

Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck	Band 8 Festschrift W. HEISSEL	S. 183-207	Innsbruck, Sept. 1978
-----------------------------------	-------------------------------------	------------	-----------------------

Intraskythische, exogen (mechanisch)- sedimentäre Cu-Vererzung im Montafon (Vorarlberg)+)

von J.G. Haditsch, W. Leichtfried und H. Mostler⁺⁺)

Zusammenfassung

Die vererzten Arkosen treten innerhalb der Serie der Hangendquarzite auf, die von höher skythischen bis tiefanisischen Rauhwacken ("Reichenhaller Rauhwacken") überlagert bzw. von den dem höheren Perm zuordenbaren Sandsteinen der "Mürben Sandsteinserie" unterlagert werden. Aufgrund sedimentologischer Detailuntersuchungen, deren Ergebnisse in dieser Studie auch diskutiert werden, sind die Hangendquarzite, genauer als Protoquarzite bzw. Sublitharenite zu bezeichnen, als marine Schelfsedimente auszuweisen. Es handelt sich hierbei um Sedimente, die durch konstante Aufarbeitung in einem strand- oder küstennahen Milieu charakterisiert sind. Die vererzten Arkosen dagegen sind Rinnensedimente (channel fill sandstones), also als episodische Bildungen zu betrachten. Ihre marine Natur ist durch chemisch gefällten Zement, authigene Feldspatanwachssäume und sehr gute Sortierung bestens belegt.

Die intraskythische Cu-Vererzung läßt sich eindeutig auf eine Aufarbeitung vererzter permischer Quarzporphyre zurückführen. Es ist sogar der Nachweis gelungen, daß es sich hierbei um den mittleren Quarzporphyrhorizont handelt, der mit den vererzten Ignimbriten verzahnt und durch eine auffallende Schachbrettalbitführung gekennzeichnet ist.

+) Diese Arbeit wurde vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung im Rahmen des Projekts Nr. 2145 gefördert.

++) Anschriften der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. J.G. Haditsch, Montanuniversität, A-8700 Leoben; cand.geol. W. Leichtfried, Landesbaudirektion, Kärntnerstraße 12, A-4020 Linz; Univ.-Prof. Dr. H. Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstr. 4, A-6020 Innsbruck

Wie aus dem Kupfer-Molybdän-Gold-Diagramm (26 Analysen) hervorgeht, fallen die vererzten Arkosen deutlich mit den aus den Ignimbriten bzw. mittlerem Quarzporphyr gewonnenen Daten zusammen, so daß an einer Verbindung zwischen der intraskythischen Vererzung und den disseminiert vererzten permischen Vulkaniten kein Zweifel bestehen kann. Aufgrund der hohen Goldgehalte müssen die vererzten Quarzporphyre bzw. die mechanisch-sedimentäre Vererzung innerhalb des Skyths dem Cu-Au-Typ St.E.KESLERS, 1973, zugeordnet werden.

Summary

Within the series of the so called "Hangendquartzite" (upper quartzites) occur mineralized arcose rocks, which are superimposed by "Reichenhaller Rauhwacken" of Upper Scythian to Lower Anisian age. The lying wall is formed by Upper Permian sandstones of the "Mürbe Sandsteinserie" (brittle sandstone series).

Based on detailed sedimentological investigations (the results of which will be discussed in this paper), the upper quartzites should be characterized as protoquartzites or as sublitharenites respectively. These rocks really are shelf sediments, i.e. sediments, characterized by their formation by continuous rock treatment in a coastal environment. In contrast to these sediments the mineralized arcose rocks are real channel fill sandstones, i.e. they are only episodic formations, the marine genesis of which is confirmed in the best way by precipitated cement authigene feldspar rims and a very good sorting.

The Scythian copper mineralization definitely refers to processed mineralized Permian quartz porphyres. We succeeded in proving the middle layer of the quartz porphyres to link together with mineralized ignimbrites. This layer is also characterized by a striking content of chequered albites ("Schachbrettalbite").

In the copper-molybdenum-gold diagram (36 analyses) the data from the mineralized arcose rocks meet those from the ignimbrites or the middle layer of the quartz porphyres respectively. So, a connection between the Scythian mineralization and the disseminated ore of the mineralized Permian volcanic rocks is given, without any doubt.

Based on the high contents of gold the mineralized porphyres and the sedimentary Scythian mineralization belong to the copper-gold type of St.E. KESLER (1975).

1. Einleitung und Problemstellung

Die Vererzungen des Montafons waren schon einmal Gegenstand einer ausführlichen Bearbeitung (ANGERER et al. 1976), in der die disseminierten Kupfererze des Perms besonders zur Sprache kamen. Im Rahmen dieser Arbeit wurde aufgezeigt, daß die bisher als alpidisch entstanden erklärten Vererzungen sich in zwei intrapermische, eine intraskythische und eine weitere (jung-alpidische) aufgliedern lassen. In der vorgelegten Studie geht es darum, die exogen-sedimentäre Kupfervererzung, die innerhalb der klastisch entwickelten Gesteinsfolge skythischen Alters entdeckt wurde, in ihrem gesamten Werdegang zu erfassen.

Abzuklären galt es vor allem, ob und inwieweit die im Unterperm auftretenden disseminierten Kupfererze, die an Ignimbrite gebunden sind, mitverantwortlich an der Zusammensetzung der Vererzung in der skythischen Schichtfolge sind bzw. unter welchen Bedingungen die erzführenden Sedimente selbst entstanden.

Dazu war es notwendig, die im Montafon mehr oder minder gut erschlossene postvariszische Sedimentserie in kartierbare Einheiten aufzugliedern, d.h. mittels Leitschichten, die sich lateral über größere Strecken hinweg verfolgen lassen, zu einer Seriengliederung zu gelangen. Nur auf dem Weg über Leitereignisse (z.B. Ignimbritlagen) gelang es, den auf kurze Strecken auftretenden Fazieswechsel in den Griff zu bekommen. Da sich die zu besprechenden Kupfervererzungen im Einzugsgebiet des Rellstals befinden, sei die von LEICHTFRIED 1978 erarbeitete Schichtfolge, die erst innerhalb des Unterperms einsetzte, in Form eines Idealprofils vorgestellt bzw. durch die Vererzung ergänzt (Abb. 1).

Während es sich bei den im Perm auftretenden Sedimentserien um Bildungen alluvialer Schuttfächer bzw. mäandrierender Flußsysteme und Schwemmlandschaften (flood plains) handelt, kommt es mit dem Auftreten der Hangendquarzite zu einem markanten Wechsel der Ablagerungsbedingungen, die sich eindeutig als marine Bildungen ausweisen haben lassen. Innerhalb dieser treten die vererzten Arkosen auf, die in Verbindung mit der Serie der Hangendquarzite näher erläutert werden sollen.

2. Serie der weißen Hangendquarzite

2.1. Bemerkungen zur Terminologie

Seit KRYNINE (1948: 149) werden Quarzite im allgemeinen in Meta- und Orthoquarzite untergliedert. Erstere sind metamorphe Gesteine, während es sich bei letzteren um primär sedimentäre Quarzite handelt. Eine Unterscheidung zwischen Meta- und Orthoquarziten schon im Gelände ist meistens nicht möglich und erfordert zusätzliche petrographische Untersuchungen (SKOLNICK, 1965: 19).

PERMOSKYTH-SCHICHTFOLGE

Serien-Gliederung (1-7)

Vererzung (disseminiert und schichtgebunden)

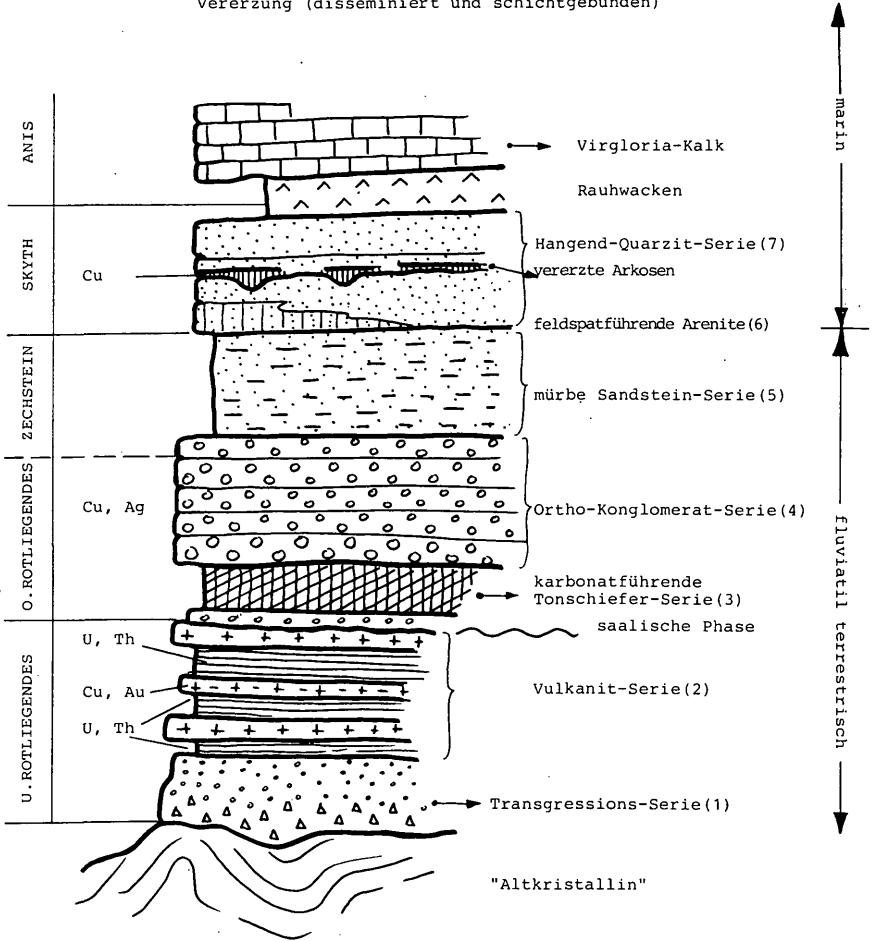


Abb. 1: Die hier dargestellte Schichtfolge bezieht sich vor allem auf die Schichten im Montafon, und zwar auf jene, in welchen die Transgression, wie etwa am Verspeller, erst im höheren Abschnitt des Unterperms einsetzt (Transgressionsserie in Rotsedimentfazies) und nicht mit dem höheren Oberkarbon bzw. tiefsten Perm, das durch dunkelgrau-schwarze Sedimente charakterisiert ist und vor allem durch die marinen Ingressionen besonders herausfällt. Diese Schichtfolge zieht über das Vorarlberger Gebiet hinaus bis auf Tiroler Boden, wo besonders die Serie der Orthokonglomerate vererzt ist (stark Ag-haltige Fahlerze, die Matrix der Konglomerate verdrängend).

Nach KRYNINE (1948: 149) bestehen Orthoquarzite beinahe ausschließlich aus detritischen Quarzen, welche gewöhnlich mittlere Sandkorngröße besitzen. Zudem ist das Vorhandensein von Zement (in der Regel sekundäre Kieselsäure) ein wesentliches Kriterium für die Definition der Orthoquarzite (= Zementquarzite i.S.v. FÜCHTBAUER, 1970). Ein weiterer Typ der Orthoquarzite sind die sogenannten Druckquarzite (FÜCHTBAUER, 1970) bzw. die "pressolved quartzites" der amerikanischen Literatur (SKOLNICK, 1965: 20).

2.2. Beschreibung des Gefüges

Bezüglich der textuellen und strukturellen Merkmale der weißen Hangendquarzite lassen sich im allgemeinen keine großen Variationen feststellen, wenn es davon auch bemerkenswerte Ausnahmen gibt. Die Beschreibung der Gefügeeigenschaften wurde bisweilen durch die Tatsache erschwert, daß die ursprüngliche detritische Kornform mangels kennzeichnender Säume nicht mehr immer erkennbar war.

Der typische weiße Quarzit weist in der Regel im Dünnschliff entweder keine oder nur eine undeutliche Schichtung auf. In letzterem Fall wird die Schichtung durch eine eher geringfügige Veränderung der Korngröße und durch ein lagenweise leicht vermehrtes Auftreten von Vulkanitfragmenten dokumentiert.

Was die Intensität der Kornbindung betrifft, so liegt immer ein geschlossenes Gefüge vor. Die Proximitätsziffer ist hoch. Die Kornkontakte sind nicht sehr intensiv. Es überwiegen lange, punktförmige und konkav-konvexe Kontakte. Daneben treten aber auch immer ganz leicht suturierte Kontakte auf. Auffallend ist das Phänomen, daß sich an den Kontaktstellen meist etwas Hellglimmerschüppchen befinden.

Die Kornbindungsart ist immer als mittelbar zu klassifizieren. Das Bindemittel der Quarzite besteht fast ausschließlich aus SiO_2 -Porenzement, der sich mit den detritischen Quarzkörnern in optischer Kontinuität befindet. "Matrix" kommt nur äußerst geringfügig vor und befindet sich vornehmlich in den von der Zementation ausgespart gebliebenen Intergranularen.

Die detritischen Körner weisen kaum eine Orientierung auf, was damit zusammenhängt, daß Körner mit einer ausgeprägten morphologischen Längsachse sehr selten sind.

Die Quarzite setzen sich aus grobkörnigen bis sehr grobkörnigen Sandkörnern zusammen und führen nicht selten auch Komponenten von maximal Feinkiesgröße.

Die Kornform ist in den meisten Fällen annähernd isometrisch. Ausnahmen hiervon bilden insbesondere "fetzenartige" Tonfragmente und dann auch öfters Vulkanitfragmente. Bei den polykristallinen Quarzen ist die Gesetzmäßigkeit zu beobachten, daß Körner mit intern stark elongierten und orientierten Quarzkristalleinheiten selbst wiederum häufig eine länglich-ovale Morphologie aufweisen.

Der Rundungsgrad ist im allgemeinen gut und schwankt zwischen "gerundet" und "schwach gerundet". Subangulare Körner kommen selten vor.

Die Sortierung ist größtenteils als eher schlecht zu bezeichnen und nur selten finden sich gut sortierte Sandsteine. Die texturale Reife bewegt sich zwischen subreif (überwiegend) und reif (seltener).

Abweichungen von den soeben beschriebenen charakteristischen Gefügeeigenschaften bestehen darin, daß in seltenen Fällen eine deutliche Feinschichtung auftreten kann, die durch unterschiedliche Korngrößen und durch lagenweise vermehrte Vorhandensein von "Matrix" hervorgerufen wird. Zwischen diesen beiden Phänomenen besteht insofern ein Zusammenhang, als die matrixreichen Partien gleichzeitig auch die feinkörnigeren sind bzw. daß die gröberkörnigen Schichten matrixarm und reich an Zement sind.

Das Vorliegen einer eher schwachen Gradierung konnte nur einmal festgestellt werden.

2.3. Der klastische Mineralbestand und Gesteinskomponenten

Da Quarzite definitionsgemäß beinahe ausschließlich aus detritischem Quarz bestehen, sind bezüglich des detritischen Mineralbestands keine großen Variationen zu erwarten. Eine Ausnahme hiervon bildet jedoch das relativ häufige Auftreten von lithischen Fragmenten.

Quarz und seine Varietäten: Haupt- und gerüstbildendes Mineral ist in den meisten Fällen monokristalliner Quarz. Sein mengenmäßiger Anteil am Gesamtmineralbestand schwankt zwischen 16% und 41%. Er kann in nicht näher identifizierbare Körner und in Porphy quarze untergliedert werden.

Diejenigen Quarzkörner, welche keinem bestimmten Muttergestein mehr zugeordnet werden können, überwiegen weitaus. Sie sind durchwegs farblos und führen nur sehr selten Einschlüsse (Apatit, Zirkon, Turmalin, Biotit, opake Körner). Deformationsgefüge sind praktisch immer vorhanden und können verschieden intensiv sein. Am häufigsten ist eine schwache bis starke Undulosität festzustellen. Nicht selten treten auch schmale Deformationslamellen auf, die sich bisweilen mit breiteren, etwas "verwaschen" erscheinenden Streifensystemen kreuzen können (zwei verschiedene Beanspruchungspläne). Spärlich sind dann Quarzindividuen, die durch eine segmentierte Undulosität charakterisiert sind.

Porphy quarze konnten in eher geringen Mengen in allen Dünnschliffen aufgrund von Korrosionserscheinungen oder noch anhaftender Grundmasse eindeutig nachgewiesen werden.

Die zweithäufigsten detritischen Körner sind polykristalline Quarze, die am Gesamtmineralbestand mit 27% bis 56% beteiligt sind. Auch sie können gerüstbildend sein. In gröberkörnigen Partien sind sie häufiger anzutreffen als in feinerkörnigen. Die polykristallinen Quarze werden durch eine Vielzahl von Typen vertreten, zwischen denen Übergänge bestehen. Sie unterscheiden sich voneinander durch ihre interne Korngröße, durch die interne relative Korngrößenverteilung, weiters durch die Ausbildung der internen Korngrenzen, dann durch die interne Kornform und

schließlich durch das Vorhandensein oder Fehlen einer internen Orientierung.

Typen von polykristallinen Quarzen, deren interner Aufbau im Sinn von BLATT (1976) auf eine Abstammung von metamorphen Liefergesteinen hindeutet, konnten immer wieder angetroffen werden. Insgesamt überwiegen jedoch Typen, die sich aus eher grobkörnigen Einheiten zusammensetzen, welche vielfach annähernd gleichkörnig sind, und deren interne Korngrenzen gerade bis bogenförmig oder auch suturiert sein können. Eine Orientierung der internen Einheiten kommt bei diesem Typus kaum vor. Einschlüsse sind äußerst selten und werden durch Turmaline, Erzkörnchen, Hellglimmerblättchen und Leukoxen repräsentiert.

Feldspäte treten nur in verschwindendem Ausmaß auf (0,5% bis 1,3%). Es wurden lediglich Orthoklase angetroffen, die nur geringfügig serizitisiert sind. An Interpositionen wurden opake Körnchen und nadelförmige Klinozoisite festgestellt.

Lithische Fragmente: Das Vorkommen von Gesteinsbruchstücken ist deutlich Korngrößenabhängig, d.h. je gröberkörniger die betreffende Einheit ist, desto häufiger sind lithische Fragmente. Sie machen 3,3% bis 12,0% der klastischen Komponenten aus. Die Korngröße der lithischen Fragmente unterliegt starken Schwankungen.

Am häufigsten sind Vulkanitfragmente, die aber keine sonderlich großen Variationen aufweisen. Es überwiegen Bruchstücke einer meist felsitisch bis selten kryptokristallin struierten Porphyrgrundmasse. Einsprenglinge sind hin und wieder vorhanden, wobei es sich ausschließlich um kleine Quarze handelt.

Ignimbritfragmente sind spärlich vorhanden und sind durch Scherbengefüge oder durch Pseudosphärolithe gekennzeichnet.

Vulkanitfragmente, die eine Sammelkristallisation erfahren haben und durch ein "leopardenfellartiges" Auslöschchen charakterisiert sind, finden sich immer wieder.

Klastische Fragmente treten gegenüber den Vulkanitfragmenten stark zurück. Man kann sandig-siltige Typen und Tongesteinfragmente unterscheiden.

Tektonitfragmente sind überaus selten. Sehr bemerkenswert ist jedoch ein großes mylonitisiertes Amphibolitbruchstück mit neu gesprosser Hornblende.

Detritäre Glimmer: Diese kommen in nur verschwindendem Umfang vor (ca. 0,5%), wobei es sich ausschließlich um Hellglimmer handelt. Es dürften gebleichte Biotite überwiegen, die bisweilen feinste Einlagerungen von Erzkörnchen führen.

Schwerminerale: Insgesamt ist die Serie der weißen Hangendquarze in qualitativer und quantitativer Hinsicht arm an Schwermineralen. Es überwiegen opake Schwerminerale, wobei Hämatitkörner zahlreicher vertreten sind als Leukoxene. Mit großem Abstand folgen dann Rutil, Turmaline und Zirkone. Bei den Turmalinen dominieren olivgrüne Varietäten. Apatite konnten nur in einem Fall festgestellt werden, wo sie bisweilen durch sekundäre Anwachsäume aus Apatit gekennzeichnet sind.

Zusammenfassend kann man das Schwermineralspektrum als sehr reif bezeichnen.

Das Bindemittel: Die weißen Quarzite werden ganz überwiegend durch sekundär ausgefällte Kieselsäure zementiert, und zwar in Form von Porenzement. Häufig befinden sich zwischen den detritischen Körnern und dem Zement noch einige Hellglimmerschüppchen. Der Anteil an SiO_2 -Zement bewegt sich zwischen 5,4% und 18,3%. Hierbei ist aber zu berücksichtigen, daß nicht immer eindeutig zwischen detritischen Körnern einerseits und Zement andererseits unterschieden werden kann.

Eindeutiger Phyllosilikatzement konnte nur vereinzelt und nur bei Vorhandensein eines etwas größeren Porenraums festgestellt werden. Diese Art von Zement besteht aus einem nicht mehr auflösbaren, schuppig struierten, homogenen Hellglimmeraggregat, dessen authigene Entstehung durch eine Mikroschichtung hinlänglich bewiesen wird (DICKINSON, 1970: 702).

In geringem Umfang kann das Bindemittel auch aus einem sehr feinkörnigen, schuppigen Hellglimmeraggregat bestehen. Dieses ist in der Regel farblos und weist nur selten eine bräunliche Farbe auf. Ob es sich hierbei um Ortho- oder um Epimatrix handelt, läßt sich nicht mit letzter Sicherheit entscheiden. Nach DICKINSON (1970: 702) ist bei einer guten Sortierung eher an Epimatrix zu denken.

2.4. Diagenese

Das wohl signifikanteste Ergebnis der Diagenese bei der Serie der weißen Hangendquarzite besteht in der Zementation des Detritus durch sekundäre Kieselsäure, die sich mit den detritischen Quarzkörnern in optischer Kontinuität befindet. Erst durch diese SiO_2 -Zementation wurde aus dem ehemaligen Quarzsand ein echter Quarzit mit dem typischen mosaikartigen Gefüge.

Es sei in diesem Zusammenhang noch erwähnt, daß bei Vorliegen einer durch Korngrößenunterschiede hervorgerufenen Feinschichtung die größeren Lagen dicht zementiert sind, während die feinerkörnigen Partien eher matrixreich sind. Dies könnte vielleicht damit erklärt werden, daß bei den größeren Lagen, zu deren Transport ja relativ stärkere Transportagentien erforderlich waren, die Matrix weggeführt wurde und somit ein freier Porenraum für eine spätere Zementation zur Verfügung gestanden wäre, wo keine glimmerig-tonige Matrix die Quarzabscheidung erschwerte (siehe hierzu v. ENGELHARDT, 1973: 261). Bei den feinerkörnigen Partien müßten konsequenterweise die gegenteiligen Verhältnisse angenommen werden. Die Intensität der Zementation wäre somit in gewissem Sinn abhängig von der Korngröße.

Über die Herkunft der sekundären Kieselsäure lassen sich mit Vorbehalt folgende Angaben machen: aufgrund der häufig vorkommenden langen und konkav-konvexen Kornkontakte und der etwas weniger oft zu beobachtenden schwach suturierten Kontakte, wobei es sich um Drucklösungsphänomene handelt, dürfte durch intergranuläre Drucklösung mobilisierte Kieselsäure für die Zementation sicher eine gewisse Rolle gespielt haben. Die an den Kontaktbereichen immer wieder auftretenden Hellglimmerschüppchen

würden nach Ansicht verschiedener Autoren die Drucklösung noch verstärken, wahrscheinlich deshalb, weil an solchen Kontakten die Abdiffusion des Gelösten weniger stark gehemmt wird als an direkten Quarz-zu-Quarz-Kontakten. SIBLEY & BLATT (1976) geben eine relativ einfache Methode an, mittels welcher derjenige Zementanteil berechnet werden kann, der auf intergranulare Drucklösung zurückzuführen ist. Eine solche Berechnung kann jedoch nur dann durchgeführt werden, wenn es möglich ist, eindeutig zwischen Zement und detritischen Körnern zu unterscheiden. Zu diesem Zweck sind Verfahren der Kathoden-Lumineszenz-Petrographie sehr dienlich. Bei einigen ausgewählten Proben konnten nun auch ohne Luminoscop einwandfrei detritische Körner und authigener SiO_2 -Zement erfaßt bzw. voneinander unterschieden werden. Die betreffenden Proben setzen sich im Durchschnitt aus 83% detritischen Körnern und 17% authigenem Zement zusammen. Die sehr spärlich vorhandene Matrix wurde vernachlässigt. Die "Minus-Zement-Porosität" beträgt somit ca. 17%. Mit Hilfe der von den oben angeführten Autoren konstruierten Kurve wurde ein maximaler Drucklösungsbetrag an den Kornkontakten von ca. 6,6% ermittelt. Unter der Annahme, daß das ganze gelöste Material wieder als Zement ausgefällt worden ist, wären ca. 38% des gesamten Zements von einer stattgefundenen Drucklösung abzuleiten.

Die oben durchgeführte Rechnung ist mit verschiedenen Unsicherheitsfaktoren behaftet bzw. sind SIBLEY & BLATT (1976) bei Erstellung ihrer Kurve von idealen Voraussetzungen ausgegangen (z.B. orthorhombische Packung). Deshalb soll das obige Ergebnis auch lediglich als grober Näherungswert verstanden werden. Die tatsächlichen Werte dürften eher niedriger liegen.

Da also intergranulare Drucklösungsprozesse maximal ca. 38% des SiO_2 -Zements geliefert haben können, ist auch an eine Präzipitation der sekundären Kieselsäure aus zirkulierenden übersättigten Porenwässern zu denken. Als Quelle der gelösten Kieselsäure bieten sich vornehmlich folgende Möglichkeiten an: da Vulkanitfragmente einen nennenswerten Anteil am Aufbau der Quarzite haben, könnte eine Desilifizierung dieser Vulkanitbruchstücke SiO_2 geliefert haben. Als eine weitere mögliche Kieselsäurequelle wären diejenigen Tonschiefer zu betrachten, welche sich im Hangenden der weißen Quarzite befinden. Nach SIEVER (1962) und TOWE (1962) kann nämlich SiO_2 auch aus der Diagenese von Tonen stammen. Allerdings wäre lediglich die Obergrenze der Quarzite von einer solcherart abgeleiteten SiO_2 -Zementation betroffen, da die Tonschiefer eher geringmächtig sind.

Über die mechanischen Veränderungen, von denen die Quarzite im Verlauf dieser Diagenese betroffen wurden, können nur wenig Angaben gemacht werden: nach MAXWELL (1964: 708) haben reine und relativ gut sortierte Quarzsandsteine die höchsten Anfangsporositäten und tendieren auch dazu, während der Einbettung eine größere Porosität beizubehalten, als dies bei weniger gut sortierten Sanden der Fall ist, welche reichlich Matrix enthalten und mineralogisch bunt zusammengesetzt sind. Nach SIBLEY & BLATT (1976) ist bei gut sortierten, leicht kompaktierten, mittelkörnigen Sanden mit einer Porosität von $40 \pm 3\%$ zu rech-

nen. Diese anfängliche Porosität wird durch Kompaktion, Drucklösung und Zementation herabgesetzt. Bei den untersuchten Proben schwankt der Anteil an Bindemittel zwischen 14% und 24% (= "Minus-Zement-Porosität"). Somit hätten Kompaktion und Drucklösung einen Porositätsverlust von 35% bis 60% bewirkt. Auch dieser Wert soll lediglich als grober Näherungswert verstanden werden.

Andere Auswirkungen der mechanischen Diagenese, welche jedoch selten zu beobachten sind, bestehen in klastischen und protoklastischen Erscheinungen an Quarzkörnern und in der Verformung mancher lithischer Fragmente.

2.5. Ergebnis und Interpretation

Aus den petrographischen Untersuchungen geht hervor, daß die oben beschriebenen klastischen Gesteine keinesfalls allen Anforderungen entsprechen, welche definitionsgemäß von Orthoquarziten verlangt werden. Das reichliche Auftreten von polykristallinen Quarzen und insbesondere auch das relativ häufige Vorkommen von lithischen Fragmenten verbieten es, die vorliegenden Gesteine als "Orthoquarzite" zu bezeichnen. Nach PETTIJOHN (1975: 232) handelt es sich um Protoquarzite oder Sublitharenite. Unter Berücksichtigung des bereits im Gelände anfallenden "quarzitischen" Habitus scheint es sinnvoll und angebracht, dem Terminus "Protoquarzit" den Vorzug zu geben.

Aufgrund der nur in eher spärlichem Ausmaß vorliegenden geologisch-petrographischen Daten - besonders seien die beschränkten Aufschlußverhältnisse erwähnt - ist es kaum möglich, eine allen Fragen in erschöpfender Weise gerecht werdende Rekonstruktion der paläogeographischen Verhältnisse durchzuführen. Deshalb sollen die nachfolgenden Ausführungen als ein vorläufiges, noch modifizierbares Denkmodell verstanden werden.

Quarzite im allgemeinen nehmen unter allen Sandsteinen wegen ihrer hohen textuellen und mineralogischen Reife eine Sonderstellung ein. Übereinstimmend wird angenommen, daß ihre Bildung und Ablagerung in engem Konnex mit Kratonen steht. Nach KRYNINE (1948: 152) ist das Vorkommen quarzitischer Sande an ein Ruhestadium, d.h. Verebnung und Fastverebnung im diastrophischen Zyklus gebunden (= erstes Stadium eines diastrophischen Zyklus i.S. von KRYNINE). Die von Kratonen abstammenden Sande werden in seichtem Wasser abgelagert, meist in fluviatilen, litoralen und neritischen Milieus (PETTIJOHN et al., 1972: 550). Auch soll jeder Quarzit eine äolische Episode mitgemacht haben (KUENEN, 1960). Von den oben angeführten Bedingungen, welche für die Bildung quarzitischer Sande notwendig sind, ausgehend und unter Berücksichtigung der eigenen geologisch-petrographischen Daten soll nun eine Interpretation der vorliegenden Protoquarzite versucht werden: hiebei müssen unseren Überlegungen folgende Tatsachen zugrunde gelegt werden: 1) Die Liefergesteine der Protoquarzite unterscheiden sich nicht grundsätzlich von denjenigen der Rotserien. Es müssen also besondere Mechanismen auf den Detritus eingewirkt haben, welche zur Eliminierung der instabilen Komponenten führten und ein mineralologisch reifes Sediment produzierten. 2) Die Protoquarzite sind textuell meist

reif. Auch hier müssen spezielle Prozesse angenommen werden, welche diesen Reifegrad verursachten.

In Bezug auf Punkt 1 lassen sich relativ sichere Angaben über das Liefergebiet machen: Es handelt sich um das schon sehr reliefarme variszische Gebirge, welches wahrscheinlich von Verwerfungen durchzogen war. Das dominierende Liefergestein war ein Kristallinkomplex, von welchem die polykristallinen Quarze, die Tektonitfragmente und der Großteil der monokristallinen Quarze abstammen. Für einen Kristallinkomplex spricht neben den Tektonitfragmenten auch der hohe Anteil an polykristallinen Quarzen im Verhältnis zum totalen Quarzgehalt (PETTIJOHN et al., 1972: 300). Ausgedehnte Porphy- und Ignimbriteinheiten lieferten die Vulkanitfragmente und einen geringen Teil der monokristallinen Quarze. Klastische Liefergesteine dürften eine nur untergeordnete Rolle gespielt haben.

Das äußerst spärliche Vorkommen bzw. gänzliche Fehlen von Feldspäten, die im ursprünglichen Detritus vorhanden gewesen sein müssen (Kristallinkomplex, Porphyreinheiten!) kann wohl in erster Linie durch lang andauernde Einwirkung chemischer Verwitterungsprozesse erklärt werden, was ja bei dem von KRYNINE postulierten Verebnungsstadium (tektonische Stabilität) der Fall gewesen sein dürfte. Es ist aber auch eine Reduzierung bzw. Eliminierung des Feldspatgehalts durch Transportbeanspruchung in Betracht zu ziehen. Hierbei ist aber weniger an einen Flußtransport zu denken, da bei der reliefarmen Topographie nur Flüsse ohne großes Gefälle vorhanden gewesen sein können, welche im allgemeinen nicht oder nur wenig durch mechanische Abrasion modifizierend auf den Mineralbestand einwirken (SHUKIS & ETHRIDGE, 1975: 115; CAMERON & BLATT, 1971: 565). Viel eher kommen litorale Bedingungen in Betracht.

Im Gegensatz zu den instabilen Feldspäten dürften sich die Vulkanitfragmente durch eine relativ hohe Stabilität auszeichnen, was durch deren verhältnismäßig häufiges Vorkommen in den Protoquarziten bewiesen wird. Nach CAMERON & BLATT (1971: 572) erfahren Rhyolithfragmente im Elk-Creek-River, der die ersten 30 km ein starkes, später ein eher schwaches Gefälle aufweist, während ca. 160 km Flußtransport praktisch keinen durch mechanische Abrasion oder chemische Verwitterung verursachten Volumsverlust. Diese Angabe weist ebenfalls auf eine hohe Persistenz felsitischer Fragmente hin.

Was den meist guten textuellen Reifegrad der Protoquarzite betrifft, so soll hier zuerst auf den guten Rundungsgrad der mono- und auch der polykristallinen Quarze eingegangen werden: übereinstimmend wird angenommen, daß eine rein mechanische Abrasion während des Transports in einem einzigen sedimentären Zyklus nicht ausreicht, um Quarzkörner zuzurunden oder ihre Korngröße zu vermindern (SIEVER, 1962: 139). Hinweise für einen zweiten oder gar für mehrere Sedimentationszyklen konnten jedoch nicht gefunden werden. Ganz im Gegenteil spricht das Vorkommen von lithischen Fragmenten und polykristallinen Quarzen für nur einen einzigen Sedimentationszyklus (BOGGS, 1968: 1326). Als wahrscheinlichste Möglichkeiten, die für den guten

Rundungsgrad der Quarzite verantwortlich sind, kommen lang andauernde Einwirkung der Verwitterung ("soluting rounding of quartz" i.S.v. CROOK, 1968) und/oder eine konstante Aufarbeitung in einem strand- oder küstennahen Milieu in Frage. Zeiten tektonischer Ruhe begünstigen eine Stabilisierung der Küstensysteme, so daß mit lang andauernder Wiederaufarbeitung gerechnet werden kann. Die Hin- und Herbewegung des Sandes in der Brandungszone hätte zudem zur Eliminierung instabiler Komponenten geführt und weiters auch die gute Sortierung bewirkt (PETTIJOHN et al., 1972: 482).

Zusammenfassend ergibt sich das Bild einer tektonischen Ruhezeit, welche ein Verebnungsstadium zur Folge hatte. Auf diesen weiten Flächen erfuhr ein ursprünglich bunt zusammengesetzter Detritus durch Verwitterungseinflüsse weitgehende Modifikationen, so daß schließlich eine Art texturell unreifer "Residual-Protoquarzit" entstand. In der Folge gelangte das Sediment in den Einflußbereich litoraler Prozesse, welche es weiter zurundeten und sortierten, so daß als Endprodukt ein texturell und auch mineralogisch reifer "protoquarzitischer" Sand gebildet wurde.

3. Die vererzten Arkosen

3.1. Das Gefüge

Es ist einleitend vorzuschicken, daß die Beschreibung der Gefügeeigenschaften sehr stark durch den Umstand erschwert wird, daß es unmöglich ist, eindeutig zwischen detritischen Quarzkörnern und zwischen SiO_2 -Zement, der sich mit ihnen in optischer Kontinuität befindet, zu unterscheiden, da die detritischen Quarze keinerlei sie kennzeichnende Säume aufweisen. Aus diesem Grund können keine Angaben über den Offenheitsgrad des Gefüges, über die Art der Kornkontakte zwischen Quarzkörnern, über ihren Rundungsgrad, ihre Sphärizität und über ihre Korngröße gemacht werden. Man ist deshalb gezwungen, sich auf die Beschreibung der folgenden Gefügeeigenschaften zu beschränken:

Im Dünnschliffbereich sind die vererzten Arkosen in der Regel ungeschichtet und weisen nur in den seltensten Fällen eine nicht sehr deutliche Schichtung auf, die ihren Ausdruck in einem lagenweisen vermehrten Auftreten von Glimmerblättchen findet.

Ortsweise werden die vererzten Arkosen von sich kreuzenden Klüften durchzogen, die durch Malachit oder durch andere mit einer gelben Eigenfarbe versehene sekundäre Kupferminerale oder auch durch Karbonat verheilt sein können.

Die Kornbindungsart kann immer als mittelbar typisiert werden. Was die Orientierung der detritischen Komponenten betrifft, so ist dieselbe nie sehr deutlich ausgeprägt und kann teilweise auch fehlen.

Die vererzten Arkosen weisen keinerlei Porosität auf, sondern

die detritischen Körner sind dicht durch Zement miteinander verkittet.

Bezüglich der Sphärizität und der Angularität sind aus den oben angeführten Gründen nur Aussagen bei den Feldspäten möglich: diese sind überwiegend anisometrisch und besitzen nicht selten Tafelform, was unter Umständen auf ein Zerbrechen entlang der Hauptsplaltbarkeit während des Transports zurückgehen könnte. Der Rundungsgrad der Feldspatkörner ist meistens als angular zu klassifizieren. Daneben treten jedoch in geringeren Mengen auch subangulare bis subrunde Individuen auf.

Die vererzten Arkosen sind mehr oder weniger gleichkörnig bzw. sind sie gut bis seltener sehr gut sortiert. Ausnahmsweise kann allerdings auch eine sehr schlechte Sortierung vorliegen, welche durch das Vorhandensein lithischer Fragmente von Feinstkiesgröße verursacht wird.

Bei den vererzten Arkosen handelt es sich um feinkörnige Sandsteine, deren textueller Reifegrad als reif einzustufen ist.

3.2. Der Mineralbestand

Quarz und seine Varietäten: Haupt- und sehr wahrscheinlich auch gerüstbildendes Mineral ist monokristalliner Quarz, dessen Anteil am Gesamtmineralbestand sich zwischen 38,4% und 48,9% bewegt. Die monokristallinen Quarze weisen nur wenig Merkmale auf, die geeignet wären, sie näher zu charakterisieren. Was zum Beispiel das Verhältnis von normal auslöschenden zu undulösen Quarzen betrifft, so läßt sich diesbezüglich folgender Trend ablesen: während einerseits in denjenigen Dünnschliffen, die reichlich von Klüftchen durchsetzt sind, insgesamt intensivere Deformationsstrukturen vorherrschen (stärkere Undulosität, segmentierte Undulosität, bisweilen auch "new crystals", ortsweise auch von Sprüngen durchzogene Quarzindividuen), so überwiegen andererseits bei denjenigen Schliffen, die keine oder nur wenig Klüftchen aufweisen, normal auslöschende oder nur schwach undulöse Quarze.

Die Quarze sind ansonsten durchwegs farblos und besitzen praktisch keine Einschlüsse. Ab und zu finden sich Quarzkörner, an denen noch etwas felsitische Grundmasse anhaftet, womit ihre vulkanische Abstammung eindeutig bewiesen ist.

Polykristalline Quarze spielen am Aufbau der vererzten Arkosen eine nur untergeordnete Rolle (3,0%-5,8%). Es handelt sich immer um intern feinkörnige, annähernd gleichkörnige Typen mit bogenförmigen bis leicht suturierten Korngrenzen.

Die Feldspäte: Ihr Anteil am Gesamtmineralbestand schwankt zwischen 17,2% und 28,7%. Die Feldspäte werden zur Hauptsache durch Orthoklase und Schachbrettalbite vertreten. Plagioklase und Mikrokline sind hingegen nur selten anzutreffen. Es muß allgemein noch hervorgehoben werden, daß das Verhältnis zwischen Orthoklasen und Schachbrettalbiten auffallend großen Schwankungen unterworfen ist: während ortsweise jeweils etwa gleiche Mengen an Orthoklasen und Schachbrettalbiten festgestellt werden konnten, dominieren anderweitig deutlichst Ortho-



16.



15.



12.



10.



7.



19.



22.



21.

Abb. 2: vererzte Schachbrettalbite und Orthoklase

klase und der Anteil an Schachbrettalbiten geht überaus stark zurück. Weiters ist anzumerken, daß in denjenigen Dünnschliffen, die einen hohen Prozentsatz an Orthoklasen aufweisen bzw. einen entsprechend niedrigen an Schachbrettalbiten, die Feldspatindividen in der Regel authigene Feldspatanwachssäume aufweisen. Hingegen ist das Phänomen der authigenen Feldspatanwachssäume in Schliffen, wo etwa gleich viel Orthoklase und Schachbrettalbite auftreten, nur schwach ausgeprägt.

Die Orthoklase selbst sind überwiegend frisch erhalten geblieben und weisen nur selten "Serizitisierungs"- oder Karbonatisierungserscheinungen auf, die aber immer sehr geringfügiger Natur sind. Bisweilen sind die Orthoklase auch durch erdig-feinschuppige farblose Zersetzungsprodukte charakterisiert. An Interpositionen treten Apatite, Rutil, Erzkörner (teilweise eindeutig als Kupferkies und Kupferglanz identifizierbar) und haarförmige Einschlüsse auf. Ab und zu sind die Orthoklase perthitisiert.

Die Schachbrettalbite sind nur selten frisch. Sie weisen dieselben Zersetzungsprodukte auf wie die Orthoklase, nur mit dem Unterschied, daß erdig-feinschuppige Zersetzungsprodukte wesentlich häufiger sind und auch größere Bereiche des Korns erfassen, als es bei den Orthoklasen der Fall ist. Ein sehr wichtiges Charakteristikum der Schachbrettalbite besteht darin, daß sie ganz überwiegend und meist reichlich aus Kupferkies und Kupferglanz gebildeten Malachit führen (Abb. 2).

Die lithischen Fragmente: Am Aufbau der vererzten Arkosen sind Gesteinsbruchstücke mit 1,7% bis 11% beteiligt, wobei Vulkanitfragmente deutlichst überwiegen und in den meisten der bearbeiteten Dünnschliffe die einzigen Gesteinsbruchstücke überhaupt darstellen, wogegen klastische und Tektonitfragmente äußerst selten und nur ortsweise anzutreffen sind.

Die Vulkanitfragmente werden zur Hauptsache durch zwei Typen vertreten, die durch Übergänge miteinander verbunden sind. Der Hauptunterschied zwischen diesen beiden Typen besteht darin, daß der geringere Teil der Vulkanitfragmente durch das Vorhandensein von Opaziten charakterisiert ist, während der überwiegende Teil der Vulkanitfragmente keine opaken Körner führt. Ansonsten sind die Vulkanitfragmente durch die folgenden gemeinsamen Merkmale charakterisiert: die Grundmasse ist stets felsitischer Natur, weist Aggregatpolarisation auf und ist in der Regel nicht verglimmert. Ortsweise können aber zahlreich vollständig verglimmte Vulkanitfragmente auftreten. Einsprenglinge sind nur ganz selten vorhanden und werden durch kleine Quarzphänokristalle vertreten. An Akzessorien, die insgesamt nur in spärlichsten Mengen angetroffen werden, sind Leukoxen, leukoxenisierte Rutil, die schon erwähnten Erzkörner und gebleichte Biotite zu nennen. Von großer Bedeutung ist die Tatsache, daß die Vulkanitbruchstücke bisweilen sekundäre Kupfererze führen.

Scherben- oder Fluidalgefüge konnten nicht festgestellt werden. Möglicherweise fehlen derartige Gefüge überhaupt, oder sie sind - falls vorhanden - wegen der Kleinheit der Fragmente gar

nicht genügend ausgeprägt, um noch identifiziert werden zu können (siehe BOGGS, 1968: 1332).

Die klastischen Fragmente werden durch Tongesteinsbruchstücke repräsentiert und die Tektonitfragmente durch Myrmekite.

Detritische Glimmer: Diese sind am Aufbau des klastischen Mineralbestands mit 0,7% bis 2,7% beteiligt. Die Glimmer werden ausschließlich durch Hellglimmer vertreten, wobei gebleichte Biotite deutlich vorherrschen, während Muscovite in nur spärlichen Mengen vorhanden sind. Die gebleichten Biotite führen selten Interpositionen, die durch Leukoxen, Rutil (teilweise Andeutung von Sagenitgittern) und ganz vereinzelt auch durch Kupferkies oder Kupferglanz repräsentiert werden. Bisweilen weisen die gebleichten Biotite auch Quarzverfüllungen auf. Ganz selten können die Biotite chloritisiert sein.

Die Schwermineralien: Die vererzten Arkosen führen auffallend viele Schwermineralien und weisen ein verhältnismäßig reiches Schwermineralspektrum auf. Nach der Häufigkeit ihres Vorkommens sind zu nennen: Rutil, die immer etwas leukoxenisiert sind, dann Apatite, Leukoxene selbst, Turmaline, opake Körner und Zirkone. Bei den opaken Körnern handelt es sich fast ausschließlich um Kupferkies und Kupferglanz in etwas Pyrit. Ortsweise können die opaken Körner den Hauptanteil der Schwermineralien ausmachen, wobei dann die anderen Schwermineralien mengenmäßig stark zurücktreten.

Das Bindemittel: Die detritischen Körner der vererzten Arkosen werden ausschließlich durch Zement miteinander verkittet, wobei es sich um sehr verschiedene Zementationsmineralien handelt, deren Anteil am Gesamtmineralbestand sich zwischen 10 und 20% (geschätzte Werte, da es sehr schwierig ist, zwischen detritischen Quarzen und sekundär ausgefällter Kieselsäure zu unterscheiden).

Zum größten Teil werden die detritischen Komponenten durch SiO_2 -Zement miteinander verbunden, der sich in optischer Kontinuität mit den detritischen Quarzkörnern befindet. Ortsweise finden auch Feldspatanwachssäume eine nicht unbedeutende Rolle als Zementationsmineralien.

Bisweilen befinden sich auch Malachit oder andere sekundäre Kupferminerale in den Interstitien und fungieren somit ebenfalls als Zement. In seltenen Fällen wird auch Karbonat als Zementationsmineral angetroffen.

Malachit: Sein Anteil am Gesamtmineralbestand schwankt zwischen 0% und 11,3%. Er kann in folgender Art und Weise auftreten:

- a) als Kluftausfüllung,
- b) im Porenraum oder entlang von Korngrenzen,
- c) als Verdrängungsprodukt in Feldspäten (besonders Schachbrettalbite),
- d) als zarter Saum um Körner von Kupferkies.

Der Malachit kann verschieden struiert sein: bald handelt es sich um dicht erscheinende, strukturlose Aggregate, bald wieder finden sich radialfaserige Aggregate und bisweilen sind auch "Glaskopfstrukturen" anzutreffen.

3.3. Diagenese

Das wohl wichtigste und augenscheinlichste Ergebnis diagenetischer Prozesse bei den vererzten Arkosen besteht in der vollständigen Ausfüllung des Porenraums durch die oben erwähnten Zementationsminerale. Aufgrund des Gefügeverbands wurde die nachstehende Reihenfolge der Zementabscheidungen ermittelt: als erste Ausscheidung sind die authigenen Feldspatanwachssäume an detritischen Feldspatkörnern zu betrachten. Erst in einer späteren Phase erfolgte dann die Ausfällung des SiO_2 -Zements. Die Bildung von Malachit- und Karbonatzement ging erst viel später (nach der Lithifikation) vonstatten und steht in engem Zusammenhang mit der Entstehung von Klüftchen und dem Eindringen von Verwitterungsagentien.

3.4. Bemerkungen zur Nomenklatur

Nach PETTIJOHN, POTTER & SIEVER (1972) besteht in der Literatur keine Einstimmigkeit darüber, wie hoch der Prozentsatz an detritischen Feldspäten sein muß, damit ein Sandstein als Arkose klassifiziert werden kann. Als Klassifikationsgrundlage nehmen diese Autoren die 25%-Grenze an, an die wir uns ebenfalls halten.

Somit handelt es sich bei den vorliegenden Sandsteinen um Arkosen bis Subarkosen. Der Einfachheit halber und da die Vererzung ein wesentliches Kriterium darstellt, wurden die oben beschriebenen Sandsteine als "vererzte Arkosen" bezeichnet.

Es soll abschließend noch darauf hingewiesen werden, daß unsere vererzten Arkosen u.a. wegen ihrer Feinkörnigkeit, dem geringen Anteil an polykristallinen Quarzen und wegen ihrer guten bis sehr guten Sortierung keine sehr typischen Arkosen darstellen.

3.5. Ergebnis und Interpretation

Unseren Überlegungen ist die Tatsache zugrunde zu legen, daß sich die vererzten Arkosen eindeutig im Verband mit den weißen Hangendquarziten befinden und in nächster Nachbarschaft mit den Reichenhaller Rauhwacken stehen. Sowohl die Hangendquarzite als auch die Reichenhaller Rauhwacken sind marine Ablagerungen.

Die vererzten Arkosen unterscheiden sich von den Hangendquarziten naturgemäß durch den hohen Feldspatanteil und zudem durch das Vorhandensein einer Vererzung, worauf im folgenden eingegangen werden soll:

Das reichliche Auftreten von Feldspäten in Arkosen wurde früher durch extreme klimatische Bedingungen (heiß arid bzw. sehr kalt) erklärt, welche Zersetzungsprozesse an den Feldspäten verhindert hätten. Heute neigt man eher zur Ansicht, daß die Feldspatzersetzung nicht nur ein hierfür geeignetes Klima, sondern auch ein entsprechend langes Einwirken der Verwitterungsagentien erfordert. Nur eine durch ein hohes Relief bedingte forcierte Erosion und eine rasche Einsedimentation der Feldspäte können Zersetzungsprozesse an den Feldspäten verhindern und gewährlei-

sten somit einen hohen Prozentsatz an Feldspäten in den Sandsteinen (PETTIJOHN, 1975: 218).

Da es als gesichert gelten kann, daß zur Bildungszeit der vererzten Arkosen ein Stadium der Verebnung oder Fastverebnung erreicht war, ist eine durch hohes Relief verursachte schnelle Erosion und rasche Einbettung der Feldspäte eher auszuschließen. Als wahrscheinlicher kann angenommen werden, daß die Feldspäte aufgrund eines kurzen Transportwegs nur unwesentlich den Verwitterungsprozessen ausgesetzt waren. Das bedeutet mit anderen Worten, daß die Feldspäte der vererzten Arkosen sehr lokaler Abstammung sind. Die gute Sortierung dürfte wohl auf entsprechende Prozesse im Küstenbereich zurückzuführen sein. Als Liefergebiet der vererzten Arkosen kommen in erster Linie vererzte Vulkanite in Frage, welche dem Sediment auch die Schachbrettalbite und einen Teil der Orthoklase beisteuerten, weiters einen Teil der monokristallinen Quarze und die Vulkanitfragmente selbst. Erst in zweiter Linie kommt ein metamorphes Liefergebiet in Betracht, von dem die polykristallinen Quarze, ein Teil der Feldspäte (mit Ausnahme der Schachbrettalbite) und die Myrmekite bezogen wurden.

Hinweise, daß eine sedimentäre Einheit als Liefergestein in Betracht zu ziehen wäre, konnten nicht gefunden werden.

Wie einleitend zu diesem Abschnitt festgestellt worden ist, sind die vererzten Arkosen aufgrund ihrer Position, d.h. im höheren Teil der Hangendquarzitserie bzw. wenig unterhalb der Basis der Reichenhaller Rauhwacken sehr wahrscheinlich als marine Ablagerungen zu betrachten. Die Annahme einer marinen Bildung läßt sich wie folgt noch mehr erhärten. PETTIJOHN, POTTER & SIEVER (1972: 494) geben sehr detailliert charakteristische Merkmale für marine Schelfsande an, wobei chemisch ausgefallter Zement, authigene Feldspatanwachssäume und gute bis sehr gute Sortierung als Charakteristika überraschend gut mit den textuellen und mineralogischen Eigenschaften der vererzten Arkosen übereinstimmen. Was die geometrischen Formen dieser kratonischen Schelfsande betrifft, so sind diese sehr variabel und reichen von kleinen, lokal linsenförmigen bis hin zu weit ausgedehnten flächenhaften Sandkörpern. Da die Aufschlußverhältnisse der vererzten Arkosen relativ schlecht sind, können schwerlich Rückschlüsse auf ihre geometrische Form gezogen werden. Obwohl auch die geometrische Form mit eine Bedeutung hat, diese aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht rekonstruierbar ist, soll trotzdem folgende Sedimentationsmodell zur Diskussion gestellt werden: bei den vererzten Arkosen handelt es sich um lokal linsenartige Sandsteinkörper, die den Hangendquarziten (Sedimente des flachen Schelfs) zwischengeschaltet sind, und dort sehr wahrscheinlich Rinnensedimente ("channel fill sandstones") darstellen. Ihre von den Quarziten stark abweichende mineralogische Zusammensetzung (hoher Feldspatgehalt, Vererzung) dürfte sowohl auf ein nahe gelegenes Liefergebiet (eventuell sogar Erosion strandnaher Bereiche durch Gezeitenströmungen) als auch auf spezielle Bedingungen im Ablagerungsbereich zurückzuführen sein.

4. Vererzung und Genese der Erzmineralisation

Abschließend soll noch kurz auf die Vererzung eingegangen werden. Es handelt sich hierbei um eine intraskythische, lokale, stratiforme Mineralisation exogen-sedimentärer Natur. Die Metallanreicherung der vererzten Arkosen besitzt eine eindeutige Abhängigkeit von der lithologisch-paläogeographischen Situation, und zwar insofern, als wir es hier mit Aufarbeitungsprodukten disseminierter Cu-Erze zu tun haben, die an Vulkanite permischen Alters gebunden sind.

Bei der Vererzung handelt es sich, wie schon gesagt, um eine mechanisch-sedimentäre Kupferkiesmineralisation. Das Resistat besteht neben Quarz, Feldspat, Glimmer, teilweise noch erhalten gebliebenem Quarzporphyrerschutt aus Kupferkieskörnern unterschiedlicher Gestalt und Größe (meist unter 1 mm), häufig fein verteiltem idiomorphem Pyrit und den Alterationsprodukten dieser Minerale, also Kupferglanz, Malachit, Azurit, Goethit usw. (s. Fototafel). Kleinere Kupferkieskörner sind völlig in die Sekundärminerale umgesetzt worden, bei den größeren bleiben die Kiese inmitten von Goethiträumen, etwa in Form der "gepanzerten Relikte" erhalten.

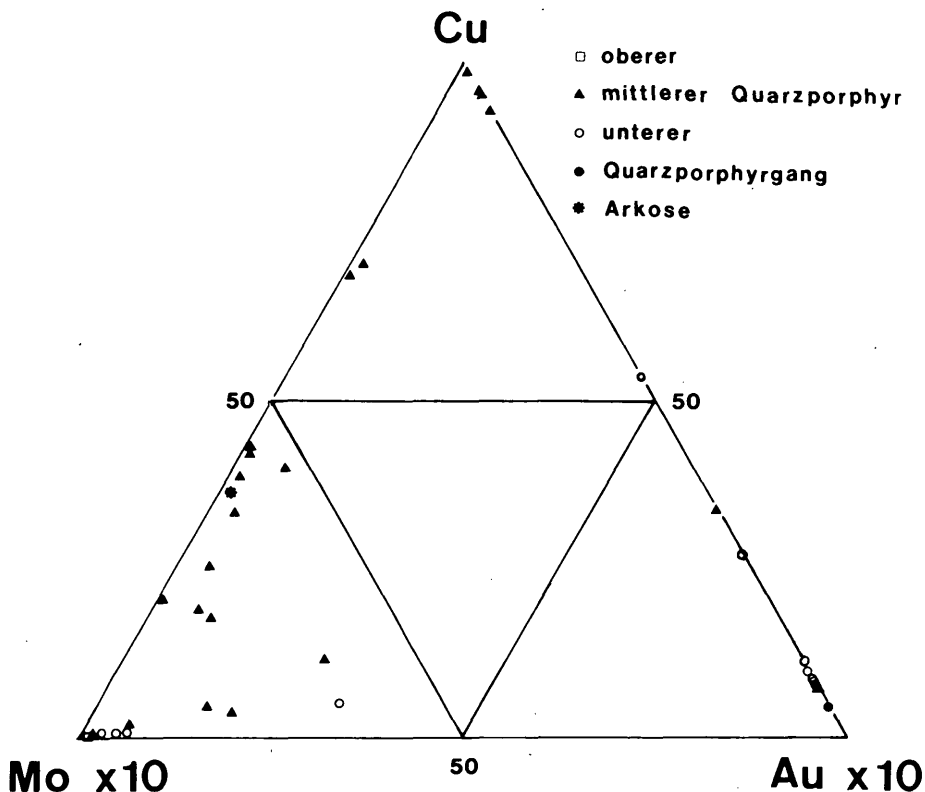
Diese detritären Erze-Erzpsammite unterscheiden sich grundlegend von den chemisch-sedimentären der Art, wie sie im Grödener Sandstein, beispielsweise im Oboinig- und im Harieschgraben bei Eisenkappel in Südtirol auftreten (E. KRAJICEK 1940; O.M. FRIEDRICH, 1953, 1956, 1968; J.G. HADITSCH & H. MOSTLER, 1974). Diese chemisch-sedimentären Mineralisationen, welche durchaus als "Sanderze" zu bezeichnen sind, stellen Imprägnationen von Kupferkies, Kupferglanz und Bornit dar. Die Erzminerale füllen bei diesem Typ die Zwickel, wogegen im Montafon der Kupferkies als Lithoklast abgelagert wurde. Die Füllung intergranularer Poren und jüngerer Rupturen und eine geringfügige Verdrängung des Altbestands geschahen hier erst während der Zementations- und Oxydationsphase.

Auch aus der Metallisation bzw. aus dem charakteristischen Cu/Mo/Au-Verhältnis geht der Zusammenhang zwischen dem Erzpsammite und den disseminierten Erzen des Quarzporphyrs hervor.

Die Analyse einer Probe, die wir dem Forschungszentrum der VÖEST-Alpine AG. (Leoben) verdanken, erbrachte den Nachweis von 0,248% Cu und <0,004% Mo, eine weitere, die durch die Firma Fren (Leoben) vorgenommen wurde, zeigte 1340 ppm Cu, 230 ppm Mo und 1,7 ppm Au.

Um bessere Vergleichsmöglichkeiten zu erhalten, wurde eine Reihe von Pickproben (durch die Firma Fren) chemisch untersucht. Der Aufschluß für die Cu-, Mo- und Au-Bestimmung geschah mittels HCl-HNO₃- bzw. HNO₃-H₂SO₄- bzw. HCl-, HNO₃- und MIBK-Extraktion. Die Analyse selbst erfolgte mit Hilfe der AAS (Beckman 1248 mit CNA-Zusatz), wobei die 324,7 nm-, 313,3 nm- und 242,8 nm-Linien verwendet wurden.

Die Analysen und das aus ihnen berechnete Cu/Mo/Au-Verhältnis werden in der Tabelle und im Diagramm wiedergegeben. Aus den erwähnten Darstellungen kann man bei allem Vorbehalt, der ange-



sichts der wenigen derzeit vorliegenden Analysen angebracht ist, die relative Kupferarmut der meisten Proben des unteren und oberen Quarzporphyrhorizonts und den relativ hohen Goldgehalt des Quarzporphyrgangs entnehmen. Die Werte für den mittleren Quarzporphyrhorizont liegen mit zwei Ausnahmen im Bereich höherer Cu- und/oder Mo-Konzentrationen. Lediglich eine Probe vom Verspeller (K33) und eine aus dem Rellsbachtal zeigen gegenüber Mo und Cu höhere Gehalte an Au. Bei der Probe K33 könnte die Goldanreicherung auf eine in Bezug auf den betreffenden Quarzporphyrhorizont postgenetische Mobilisation bzw. auf eine tektonisch und/oder hydrothermal kontrollierte Separation des Goldes zurückgehen. Anzeichen für derartige Vorgänge gibt es (H. ANGERER et al., 1976: 50).

Generell fallen die hohen Goldgehalte der untersuchten Proben auf. Darauf und auf die Stellung der goldführenden Quarzporphyre in Bezug auf andere Goldvorkommen der Ostalpen wird in einer eigenen Arbeit (J.G. HADITSCH & H. MOSTLER, 1978) eingegangen werden. Hier sei nur festgestellt, daß die vererzten Quarzporphyre des Montafon (und deren Abkömmling, die mechanisch-sedimentäre Vererzung, E Voralpe Vilifau und Gipsköpfl) dem Cu-Au-Typ St.E. KESLERS (1973) zugerechnet werden müssen.

Der Erzsammit zeigt, wie dies vor allem aus dem Diagramm hervorgeht, hinsichtlich des Metallverhältnisses eine gute Über-

einstimmung mit den mittleren Quarzporphyrlagen (Ignimbrite) vom Sacktobel, vom Bereich nördlich der Kote 2314 (Freschlaukopf) und vom Rellsbachtal. Auch eine Probe vom Verspeller (K38) zeigt ein ähnliches Cu/Mo/Au-Verhältnis. Dies kann mit einiger Berechtigung als Hinweis auf die Herkunft des Erzdetritus aus dem mittleren Quarzporphyrhorizont angesehen werden.

Als Metalllieferanten scheiden die vererzten Ignimbrite aus, da diese keine so großen Schachbrettalbite führen, die ja für die vererzten Arkosen charakteristisch sind. Vielmehr kommt ein Typ eines Quarzporphyrs in Frage, der sich mit den Ignimbriten verzahnt und sich durch erdig-feinschuppige Zersetzungsprodukte bzw. relativ große Schachbrettalbite auszeichnet. Die Tatsache, daß die Schachbrettalbite fleckenweise durch Kupferkies ersetzt sind, spricht für eine ursprünglich disseminierte Imprägnation bzw. Verdrängung.

Stratigraphische Position		Lokalität	Probe	Gehalte (ppm)			Verhältnis	
				Cu	Mo	Au	Cu : Mo.10 : Au.10	
SKYTH	vererzte Arkosen	Villifau	ix	1340	230	1,7	36,64	62,89 0,47
	oberer	Reltsbachtal	RT10	3	170	2,2	0,17	98,55 1,28
Quarzporphyr		Sacktobel	h1	770	70	3,4	33,51	63,41 3,08
			h2	550	0	2,4	95,82	0 4,18
			h3	60	25	2,7	17,81	74,18 8,01
			h4	390	150	0,9	20,54	78,99 0,47
			h5	2710	120	1,7	69,01	30,56 0,43
			h5x	2600	340	3,2	43,10	56,37 0,53
			h10	150	60	4,8	28,80	75,19 6,01
			h15	16	280	0	0,56	98,32 1,12
			ST1	1520	0	1,5	99,02	0 0,98
			F13	9	50	3,0	1,67	92,76 5,57
		Freschluakopf	VI4	1500	230	3,9	39,07	59,91 1,02
			VI5	730	0	5,4	93,11	0 6,89
			P.c.	1220	0	5,0	96,06	0 3,94
		Verspeller	K33	77	0	15,0	33,92	0 66,08
			K37	54	30	12,4	11,30	62,76 25,94
			K38	830	110	13,5	40,19	53,27 6,54
unterer			K50	4350	170	9,9	70,74	27,65 1,61
			ex	28	60	13,9	3,65	78,23 18,12
		Reltsbachtal	RT8	1260	170	2,6	42,20	56,93 0,87
			RT8A	145	40	2,2	35,57	70,55 3,88
			RT23	4	0	4,8	7,69	0 92,31
			RT28	4	0	4,5	8,16	0 91,84
		Fuchswald	BA33	13	25	4,3	4,25	81,70 14,05
		Reltsbachtal	RT5	8	0	7,3	9,88	0 90,12
			O19	5	80	4,1	0,59	94,96 4,85
			O21	4	0	4,5	8,16	0 91,84
Gang		S Mustergiel-bachtal	Re6	7	0	5,5	11,29	0 88,71
		Fuchswald	F49	29	0	2,5	53,70	0 46,30
			F50	42	0	11,2	27,27	0 72,73
			F51	20	0	21,4	8,55	0 91,45
			F53	2	45	2,9	0,42	93,55 6,03
			P1	4	50	2,5	5,06	63,29 31,65
			P2	6	70	2,0	0,83	96,42 2,75
		Fuchswald	P4	3	0	6,7	4,29	0 95,71
			P5	4	0	4,8	7,69	0 92,31
UNTERPERM								

Literaturnachweis

- ANGERER, H.; HADITSCH, J.G.; LEICHTFRIED, W. & H. MOSTLER (1976): Disseminierte Kupfererze im Perm des Montafon (Vorarlberg). - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 6, 7/8, 1-57, Innsbruck.
- BLATT, H. (1967): Original Characteristics of Clastic Quartz Grains. - Jour.Sed.Petrology, v. 37, pp. 401-424.
- BOGGS, S. (1968): Experimental Study of Rock Fragments. - Jour. Sed.Petrology, v. 38, pp.1326-1339.
- CAMERON, K.L. & H. BLATT (1971): Durabilities of sand size fluvial transport, Elk Creek, Black Hills, South Dakota. - Jour.Sed.Petrology, v.41, pp.565-576.
- CROOK, K.A.W. (1968): Weathering and rounding of quartz sand grains. - Sedimentology, v.11, pp.171-182.
- DICKINSON, W.R. (1970): Interpreting Detrital Modes of Graywacke and Arcose. - Jour.Sed.Petrology, v.40, pp.695-707.
- FRIEDRICH, O.M. (1953): Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen.- Radex-Rundschau, 7/8, 371-407.
- FRIEDRICH, O.M. (1956): Das Kupfervorkommen vom Oboiniggraben bei Eisenkappel. - Univ.Ber.Landesplanung Kärnten, 12 p.
- FRIEDRICH, O.M. (1968): Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. - Archiv f. Lagerstättenforsch.i.d. Ostalpen, 8, 1-136.
- FÜCHTBAUER, H. (1970): Sedimente und Sedimentgesteine. - Stuttgart, schweizerbart, 727 S.
- HADITSCH, J.G. & H. MOSTLER (1974): Mineralisationen im Perm der Ostalpen. - Carinthia II, 164/84, 63-71.
- KESLER, St.E. (1973): Copper, Molybdenum and Gold Abundances in Porphyry Copper Deposits. - Econ.Geol.,68,1,106-112.
- KRAJICEK, E. (1940): Notiz zu einem Kupfererzvorkommen im Oboiniggraben (Karawanken). - BHM, 88, 4,47-53.
- KRYNINE, P.D. (1948): The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. - Jour.Geology, v.56, pp.130-165.
- KUENEN, Ph.H. (1960): Experimental abrasion. 4. Eolian action. - Jour.Geol., vol.68, pp.427-449
- LEICHTFRIED, W. (1978): Feinstratigraphische Untersuchungen im Permoskyth des Montafon (Vorarlberg). - Unveröff.Diss.Univ. Innsbruck.
- MAXWELL, J.C. (1964): Influence of depth, temperature and geological age on porosity of quartzose sandstone. - Bull. Amer.Assoc.Petrol.Geol., v.48, pp.697-709.
- PETTIJOHN, F.J. (1975): Sedimentary Rocks. - 3. ed., Harper & Row, 628 p.
- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E. & R. SIEVER (1972): Sand and Sandstone. - New York, Springer, 618 p.
- SHUKIS, P.S. & F.G. ETHRIDGE (1975): A petrographic reconnaissance of sand size sediment upper St. Francis River, South-eastern Missouri. - Jour.Sed.Petrology, 45, pp.115-127.
- SIBLEY, D.F. & H. BLATT (1976): Intergranular pressure solution and cementation of the Tuscarora orthoquartzite. - Jour.Sed. Petrology, v.46, pp.881-896.
- SKOLNICK, H. (1965): The quartzite problem. - Jour.Sed.Petrology, v.35, pp.12-21.

TOWE, K.M. (1962): Clay mineral diagenesis as a possible source of silica cement in sedimentary rocks. - Jour.Sed.Petrology, v.32, pp.26-28.

Tafelerläuterung

Abbildung 1	Abbildung 2
3	4
5	6

Abbildungen 1-4, 6: Vergrößerung 93 x
Abbildung 5 : Vergrößerung 37 x

Abb. 1, 2, 4, 6: Ölimmersion

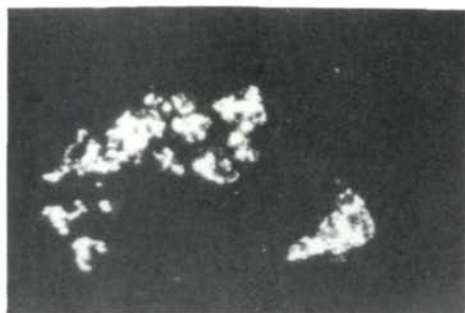
Der in den Abbildungen 1-6 wiedergegebene Mineralbestand setzt sich aus Kupferkies, Pyrit (Abb. 1) und Goethit (Übb. 2), aus dem aus Kupferkies hervorgegangenen Kupferglanz (Abb. 3-6), seltenerem Kupferindig (Abb. 6) und aus Malachit (als Porenfüller, Abb. 3, 5) zusammen. Auch dort, wo die primäre Kupfermineralisation schon völlig alteriert vorliegt, blieb der Pyrit sehr gut erhalten.

Die Anschliffe lassen manchmal die schon bei H. ANGERER et al. (1976: 36, 42-44) dargestellte Verdrängung vorbestandener Altmaterials (Feldspat, Glasscherben?) durch die Pyrit- und Kupfermineralisation undeutlich erkennen (Abb. 1, 3, vielleicht auch Abb. 4).

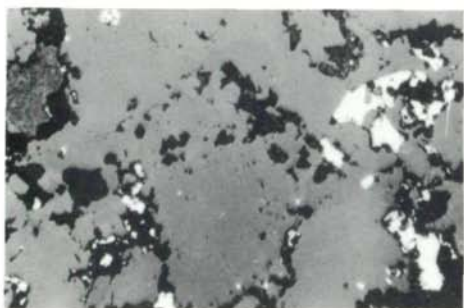
Da ein nachträglicher, d.h. nach der Sedimentation des erzführenden Detritus erfolgter Absatz von Kupferkies und Pyrit in den Zwickeln zwischen den übrigen Klasten mit guten Gründen ausgeschlossen werden kann, muß es sich bei den erwähnten Mineralen bzw. auch beim Kupferglanz, Kupferindig usw. in den Intergranularporen wohl nur um monomineralisches, detritäres Material, also um reine Erzmineralklasten handeln.



1



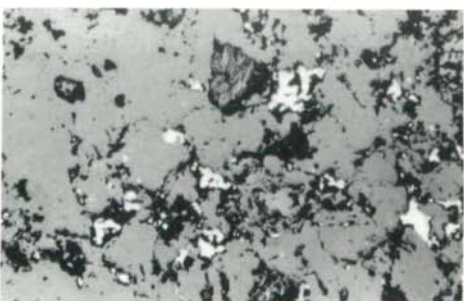
2



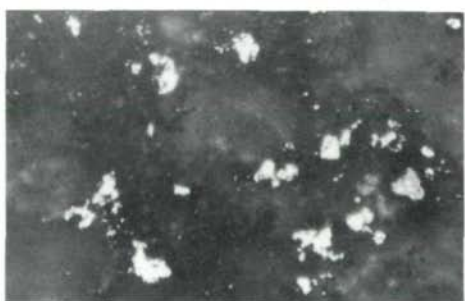
3



4



5



6