

Tonflaserkalkbank, hellgrau bis rötlich, sehr eng geflasert, 1,3 m mächtig.

3 m darüber hellgraue bis rosa Kalke.

20 m darüber im Schutt auffallend häufig graue plattige Flaserkalke mit Zwischenlagerung schiefriger Partien, ? ca. 20 m mächtiger Bereich.

10 m darüber im Schutt hellgraue bis braun-rötliche Kalke mit Zwischenlagerung sandiger und schiefriger Partien auf ca. 17 m.

Dünnplattige hellgraue tonreiche Kalke, ca. 12 m mächtig.

Schieferband, 35—40 cm mächtig, graue, kieselige, feinplattige Schiefer.

Flaserkalke, grau, z. T. gebändert, 4,3 m mächtig; nach oben häufig Zwischenschaltung kieseliger und grünlicher tuffitischer Partien.

Dünnplattige Kieselschiefer, 80 cm mächtig.

8 m Schuttüberdeckung, einzelne Schichtköpfe von kieseligen, z. T. graphitischen Schiefen.

Darüber ca. 35 m mächtige Kalke, mit wechselnder Ausbildung, vom Liegenden zum Hangenden: gutgebankte hellgraue bis bräunliche Kalke, z. T. mit Schieferzwischenlagen; graurötliche plattige Kalke mit Zwischenschaltung von Schiefen und Mergeln; löchrig verwitternde graue Kalke; graue, stark geflaserte, grobgebankte Kalke; rötlich-violett gesprengelte bis fleischrote Kalke.

Ca. 23 m Schuttüberdeckung.

15 m dunkelgraue, bräunlich verwitternde Flaserkalke, grob gebankt, mit dünnen Schieferzwischenlagen, leicht gestört.

25 m dunkle, z. T. stark sandige Schiefer mit Kalkbänken, stark limonitisch verwitternd.

Nach 6 m Gerinne mit Aufschlüssen von Schiefen mit dünnen Kalkzwischenlagen.

6 m dünnplattige, graue und rotviolette Flaserkalke und dichte graue Kalke.

18 m mächtiger Komplex von Flaserkalken, grauen und graublauen dünnplattigen Kalken.

Ende des Profils bei 920 m Seehöhe. Alle Kalkvorkommen wurden beprobt. Die Proben befinden sich in Bearbeitung.

III. Radmer

Im Bereich der Radmer wurden im Abschnitt Looskogel—Jagdhütte—Kohlleitenalm weitere Begehungen durchgeführt. Einige weitere Kalkvorkommen konnten in den Schiefen entdeckt werden, mit deren Hilfe eine Alterseinstufung der basischen Vulkanite erhofft wird (vgl. FLAJS & SCHÖNLAUB, 1973).

Daneben wurden erste Begehungen im Abschnitt Hinterradmer—Schlagriedl—Mittagskogel unternommen. Mehreren Kalkvorkommen wurden Conodontenproben entnommen.

8.

Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil

Von GÜNTHER FRASL (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmen im österreichischen Abschnitt des Moravikums ganz allgemein, das ist vereinbarungsgemäß im südlichen Teil der Thayakuppel bis zur Hangendgrenze des Bittescher Gneises, wurden schon Ende der sechziger Jahre begonnen, und zwar mit einer Erarbeitung der Übersicht über das ganze Gebiet (FRASL, 1968: Exkursionsführer Internationaler Geologen Kongreß; 1970: Nachr. D. G. G.). Inzwischen wurde mit V. HÖCK und W. VETTERS eine Salzburger Arbeitsgruppe gebildet, bei welcher ich nun den südlichsten Abschnitt rund um den Manhartsberg zur genaueren Erforschung übernommen habe.

Der für den Fortschritt der regionalen geologischen Kenntnis wichtigste Abschnitt ist jener, der noch am ehesten eine stratigraphische Zuordnung zuläßt und diesen hat schon F. E. SUESS (1926) bei der Diendorfer Störung vermutet und L. WALDMANN (1921) speziell bei Olbersdorf angenommen, was nun durch die Neuaufnahme untermauert werden konnte. Die dortige Sediment- und Vulkanitserie hat tatsächlich die geringste aufsteigende Regionalmetamorphose des gesamten abgedeckten österreichischen Anteiles der südböhmischen Masse erlitten. Die vermutlich dem Devon angehörende lithostratigraphische „Serie von Olbersdorf“ ist allerdings in ihrer typischen Entwicklung auf den engsten Nahbereich des Ortes Olbersdorf beschränkt, und zwar vom neuen Wasserhochbehälter aus, dem Nordrand des Ortes entlangziehend, mit dem vorläufigen Ostende am Taleingang etwa 200 m NE des Kirchleins.

Das Anstehende kommt am ehesten durch künstliche Aufschlüsse zum Vorschein, Blöcke und eckiger Schutt bilden aber eine wichtige Ergänzung. Hier am Südrand des Manhartsbergstockes schließt an den noch beim Hochbehälter anstehenden Metagranit, welcher dem Typus Maissau nahesteht, zuerst plattiger bis axial gestreckter, meist weißer Quarzit bis Serizit-Quarzit an, leider ohne aufgeschlossene Kontaktverhältnisse mit dem Granit. Dann folgt in der Nähe der nördlichsten alten Häuser hauptsächlich ein Devon-Schiefer (dicht, graubraun und mehrminder matt; Muskowit, Oxychlorit wohl nach Biotit, Quarz und saurer Plagioklas, mit den ersten Spuren einer Granat-Sprossung; alles unter 0,05 mm Korngröße) mit Zwischenlagen von ebenso dicht erscheinenden, trotz zum Teil axialer Kornregelung mehr kantig brechenden, braun angewitterten Metavulkaniten der Serie Spilit-Quarzkeratophyr sowie einer flach südfallenden, grauen Kalkeinlagerung. Dieser dicht erscheinende Kalk ist mehrminder reich an Quarz und Albit (bis 0,15 mm), Hellglimmer (bei 0,05 mm) und schwarzem Pigment. Im Schutt am Waldrand über den Weingärten war außer dem genannten Material noch ein völlig ungeschiefertes, faustgroßes Stück von dichtem, mittelbraun angewittertem Metadiabas mit Formrelikten nach Olivin, Feldspat und möglicherweise Ägyrin und gleich daneben ein handstückgroßer, ungeschieferter, rot-grauer Hornfels, wie er als Jaspilit zu einer devonischen Vulkanitserie vom Typus des Lahngbietes gut paßt.

Für die Zuweisung zum Devon spricht insbesondere ein handgroßes Stück eines feinkörnigen Quarzkonglomeratschiefers mit jenem deutlich gestreckten Deformationstypus und einer teilweise ins Rosa gehenden grau-weißen Färbung sowie den Serizit-Häutchen, wie mir dieser Typus von den sicher devonischen Basiskonglomeraten der Kwetnitzer-Serie (Schwarza-Kuppel, ČSSR) durch eine Führung von Dr. DUDEK bekannt ist. Diese wichtige Probe wurde im östlichsten genannten Aufschluß neben anstehenden grünen Metavulkaniten gefunden. Der ganze kantige Hangschutt kann hier nur aus der unmittelbaren Nähe stammen, denn nördlich hangaufwärts bis zum Manhartsberggipfel dehnt sich das geschlossene Metagranitgebiet aus und südlich (hangabwärts) ist anschließend Löß und tertiärer Quarzrundsotter und weiter Granulit und Gföhler Gneis des Moldanubikums. Der erstere ist am nächsten links des Dienbaches S der Straße nach Diendorf aufgeschlossen, und der letztere wurde in einer Grube am nördlichen Hangfuß an der Zemlinger Straße (beim Jungbrunnbach etwa 100 m unterhalb vom Kreuz 387) anstehend gefunden und auch schon von L. WALDMANN richtig angesprochen. Beide Fundorte und Gesteine liegen bereits S der Diendorfer Störung, welche das Moravikum hier scharf abschneidet.

Für den regionalen Vergleich sind die besonders gut erhaltenen Metavulkanite der Spilit-Keratophyr-Serie von besonderer Bedeutung, denn danach ergeben sich zumindest nach der Beschreibung am ehesten engere Beziehungen zum Devon vom rheinischen Typus, wie es in der nördlichen Fortsetzung des Moravikums, im Silesikum, bekannt ist (Vrbno-Gruppe im Hrubý Jeseník/Hohes Gesenke sowie Devon-Zone von Šternberk-

Horní Benešov/Sternberg-Benisch; vgl.: Regional Geology of Czechoslovakia I), als zum karbonatreichen Devon auf der Brüner Masse und zum ebenfalls karbonatreichen, fossilbelegten Devon der Kwetniza in der Schwarzawa-Kuppel. So klein und schlecht aufgeschlossen die Olbersdorfer Serie ist, so ist sie doch ein Schlüssel für das Alter der sogenannten „Serie der Inneren Phyllite“ im Thayadom, nur ist der Zusammenhang derzeit noch nicht sichergestellt. Davon hängt auch das Alter von Tektonik und Metamorphose im Thayadom ab. Olbersdorf ist nun weiters ein Schlüsselpunkt für das autochthone Paläozoikum, welches im Untergrund der Molassezone erbohrt wurde und wird, sowie für paläogeographische Zusammenhänge mit dem alpinen Devon.

Während die Olbersdorfer Serie nach Osten schon nach wenigen hundert Metern wahrscheinlich von der Diendorfer Störung spitzwinkelig abgeschnitten wird, so daß unter dem teritären Solifluktionsschutt und Löß wohl Maisauer Granit und Gföhler Gneis unmittelbar aneinander stoßen, ist ihre westliche Fortsetzung viel schlechter aufgeschlossen, als man nach dem Kärthen von Waldmann (1921) vermuten würde. Ein Schieferstreifen zieht aber nun tatsächlich ins oberste Dienbachtal hinein, wo erstens beim Bildbaum mit Quelle am linken Hangfuß neben stark verschiefertem Granit auch ein grauer, wenig schiefbrig erscheinender Phyllit und zweitens an der unteren Nordwestkante des Sulzberges neben Paraschiefern auch Blöcke eines hellgrauen, fast dichten Porphyroids (verschieferter Quarzporphyr bis Quarzkeratophyr) häufig vorkommen.

Eine nördliche Fortsetzung dieser Schieferzone im Querprofil durch das ganze Moravikum, welches man etwa vom Jungbrunnenbach im Südosten über den Manhartsberggipfel nach dem Weißen Graben (Fernitzbach) nach WNW durchlegen kann, ist aber auf diesen alten, flachen Landformen mit ihren teilweise wohl solifluidalen Schuttdecken noch nicht gefunden worden. Schutt- und Blockwerk der sehr flachen Gipfelregion des Manhartsberges selbst bestehen hauptsächlich aus Aplit (z. T. Turmalinaplit) mit pegmatoiden Anteilen beim Gipfel selbst, und etwa 0,5 km östlich geht der Aplit in mehrminder massigen Metagranit von Maisauer Art über, dessen Sonderfazies (Randfazies?) der Aplit wohl darstellt. Im Südosten nimmt die Deformation gegen die Kehren des Fahrweges S vom Jungbrunnenbach zu, so daß ein mittelkörniger, heller Granitgneis ansteht, und dieser führt unmittelbar in der schärfsten Kehre ausnahmsweise einen Meta-Spessartit-Gang von 1 m Dicke (achsiale Streckung ausnahmsweise E-W, gangparallel; primäre Hornblenden noch relativ gut erhalten mit braunen Kernen und uralitischem Rand; Plagioklas z. T. noch normal zonar gebaut). Das ist ebenso wie die Erhaltung des dichten Porphyroids beim Sulzberg und die bereits freizügig erkennbare häufige reliktsche Erhaltung der primären Biotite im Metagranit ein Hinweis auf die nur mehr schwache metamorphe Überprägung im Manhartsberggebiet.

Vom Manhartsberggipfel nach Nordwesten bis zum Weißen Graben ist eine schlecht aufgeschlossene Strecke, auf welcher, abgesehen vom Metaaplit beiderseits der Schönberg-Reikersdorfer-Höhenstraße, in nordsüdlicher Richtung und zugleich westlich der Schieferserie des Dienbachtals ein mehrere hundert Meter breiter Gneiszug durchstreichen muß, welcher sich besonders nach Norden weit verfolgen ließ. Er zieht nämlich über die Stengelgneis-Grube am Waldrand bei „R“ von Raanfeld (= 1 km ESE von Kriegeneith) zu einem Bruch 400 m ENE vom Eichberg und mit zunehmendem Übergang in einen weniger gestreckten feinkörnigen Granitgneis bis Metagranit weiter zum Wäldchen bei P. 430 N von Sachsen Dorf, dann schließlich an Reinprechtspölla E vorbei (bei P. 408 und 402 der alten Karte 1 : 25.000) und dann W von Kühnring vorbei, wo noch die kleine Erhebung beim Bildstock 900 m WNW der Kirche dazugehören dürfte. Beim genannten P. 408 ist das mittelkörnige granitische Ausgangsgestein

des im Süden sehr stark deformierten Stengelgneises noch am besten erkennbar, mit zum Teil schon makroskopisch deutlich reliktschen, relativ großen Biotiten.

Nach dieser Orientierung über den streichenden Zusammenhang im Inneren der Thaya-Kuppel durch den nach beiden Seiten von der Serie der inneren Phyllite begrenzten „Sachsendorfer Gneiszug“ zurück zum Manhartsberger Querprofil. Im Westabschnitt beginnt die relativ gut aufgeschlossene Strecke — die Kuppen zeigen noch viel weniger — im „Weißen Graben“ etwas oberhalb der Brücke 397 mit Aplit, Quarzit, direkt bei der Brücke mit Phyllit und Moravischem Marmor, welche Serie an den Sachsendorfer Gneiszug im Westen anschließt. Dann folgen auf knapp 300 m biotitreiche, mylonitische Schiefer, die schwach aplitisch durchzogen sind. Daran schließen sich westwärts Gneise von quarzdioritischer bis tonalitischer Zusammensetzung an, die unmittelbar westlich des Rudolfskreuzes besonders gut frisch aufgeschlossen sind. Gut 400 m westlich des Kreuzes quert ein weit nach Norden (bis über Harmannsdorf) und Süden verfolgbarer Marmorzug im Liegenden des Bittescher Gneises.

Über diesem hier etwa nur 250 m breiten Gneiszug folgt am orographisch linken Hang, das ist 200 m vor der Fernitz-Freischlinger Straße, gut aufgeschlossen ein bereits zum Moldanubikum gerechneter Paragneis und biotitreicher Glimmerschiefer.

Zu ergänzen wäre, daß der zweiglimmerige, blaugraue Marmor im Liegenden des Bittescher Gneises hier, wie z. B. auch beim Kugelberg (4 km weiter südlich) in einen zweiglimmerigen, schwach kalkhaltigen Schiefer übergeht. Der sonst oft von der Thaya bis zumindest zum Mitterberg bei Stiefeln am Kamp mit Unterbrechungen über dem Marmor im unmittelbaren Verband mit dem Bittescher Gneis auftretende „Fugnitzer Kalksilikatschiefer“ ist eher beim Mitterberg (unmittelbar östlich von P. 421) zumindest im groben Blockwerk genauer zu studieren. Dort hat dieses graugrüne, sehr harte, plattig brechende Gestein noch immer die typischen, freiliegend erkennbaren, sehr dunkel gefärbten Hornblenden (oft in straffer Regelung; daneben mikroskopisch Plagioklas, Quarz, viel Klinozoisit, aber hier kein Diopsid). Da ist stellenweise aber auch eindeutig eine lagenweise Aufblätterung durch ein saures Magma (den heutigen Bittescher Gneis) erkennbar, also ein sicherer Primärkontakt. Beide Lagen sind straff eingeschichtet, und alles ist regional metamorph, wobei der einheitliche, unzonare Gehalt von An_{30} im Plagioklas der aplitischen Lagen die höher temperierten Bedingungen der hier ausschlaggebenden Regionalmetamorphose widerspiegelt.

Die Mehrzahl der Gesteinszüge des Weißen Grabens konnte auch nach Norden über Kriegenreith und Raan bis zum besonders gut aufgeschlossenen Musterprofil des Teichwiesenbaches zwischen Buttendorf und Kotzendorf verfolgt werden. Zu letzterem in Ergänzung des Aufnahmeberichtes von W. Vettters (in diesem Heft) folgende Notizen: Der sonst meist glimmerreiche Quarzdiorit-Gneiszug hat hier in Partien des kleinen Steinbruches 400 m W der Straßenbrücke von Buttendorf besonders frisch und geschont erhaltene, hornblendereiche Partien, und hier sind in den Plagioklasen noch ungefüllte Felder des primärmagmatischen Feldspates erhalten, in denen wir manchmal noch den idiomorphen oszillatorischen Zonarbau sehen. Zumindest da war also das Ausgangsgestein des Gneises auf Grund des vollkörnigen, gut erhaltenen Primärgefüges ein Quarzdiorit, wenn auch die durch Übergänge damit verbundenen feinstkörnigen, dunklen Biotitgneise in der oberen (westlichen) Hälfte des Gneiszuges zum Verdacht auf eine vulkanische Entstehung anregen würden. Dieser dunkle Feinkorngneis reicht auf der Kotzendorfer Straße bis fast zum Bildbaum. Bemerkenswert ist da auch der Unterschied der mit einem tragbaren Szintillometer gemessenen Strahlungsintensität des genannten Quarzdiorit-Gneiszuges gegenüber dem Bittescher Gneis, wobei der erstere stets etwa dreimal höhere Meßwerte gibt. Übrigens zeigen solche hohen Werte auch der Glimmerschiefer und der graugebänderte Quarzit,

welcher in einem alten Bruch unmittelbar neben dem einzigen N der Kotzendorfer Straße gelegenen Haus von Buttendorf ansteht und welcher hier wie E von Kriegenreith den Biotitgneiszug in zwei Streifen teilt, wovon der östliche schmaler ist.

Bei Raan ist auf einen neuen, flachen, aber weiträumigen Schotterbruch unmittelbar E der Freischlinger Straße und etwa 200 m S von Kilometerstein 9 hinzuweisen, in welchem das Liegende und das Hangende einer etwa 50 m breiten (25—35 m mächtigen) oberen Lage von Bittescher Gneis aufgeschlossen ist. Gegen die Straße zu ist das Hangende durch biotitreiche Paraschiefer, schuppigen hellen Granatglimmerschiefer, etwas Amphibolit und einige plattige Bruchstücke von typischem Fugnitzer Kalksilikatschiefer (mit den entsprechenden schwarzgrünen Amphibolen) charakterisiert. Im Liegenden folgen, etwa 20 m breit, Glimmerschiefer bis feinste Biotitparagneise mit 0,5 cm großen Glimmerfasern. Letztere erregen nach dem Schlibbild den Verdacht auf eine Abstammung aus Cordierit oder vielleicht eher Andalusit, weil diesfalls praktisch nur Hellglimmer angehäuft ist. Jedenfalls folgt dann gegen Osten der Hauptzug von Bittescher Gneis, welcher beim frischen Straßeneinschnitt und Wäldchen SSW von Schloß Raan (mit altem Steinbruch S vom Waldrand) durchzieht, und in dessen Liegendem folgt wieder feinstkristalliner Biotitparagneis bis Glimmerschiefer mit solchen Glimmerfasern.

Bemerkenswert und bisher in der Literatur zu wenig beachtet sind schließlich die Verhältnisse am Ostrand des Südabschnittes der granitischen Thayamasse S von Maissau, also schon im niederen, flachen Gebiet E der morphologischen Steilstufe von Maissau. Das Maissauer Schloß steht noch auf normalem Maissauer Meta-Granit. Beiderseits der Straße nach Wilhelmsdorf sieht man aber in alten Steingewinnungsgruben etwa 400 m vor dem Bildstock 354, daß der Granit im Osten zunehmend vergneist wird und dabei zwar noch z. B. die rosa Feldspate führt, daß aber feinschuppiger Hellglimmer in auffälliger Menge neu hinzukommt. (Übrigens sind da die Achsenlagen etwa E-W!) Östlich von da, also etwa 300 m S von P. 331, ist im Tal ein altes Schwimmbad, bei dem (ähnlich wie auf der felsigen Kuppe 300 m NE und im Tälchen 200 m E davon) ein starkschiefriger bis plattiger Muskowitgneis herauskommt, den ich für das Endprodukt der Verschieferung vom Maissauer Granit halte. Dieser stellt aber eine tektonische Fazies dar, die sich im Handstück oft nicht mehr vom sicheren Bittescher Gneis (von dem von Mähren her im ununterbrochenen Zug südlichsten Vorkommen) unterscheiden läßt, nämlich vom Kugelberg zwischen Diendorf und Schönberg am Kamp. Darüberhinaus haben die gleiche tektonische Fazies und daher das gleiche Aussehen manche Partien in der langen Gneiswand an der Kamptalstraße zwischen Schönberg und Zöbing, die F. E. SUSS und L. WALDMANN schon vor Jahrzehnten als ein Fenster von Bittescher Gneis gedeutet haben. Es wäre aber vorschnell, wenn man allein auf Grund der freiäugig auffallenden Übereinstimmung gleich alle drei genannten Gneismassen vom selben (Maissauer) Pluton ableitete.

Im Plattengneis S von Maissau sind übrigens auch die Achsenlagen ungewöhnlich verteilt. Während sonst in der südlichen Thayakuppel die tektonischen Achsen meist besonders gut gleichgerichtet sind, treten im Gneis S von Maissau SE-Achsen und SW-Achsen unmittelbar nebeneinander auf (B ⊥ B ?). Übrigens liegt dieser Plattengneis — falls nicht jüngere Störungen alles stark zerstückelt haben — unter den schon von L. WALDMANN (1921) genannten Phylliten bis feinstkörnigen, biotitreichen Paragneisen von Grubern, die hier als Äquivalent zu entsprechenden Gneisen 1 km S von Kühnring angesehen werden können, wobei aber Kühnring am Westabfall der granitischen Thayamasse und Grubern am Ostabfall liegt.

Auf jeden Fall ist die abermalige Zunahme der Deformation vom geschonten Kerngebiet des Maissauer Granites bis zum Plattengneistypus hier auf der Ostseite des Thaya-domes für die großtektonischen Überlegungen sehr bemerkenswert,

denn im Gegensatz dazu sind im Profil von Znaim (ČSSR) die Anteile der Thayamasse um so weniger tektonisiert und wieder aufgewärmt worden, je weiter sie im Osten liegen (K. PRICLIK, 1937). Nach A. DUDEK, 1960, transgrediert darauf im Osten bei Tasovice/Tašwitz sogar das nicht metamorphe klastische Devon. Aus diesem Vergleich ließe sich ableiten, daß hier am Südende des moravischen Thayadomes (Halbfenster) die von Westen her vom Rand des moldanubischen Raumes gekommene Fernüberschiebungstektonik die Thayamasse weiter nach Osten hin überwältigt hat als im Norden, im Znaimer Profil. Außerdem zeichnet sich durch den Gegenflügel bei Maissau und Grübern die wohl nachträgliche Aufwölbung im Südabschnitt der Thayamasse gut ab, die der Aufwölbung in der Schwarzawa-Kuppel prinzipiell entspricht, während eine solche im Querschnitt von Znaim nicht klar erkennbar ist.

9.

Bericht 1973 über Aufnahmen im Tauernfenster auf den Blättern Brenner (148) und Sterzing (175)

Von WOLFGANG FRISCH (auswärtiger Mitarbeiter)

Bei den Aufnahmen wurden die obersten Teile des Valser Tales und des Venn Tales östlich vom Brenner im Bereich Wildseespitze—Landshuter Hütte—Saxalmwand—Touristenrast (Valser Tal) im Maßstab 1 : 10.000 kartiert. Die Schichtfolge umfaßt den Zentralgneiskomplex des Tuxer Kernes und Teile der Schieferhülle in Hochstegenfazies.

Im Zentralgneis-Komplex wurden Granitgneise mit Einschaltungen von Biotitschiefern, ferner Biotitgneis und Biotit-Augengneis, Amphibolit, feinkörnige Gneise und eine Quarzserie unterschieden.

Der Granitgneis ist vielfach als „Porphyrganitgneis“ (Alkalifeldspat-Porphyroblasten-Gneis) entwickelt. Die Alkalifeldspat-Porphyroblasten erlangen bis zu mehrere Zentimeter Größe, sind aber häufig wesentlich kleiner. Querstehende, makroskopisch völlig unversehrte Porphyroblasten einerseits und ausgelängte Porphyroblasten (Augen) andererseits zeigen, daß ein Teil von ihnen von der Beanspruchung überdauert oder von einer späteren Beanspruchung erfaßt wurde.

Um die Wildseespitze ist der Granitgneis nur selten grob-porphyrisch ausgebildet. Hier herrschen mehr feinkörnige Gneise mit Feldspatknotten oder -augen < 5 mm vor. Ebenso finden sich zwischen Luderstein und Tscheisch Bach nur wenig die porphyrischen Gneise, wobei die Porphyroblasten meist mehr oder weniger verschwommen ins Grundgewebe hineinwachsen. Hier überwiegen ebenschiefrige, feinkörnige Gneise verschieden starker Beanspruchung.

Der (Porphy)granitgneis zeigt grobe Bankung im Meterbereich, was vor allem in den Wänden des oberen Venn Tales gut sichtbar ist. An den Bankungsflächen finden sich öfters wenige Dezimeter mächtige Biotitschiefer-Zwischenlagen, die am Sumpfschartl gut zu beobachten sind.

Im obersten Venn Tal, im Kar westlich vom Kraxentrager unterhalb des Geistbeck Weges, gehen die porphyrischen Granitgneise vielfach in scheckige Biotitgneise über. Als Übergang treten biotitreiche Augengneise oder Biotitgneise mit Feldspat-Porphyroblasten auf, wodurch die Grenzziehung zu den Porphyrganitgneisen sehr schwierig wird, zumal die Gesteine hier ziemlich hangparallel einfallen.

Die Biotitgneise stellen ein ursprüngliches Sediment dar, das infolge seines basischeren Chemismus von der Granitisierung („Alkalifeldspatisierung“) nicht bzw. nur randlich erfaßt wurde. SW des Sumpfschartls finden sich im Kar innerhalb des Biotitgneises neben