelinbasanit, Kindsbergkogel; 5. Trachydolerit, Steinberg bei Feldbach; 6. Nephelinbasalt, Steinberg bei Feldbach; 7. Nephelinbasanit, Steinberg bei Feldbach; 8. Basalt, Neuhaus am Klausenbach; 9. Basalt, Stein bei Fürstfeld; 10. Basalt, Neuhaus am Klausenbach; 11. Basalt, Kollnitz im Lavanttal, Analyse K. SCHOKLITSCH (1933); 12. Basalt, Kollnitz, Analyse I von K. FABICH; 13. Basalt, Kollnitz, Analyse II von K. FABICH; 14. Basalt, Weitendorf; 15. Basalt, Weitendorf; 16. Basalt, Weitendorf; 17. Basalt, Weitendorf; 18. Hypersthen-Augittrachyandesit, Gleichenberger Kogeln; 19. Augittrachyandesit, N-Fuß der Gleichenberger Kogeln; 20. Biotit-Augittrachyandesit, oberster Eichgraben; 21. Biotit-Augittrachyandesit, Bärenreuth; 22. Biotit-Augittrachyandesit, Gleichenberger Klause; 23. Andesit, Wundschuh; 24. Dazit, Mureck; 25. Andesit, Retznei; 26. Dazit, Vrhnik, Bachern, Jugoslawien; 27. Dazit, Vrhnik, Bachern, Jugoslawien; 28. Dazit, Otiški vrh, Bachern, Jugoslawien. — I. Durchschnitt der Plateaubasalte; II. Durchschnitt der Andesite; III. Durchschnitt der Dazite.

Abb. 1

