

Eine geologisch-petrographische Übersicht für das mittlere Mühlviertel, Oberösterreich, 1. Teil

von Erich REITER

1. Zonengliederung und Störungslinien

Das beschriebene Gebiet liegt zur Gänze im Moldanubikum, das als höher metamorphe Einheit das weiter östlich gelegene, sich in erster Linie auf das Waldviertel erstreckende Moravikum von W her überschiebt. Das Gebiet westlich der Rodl ist charakterisiert durch eine mehr oder weniger deutliche Zonengliederung, wobei sich folgende Einheiten unterscheiden lassen:

1. Böhmerwaldzone als Anteil der Interniden,
2. Mühl- und Sauwaldzone als Anteil der Zentraliden des Varisziden-Südstammes.

Bereits um die Mitte des vorigen Jahrhunderts war klar erkannt worden, daß sich die verschiedenen Gesteine des Mühlviertels keineswegs so einheitlich darstellen lassen, als früher angenommen wurde. Auf Grund der Kartierungsergebnisse lassen sich die im Gebiet anstehenden Gesteinsserien in vier größere Gruppen einordnen, wobei es zufolge der herrschenden geologischen Verhältnisse sowie der Entstehung des variszischen Orogens fast müßig scheint, auf die häufig vorliegenden Übergänge zwischen den einzelnen Gesteinstypen und -gruppen hinzuweisen. Man kann also unterscheiden:

1. kristalline Schiefer
2. variszische Migmatite
3. variszische Magmatite
4. Ganggesteine.

Die Verteilung dieser vier Gesteinsgruppen auf die drei Hauptzonen wird wie folgt festgelegt:

- in der **Böhmerwaldzone**, also im Gebiet nördlich der Pfahlstörung, treten größere zusammenhängende Schiefergneisareale auf, deren Metamorphose hauptsächlich der vorvariszischen Orogenese zuzuschreiben ist. (G. FUCHS, 1962). In diese Gesteine sind variszische Granite eingedrungen, und zwar der ältere, frühorogene Weinsberger Granit unter Migmatisationserscheinungen, sowie der jüngere, spät-orogene Eisgarner Granit mit scharfen Diskordanzen;
- im unmittelbaren **Bereich der Pfahlstörung** begegnen uns tektonische Mischserien, die aus Schiefer-, Perl- und Grobkorngneisen zusammengesetzt sind. Der Pfahl trennt die Böhmerwald-Zone im N von der
- **Mühl-Zone** im S, in der zahlreiche, meist genau in die herzynische Richtung eingeregelt Gänge des grobporphyrischen Weinsberger Gra-

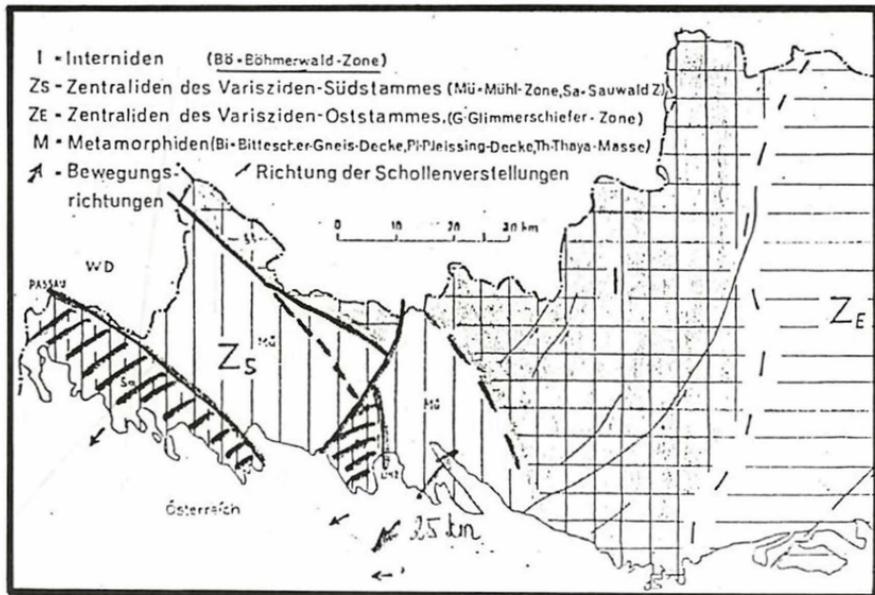


Abb. 1: Versuch einer tektonischen Gliederung des österreichischen Anteils der Böhmisches Masse.
Aus: O. THIELE, 1970.

nites auftreten. Daneben sind Vorkommen von Biotit-Plagioklasgneisen und Perlgnenien als Folge der Granitintrusionen häufig; beachtenswert auch bei ihnen die streng herzynische Streichrichtung. Mit der gleichen Orientierung treten Diorite auf, die O. THIELE (1970) als konkordante Diorite bezeichnete; G. FUCHS scheidet sie auf der Karte als Diorite vom Typus I aus. Im Gegensatz dazu kennen wir die Diorite vom Typus II, die sich — ebenso wie vereinzelte Mauthausener Granitplutons — durch diskordante Lagerung auszeichnen;

- in der **Sauwald-Zone** fehlen Weinsberger Granit und Grobkorngneise. Gekennzeichnet ist diese Zone durch Perlgnenise und Cordieritperlgneise.

Reliktisch treten kleinere Bestände prävariszischer Altgesteine auf, von denen Schiefergneise und Granat-Sillimanit-Cordierit-Gneise ergänzend genannt seien.

Entlang des Rodflusses wird dieser Zonenbau des westlichen Mühlviertels durch eine markante Blattverschiebung gestört (siehe Abb. 1).

W-Scholle weit nach N verschoben wurde (um zirka 20—25 km). Die im Bereich Urfahr—Ottensheim—Walding—Eidenberg unter Einschluß des Lichtenberges (926 m NN) befindliche „Lichtenbergscholle“ gehört daher unzweifelhaft der Sauwald-Zone an. Führt man nun ein Gedankenexperiment durch und versetzt die Scholle entlang der Rodlströmung um etwa 25 km nach SSW (und bringt sie dadurch in die ursprüngliche Lage zurück), so bietet sich die Haselgrabenstörung eindeutig als Fortsetzung der Donaustörung an, da jene zirka 15 km N Linz aus ihrer N-S-Richtung deutlich nach NW abschwengt und der Verlauf der Donaustörung etwa einer NW-SE-Richtung entspricht!

Die Rodlstörung scheint jung zu sein und ist wahrscheinlich während der alpidischen Faltung entstanden, als die alpinen Bewegungen an der mehr oder weniger starren Böhmisches Masse brandeten (H. G. SCHARBERT, 1957).

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß in unserem Gebiet drei große Störungslinien landschaftlich hervortreten (Pfahl-, Donau- und Rodlstörung) und daß wir fortschreitend von NE gegen SW aus der Böhmerwald- über die Mühl- in die Sauwaldzone und damit in ein variszisch stark mobilisiertes Gebiet kommen, in dem tiefgreifende anatektische und diatektische Vorgänge wirksam waren.

2. Entstehung des heutigen Landschaftsbildes

Der Ursprung der Böhmisches Masse und damit unseres Moldanubikums ist mit einiger Wahrscheinlichkeit in der Russischen Platte zu suchen, für deren Alter Präkambrium angenommen wird. Durch mehrmaliges Aufschmelzen, durch tektonische Bewegungen und Metamorphosen und schließlich durch das Aufdringen gewaltiger Magmamassen in den folgenden Zeiten ist die vielleicht präkambrische Herkunft nicht mehr erkennbar. Die letzten orogenen Bewegungen finden im Karbon statt, also in der variszischen Ära der Gebirgsbildung; darauf deuten auch die neuesten Ergebnisse hin, die mittels Altersbestimmungen an Biotit und Kalifeldspat (Rb-Sr-Zerfallsreihe) und Zirkon (U-Pb-Zerfallsreihe) gewonnen wurden (E. JÄGER, M. GRÜNENFELDER, N. GRÖGLER und E. SCHROLL, 1965).

Die äußerst intensive variszische Regionalmetamorphose, die ein bereits metamorphes Grundgebirge vorfand, zeigt im wesentlichen zweifache Auswirkung:

1. eine *strukturelle Umorientierung* des prävariszischen SSW-NNE streichenden Bauplanes in einen NW-SE ausgerichteten;
2. durch *regionale Aufheizung* und partielle Aufschmelzung der alten Gesteinsbestände kommt es zur Bildung von Massengesteinen und zum Teil Migmatiten, die grob gesprochen als Perlgneise zusammengefaßt werden können.

Nach der letzten Gebirgsbildung im Karbon gibt es in unserem Gebiet nur mehr Transversalverschiebungen, Hebungen und Senkungen; diese Vorgänge und das Auftreten von Bruchschollen am Gebirgsrand sprechen für eine germanotype Tektonik.

Wie Untersuchungen im nahen mährischen Raum zeigten, überlagern dort oberkarbonische Sedimente bereits zum Großteil hochkristalline Gneise und Granite. Dies läßt darauf schließen, daß

1. die bretonische Phase der variszischen Orogenese sich am deutlichsten von allen Bildungsphasen ausprägte;
2. seit Beginn des Oberkarbons eine ständige Abtragung vorherrschend war.

Erodierende Vorgänge dauern bis in die heutige Zeit an. Es wird geschätzt, daß bis heute, also in einem Zeitraum von über 400 Millionen Jahren, eine Gesteinshülle von ca. 20—30 km Dicke abgetragen wurde. Dadurch sind auch die lagerstättenführenden Zonen fast zur Gänze verschwunden, was die bedauerliche Armut oder das gänzliche Fehlen abbauwürdiger Lagerstätten begreiflich macht.

Erosion muß auch während der gesamten mesozoischen Ära stattgefunden haben, was sich im vollständigen Fehlen entsprechender Sedimente dokumentiert. Erst aus dem Tertiär (im wesentlichen Oligozän und Miozän) finden sich Sedimente, zumeist mariner Entstehung, am Südrande des Massivs. Das zu dieser Zeit herrschende subtropische Klima begünstigte klarerweise die Erosion und führte zur Auswitterung von Blöcken (die fälschlicherweise „Findlinge“ genannt werden, besser jedoch als Restlinge bezeichnet werden sollten), Vergrusung des Gesteins und teilweiser Kaolinisierung infolge des Einflusses von Humussäuren, die von ausgedehnten tropischen Sümpfen und Mooren herstammten.

Während des Pleistozäns war das Massiv nicht vergletschert; Dauerfrost führte auch hier zur Zerstörung und Lockerung der bodennahen Schichten.

3. Mineralogische und petrographische Beobachtungen an einzelnen Gesteinen des Massivs

Die folgende Auswahl und Zusammenstellung richtet sich in ihren Grundzügen nach der Übersicht von G. FUCHS und O. THIELE (1968), die in den Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins veröffentlicht wurde.

3.1. Kristalline Schiefer

3.1.1. Prävariszische Schiefergneise

Bei diesen Vorkommen handelt es sich um Paragesteinskomplexe (also metamorph gewordene Sedimente), die sich zum überwiegenden Teil aus dunklen, grauen, violetten und braunen, fein bis mittelkörnigen Dunkel-

glimmer-Plagioklasgneisen und schuppigen Zweiglimmergneisen aufbauen, die beide sillimanit- und cordieritführend sind. Daneben sind Quarzite und Kalksilikatfelse verbreitet.

Charakteristisch für solche Paragneise ist ein *zeilig-lagiges* Aussehen, das nach G. FUCHS und O. THIELE (1968) auf die ursprüngliche sedimentäre Schichtung zurückzuführen und nicht durch die Metamorphose bedingt ist. Ihr Mineralbestand unterscheidet sich deutlich von dem der variszischen Metamorphite und Mischgesteine und *weist auf eine ältere katazonale* Metamorphose hin.

Naturgemäß finden sich derartige Gesteine in weitaus geringerer Ausdehnung als etwa die Misch- und Massengesteine des variszischen Orogens. Kleinere, aber doch immerhin gut kartierbare Vorkommen finden sich in unserem Gebiet (vergleiche dazu die geologische Übersichtskarte, Abb. 3):

1. im äußersten NE, und zwar N von Zwettl / Rodl, auf etwa 5 km Länge und 2—3 km Breite, mit einer NNW-Streichrichtung,
2. im äußersten NW um Haslach / Mühl, mit in etwa hercynischer Streichrichtung.

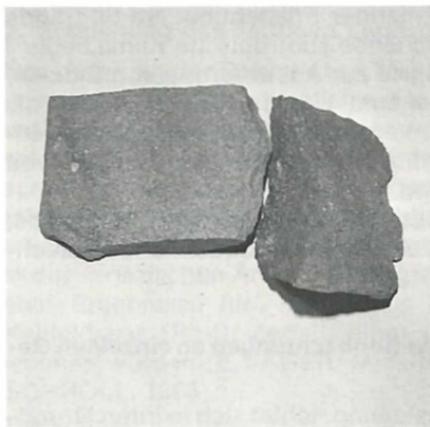


Abb. 2:
Prävariszische Schiefer (Cordierit-Sillimanit-Gneis) von Zang-Zwettl.

3.1.2. Zweiglimmergneise und Glimmerschiefer,

welche die Zone von Friedberg (CSSR) aufbauen und unter dem Begriff Kaplitzer Glimmerschiefer (O. KODYM sen., 1954) in der Literatur aufscheinen, sind nur im Norden unseres Gebiets jenseits der Staatsgrenze ausgebildet.

3.1.3. Mischserien

Tektonische Mischserien begegnen uns im Arbeitsgebiet entlang des Ostteiles der Pfahlstörung. Diese besitzt im Gebiet keine so scharf begrenzte und kartierbare Ausdehnung mehr wie im westlichen Mühlviertel, vielmehr fächert sie sich ab St. Oswald bei Haslach/Mühl mehr oder weniger auf:

die nördlichen Störungslinien ziehen über Hörleinsödts bis Weißenbach und von dort weiter bis in die Gegend von Leonfelden;

die südliche Störungszone schwenkt über Haslach und Waxenberg gegen SE ab.

Auf Grund der unterschiedlichen Gesteinsvorkommen in diesen Gebieten wird die nördliche als ältere Pfahlstörung der südlichen jüngeren Pfahlstörung gegenübergestellt. Während im N Perlgneis und tektonisch stark beanspruchte mylonitisierte Grobkorngneise und Schiefergneise vorherrschen, fehlen der jüngeren Pfahlstörung diese typischen roten und grünen Ultramylonite, auch Hartschiefer genannt. Vielmehr sind hier Weinsberger Granit, Grobkorngneis und Perlgneis als ursprüngliches Material erhalten; als für den Mineralogen wichtig muß das Auftreten von Aplit- und seltener Pegmatitgängen angesehen werden. Perlgneis und Weinsberger Granit werden in den folgenden Abschnitten behandelt werden.

3.1.4. Die Zone von Herzogsdorf

Das Gebiet Herzogsdorf-Eidendorf-Neußerling baut sich aus einer Gesteinsformation auf, die im Moldanubikum Oberösterreichs wohl einzig dasteht. J. SCHADLER gibt erstmals 1937 eine Übersicht dieses Gesteins heraus; er bezeichnet diese Zone als „eine Schuppe“ bunter Mannigfaltigkeit“.

Erwähnenswert sind hier in schwach bis nicht granitisierten Perlgneisen konkordant liegende schlierige Lagen und Linsen von kalifeldspatreichen Pegmatoiden*, die winzige Graphitkriställchen enthalten und ein marmorähnliches Aussehen besitzen. Ebenfalls im Perlgneis treten Bänder und Schollen von Amphiboliten auf, die zum Teil granatführend sind. In ihrer Verbreitung an diese Perlgneis- und Amphibolitzonen gebunden gibt es einige Flinzgraphitvorkommen, die örtlich so angereichert sein können, daß zeitweilig Schurfbau angelegt wurden; so gab es von 1920—25 einen regelrechten Graphitbergbau, der jedoch bald nach der restlosen Ausbeutung der größeren Graphitlinsen und -gänge eingestellt wurde. Gut in diese Herzogsdorfer Zone passen auch Vorkommen von Kalksilikatfels, die nordöstlich von Eidendorf anstehen.

* Ihr Mineralgehalt und Aussehen unterscheiden sie relativ deutlich von echten Pegmatiten; sie sind eher als Ausschmelzungsprodukte aufzufassen.

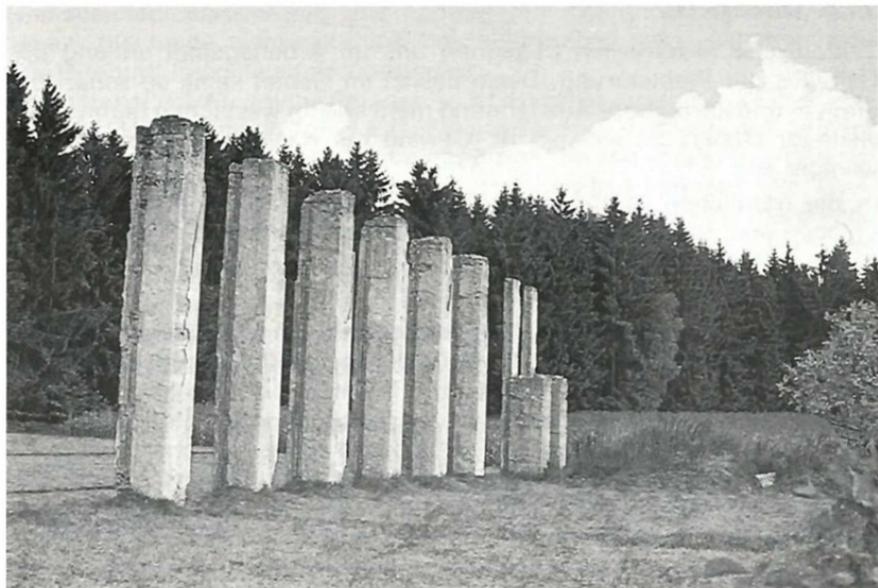


Abb. 3: Reste des Graphitbergbaus in Herzogsdorf.

Durchaus denkbar, aber leider noch nicht wiederentdeckt, sind kleinere Marmorvorkommen, die J. SCHADLER (1952) erwähnt.

G. FUCHS und O. THIELE (1968) ziehen aus dem Vorkommen dieser höchst interessanten und bemerkenswerten Gesteinsserien folgenden Schluß: „Alle Indizien sprechen für einen primär sedimentären Ursprung. Der Graphitgehalt weist auf eine bituminöse, der Kalksilikatfels auf eine ursprünglich karbonatisch-mergelig-tonige Serie“.

3.2. Variszische Mischgesteine

Zu Beginn dieses Abschnittes möchte der Verfasser noch einmal darauf hinweisen, daß die einzelnen Typen der Mischgesteine im Gelände keineswegs so klar abgegrenzt vorliegen, als dies hier der besseren Übersicht und auf der Karte der Einfachheit wegen geschieht. Wie ja schon ihr Name ausdrückt, stellen sie Mischprodukte dar, Mischprodukte aus

dem älteren, höchstwahrscheinlich präkambrischen und zum Teil sicherlich altpaläozoischen Material (dessen Reste in Abschnitt 3.1. behandelt wurden) und den granitischen Magmen, die im Zuge der variszischen Orogenese aufgedrungen sind.

3.2.1. Übergangsgesteine Schiefergneis-Perlgneis

G. FUCHS und O. THIELE (1968) verweisen auf die Schwierigkeiten bei der Kartierung dieser Mischgesteine, „da häufig ein allmählicher Übergang festzustellen ist“. Demzufolge ist der Grad der Mischung örtlich verschieden stark ausgeprägt.

Eine auffällige Zone dieses Gesteinskomplexes tritt uns im Arbeitsgebiet am SW-Rand der Lichtenbergscholle entgegen, welche sich aus vermischten Schiefergneis-Perlgneis-Zonen aufbaut. Zum Unterschied von den vom Weinsberger Granit beeinflussten Gebieten, in denen die für das Ausgangsgestein — Schiefergneis — typischen Minerale Sillimanit, Granat und Cordierit verschwinden, ist in diesen von Weinsberger Granit freien Gebieten ein bestimmter Cordierit-, Sillimanit-, Granat- und Spinellgehalt der Gesteine typisch. Die sog. „Kinzigite“ des Raumes Linz-Ottensheim sind mit größter Wahrscheinlichkeit hierherzustellen (siehe auch R. HANDMANN, 1902, 1904 und 1906; J. SCHADLER, 1952).

3.2.3. Perlgneis

Die Perlgneise sind makroskopisch einförmig, in erster Linie aus Plagioklas, Quarz und Biotit aufgebaute Migmatite. Auch der Dünnschliff zeigt unter dem Mikroskop keine mineralogische Vielfalt. Der Name kommt von 1—2 mm großen Feldspateinsprenglingen = „Perlen“, die von dunklen Biotithöfen umgeben sind und insbesondere auf angewittertem Querbruch deutlich hervortreten. Auch zeigt er häufig grünliche Körner von Pinit, das sind Muskovit- und Chloritpseudomorphosen nach Cordierit. Im Prinzip sind cordieritfreie Perlgneise und Cordierit-Perlgneise unterscheidbar. Letztere treten besonders im Raum um Oberpuchenu bei Linz stark hervor. Die cordieritfreien Perlgneise sind gegenüber den cordieritführenden während der variszischen Orogenese von einer zu starken Durchbewegung erfaßt worden, die einer Cordieritbildung abträglich war.

Im Gebiet oberhalb Puchenu sind jedoch die Cordierit-Perlgneise nicht ideal ausgebildet, wir finden sie stark mit cordieritreichen Migmatiten des Typus Wernstein (Typuslokalität: Wernstein am Inn, im Sauwald in der Nähe von Schärding gelegen) versetzt. Hier liegt auch der alte Steinbruch Oberpuchenu, der in früheren Jahren prächtige Cordieritkristalle lieferte. Vorkommen von weitgehend homogenisiertem Perlgneis, der sich durch größere Reinheit und Gleichförmigkeit in der Struktur von den oben genannten Gesteinstypen unterscheidet, sind auf der Karte N von Hellmonsödt und in der Gegend von Untergeng und Schiefegg etwas W davon zu finden. Der Gesteinschemismus ist ähnlich dem eines Granodiorits, zum eingehenderen Studium desselben sei auf die Tab. 1 verwiesen. Allerdings handelt es sich bei dieser Probe nicht um Material aus dem Untersuchungsgebiet, sondern von einer Lokalität aus dem Sauwald, also

aus dem südlich der Donau gelegenen Anteil des Massivs. Für unsere Zwecke sind diese Werte aber sicher ebenso brauchbar.

SiO ₂	67,95	H ₂ O—	0,14
TiO ₂	0,50	H ₂ O+	0,67
Al ₂ O ₃	15,65	CO ₂	0,10
Fe ₂ O ₃ ...	0,48	P ₂ O ₅	0,40
FeO	3,66	S	0,05
MnO	0,02	BaO	0,06
CaO	2,11	Cr ₂ O ₃	0,04
MgO	1,20	V ₂ O ₅	0,02
K ₂ O	3,73	ZrO ₂	0,01
Na ₂ O	3,78	Cl	0,04

Tab. 1:

Der Chemismus eines weitgehend homogenisierten Perlgneises, Material von Neukirchen a. W. stammend. Bearbeiter: K. FABICH.

Aus: G. FUCHS u. O. THIELE, 1968, S. 72.

3.2.3. Grobkorngneis

Grobkorngneise sind als wichtige Bestandteile der Mühl-Zone hauptsächlich westlich der Rodlstörung verbreitet, hier besonders im S des Gebietes. Sie zeigen zahlreiche Übergänge zum Weinsberger Granit, mit dem sie eine genetische Einheit bilden. Zum Unterschied gegenüber den Perlgneisen besitzen die Grobkorngneise ein gröberes Korn und vielfach ungleich größere Kalifeldspäte als diese (bis zu mehreren Zentimetern lang).

Gut aufgeschlossen sind diese Gesteine in mehreren Steinbrüchen um Landshaag, gegenüber von Aschach/Donau gelegen.

SiO ₂	63,29	H ₂ O—	0,02
TiO ₂	0,89	H ₂ O+	0,45
Al ₂ O ₃	17,42	CO ₂	—
Fe ₂ O ₃ ...	0,70	P ₂ O ₅	0,15
FeO	2,85	S	0,13
MnO	0,03	BaO	0,30
CaO	3,59	Cr ₂ O ₃	—
MgO	1,62	V ₂ O ₅	—
K ₂ O	4,73	ZrO ₂	—
Na ₂ O	3,91	Cl	—

Tab. 2:

Gesteins-Vollanalyse eines hornblendeführenden Grobkorngneises.

Probe vom Steinbruch Landshaag;

Bearbeiter: E. JÄGER, 1953.

Aus: G. FUCHS und O. THIELE, 1968, S. 73.

3.2.4. Granit-Diorit-Homogenisierungsprodukte aus der Gegend des südlichen Pfahls

Die Gegend der südlichen Pfahlstörung, die sich etwa von Kasten über Waxenberg und St. Veit in etwa SE-Richtung gegen die Große Rodl hinzieht, wurde bereits in Abschnitt 3.1. kurz gestreift. Sie offenbart sich als

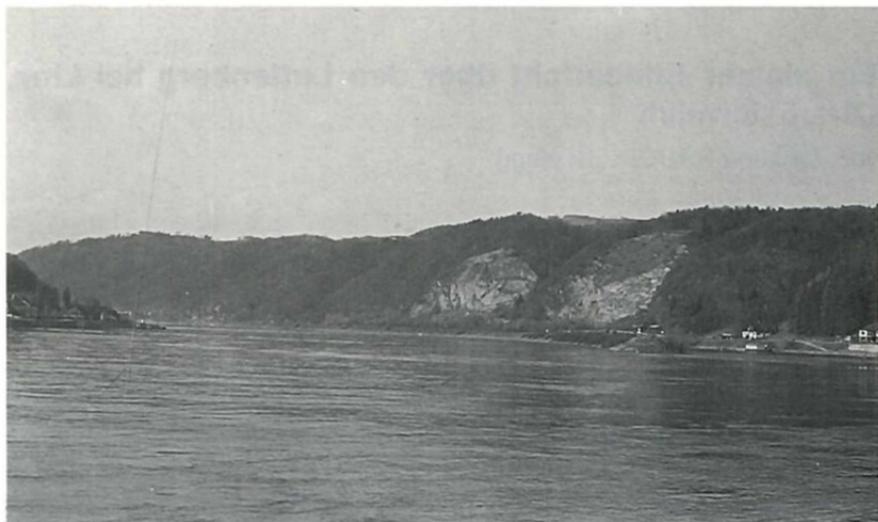


Abb. 4: Gesamtansicht der Landschaager Brüche.

eine Zone, die aus einem Sammelsurium der verschiedensten Gesteine aufgebaut ist, von denen der Verfasser nennen möchte: Feinkorngranit, Diorit, Biotit-Hornblendediorit, Grobkorngneis, Weinsberger Granit und Pegmatit. Naturgemäß begegnen uns viele Zwischentypen und Mischungen dieser Gesteinsgesellschaft, unter denen fast nahtlose Übergänge von Grobkorngneis in Diorit hervorzuheben sind. Ein weiteres typisches Vorkommen dieser Zone sind leukokrate granitoide oder pegmatoide Gesteine, die Gänge von Zentimeter- bis Metergröße bilden und infolge ihres Mineralgehaltes von besonderem Interesse scheinen. G. FUCHS und O. THIELE (1968) erwähnen neben den Hauptkomponenten Mikroklin, Quarz und Plagioklas cm-große eingewachsene Titanitkristalle, welche die typische Briefkuvertform aufweisen; daneben gibt es Pyrit- und Hämatitkristalle.

Für die Entstehung dieser außergewöhnlichen und interessanten Gesteinsvergesellschaftung bietet sich folgende Erklärung an: Die Weinsberger Granite und Grobkorngneise wurden nach ihrer Bildung erneut aufgeschmolzen, was u. a. zu Stoffverschiebungen führte, die das Entstehen von dem Chemismus nach unterschiedlichen Gesteinen (saure Pegmatoide, Granite, Diorite) ermöglichten. Der rasche Wechsel dieser Gesteine im Gelände zeigt aber, daß die Aufschmelzung örtlich einen recht verschiedenen Grad erreichte.

Nachsatz: Der 2. Teil dieses Beitrages sowie eine ausführliche Literatursammlung zur Thematik folgt in der nächsten Nummer des „Mineraliensammler“.

Anschrift des Verfassers: Erich REITER, A-4134 Putzleinsdorf, Markt 65.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Der Mineraliensammler - Mitteilungsblatt der Vereinigten Mineraliensammler Österreichs](#)

Jahr/Year: 1981

Band/Volume: [4 1981](#)

Autor(en)/Author(s): Reiter Erich

Artikel/Article: [Eine geologisch-petrographische Übersicht für das mittlere Mühlviertel, Oberösterreich, 1. Teil 22-31](#)