

Bibliothek der Geologischen Bundesanstalt

Wissenschaftliches Archiv

Inv.-Nr. **A 05355**

Standort **R**

Ordnungs-Nr. **Text**

1

Vertraulichkeit **3** AZ.:



1. Eingangsdatum 14. Okt. 1981	2. Berichtsart Forschungsbericht	3. ARCHIV - Nr. 05355
4. Titel des Berichtes Erkundung auf Mangan in den Strubberg - schichten im Gebiet N Golling- Abtenau (Salz - burg): Bericht.	5. Standort TEXT R	KARTE/BEIL.
	6. Ordnungszahl /	
11. Verfasser Faupl, Peter (Projektleiter); Mitarb.: Beran, Anton; Hamilton, Walter	7. A.Z. /	
	8. VERTRAULICHKEIT : 3	
	9. Abschlußdatum Wien, 1981	
12. Durchführende Institution (Name , Anschrift) Universität Wien: Institut für Geologie Universität Wien: Institut für Mineralogie und Kristallographie	10. Veröffentlichungsdatum	
	13. Ber.-Nr./Auftragnehmer	
	14. Projekt - Code S A 14180	
	15. Seitenzahlen 77	
17. Fördernde Institution (Name , Anschrift)	16. Literaturangaben	
	18. Abbildungen 27	
20. Projekttitlel	19. Tabellen	
	21. Beilagen 2	
23. Vorgelegt bei (Titel , Ort , Datum)	22. Erledigungen SACHBEARBEITER	
	B G L Ö ert. G	
	GEOKART EDV: Mann	
ÖK - Bl.-Nr. 94; 95	Kopie an REDAKTION zugeleitet am:	
Schlagwörter Strubbergsschichten; Manganerze; Tennengebirge; Tirolikum; Lias (oberer); Malm; Lithofazies; Tonmineralogie; Diagenese; Paragenese; Geo - chemie; Karten (geol.);	ANMERKUNGEN TA auf 21 ad	
	Sicherheitsfilm M... 460 - E... ul. Petzl	

Geol.B.-A. Wien



0 000001 271812

EDV: Mann

Bibliothek der Geologischen Bundesanstalt Wissenschaftliches Archiv	
Inv.-Nr.	05355
Standort	R
Ordnungs-Nr.	Text
A.-Z.:	/
Vertraulichkeit	3

Erkundung auf Mangan in den Strubbergsschichten
im Gebiet Golling - Abtenau (Salzburg)

PROJEKT SA 14/80

B e r i c h t

mit 27 Abb., 2 Tab. und 1 Beilage

Projektleiter: Univ. Doz. Dr. Peter Faupl*)

Mitarbeiter: Univ. Doz. Dr. Anton Beran**)

 cand. phil. Walter Hamilton*)



Wien, 1981

- *) Institut für Geologie der Universität Wien, Universitätsstraße 7, 1010 Wien
- **) Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien, Dr. Karl Luegerring 1, 1010 Wien

Inhalt

Zusammenfassung	2
1. Einführung	3
2. Schichtfolge und geologischer Aufbau	5
2.1 Tirolikum	6
2.2 Lammermasse	9
2.3 Zur stratigraphischen Stellung der Strubberg- schichten	11
3. Die lithofazielle Gliederung der Strubbergschichten ..	11
3.1 Die Mächtigkeit der Strubbergschichten	13
3.2 Die Ausbildung der Strubbergschichten in den Auf- schlußgruppen	13
3.3 Die makroskopische und mikroskopische Beschaf- fenheit der Strubbergschichten	24
4. Die Paragenesen der manganhaltigen Minerale	35
4.1 Methodik	35
4.2 Die manganhaltigen Karbonate	35
4.3 Die Karbonatmineralassoziationen	38
4.4 Sekundäre Manganminerale	40
5. Tonmineralogische Untersuchungen	41
5.1 Methodik	41
5.2 Die Schichtsilikate der Strubbergschichten	42
5.3 Anchizonale Metamorphose der Strubbergschichten ..	43
6. Beobachtungen zur Diagenese	43
7. Geochemie der Strubbergschichten	50
7.1 Methodik	50
7.2 Hauptelemente	51
7.3 Spurenelemente	54
8. Zur Genese der Manganführung in den Strubbergschich- ten	59
9. Ausblick	62
10. Literatur	64
Anhang I Chemische Zusammensetzung der Strubberg- schichten	67
Anhang II Röntgenographisch ermittelte Mineralphasen..	74

ZUSAMMENFASSUNG

Im Gebiet zwischen dem Paß Lueg und Abtenau in Salzburg sind seit geraumer Zeit schichtgebundene Manganvorkommen bekannt. Eine erste eingehende Untersuchung erfolgte durch CORNELIUS & PLÖCHINGER (1952). Im Zuge der hier vorliegenden Untersuchung wurde eine Neukartierung im Maßstab 1:10.000 durchgeführt und in den günstiger erschlossenen Regionen detaillierte Profilaufnahmen und Probenaufsammlungen getätigt. Der gesamte Komplex der Strubbergsschichten erreicht eine Mächtigkeit bis zu 200 m. Die manganführenden Schichten weisen im Sattelberggebiet einen Umfang von ca. 60 m auf.

Die Hauptmasse der Gesteine der Strubbergsschichten besteht aus kieseligen Mergelschiefen. Untergeordnet treten Tonschiefer, Kiesel-schiefer, Radiolarite und Kalke auf. Grobe Breccien bilden abschnittsweise markante Einschaltungen. Nach mikrofaziellen Gesichtspunkten läßt sich die Hauptmasse der Strubbergsschichten in zwei Gruppen einteilen: 1. Calcisphären-führende Wackestones bis Packstones (= manganarme Strubbergsschichten); 2. Calcisphären-freie Mudstones (= manganreiche Strubbergsschichten).

Die Manganführung ist überwiegend an eine karbonatische Mineralphase gebunden. Sekundäre (oxidische) Manganminerale treten nur ganz untergeordnet auf. Auf Grund von Mikrosonden-, auflichtoptischen und röntgenographischen Untersuchungen konnten folgende Mn-haltige Karbonatminerale festgestellt werden: Mn-arme und Mn-reiche Calcit, Dolomit (mit max. 2 Mol% $MnCO_3$), Kutnahorit, Ca-reicher Rhodochrosit. Dabei treten hauptsächlich zwei Karbonatmineralassoziationen auf: Manganarme Paragenese (≤ 5 Gew% MnO) mit Mn-armem Calcit und Dolomit; manganreiche Paragenese (> 5 Gew% MnO) mit Mn-reichem Calcit, Kutnahorit und Ca-reichem Rhodochrosit. An sekundären Manganmineralien konnten Pyrolusit und Manganit nachgewiesen werden; untergeordnet finden sich Birnessit und Todorokit.

Weitere Bestandteile der Strubbergsschichten sind vor allem Quarz, Muskovit-Illit, 14 Å-Chlorit, Pyrophyllit, Paragonit, Paragonit/Muskovit-Mixed Layer, Albit und als opaker Bestandteil Pyrit. Besonders das Auftreten der Schichtsilikate Pyrophyllit, Paragonit, Paragonit/Muskovit geben Hinweis auf eine anchizonale Metamorphose.

Mikroskopische Untersuchungen ermöglichen einen Einblick in die diagenetischen Abläufe, wobei das Auftreten mehrerer Karbonatmineralgenerationen sowie SiO_2 -Lösungsumsätze auffällig sind. Weiters liefert das Auftreten von Framboidpyrit Hinweise auf fröhdiagenetische Vorgänge.

Neben den Elementen Mn, Fe, Ca, Mg, Al wurden auch die Spurenelementgehalte von Cr, Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Sr bestimmt und statistisch ausgewertet. Die Hauptmasse der Gesteine der Strubbergsschichten weist MnO-Gehalte unter 5 Gew% auf. Der Schwerpunkt der manganreichen Gesteine, die etwa 1/4 der untersuchten Strubbergsschichten ausmachen, liegt zwischen 15 und 20 Gew% MnO. Das Mn/Fe-Verhältnis der manganreichen Strubbergsschichten liegt in guter Übereinstimmung mit GERMANN (1972) bei 2,3 und kann als charakteristisch für derartige Manganvorkommen in den Kalkalpen betrachtet werden. Bei den Spurenelementen ist bei den manganarmen Gesteinen eine positive Korrelation von Co und Zn mit MnO auffällig.

Hinsichtlich der Genese wird folgende Modellvorstellung entwickelt. Unter reduzierenden Bedingungen und einem alkalischen Milieu (Auflösung des Skelettopals) kommt es zu einer primären Mangankarbonatbildung (Ca-reiche Rhodochrosite) mit mikrosphärolithischen Strukturen. Eine vulkanogen-exhalative Tätigkeit wird als Quelle für die Mangananlieferung angenommen. Der erhöhte Mangan-gehalt der Calcite ist auf diagenetische Lösungsumsätze zurückzuführen. Der Einfluß der anchizonalen Metamorphose macht sich in der Ausbildung zonargebauter Mn-hältiger Karbonate bemerkbar.

Die eigentlichen Mangankarbonaterze mit 15 - 30 Gew% MnO zeichnen sich durch eine extreme Feinkörnigkeit, intensive Verwachsung mit Quarz und einen relativ hohen Pyritgehalt aus. Obwohl ihre Beschaffenheit für eine wirtschaftliche Nutzung wenig günstig erscheint, sind doch auf Grund der großen Verbreitung dieser manganführenden Gesteine beträchtliche Mengen an Mangan in diesem Untersuchungsgebiet vorrätig.

1. Einführung

Am Nordrand des Tennengebirges im Lammertal, zwischen Golling und Abtenau, in einer Längserstreckung von etwa 15 km, ist bereits seit langem eine schichtgebundene Mangananreicherung in den Strubbergsschichten bekannt. Eine erste Erwähnung ist aus dem ausgehenden 18. Jhd. bekannt (GÜNTHER & TICHY, 1979). Während der beiden Weltkriege wurden kleine Abbaue besonders im Gebiet des Strubbergssattels (Rocher- Unterberg) betrieben. Die Bezeichnung "Strubbergsschiefer" geht auf FUGGER (1915), der Name "Strubbergsschichten" auf SICKENBERG (1928) zurück.

Die umfangreichsten veröffentlichten Untersuchungen wurden von CORNELIUS & PLÖCHINGER (1952) im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt durchgeführt. Neben einer regionalgeologischen Bearbeitung wurde eine ganze Reihe von Mangangehaltsanalysen durchgeführt. Eine mineralogische Aufklärung der Mineralphasen konnte jedoch damals nicht durchgeführt werden. Anlässlich des Mangan-Symposiums in Mexico legten LECHNER & PLÖCHINGER (1956) neben einer kurzen Beschreibung der Lagerstätten auch Vorratskalkulationen vor. In einer zusammenfassenden Darstellung von GÜNTHER & TICHY (1979) sind eine ganze Reihe unveröffentlichter Berichte, überwiegend der Berghauptmannschaft Salzburg, mitberücksichtigt.

Das Vorkommen der Strubbergsschichten ist mit einer Reihe von anderen Manganschiefervorkommen im Bereich der westlichen und mittleren Kalkalpen verwandt. Es handelt sich dabei immer um jurassische Gesteinsserien. Arbeiten über diese Vorkommen liegen von GRUSS (1958), GERMANN & WALDVOGEL (1971) und GERMANN (1972) vor. Von GRUSS und GERMANN wurde auch im Rahmen ihrer Untersuchungen festgestellt, daß Rhodochrosit in den Strubbergsschichten, wie in den übrigen Manganschiefervorkommen, als primäres Manganmineral auftritt.

Die topographische Lage des in diesem Projekt untersuchten Gebietes ist der Abb. 1 zu entnehmen.

Ziel der vorliegenden Studie ist einerseits eine geologisch - sedimentologische Charakterisierung der schichtgebundenen Manganvererzung in den Strubbergsschichten. An Hand einer detaillierten geologischen Kartierung wurde die komplizierte tektonische Position der Strubbergsschichten und ihre Beziehung zur Lammermasse dargestellt. Als wertvolle Grundlagen waren uns neben den schon eingangs erwähnten Studien von CORNELIUS & PLÖCHINGER die Arbeiten von HÄUSLER (1979, 1981) und von HAMILTON (1981) zugänglich. Die lithofazielle Bearbeitung der Strubbergsschichten stützt sich auf Profilaufnahmen und die Untersuchung von gut erschlossenen Aufschlußgruppen. Hand in Hand mit diesen sedimentologischen Arbeiten wurde auch eine geochemische und mineralogische Bearbeitung vorgenommen.

Mit Hilfe des vorliegenden Datenmaterials ist es uns möglich Aussagen über das Bildungsmilieu und die Bildungsmechanismen sowie über die postsedimentäre Geschichte zu machen. Diese Studie soll gleichzeitig auch als Basis für eine eventuelle bergmännische Beurteilung des Manganvorkommens dienen.

OK Blatt 94
HALLEIN

OK Blatt 95
ST. WOLFGANG
im Salzkammergut

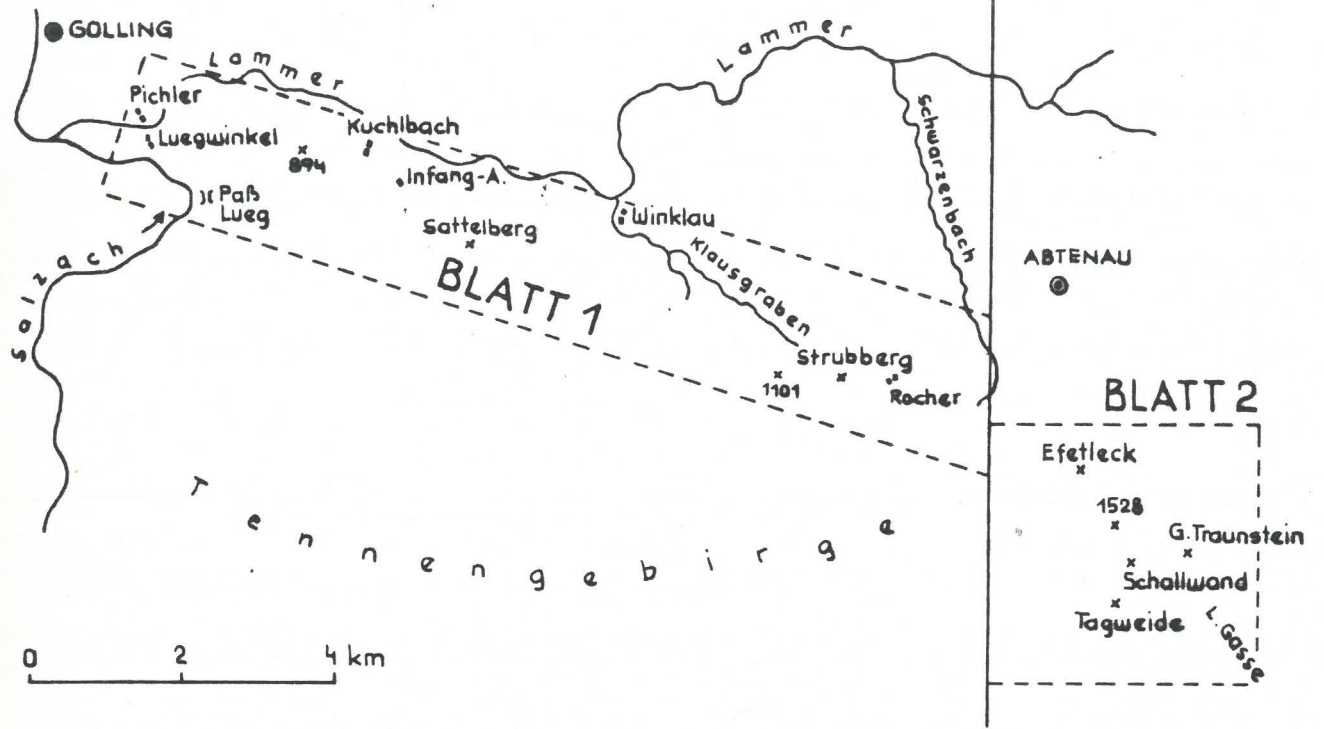


Abb. 1: Die Lage des Untersuchungsgebietes

2. Schichtfolge und geologischer Aufbau

(Beilage: Geologische Karte 1:10.000,
Blatt 1 und 2)

Der Nordrand der tirolischen Tennengebirgsdecke zwischen dem Paß Lueg im Westen und dem Firstsattel im Osten ist als nordtauchende Stirn mit mächtigen Dachsteinkalken entwickelt. Dem Dachsteinkalk lagert eine geringmächtige Juraentwicklung auf. Die Strubbergsschichten bilden das stratigraphisch hangendste Schichtglied dieser tirolischen Schichtfolge. Gegen das Hangende werden die Strubbergsschichten von triadischen Gesteinen der Lammermasse tektonisch überlagert.

Der Zug der Strubbergsschichten vom Pichler, ca. 1 km NW des Paß Lueg, über die Zimmerau, Ramserwiese, Infangalm, Sattelberg zum Rauhen Sommereck (893 m) wird nordöstlich des Rauhen Sommercks, auf einer Längserstreckung von etwa 2 km tektonisch abgeschnitten. Es stoßen im Bereich des Winkler tirolische Dachsteinkalke direkt an die Gesteine der Lammermasse. Erst im Klausgraben und im Bereich des Strubbergsattels (810 m) setzen die Strubbergsschichten wieder ein. Im Gebiet des Rocher etwas von Moränen überdeckt, ziehen sie dann weiter über den Firstsattel (1820 m). Zwischen dem Höllkar (833 m) und dem Efetleck (1087 m), NW der Schallwand, sind die Strubbergsschichten flächenmäßig etwas umfangreicher verbreitet.

Die Darstellung der auf der geologischen Karte (Beilage) ausgeschiedenen Schichtglieder unterscheidet zwischen den tirolischen Schichten und denen der Lammermasse.

2.1 Tirolikum

Dachsteinkalk (Nor - Rhät)

Die mächtige, nordwärts tauchende Stirn der Tennengebirgsdecke wird von undeutlich gebanktem, stellenweise auch massigem Dachsteinkalk aufgebaut. Er weist eine mittelgraue Farbe auf, besitzt einen kantigen Bruch und verwittert zu rundlichen Formen. Auf Grund von Megalodontenvorkommen an der Forststraße zur Schönalm, bis unmittelbar an die jurassischen Schichtglieder heranreichend, wird von H. ZANKL (1965) und H. HÄUSLER (1979, p. 95) angenommen, daß es sich um rhätische Anteile einer lagunären Fazies des Dachsteinkalkes handelt.

Im Gebiet der Tagweide, im Osten des Gebietes, tritt der Dachsteinkalk in Riffentwicklung auf. Der mittelgraue, ungebankte Kalk führt massenhaft Korallen und andere Rifforganismenreste. Er weist bereits makroskopisch einen typischen Riff- bis Riffschuttcharakter auf. Die hangendsten Partien des Dachsteinkalkes sind etwas dunkler gefärbt. Als besonders auffallend in dieser Riffentwicklung sind häufig ausgebildete Rotkalkspalten.

U.d.M. bietet sich das Bild eines Rudstones in Riffschuttfazies. Zwischen den großen Bioklasten von Gerüstbildnern fehlt jegliche Matrix. Die Zwischenräume sind von grobblockigem Zement erfüllt. Die Klasten bilden ein selbsttragendes Gefüge. Bei einer Zuordnung zu den Standard-Mikrofaziestypen (E. FLÜGEL, 1978) ergibt

sich das Bild des SMF-Typs 6 der für die Fazieszone 4 (Riff-Vorriff, hochenergetischer Bereich, Schutt aus dem Riff) charakteristisch ist.

Juraschichtfolge

Die tirolische Schichtfolge des Jura im Liegenden der Strubbergschichten ist im gesamten Verlauf des Tennengebirgsnordrandes maximal etwa 30 - 40 m mächtig (Sattelberg, Paß Lueg), erreicht jedoch diese Werte nur selten. Die einzelnen Schichtglieder sind oft im Streichen nicht weiter verfolgbar. Sie sind entweder in nur sehr lokalen Ablagerungsräumen sedimentiert worden, oder es handelt sich um tektonische Reduktion. Nur der flasrige Liasrotkalk läßt sich mehr oder weniger durchgehend vom Paß Lueg bis in das Gebiet Firstsattel/Obere Alm beobachten.

Die Unterschiede in der Liasschichtfolge sollen an Hand von zwei gut erschlossenen Profilen, am Sattelberg-Südrücken und im Bereich der Oberen Alm, demonstriert werden.

1. Sattelberg-Südrücken:

Im Hangenden des Dachsteinkalkes folgt ab einer Seehöhe von 930 m ein dunkelgrauer Kalk mit grauen Hornsteinen. Er wird etwa 15 m mächtig und ist dünnbankig, wellig-knollig geschichtet. Im Dünnschliff läßt der Biomikrit Ammonitenquerschnitte, Foraminiferen und Wühlgefüge erkennen. In Probe 68 konnten Involutina liassica (JONES), Nodosaria sp. und Fronicularia sp. (det. W. Piller, Wien) festgestellt werden.

Darüber folgt mit Übergang ein dunkler Kalk mit roten Hornsteinen, plattig entwickelt. Besonders auffallend sind die roten Hornsteine in Lagen und Knollen. Er erreicht etwa 2 m Mächtigkeit (in der geol. Karte überdimensioniert ausgeschieden).

Im Hangenden dieses Kalkes beginnt ein etwa 10 m mächtiger roter Knollenflaserkalk mit roten Hornsteinen, die knollig und lagig angeordnet sein können. Die Bankung beträgt 3 - 4 cm. U.d.M. erkennt man einen sehr biogenreichen Mikrit mit Echinodermenresten und Foraminiferen. A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLMANN (1970) wiesen daraus Involutina liassica (JONES) und Involutina turgida KRISTAN nach. Die Probe 69 erbrachte Nodosaria sp., Fronicularia sp., Lenticulina sp., Ophthalmidium leischneri (KRISTAN & TOLLMANN), Ophthalmidium carinatum (LEISCHNER) und Involutina gen. et spec. indet. (det. W. Piller, Wien). Das Gestein besitzt eine ausgeprägte,

schichtparallele Druckflaserung.

Aus dem Kalk geht allmählich ein ähnlich entwickelter roter Flaserkalk hervor, der jedoch keine roten Hornsteine führt. Er entspricht einem Adneter Kalktyp. Es handelt sich um einen Biomikrit mit Ammonitenquerschnitten. Geopedalgefüge in Form von Wasserwaagen sind beobachtbar. Der Adneter Kalk besitzt eine Mächtigkeit von etwa 5 m. In Probe 70 konnten Nodosaria sp., Frondicularia sp., Astacolus sp., Ophthalmidium leischneri (KRISTAN & TOLLMANN) und Vaginulinopsis sp. beobachtet werden (det. W. Piller, Wien). Die beiden letzten Rotkalk-Typen sind in der Geol. Karte unter einer gemeinsamen Signatur ausgeschieden.

Den hangendsten Abschnitt dieser höchstwahrscheinlich ausschließlich liassischen Schichtfolge bildet ein 10 m mächtiger, grauer Crinoidenspatkalk, welcher hornsteinfrei ist und eine braune Flaserung aufweist. Es handelt sich um Biosparite bis dichtgepackte Biomikrite. Neben dem Crinoidenspat finden sich untergeordnet Korallenfragmente und Foraminiferen. Einige Hinweise auf Bioturbation sind vorzufinden.

Das sedimentäre Environment für alle diese Kalktypen scheint sehr ähnlich gewesen zu sein. Es handelt sich um Ablagerungen in einem weitgehend gut durchlüfteten vollmarinen Bereich, der teilweise reichlich biogenen Detritus empfangen hat. Die geringe Mächtigkeit der Schichtfolge weist auf eine stark verminderte Sedimentationsrate hin.

2. Bereich der Oberen Alm:

Im Gegensatz zur Schichtfolge des Sattelberg-Südrückens, kommt es im Bereich der Oberen Alm zu stratigraphischen und tektonischen Komplikationen.

Die roten Liaskalke bilden das auf dem Dachsteinkalk unmittelbar Auflagernde. Sie kommen überwiegend in Spalten des Dachsteinkalkes vor. Im Gebiet der Wandalm liegen sie jedoch in kartierbarer Mächtigkeit dem Dachsteinkalk auf. Der Liaskalk besitzt eine hellrote Farbe. Er führt manchmal Ammoniten und sehr häufig Crinoidengrus. Es handelt sich um einen biogenführenden Mikrit. Er zeigt jedoch keine Ähnlichkeit mit den roten geflaserten Kalktypen des Sattelberges. Er besitzt auch keine Hornsteine und Flaserung. Auf der Geol. Karte (Blatt 2) wurde er jedoch mit der Signatur der roten geflaserten Kalke ausgeschieden.

Im Hangenden dieser weitgehend auf Dachsteinkalkspalten beschränkten Rotkalke ist ein mehr oder weniger gut gebankter, teilweise auch plattiger schwarzer Crinoidenkalk ausgebildet. Er erreicht SE der Oberen Alm 20 m Mächtigkeit. Aus diesen Kalken konnte PLÖCHINGER in CORNELIUS & PLÖCHINGER (1952, p. 161) Belemniten des Oberlias --Dogger auffinden. Die Kalke lassen eine Lamination im Millimeterbereich erkennen. Es wechseln mikritische mit sparrischen Laminae.

Gegen das Hangende werden die schwarzen Crinoidenkalke undeutlich gebankt, stellenweise sogar fast massig. Auch die Lamination geht verloren. Diese Kalke sind als dunkle Kalke mit grauen Hornsteinen in der Geol. Karte (Blatt 2) ausgeschieden.

Wichtig für die stratigraphische Stellung der Strubbergsschichten ist die bereits von CORNELIUS & PLÖCHINGER (1952) gemachte Beobachtung, daß die plattigen, schwarzen Crinoidenkalke und die dunklen Hornsteinkalke gegen NW zu mit Strubbergsschichten verzahnen. In der unmittelbaren Umgebung der Oberen Alm sind dann in den pelitreichen Strubbergsschichten nur mehr einzelne Linsen von Crinoidenkalken und weiter im Hangenden von dunklen Hornsteinkalken vorhanden. Diese Kalklinsen heben sich als morphologisch deutlich hervortretende Rücken von den weicheren Strubbergsschichten ab. Auf Grund dieser Verzahnung nehmen CORNELIUS & PLÖCHINGER (1952) an, daß die basalen Anteile der Strubbergsschichten ebenfalls noch dem oberen Lias angehören.

2.2 Lammermasse

Werfener Schichten

Diese Schichten treten in etwas ausgedehnterer Verbreitung am West- und am Ostabhang des Efetlecks, an der Basis der Lammermasse, auf. Bei Vorkommen, wie jenen im Bereich des First, kann es sich möglicherweise um in die Strubbergsschichten eingeglittene Schollen handeln. Es sind dort graugrüne Schiefer mit sehr starker tektonischer Beanspruchung. Diese Vorkommen erreichen jedoch nur eine Mächtigkeit von max. 5 m.

Gutensteiner Basisschichten und Gutensteiner Kalk

Die Hauptmasse des Gutensteiner Kalkes kommt eng mit Strubbergsschichten verfaltet im Gebiet des Efetlecks vor. Es handelt sich hier höchstwahrscheinlich um eine Melange von tirolischen Strubbergsschichten und basalen Gutensteiner Schichten der Lammer-

masse. Die dunklen Kalke erscheinen im Dünnschliff meist feinlaminiert und weisen mikrosparitische bis sparitische Internstrukturen auf. Manchmal sind auch Wühlgefüge zu beobachten.

Fragliche Gutensteiner Basisschichten kommen zusammen mit Dolomiten als Scholle in den Strubbergsschichten unmittelbar nördlich der verfallenen Hütte der Oberen Alm vor. Diese Kalke wechsellagern im cm-Bereich mit schwarzen Tonschiefern. Solche Gesteinstypen sind leicht mit Reingrabener Schiefern, aber auch mit Strubbergsschichten zu verwechseln. Auf Grund der ausgeprägten Kalkmikrit-Ton-Rhythmik dürften sie aber den Gutensteiner Basisschichten lithologisch am nächsten stehen. Auch weist eine kleine Mikrofauna auf Mitteltriasalter hin. Die Kalke sind lagenweise sehr fossilreich (Crinoiden, Foraminiferen).

Dolomitschollen der Oberen Alm

Im Bereich der Strubbergsschichten der Oberen Alm sind immer wieder Dolomite der Mitteltrias (nur lithofazielle Zuordnung; kein Fossilbeleg) anzutreffen. Die größte Scholle befindet sich unmittelbar nördlich der verfallenen Hütte der Oberen Alm und ist dort mit Gutensteiner Basisschichten vergesellschaftet. Ein kleines Vorkommen bildet auch der Dolomit östlich unterhalb des Firstsattels, in der Nähe der Schallwand. Der Dolomit ist dort mit Werfener Schichten vergesellschaftet. Ein drittes Vorkommen ist am Abstieg vom Firstsattel nach Westen, zur Wandalm, in einer Seehöhe von 1640 m, linker Hand des Steiges, zu sehen. Es handelt sich um einen intensiv von Calcitadern durchsetzten Dolosparit.

Kieselige Karbonate des Karn

Die kieseligen Kalke bis Dolomite des Sattelberges, des Lammerecks und des Vorderen Strubberges sind makroskopisch nur schwer zuordenbar. Sie wurden von HÄUSLER (1981) mit Hilfe von Conodonten in das Karn eingestuft. Es handelt sich um mittelgraue, kleinbrüchige Gesteine ohne deutliche Bankung. Manchmal führen sie längliche Hornsteine. Im Hangenden gehen sie an verschiedenen Stellen in Pötschen/Pedataschichten über (z.B. NE der Kote 1022 des Sattelberges oder am Nordabhang des Lammerecks, nach HÄUSLER, 1981, Beil. 11).

Die den Strubbergsschichten des Tirolikums auflagernden karnischen kieselig-dolomitischen Karbonate vor allem des Lammerecks und des Sattelberges werden von HÄUSLER (1979) als Gleitschollen

gedeutet, die während des Malm in die Strubbergsschichten eingeglitten sind. Die Kieselkarbonate des Vorderen Strubberges, NE des Strubbergsattels werden von HÄUSLER (1979) als Teile der tiefjuvavischen Lammermasse angesehen. Die Dachsteinkalkmasse nördlich des Firstsattels, der sogenannten Schallwand - Gr. Traunstein-Zug, wird als ein liegendegebliebener Rest der hochjuvavischen Dachstein/Berchtesgadener Decke interpretiert (HAMILTON, 1981).

2.3 Zur stratigraphischen Stellung der Strubbergsschichten

Auf Grund der zur Zeit bekannten Fakten über den stratigraphischen Umfang der Strubbergsschichten ist ein Alter von Oberlias bis Malm anzunehmen.

CORNELIUS & PLÖCHINGER (1952) beschrieben eine Verzahnung der Strubbergsschichten mit durch Belemniten des Oberlias bis Dogger belegten Crinoidenkalken im Gebiet der Oberen Alm im Osten des Gebietes. Diese Faziesverzahnung konnte ebenfalls beobachtet werden.

HÄUSLER (1979, p. 104) fand Altershinweise für Dogger in Strubbergsschichten, welche im Flußbett der Lammer, beim Luegwinkel, erschlossen sind. Im Gebiet der Infangalm, im Liegenden der Breccie konnte er Hinweise auf Malm gewinnen.

3. Die lithofazielle Gliederung der Strubbergsschichten

Auf der geologischen Kartierung im Maßstab 1:10.000 aufbauend, wurden die besterschlossensten Regionen ausgewählt und einer detaillierten Untersuchung unterzogen. Es sind dies folgende Aufschlußgruppen von Osten nach Westen gegliedert:

1. Firstsattel NW	Proben Nr.	1 - 33
2. Firstsattel SE		34 - 62
3. Gr. Traunstein, 300 m SSE		63 - 67
4. Klausgraben--Strubbergsattel		132 -156
5. Rauhes Sommereck E		95 -103
6. Sattelberg		68 - 94
7. Infangalmgebiet		120 -128
8. Lammereck SE		104 -119
9. Pichler NE, N Paß Lueg		129 -131

In vier Aufschlußgruppen war es möglich lithofazielle Säulenprofile zu rekonstruieren, wobei jedoch in keinem der Gebiete eine tatsächlich durchgehende Erschlossenheit gegeben ist. Es sind dies die Aufschlußgruppen:

Firstsattel NW

Klausgraben - Strubbergsattel

Rauhes Sommereck E

Sattelberg

Größere Schichtlücken sind in den Profilen berücksichtigt. Es war aber nicht immer möglich, die teilweise doch ganz beachtliche Faltung und bruchhafte Verformung in den Profilabschnitten voll zu berücksichtigen.

Bei der Kartierung der Strubbergschichten waren 3 Ausscheidungen auf der Karte auch regional durchzuführen. Manganfreie und manganarme Strubbergschichten sind unter dem Begriff "Strubbergschichten im allgemeinen" ausgeschieden. Davon wurden deutlich manganführende Schichten, die z. T. durch blaue Beläge auf den Kluftflächen auffallen, mit einer eigenen Farbsignatur abgetrennt. Es zeigt sich, daß die manganreicheren Partien im allgemeinen die hangendsten Abschnitte einnehmen.

Im Gebiet des Rauhen Sommerecks bis zur Infangalm sind grobe Karbonatbreccien in die Strubbergschichten eingeschaltet. Im Sattelberggebiet liegt die Breccie zwischen den manganfreien und den manganführenden Schichten. Am Rauhen Sommereck sind nur die tieferen Abschnitte und die Strubbergbreccie erschlossen. Die flächenmäßig große Verbreitung der Breccie am Nordabhang des Rauhen Sommerecks dürfte hauptsächlich durch einen Schnitteffekt mit dem Gelände bedingt sein. Die Strubbergschichten, und mit ihnen die Breccie, die in der Gipfelpartie einsetzt, fallen mit dem Hang nordwärts ein. Es war daher unser Eindruck, daß es sich nur um eine einzige, teilweise auch etwas an Störungen versetzte Breccienlage handelt, die den gesamten Nordhang bedeckt. Die hangenden manganführenden Partien sind erodiert und an der tektonischen Grenze zur Lammermasse hin unterdrückt.

Strubbergbreccien lagern im Gipfelgebiet des Lammerecks den kieseligen Karbonatgesteinen der Lammermasse auf, was als überzeugender Beleg für die intramalmische Eingleitung dieses Großkomplexes gilt (HÄUSLER, 1979).

3.1 Die Mächtigkeit der Strubbergsschichten

Das Abschätzen der Gesamtmächtigkeit der Strubbergsschichten ist in dem ungemein stark tektonisierten Gebiet schwierig. Die größte ermittelte Mächtigkeit konnte im Gebiet des Sattelberges mit rund 200 m festgestellt werden. Es ist jedoch anzunehmen, daß durch Verfaltung der Wert etwas zu hoch ist. Im Gebiet des Rauhen Sommerecks, wo nur der Liegendabschnitt unter der Breccienlage erhalten ist, konnte für diesen Profiltteil ca. 100 m ermittelt werden. Die Grenze gegen den Lias- und Dachsteinkalk ist dort durch eine Störung begrenzt.

Im Gebiet des Klausgrabens und Strubbergsattels sind große Teile des Profils nicht erschlossen. Unter Einbeziehung der nichtaufgeschlossenen Gebiete ist mit ca. 120 m Mächtigkeit zu rechnen. Im Bereich des Firstsattels konnten rund 110 m Schichtumfang rekonstruiert werden.

Zusammenfassend kann für den Gesamtkomplex der Strubbergsschichten eine Mächtigkeit zwischen 100 und 150 m angenommen werden. Im Gebiet des Sattelberges und SE des Lammerecks dürfte die Mächtigkeit auf 200 m ansteigen. Die im allgemeinen im Hangenden der Strubbergsschichten kartierbaren manganführenden Schichten dürften im Sattelberg und Lammereckgebiet ihre größte Mächtigkeit erreichen (ca. 60 m am Sattelberg).

3.2 Die Ausbildung der Strubbergsschichten in den Aufschlußgruppen

Trotz der Lückenhaftigkeit einzelner Profilabschnitte lassen sich doch in den einzelnen Gebieten markante lithofazielle Unterschiede erkennen.

Firstsattel NW (Abb. 2)

Das Profil wurde durch Begehung des Gebietes zwischen der Tagweide-Nordwand und der Schallwand, in einer Höhe zwischen 1540 und 1640 m, aufgenommen.

Die Strubbergsschichten grenzen im Liegenden mit tektonischem Kontakt an die Juraschichten der Tagweide. Es sind mehrere tektonische Einschleppungen von Strubbergsschichten in den Jurakalk zu beobachten. An der tektonischen Grenzfläche, aber auch innerhalb der Jurakalke sind oxidische Mangan-Eisenmineralkrusten von bis zu einigen cm Dicke zu beobachten. An Klüften dringt die bräunliche Verfärbung auch in die Jurakalke ein.

Der tiefere Abschnitt des Profils wird von dunkelgrauen, vereinzelt auch schwarzen Tonmergeln bis Kalkmergeln eingenommen. Der Karbonatgehalt liegt zwischen rund 30 - 60 Gew% CaCO_3 . Die Mergel sind immer etwas kieselig. Sie besitzen eine deutliche Schieferung, so daß die Bezeichnung Mergelschiefer angebracht erscheint. Ab Probe 11 erweisen sich die Mergelschiefer weniger kieselig; es kommt bis zur Probe 13 zu einem Wechsel von tonreicheren und etwas kalkreicheren Partien im dm-Bereich. In den Mergelschiefern sind immer wieder dunkle Flecken zu beobachten, die auf eine deutliche Bioturbation hinweisen. Der Mangangehalt der Gesteine in diesem tieferen Profilabschnitt liegt immer deutlich unter 1 Gew% MnO .

Nach ca. 20 m verschüttetem Abschnitt, der wahrscheinlich auch von Mergelschiefern eingenommen wird, folgt als morphologisch gut abgrenzbare Rippe, ein rund 40 m mächtiger, dunkelgrauer, teilweise auch schwarzer Kalk. Er ist deutlich im dm-Bereich gebankt.

Der verschüttete Bereich im Hangenden des Kalkes dürfte eine mergelige Lage repräsentieren.

Zwischen diesen Kalken und den Dachsteinkalken der Schallwand treten die manganführenden Schiefer auf. Mächtigkeitmäßig sind dies ca. 15 Meter. Es handelt sich um jene Manganschieferzone, die auch von CORNELIUS & PLÖCHINGER (1952) untersucht wurde. Die Mangangehalte liegen immer über 1 Gew% MnO . Die Mn-reichste Probe unmittelbar über dem Kalk enthält 29,9 Gew.% MnO .

Aus dieser Zone der Manganschiefer beschreibt CORNELIUS & PLÖCHINGER (1952, p. 214) ein Vorkommen einer meterlangen "Serpentinschliere", die stark von Manganoxiden umkrustet war. Bei unseren Aufnahmen war dieses Vorkommen leider nicht mehr aufzufinden.

Firstsattel SE (Abb. 3)

Im Gebiet des Firstsattels war es weder von der Aufgeschlossenheit, noch von den Lagerungsverhältnissen her möglich, ein Profil zusammenzustellen.

Die Grenze der Jurakalke gegen die Strubbergschichten ist ebenfalls stark tektonisch überprägt. Die Jurakalke tragen im Bereich dieser Bewegungsflächen deutliche oxidische Eisen-Manganmineralkrusten. Die MnO -Werte von zwei Proben liegen bei 28,0 und 31,3 Gew.%. Im Bereich dieser Krusten verwittern die Kalke braun.

Die Aufsammlung der Proben erfolgte in einer Höhe zwischen 1780 und 1720 Metern. Es wurden überwiegend manganführende Strubbergschichten angetroffen. Die Werte liegen über 1 Gew% MnO , der höchste Wert bei 14,3 Gew.%.

Profil: FIRSTSATTEL NW

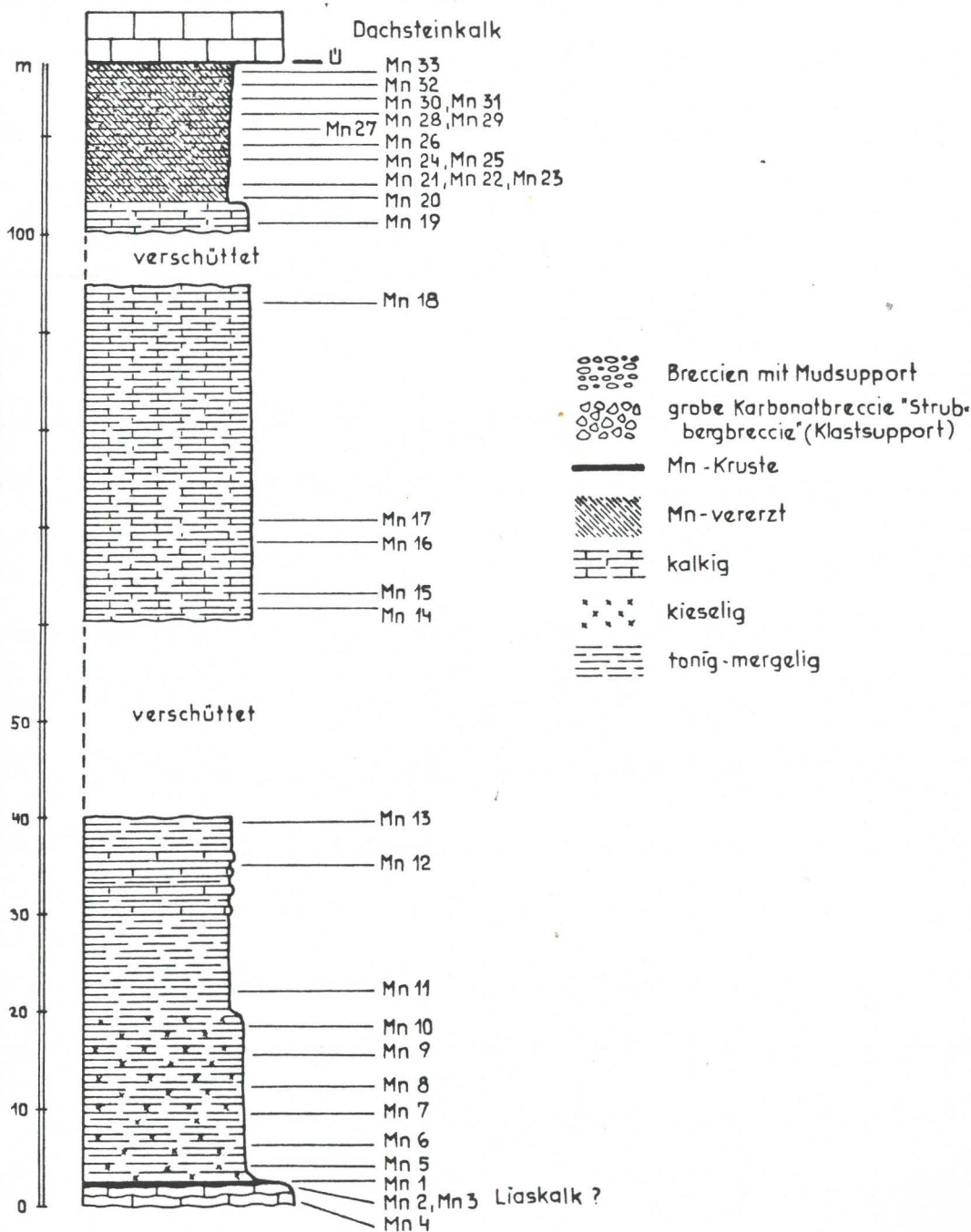


Abb. 2

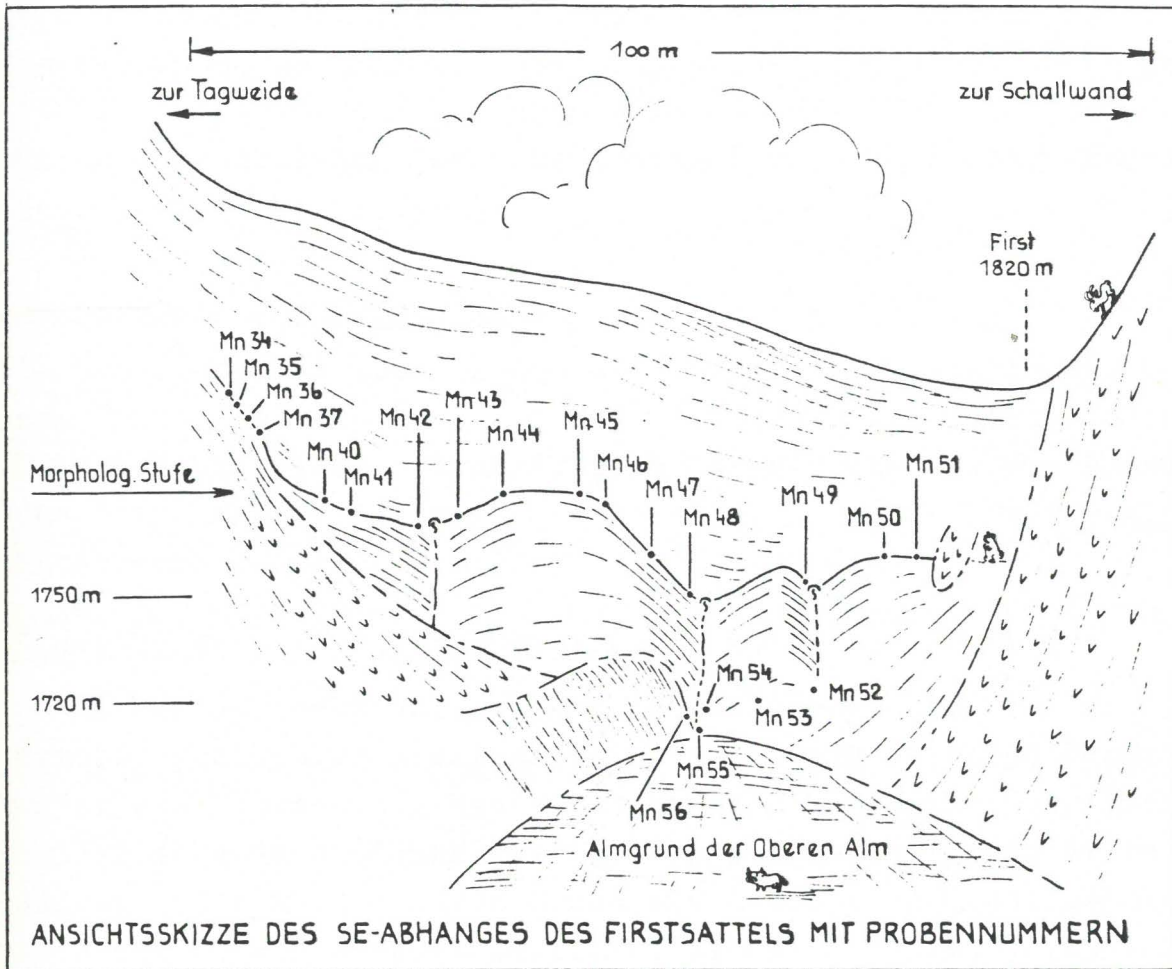


Abb. 3

Es ist für die starke Tektonisierung der Zone bezeichnend, daß sich die profilmäßig ermittelten Verhältnisse der NW-Seite des Firstsattels nicht auf die SE-Seite übertragen lassen.

Zwei kleine Probengruppen sind nicht in der Abb. 3 verzeichnet. Es handelt sich um die Proben 57 - 59, welche im westlichen der beiden Bachgerinne, 150 m WNW der verfallenen Hütte der Oberen Alm entnommen wurden. Die Proben 60 - 62 entstammen dem östlichen Bachgerinne. In diesen Probengruppen treten graphitische Tonschiefer ($< 5 \text{ Gew\% CaCO}_3$) und ebenfalls schwarze Tonmergelschiefer auf. Diese Gesteinstypen haben jedoch im Strubbergsschichtenkomplex nur sehr geringe Verbreitung.

Gr. Traunstein, 300 m SSE

Die Proben entstammen dem Grenzbereich der plattigen, schwarzen Crinoidenkalke zu Strubbergsschichten. Es handelt sich um einen Kalk und um weiche, feinblättrige Mergelschiefer. Die Proben, welche manganfrei sind, wurden in erster Linie für tonmineralogische Untersuchungen genommen.

Klausgraben - Strubbergsattel (Abb. 4)

Im Gebiet des Klausgrabens, der weitgehend im Streichen der Strubbergsschichten hinzieht, sind schätzungsweise 30 Mächtigkeitmeter erschlossen. Es handelt sich um dunkelgraue Mergelschiefer, teilweise auch um dünnblättrige, graphitische Typen. Einzelne Lagen fallen immer wieder durch einen etwas erhöhten Kieselgehalt auf. Auch was den MnO-Gehalt betrifft, wechseln manganführende Lagen (max. 25,2 Gew%) mit manganfreien Schieferen.

Die Basis des Profils ist nicht erschlossen. Die Fortsetzung des Profils in Gerinnen nördlich des Strubbergsattels ist weitgehend von Schutt verhüllt. Es sind erst die hangendsten 25 m wieder kontinuierlich zugänglich. Dieser Abschnitt ist überwiegend kieselig entwickelt und auf der Geol. Karte als manganführender Schiefer verzeichnet. Es sind jedoch zurücktretend auch hier manganfreie Lagen vorzufinden. Der höchste MnO-Gehalt liegt bei 26,3 Gew.%.

Im Vergleich mit dem Profil Firstsattel NW bestehen, was die lithologische Abfolge betrifft, keine direkten Vergleichsmöglichkeiten. In beiden Profilen fehlt die Strubbergbreccie. Im Klausgraben - Strubbergsattelgebiet sind auch die dunklen Kalke des

Profil: KLAUSGRABEN-STRUBBERGSATTEL

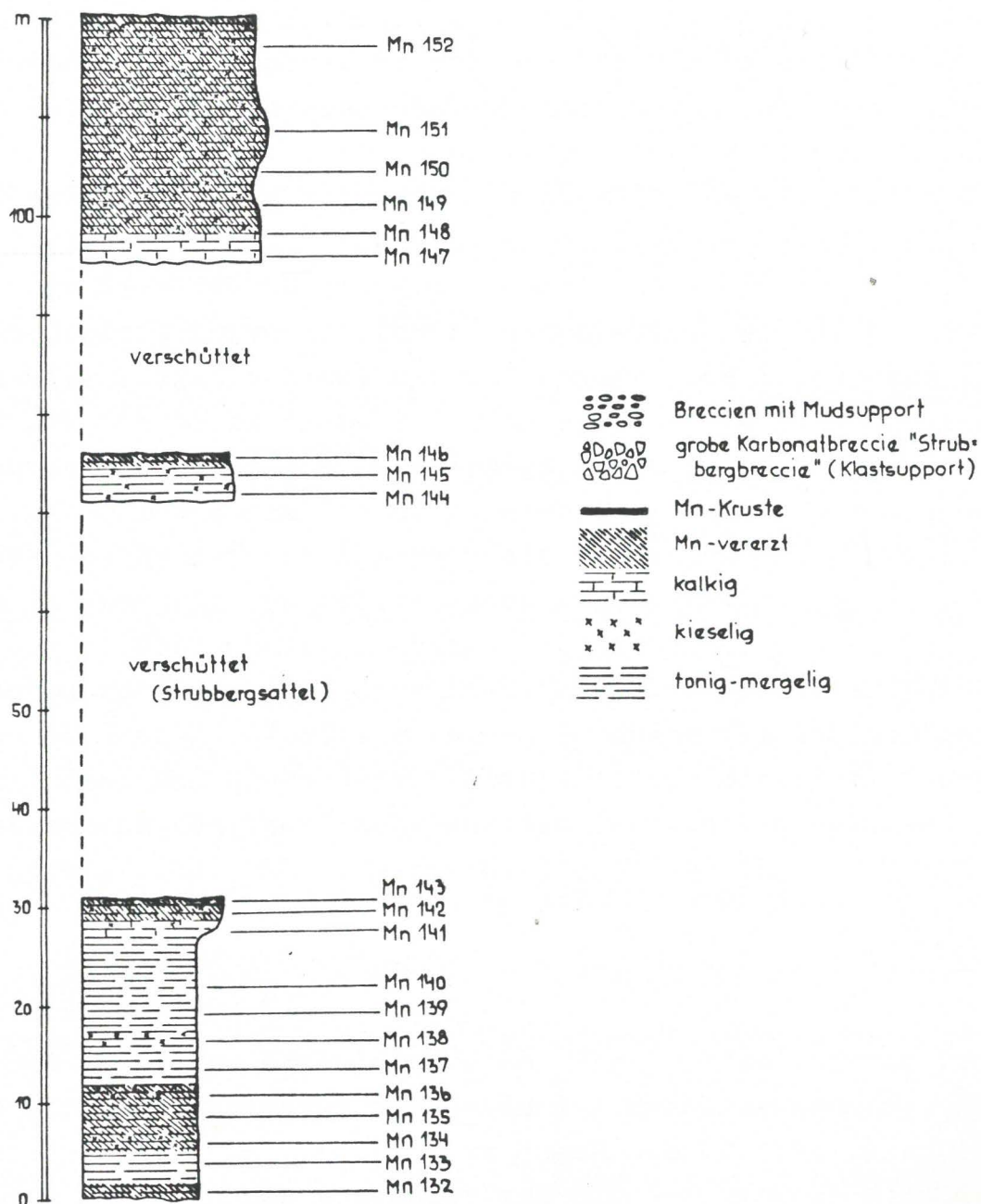


Abb. 4

Firstsattels NW^{nicht}anzutreffen. Es wäre vorstellbar, daß die gesamte, hier erschlossene Serie mit der Manganschieferserie im Hangenden der Kalke des Firstbergsattels zu vergleichen ist, und daß die tieferen Profilanteile tektonisch fehlen.

Rauhes Sommereck (Abb. 5)

Das Profil des Rauhen Sommerecks, das vom Gipfel (Kt. 893 m) dem Rücken nach SSE folgt, erschließt nur Strubbergsschichten im Liegenden der Strubbergbreccie. Gegen den Dachsteinkalk ist die Schichtfolge durch eine ENE-WSW-streichende Störung begrenzt. Die erschlossene Serie gehört den manganarmen Strubbergsschichten an. Es handelt sich um schwarze bis dunkelgraue Mergelschiefer, die verschieden intensiv kieselig sind. Zwei markante dunkelgraue, glasige Kieselgesteinslagen (Radiolarite) treten etwas hervor.

Besonders hervorzuheben sind schwarze, geröllführende Mergelschiefer (Geröllpelite) mit mudsupport. Die rundlichen Klasten sind aus der Strubbergsschichtfolge selbst herzuleiten. An diesen Intra-klasten sind auch graue wadartige Säume zu beobachten. Auch im unmittelbar Liegenden der Strubbergbreccie treten solche Geröllpelite auf. Es hat den Anschein als ob wenigstens ein Teil der schwarzen Pelitmatrix von Pelitklasten her stammt.

Die Strubbergbreccie selbst ist praktisch matrixfrei; es herrscht klastsupport vor. Die Geröllpelite im Liegenden der Strubbergbreccie sind auch an der Forststraße, am Nordhang des Rauhen Sommerecks erschlossen. Daß diese Geröllpelitlagen nur eine sehr begrenzte W-E-Erstreckung besitzen, geht aus dem Umstand hervor, daß im Sattelbergprofil, ca. 700 m westlich, dieser Gesteinstyp nicht vertreten ist.

Sattelberg (Abb. 6)

Das am besten erschlossene und auch vollständigste Profil in den Strubbergsschichten ist jenes des Sattelberges (Kt. 1022 m, W der Schönalm). Das Profil wird durch die Strubbergbreccie zweigeteilt. Der liegende Abschnitt ist ca. 140 m mächtig, und umfaßt im wesentlichen manganfreie Strubbergsschichten. Es handelt sich um schwarze bis dunkelgraue Mergelschiefer mit Mangangehalten unter 1 Gew% MnO. Es konnten jedoch vereinzelt auch einige deutlich manganführende Lagen beobachtet werden.

Profil: RAUHES SOMMERECK

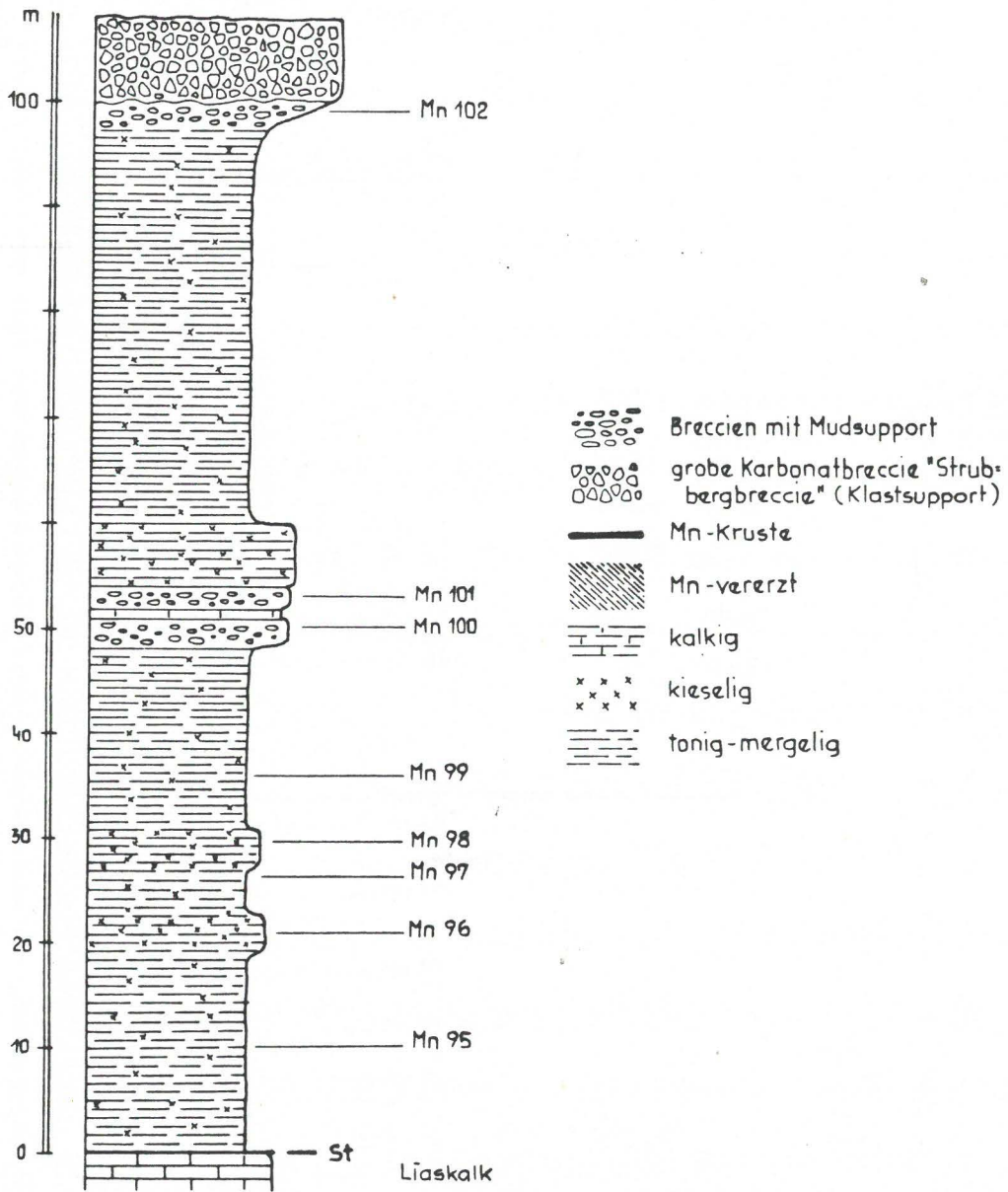


Abb. 5

Profil: SATTELBERG

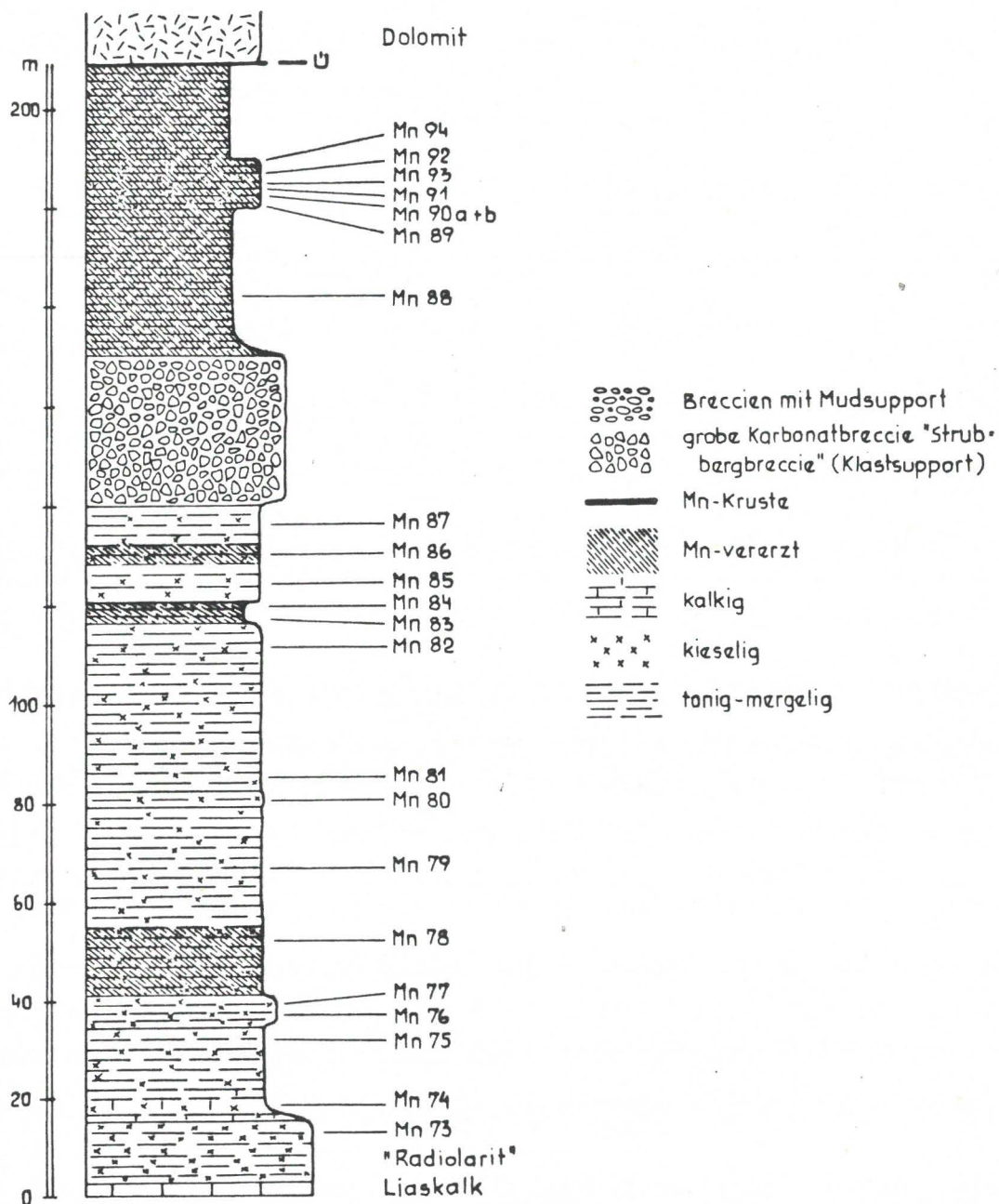


Abb. 6

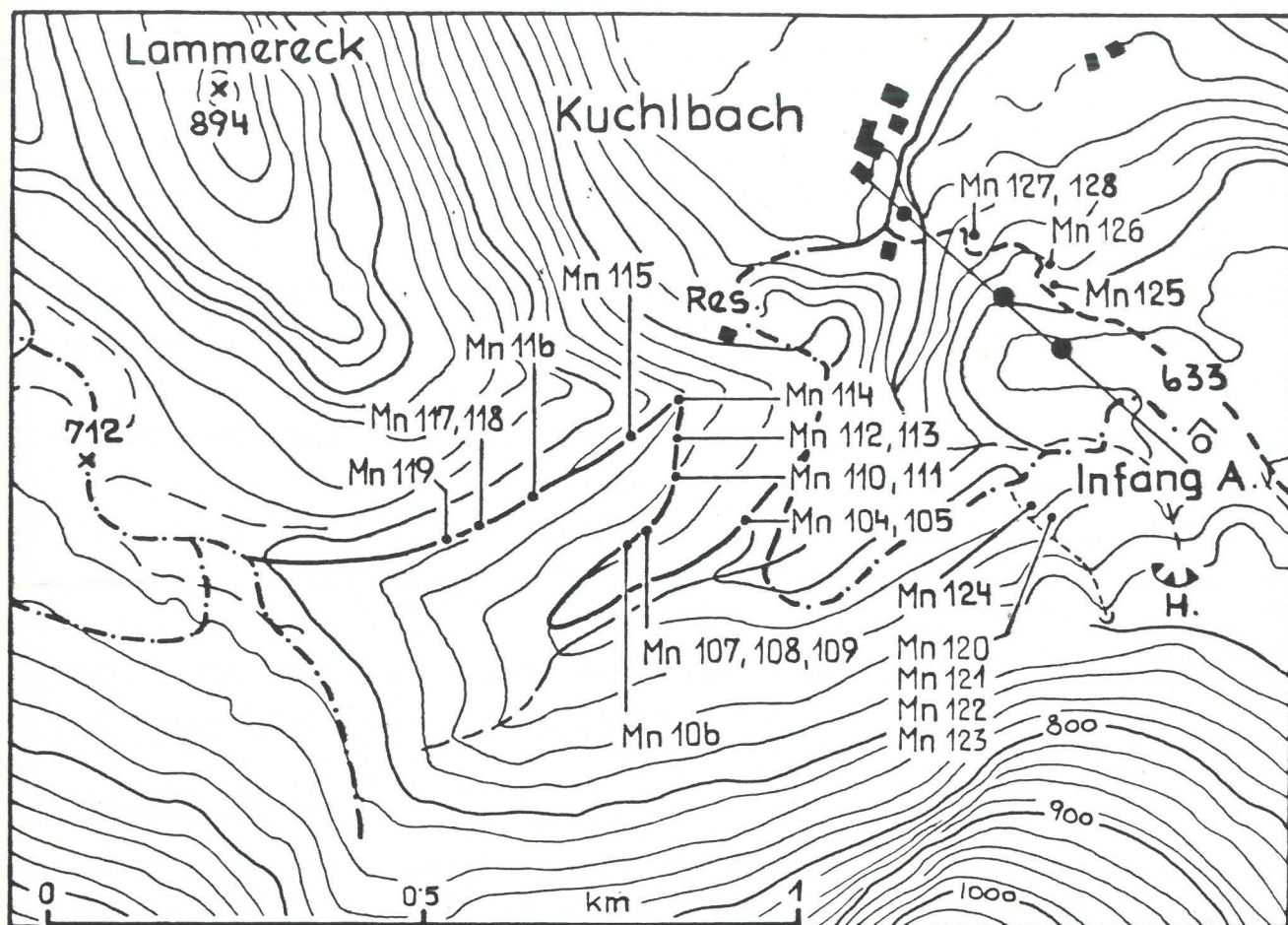


Abb. 7

Zwei dunkelgraue, muschelig brechende Radiolaritlagen treten in diesem Liegendabschnitt des Profils besonders hervor. Unmittelbar über dem grauen Crinoidenspatkalk folgt eine über 10 m dicke Lage. Eine dünnere Partie ungefähr bei Mächtigkeitmeter 40. Im Hangenden dieser Radiolaritlage setzt ein manganreicher Horizont ein.

Bei den Strubbergsschichten im Hangenden der Breccie handelt es sich um manganführende Schiefer. Eine besonders kompakte kieselige Partie tritt morphologisch deutlich hervor. Sie bildet die nördlich der Kt. 1022 m gelegene Erhebung. Die umgebenden Schiefer sind etwas tonreicher.

In diesem Profilabschnitt zeigt sich, daß Manganoxide in Form von Verwitterungsbildungen nur sehr untergeordnet beteiligt sind. Meistens handelt es sich nur um cm-dünne wadartige Krusten.

In der geologischen Karte von HÄUSLER (1981) ist im Bereich des Sattelberges noch ein zweites Strubbergbreccienvorkommen verzeichnet. Dieses konnte von uns nicht aufgefunden werden.

Infangalm und Weg Kuchlbach--Infangalm (Abb. 7)

In diesem Gebiet war es nicht möglich ein Profil zusammenzustellen. Es scheint innerhalb der Strubbergsschichten eine Verfaltung oder Schuppung zu geben.

In einem Bachanriß, 200 m SW der Infangalm, war in der Strubberg-Breccie einige interessante Detailbeobachtungen möglich. Im Hangenden einer etwa 80 cm dicken Kalkkonglomeratbank (klastsupport) folgt ein mit ihr verbundener mittelkörniger Kalkarenit, der die strukturellen Merkmale des BOUMA T_b - und T_c -Abschnittes eines Turbidites erkennen läßt. Solche Hinweise auf turbiditische Lagen sind in den Strubbergsschichten sonst kaum zu beobachten. Leider sind keine Flute casts entwickelt.

Lammereck SE (Abb. 7)

Auch im Bereich des Lammerecks war es auf Grund der Aufschlußverhältnisse nicht möglich ein Profil zusammenzustellen. Die manganführenden Strubbergsschichten sind jedoch flächenmäßig breit vertreten. Die entnommenen Proben sind in einer Wegskizze (Abb. 7) verzeichnet. Es konnte sehr frisches Material gewonnen werden. Wie am Sattelberg treten auch hier kieselreichere kompaktere Partien besonders hervor. In Manganoxide umgesetztes Material scheint auch hier mächtigkeitsmäßig nur eine untergeordnete Rolle zu spielen. Die Breccienvorkommen reichen nicht mehr bis in das Gebiet des Lammerecks.

Pichler NE, N Paß Lueg

Diese Lokalität bildet ein isoliertes Vorkommen. Es stehen dunkelgraue Mergelschiefer an. In kieselig laminierten Partien ist auch eine Manganführung festzustellen. Eine profilmäßige Zuordnung ist für diese Aufschlußgruppe nicht möglich. Die Proben 129 - 139 stammen aus dem Anstehenden neben dem Weg, der vom Gehöft Pichler entlang der Lammer führt, ca. 250 m NE des Gehöfts.

3.3 Die makroskopische und mikroskopische Beschaffenheit der Strubbergsschichten

Bei den Dünnschliffpräparaten wurde etwa die Hälfte der Dünnschliff-Fläche mit Alizarin S und Kaliumhexacyanoferrat (III) nach der Methode von EVAMY (1963) gefärbt. Diese Färbemethode ermöglicht eine mikroskopische Differenzierung bei den Karbonatmineralien nach Calcit und Dolomit sowie nach ihrem Eisengehalt.

Nach mikrofaziellen Gesichtspunkten läßt sich die Hauptmasse der Strubbergsschichten in zwei Mikrofaziestypen untergliedern:

1. Calcisphären-führende Wackestones bis Packstones
2. Calcisphären-freie Mudstones, teilweise mit einer ausgeprägten Feinlamination

Die Calcisphären-führenden Typen sind manganarm. Ihr Gehalt liegt meist unter 1 Gew.% MnO; er überschreitet die 5 Gew%-Grenze nur in wenigen Fällen. Bei den Calcisphären-freien Mudstones handelt es sich um manganreiche Gesteine. Diese beiden Mikrofazies-haupttypen unterscheiden sich auch in ihrer Karbonatmineral-Assoziation (Kap. 4.3). So entspricht die Calcisphären-führende Fazies der manganarmen Assoziation mit Mn-armen Calcit + Dolomit.

Als Calcisphären werden hier, rein beschreibend, kugelige Gebilde bezeichnet, welche überwiegend aus Calcit bestehen. Sie lassen manchmal eine Schalenstruktur erkennen. In der Mehrzahl dürften sie aus Radiolarien und Schwammnadelquerschnitten hervorgegangen sein.

3.3.1 Calcisphären-führende Wackestones bis Packstones (= Manganarme Strubbergsschichten)

Die Hauptmasse dieser Fazies mit MnO-Gehalten überwiegend < 5 Gew% besteht aus schwarzen bis dunkelgrauen mergelig-kieseligen Schieferen. Je nach Karbonat- oder Kieselgehalt wechselt ihre Kompaktheit. Die kieselreichen Varietäten zeichnen sich durch einen scharfkantig, splittrigen Bruch aus. Bläulich schillernde Beläge weisen auf einen erhöhten Mangangehalt hin. Weitgehend "manganfreie" Schiefer können in der unmittelbaren Nachbarschaft zu manganhaltigen auch solche Beläge führen.

Es handelt sich bei diesen Gesteinen um Calcisphären-führende Wackestones bis Packstones, je nach dem ob Mudsupport oder Grain-support vorherrscht. Nur vereinzelt und lagenweise sind sie auch als Mudstones entwickelt. Inhomogenitäten in der Packung weisen

meist auf Bioturbation hin (Abb. 8). An weiteren Komponenten treten neben den Calcisphären nur ganz vereinzelt karbonatische Bioklasten, wie Crinoidenspat, Foraminiferenbruchstücke und Ostracodenschalen auf.

Als terrigene Komponenten sind hauptsächlich Quarz in Siltkorngröße (0,02 - 0,07 mm) feinverteilt anzutreffen. Röntgenographisch ist auch meist Albit nachzuweisen. Sehr zurücktretend finden sich einzelne Hellglimmerschuppen.

Die Calcisphären mit Durchmessern von 0,05 - 0,15 mm werden hauptsächlich von sparitischem bis mikrosparitischem eisenhaltigen Calciten aufgebaut. Sie sind aus Radiolarien und Schwammspicula hervorgegangen (Abb. 9). Relikthaft ist manchmal noch die Primärstruktur, besonders von Radiolarien festzustellen (Abb. 13). In eher seltenen Fällen ist das Skelett ganz oder teilweise als mikrokristalliner Quarz erhalten. Mitunter ist auch Dolomit am Aufbau der Calcisphären beteiligt. Dolomit tritt im allgemeinen als früher Zement in den ehemaligen feinen Poren der Radiolarienwände oder als Bewuchs an den Innenwänden der Skeletthohlräume auf. Er befindet sich aber auch in Form eu- bis anhedraler Kriställchen im Calcitgefüge der Calcisphären eingesprengt. Ebenso kann mikrokristalliner Quarz eingewachsen sein. Neben den Calcisphären wurde auch in manchen Proben filamentartige SiO_2 -Komponente beobachtet.

Im Gegensatz zum Karbonat der Calcisphären handelt es sich bei Crinoidenspat und auch ^{bei} anderen Schalenfragmenten auf Grund der Färbereaktion um "reine" Calcite.

Die Grundmasse ist im allgemeinen kieselig-mergelig ausgebildet. Organische Substanz, die häufig in Suturen konzentriert ist, färbt das Gestein dunkel. Die SiO_2 -Substanz ist meist feindispers verteilt und so nur schwer zu erkennen. Vereinzelt ist mikrokristalliner Quarz in unregelmäßigen Flecken angereichert.

Kleinkörnige eu- bis anhedrale Dolomitkristalle (0,01 - 0,02 mm) finden sich in die Grundmasse eingesprengt. Je kieselreicher die Gesteinsvarietät ist, um so zahlreicher sind diese Dolomite. Daneben treten vereinzelt auch etwas größere Dolomitrhomboeder auf.

Pyrit (meist Framboidpyrit) ist in den Gesteinen regelmäßig vertreten, wobei es lagenweise aber in Form von Aggregaten zu starken Anreicherungen kommen kann (Abb. 10).

Besonders bei Proben mit Mangangehalten über 1 Gew%. MnO war ein Hervortreten einer Lamination zu beobachten. Die hellen Lagen führen reichlich Calcisphären, meist mit Grainsupport (Typ Packstone). Die dunklen Lagen repräsentieren Calcisphären-ärmere Ty-

pen (Typ Wackestone bis Mudstone) (Abb. 11, 12). Die Lamination dieser manganarmen Proben ist jedoch gröber, nicht so regelmäßig ausgebildet und auch nicht so häufig wie in den manganreichen Strubbergsschichten.

Ein allgemein beobachtbares Gefügemerkmal sind weitgehend ss-parallele Suturen. In vielen Fällen sind die Calcisphären an solchen Suturen deformiert. In den Suturenflächen sind Tonminerale, organische Substanz, sowie Eisen- und Manganoxidhydrate angereichert. In tonreichen Gesteinsvarietäten ist auch eine Transversalschieferung zu beobachten.

In manchen Proben sind die Calcisphären die Hauptträger des Karbonatgehaltes. Der schwache Mangangehalt bis etwa 5 Gew% MnO ist in erster Linie an die karbonatischen Zementminerale dieser Calcisphären gebunden.

Eng verwandt mit der Hauptmasse der eben beschriebenen Strubbergsschichten sind Kieselschiefer bzw. dunkelgraue Radiolaritlagen. Ihre Mangangehalte liegen unter 1 Gew% MnO. Sie unterscheiden sich von den Strubbergsschichten in erster Linie dadurch, daß die Grundmasse fast zur Gänze aus mikrokristallinem Quarz besteht. Auch die Radiolarien und Schwammspicula sind überwiegend als mikrokristalliner Quarz erhalten. Kleine Dolomitkriställchen, häufig in Form von Rhomboedern, sind in diese Grundmasse eingesprengt. Die geringen Gehalte an Calcitcement sind praktisch ausschließlich an die SiO₂-Skelettreste gebunden, die durch das Karbonat eine selektive Verdrängung erfahren haben.

Im Radiolarit der Probe 96 tritt fleckenförmig grobspätiger Dolomit auf. Der Calcitcement ersetzt in diesem Fall die ehemaligen SiO₂-Skelette nur im Bereich dieser Dolomitflecken.

Der rund 40 m mächtige, dunkelgraue bis schwarze Kalk aus dem Profil des Firstsattels NW mit einem MnO-Gehalt unter 1 Gew% soll ebenfalls hier beschrieben werden. Es handelt sich um einen teilweise sehr fein laminierten Mudstone. Eingestreut findet sich ein wenig Echinodermenspat. Terrigener Quarz im Siltkorngröße ist mit max. 2 Vol-% vertreten. Anzeichen von Bioturbation sind zu beobachten.

Das Gestein läßt eine intensive Suturen erkennen. In den Suturen ist neben Tonsubstanz auch organische Substanz angereichert. Im Auflicht konnten vereinzelte "graphitische" Schüppchen ($R_{\max} \sim 17\%$, $R_{\min} \sim 5\%$) und Limonit nachgewiesen werden. Hand in Hand mit einer intensiven Durchbewegung geht auch eine Rekristallisation des Karbonatgefüges. Die Hauptmasse liegt als Mikrospat vor. Auch stark

ausgelängte Bioklasten sind intensiv rekristallisiert. In diesem mikrosparitischen Calcitgefüge finden sich gleichmäßig verteilt einige wenige ($< \text{Vol } 2\%$) teils euhedrale, teils anhedrale Dolomitskristalle ($\leq 0,07 \text{ mm}$). Ebenfalls sind vereinzelte framboidartige Pyrite zu beobachten.

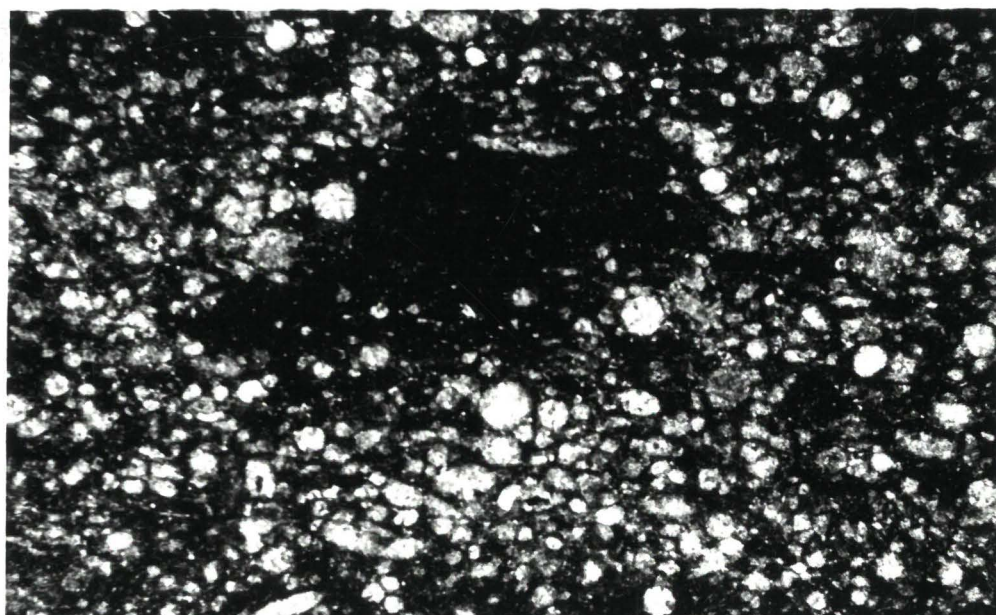


Abb. 8: Inhomogenität in der Packung der Calcisphären als Hinweis auf Bioturbation. Manganarme Strubbergschichten ($\text{MnO} < 1 \text{ Gew.}\%$); Probe 79, Sattelbergprofil. Bildhöhe 2,2 mm, Durchlicht, gekr. Pol.

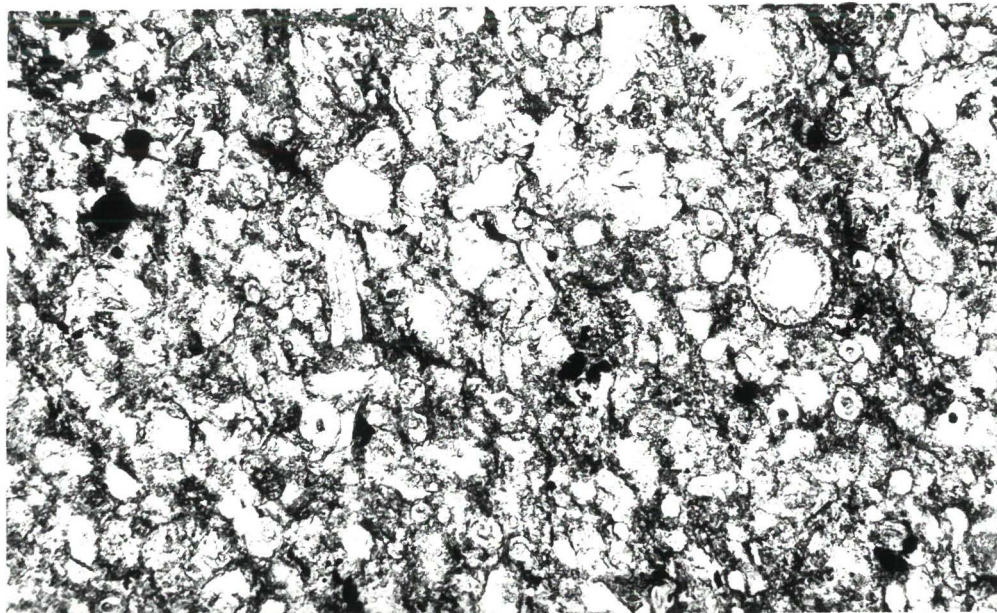


Abb. 9: Schwammspicula- und Radiolarien-führender Packstone mit kieselig-mergeliger Grundmasse. Die biogene Kieselsubstanz der Skelette ist fast vollständig durch Calcit ersetzt. Manganarme Strubbergschichten; Probe 75, Sattelbergprofil. Höhe des Bildes 0,9 mm, Durchlicht, parallele Pol.

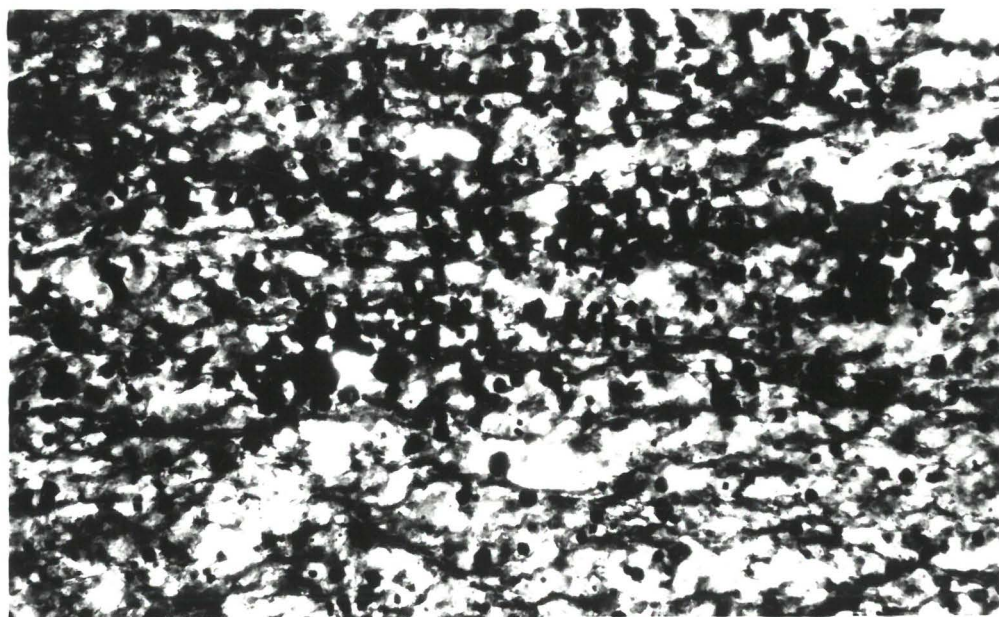


Abb. 10: Lagenweise Anreicherung von Pyrit in den manganarmen Strubbergschichten. Teils Framboidpyrite, teils idiomorphe Pyrite. Probe 142, Klausgraben. Bildhöhe 0,36 mm, Durchlicht, parallele Pol.

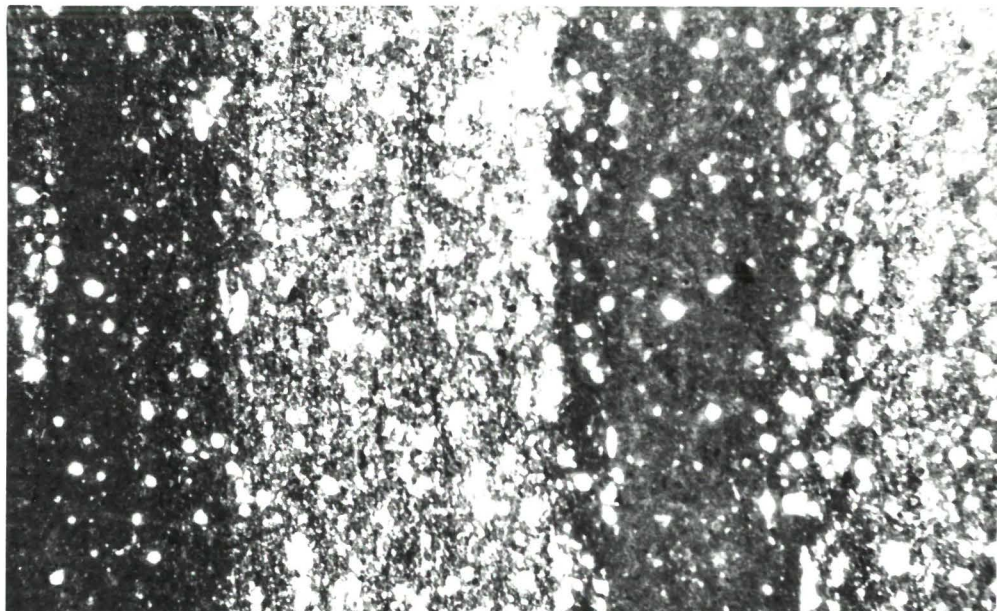


Abb. 11: Ausbildung der Lamination in den manganarmen Strubberg-schichten. Die einzelnen Lagen unterscheiden sich im Calcisphäreng Gehalt. Probe 131, NE Pichler. Bildhöhe 2,2 mm, Durchlicht, parallele Pol.

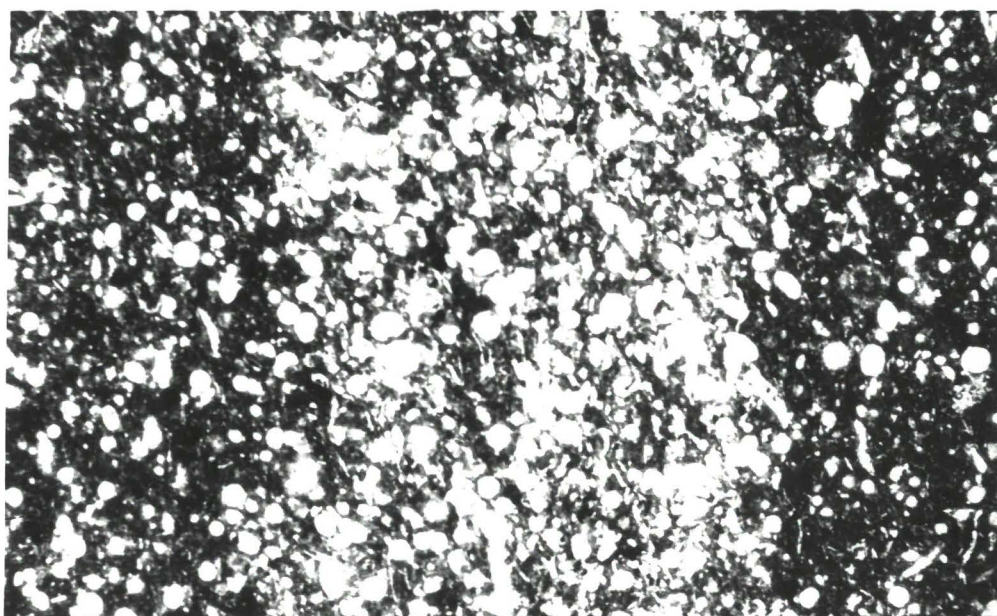


Abb. 12: Manganarme Strubberg-schichten: Die Lamination ist durch einen Wechsel von hellen, Calcisphären-reichen (= Packstone) und Calcisphären-ärmeren Lagen (= Wackestones) bedingt. Filamentartige SiO_2 -Substanz findet sich in der Calcisphären-reichen Lage. Probe 110, Lammereck SE. Bildbreite 2,2 mm, Durchlicht, parallele Pol.

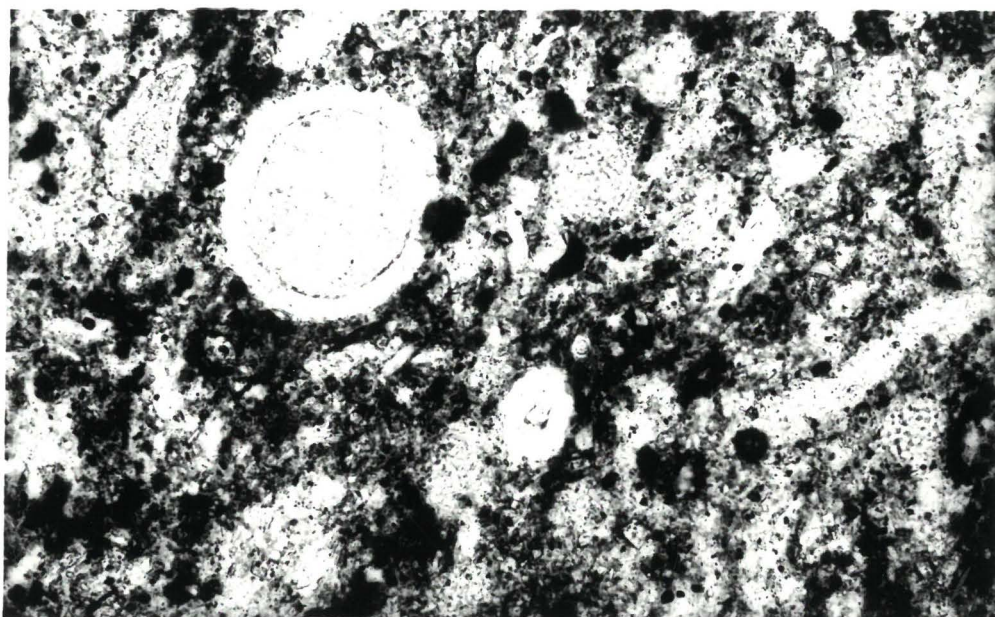


Abb. 13: Reliktisch erhaltene Radiolarienstrukturen und Schwamm-
spiculaquerschnitt (Mitte unten). Radiolaritlage aus
den Strubberschichten mit geringem Karbonatgehalt.
Probe 80, Sattelberg. Höhe des Bildes 0,36 mm, Durch-
licht, parallele Pol.

3.3.2 Calciphären-freie Mudstones

(Manganreiche Strubbergsschichten)

Makroskopisch lassen sich in dieser Gruppe von Strubbergsschichten (mit Mangangehalten überwiegend $> 10\text{Gew\% MnO}$) zwei Gesteinstypen unterscheiden:

1. Dichte, feinkörnige, dunkelgraue bis schwarze Gesteine ohne Internstrukturen
2. Feinkörnige, schwarze Gesteine mit einer straffen Millimeter-dicken, ebenflächigen Lamination

Beide Gesteine zeichnen sich auf Grund ihres hohen Kieselsäuregehaltes durch eine große Zähigkeit und Härte aus.

Die Feinlamination des Typs 2 ist unter dem Mikroskop nicht so markant ausgeprägt, wie bei makroskopischer Betrachtung (Abb. 15). Die einzelnen Lagen unterscheiden sich in erster Linie im Pigment und Kieselsäuregehalt. Abgesehen von dieser Lamination haben beide Typen einen weitgehend ähnlichen mikroskopischen Aufbau.

Es ist für diesen Mikrofaziestyp kennzeichnend, daß er praktisch keine Calciphären führt.

Eine einzige Ausnahme bildet Probe 77, bei der es sich um einen Calciphären-führenden ($< 5\text{ Vol.-%}$) Mudstone handelt.

Die Gesteine weisen ein feinkörniges mikrosparitisches bis mikritisches Karbonatgefüge auf. Bei stärkerer mikroskopischer Vergrößerung zeigt sich, daß teilweise das Karbonatgefüge eine mikrosphärolithische Struktur besitzt (Abb. 14).

Diese Mikrosphärolithe sind meist auf Grund einer intensiven Rekristallisation des Karbonatgefüges nur mehr schemenhaft zu beobachten.

Sie weisen Durchmesser von 5 - 15 μm auf und bestehen im allgemeinen aus 1 bis 3 Lagen, seltener mehr, wobei die Lage häufig von radialfaserigem, Ca-reichem Rhodochrosit aufgebaut sind.

Im Kern solcher Mikrosphärolithe ist oft ein Mn-hältiger Calcit zu beobachten.

Neben diesen mikrosphärolithischen Strukturen treten im feinkörnigen Karbonatpflaster vereinzelt auch etwas größere, klare, teilweise euhedrale Karbonatkristalle auf, die einen Zonarbau erkennen lassen. Die deutlich abgegrenzte Hülle wird von einem dünnen bräunlichen Rhodochrositsaum gebildet.

Solche manganreiche Hüllen sind auch um Mn-Calcitaggregate zu beobachten (Abb. 14 c, 23, 24).

Auf solche zonargebauten Karbonatkristalle hat bereits GRUSS (1958) hingewiesen.

Das Auftreten von mikrosphärolithischen Strukturen ist auch aus anderen karbonatischen Manganzlagerstätten bekannt (VARENTSOV, 1964; VARENTSOV & RAKHMANOV 1980; LECLERC & WEBER, 1980).

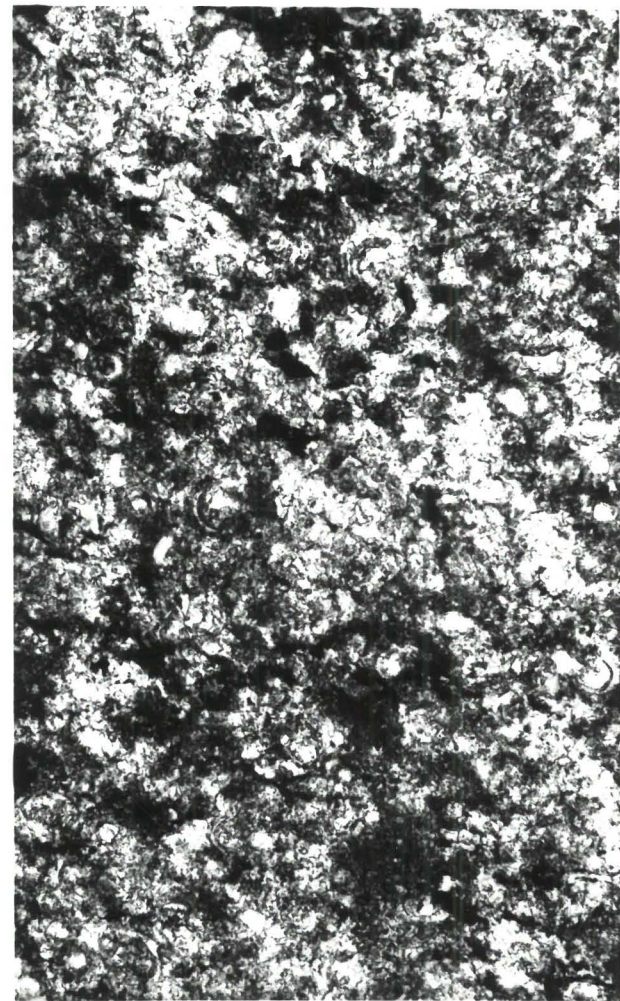
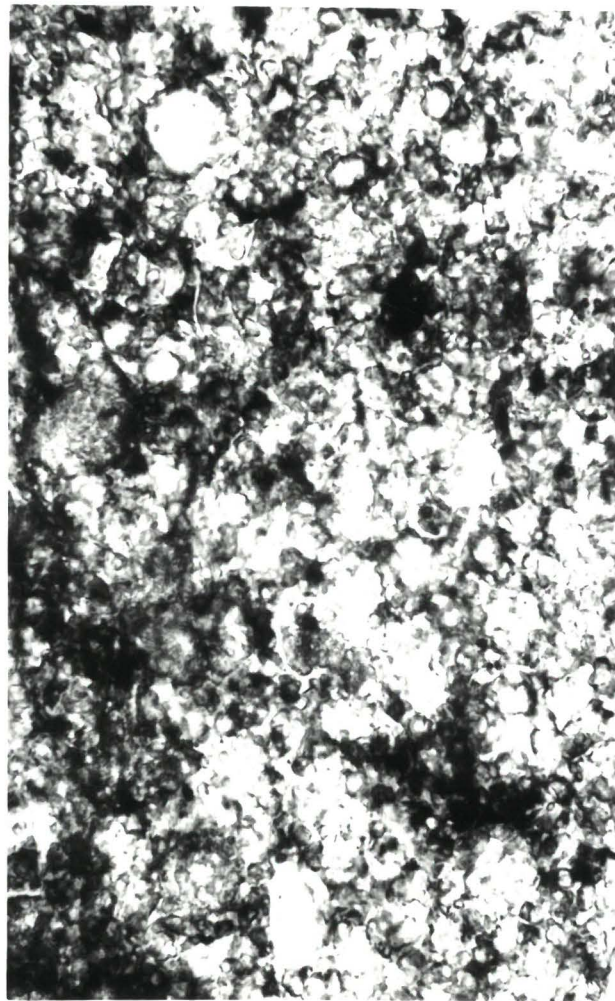
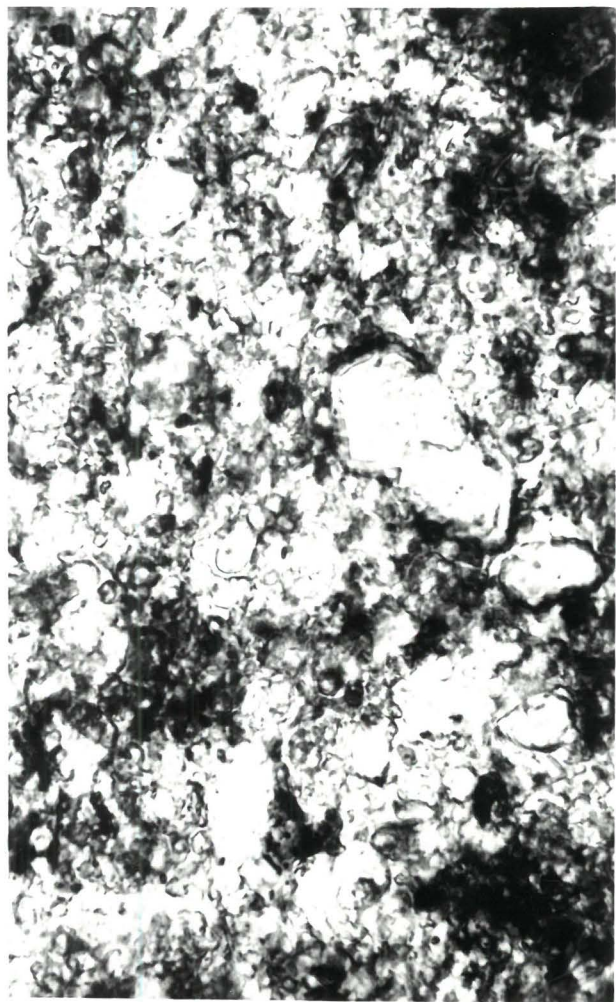


Abb. 14: Mikrosphärolithische Strukturen des Mangankarbonates in den manganreichen Strubbergsschichten. a) Probe 145, Strubbergsattel. Bildhöhe 0,23 mm. b) und c) Probe 92, Sattelberg. Bildhöhe 0,11 mm. In c) sind zonargebaute Karbonatkristalle gut zu erkennen. Durchlicht, parallele Pol.

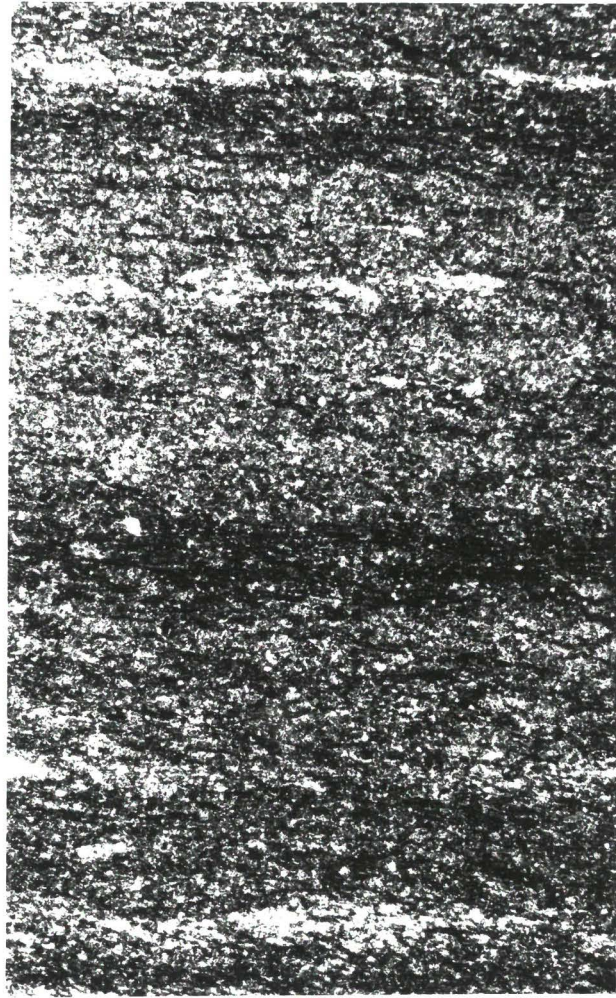


Abb. 15: Feinlaminiertes manganreicher Strubbergschiefer. Die Lamination ist durch Unterschiede in der Pigmentierung, im Karbonatgehalt und im Kieselgehalt bedingt. Probe 148, Strubbergsattel. Bildhöhe 2,2 mm, Durchlicht, gekr. Polarisatoren.

4. Die Paragenesen der manganhaltigen Minerale

4.1 Methodik

Die Mikrosondenuntersuchungen wurden mit dem Gerät ARL SEMQ durchgeführt (Beschleunigungsspannung 15 kV, Probenstrom 20-30 nA, Zählzeit 2×10 s). Es wurden die Elemente Ca, Mg, Fe und Mn bestimmt (Elektronenstrahldurchmesser 2-5 μm , Anregungslinie $K_{\alpha_{1+2}}$). Gemessen wurde gegen analysierte Enstatit-Hedenbergit- und Rhodonitstandards. Eine Korrektur für Absorption und Fluoreszenz wurde nach BENCE & ALBEE (1968) gerechnet.

In Anlehnung an die von BERAN (1978) ausgearbeitete Methode, durch Reflexionsmessungen die Zusammensetzung von Dolomit-Ankerit- und Magnesit-Siderit-Mischkristallen zu bestimmen, konnte mit Hilfe derartiger Messungen relativ einfach und rasch die Zusammensetzung von Dolomit-Kutnahorit- und Calcit-Rhodochrosit-Mischkristallen (mit in vielen Fällen genügender Genauigkeit) bestimmt werden. Die Reflexionsmessungen wurden mit dem Auflichtmikroskop ORTHOPLAN-POL und dem Mikroskop-Photometer MPV 2 (Fa. LEITZ) durchgeführt.

Die Herstellung der sowohl für die Mikrosondenuntersuchungen als auch für die auflichtmikroskopischen Untersuchungen verwendeten Anschliffe erfolgte unter Verwendung kunstharzgebundener Diamant-Schleifscheiben (Körnung 30 und 15 μm) und Diamant-Polierpasten (Körnung 6, 3 und 1 μm) auf Nylontüchern. Die Schlußpolitur mit Diamant-Polierpaste (0,25 μm) wurde auf MICROCLOTH durchgeführt.

Die röntgenographischen Phasenanalysen wurden mit einem PHILIPS-Röntgendiffraktometer PW 1050/70 vorgenommen, wobei neben $\text{Cu}_{K\alpha}$ -Strahlung, vor allem $\text{Fe}_{K\alpha}$ -Strahlung verwendet wurde.

4.2 Die manganhaltigen Karbonate

Die Ergebnisse der Mikrosondenanalysen sind in Abb. 16 im Dreiecksdiagramm CaCO_3 - $(\text{MgCO}_3 + \text{FeCO}_3)$ - MnCO_3 in Mol% dargestellt. Es handelt sich dabei um insgesamt 100 Punktanalysen. Dabei zeigt sich, daß unter besonderer Berücksichtigung des Mn-Gehaltes 5 karbonatische Mineralphasen zu unterscheiden sind.:

1. Calcite mit bis zu 5 Mol% MnCO_3 ,
2. Dolomite,
3. Im Mn-Gehalt unmittelbar an die Dolomite anschließende Kutnahorite mit einem maximalen MnO_3 -Gehalt von etwa 40 Mol%.
4. Von den Mn-armen Calciten deutlich abgetrennte Mn-reiche Calcite mit etwa 10-25 Mol% MnCO_3

5. Ca-reiche Rhodochrosite mit etwa 10 - 30 Mol% CaCO_3 .

Die Mg- und Fe-Gehalte liegen bei den Mn-armen Calciten zwischen etwa 2 und 10 Mol% ($\text{MgCO}_3 + \text{FeCO}_3$), bei den Mn-reichen Calciten und Ca-reichen Rhodochrositen zwischen etwa 5 und 15 Mol% ($\text{MgCO}_3 + \text{FeCO}_3$). Dabei zeigen die Mg- und Fe-Gehalte ein auffallend konstantes molares $\text{MgCO}_3/\text{FeCO}_3$ -Verhältnis von etwa 1,2 mit einer Standardabweichung von 0,4 (Abb. 17). Die Dolomite sind praktisch Fe-frei, der Fe-Gehalt der Kutnahorite variiert relativ stark und liegt zwischen etwa 2 und 15 Mol% FeCO_3 . In einigen Proben konnten vereinzelt Sideritkörner mit etwa 10 Mol% MnCO_3 festgestellt werden.

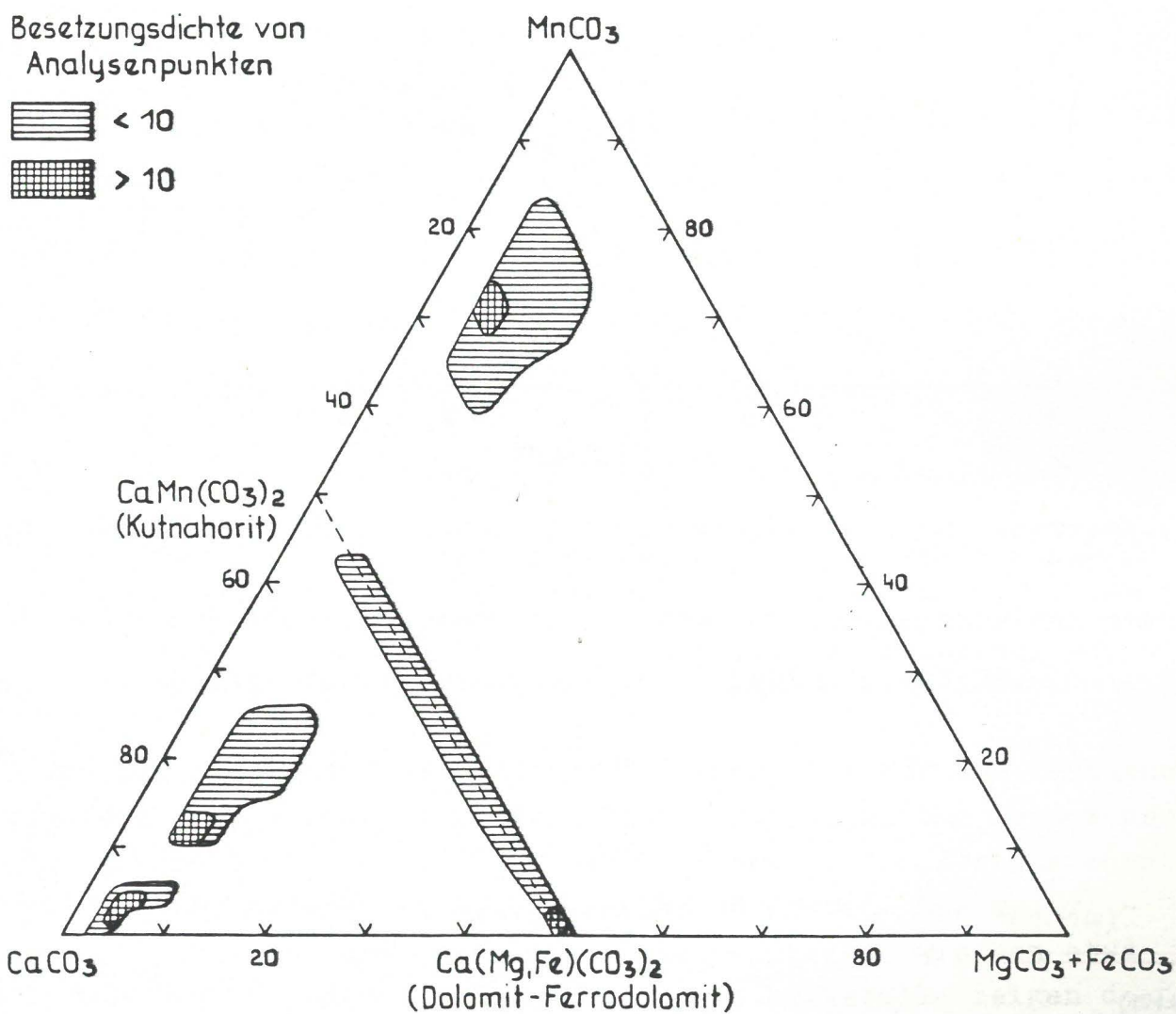


Abb. 16: Darstellung der Mikrosondenanalysen im Dreiecksdiagramm $\text{CaCO}_3 - (\text{MgCO}_3 + \text{FeCO}_3) - \text{MnCO}_3$ in Mol-% (leicht schematisiert. 100 Analysenpunkte.

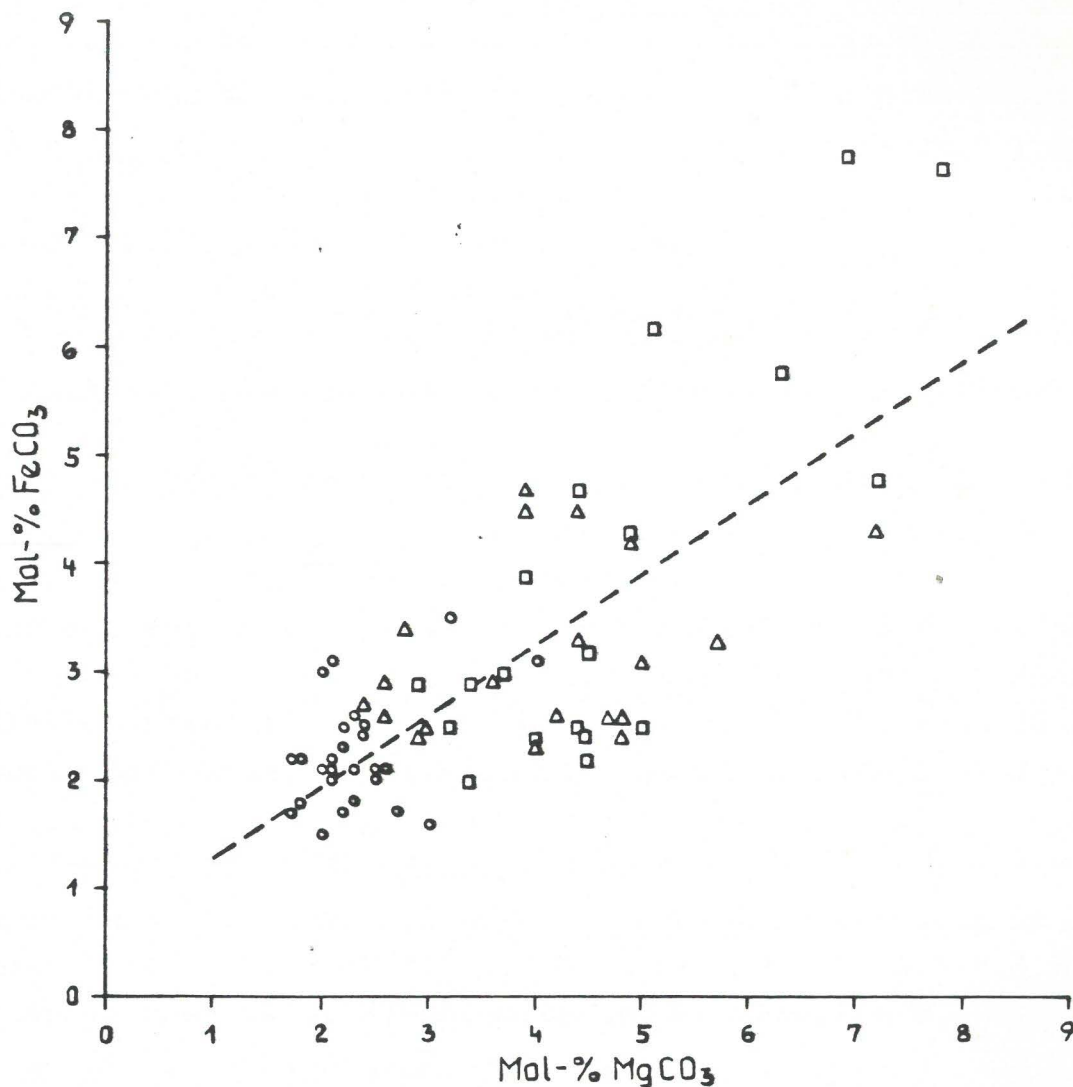


Abb. 17: Mg- und Fe-Gehalte der Mn-armen (Kreise) und Mn-reichen Calcite (Dreiecke) sowie der Ca-reichen Rhodochrosite (Quadrate). Der $MgCO_3$ -Gehalt ist gegen den $FeCO_3$ -Gehalt in Mol% aufgetragen. Die Gleichung der Regressionsgeraden lautet $y = 0,662 x + 0,619$. Bei einer Probenzahl von $n = 70$ beträgt der Korrelationskoeffizient $r = + 0,75$.

Die karbonatischen Mineralphasen zeigen eine für die röntgenographische Phasenanalyse relativ "günstige" chemische Zusammensetzung, da praktisch keine "Überschneidungen" in den für die Identifizierung herangezogenen $d_{(10\bar{1}4)}$ -Werten auftreten. Die $d_{(10\bar{1}4)}$ -Werte der Mn-armen und Mn-reichen Calcite liegen zwischen etwa 3,03 und 2,98 Å, Dolomit--Kutnahorit--Mischkristalle zeigen $d_{(10\bar{1}4)}$ -Werte zwischen etwa 2,98 und 2,93 Å, die Ca-reichen Rhodochrosite liegen in ihren d-Werten zwischen etwa 2,85 und 2,89 Å (vgl. dazu GOLDSMITH & GRAF, 1960). Eine mechanische Trennung und Anreicherung

einzelner karbonatischer Mineralphasen war wegen der intensiven Kornverwachsungen und der Feinkörnigkeit des Gesteins nicht möglich; womit auch eine nähere röntgenographische Untersuchung der Ordnungszustände einzelner Mischkristallphasen nicht möglich war. Allerdings kann im Zusammenhang mit den Ergebnissen der Mikrosondenuntersuchungen das Auftreten von Dolomit-Kutnahorit-Mischkristallen als gesichert gelten.

Die mit dem Auflichtmikroskop und dem Mikroskop-Photometer durchgeführten Reflexionsmessungen an karbonatischen Mineralphasen waren wegen der Feinkörnigkeit der Gesteine und der oft nur geringen Meßgenauigkeit, nur in beschränktem Ausmaß durchführbar. Die Messungen stellten jedoch in vielen Fällen eine wertvolle Ergänzung zur röntgenographischen Phasenanalyse und zu den Mikrosondenanalysen dar und ermöglichten eine relativ einfache und rasche Untersuchung des Probenmaterials auch in Hinblick auf die ungefähre chemische Zusammensetzung der karbonatischen Mineralphasen. Als Reflexionsstandards dienten dabei die mit der Mikrosonde analysierten Karbonate. Gemessen wurde jeweils das Reflexionsvermögen des von der Schnittlage des Kristallkorns unabhängigen ordentlichen Strahls (R_o). Die Messungen wurden jeweils bei einer Wellenlänge von 589 nm durchgeführt. Das Reflexionsvermögen des ordentlichen Strahls beträgt für die Mn-armen Calcite 6,1-6,3 %, für die Mn-reichen Calcite, Dolomite und Kutnahorite 6,4-6,7 % und für die Ca-Rhodochrosite 7,5-8,1 %.

4.3 Die Karbonatmineralassoziationen

Die karbonatischen Mineralphasen treten aufgrund von insgesamt etwa 100 untersuchten Manganschiefer-Proben in folgenden Mineralassoziationen auf:

1. Mn-armer Calcit als einzige karbonatische Mineralphase,
2. Mn-armer Calcit und Dolomit (mit bis maximal 2 Mol% $MnCO_3$),
3. Mn-reicher Calcit und Kutnahorit,
4. Mn-reicher Calcit und Ca-reicher Rhodochrosit,
5. Mn-reicher Calcit, Kutnahorit und Ca-reicher Rhodochrosit,
6. Ca-reicher Rhodochrosit als einzige karbonatische Mineralphase.

Wie die Untersuchungen weiters gezeigt haben, schwankt sowohl das Verhältnis Mn-armer Calcit/Dolomit als auch das Verhältnis

Mn-reicher Calcit/Kutnahorit/Ca-reicher Rhodochrosit beträchtlich, so daß es sinnvoll erscheint, lediglich zwischen zwei Paragenesen zu unterscheiden:

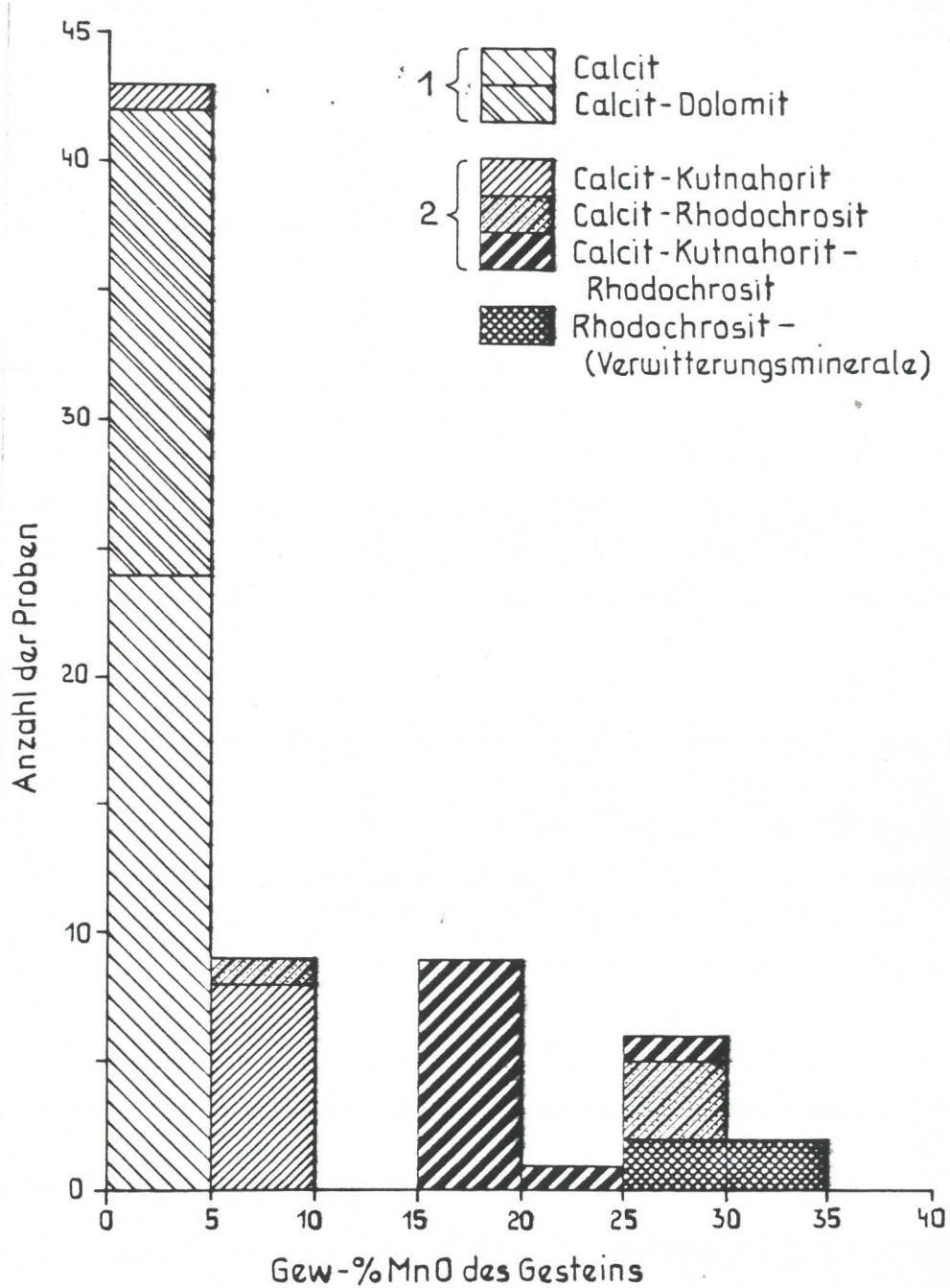


Abb. 18: Histogramm: Zusammenhang zwischen der Häufigkeit der einzelnen karbonatischen Mineralparagenesen und dem Gesamt-mangengehalt der Strubbergsschichten (in Gew% MnO).

1. Mn-arme Paragenese: Mn-armer Calcit und Dolomit (Dolomit-Gehalt wechselnd bis fehlend).

2. Mn-reiche Paragenese: Mn-reicher Calcit, Kutnahorit und Ca-reicher Rhodochrosit mit wechselnden Kutnahorit- und Rhodochrosit-Gehalten.

Ca-reicher Rhodochrosit als einzige karbonatische Mineralphase tritt sehr selten auf und ist immer an Mn-Verwitterungsminerale gebunden.

In Abb. 18 ist der Zusammenhang zwischen der Häufigkeit der einzelnen karbonatischen Mineralparagenesen und dem Mn-Gehalt des Gesamtgesteins (in Gew% MnO) in Form eines Histogrammes dargestellt. Dabei zeigt sich, daß Gesteine, die nur Mn-armen Calcit oder die Paragenese Mn-armer Calcit-Dolomit führen, nie mehr als 5 Gew% MnO enthalten. Gesteine mit der Paragenese Mn-reicher Calcit--Kutnahorit--Ca-reicher Rhodochrosit liegen meist zwischen 15 und 20 Gew% MnO.

Die Mikrosonden- und auflichtmikroskopischen Untersuchungen haben auch gezeigt, daß einzelne Gesteine relativ inhomogen zusammengesetzt sind; d.h., daß relativ starke Schwankungen in der chemischen Zusammensetzung bestimmter karbonatischer Mineralphasen auftreten. So zeigen z.B. die Rhodochrosite eines bestimmten Gesteins starke Schwankungen im Ca-Gehalt; Ca-ärmere und Ca-reiche Rhodochrosite treten unmittelbar nebeneinander (also mit gemeinsamen Korngrenzen) auf. Ebenso finden sich in einigen Gesteinen Mn-ärmere und Mn-reiche Calcite unmittelbar nebeneinander. Auch die Kutnahorite zeigen z. T. stark wechselnde Mn-Gehalte in ein und demselben Gestein.

Allgemein ist zu bemerken, daß diese Gesteine ausgesprochene Ungleichgewichte darstellen; die Inhomogenität mancher Gesteine ist als typisch "sedimentäre Eigenschaft" anzusehen.

4.4 Sekundäre Manganminerale

Die Untersuchung der sekundären (oxidischen) Manganminerale erfolgte mit Hilfe der Röntgendiffraktometrie (wobei mit Mn-gefilterter Fe K_{α} -Strahlung gearbeitet wurde) und mit dem Auflichtmikroskop.

Wegen der extremen Feinkörnigkeit dieser Minerale wurden nur sehr breite und "verwaschene" Beugungslinien in den Diffraktogrammen erhalten, was ihre Identifizierung erheblich erschwerte. In einigen wenigen Fällen konnte auch eine auflichtmikroskopische Untersuchung vorgenommen werden und das Reflexionsvermögen -- mit

allerdings nur geringer Genauigkeit -- gemessen werden.
Folgende Mineralphasen wurden identifiziert:

Pyrolusit, β -MnO₂ t.,

Manganit, γ -MnOOH m.,

Birnessit ("7 Å Manganit") (Na, K, Ca) (Mg, Mn²⁺)Mn₆⁴⁺O₁₄·5H₂O h.

Todorokit, (Ca, Na, K) (Mg, Mn²⁺)Mn₅⁴⁺O₁₂·x H₂O m.

Das Auftreten von Birnessit ist lediglich auf die oxidischen Manganmineralkrusten beschränkt. Seine Identifizierung erfolgte aufgrund charakteristischer Linien im Beugungsdiagramm bei etwa 7,0-7,3 Å und 3,5-3,6 Å. Todorokit ist durch (extrem breite) Linien bei etwa 9,5-9,8 Å und etwa 4,8-4,9 Å charakterisiert (vgl. dazu BURNS & BURNS, 1979).

Manganit und Pyrolusit konnten auch auflichtmikroskopisch identifiziert werden. Diese beiden Minerale treten sowohl feinst verteilt in den Gesteinen auf, als auch lagenförmig "angereichert". Teilweise bilden sie feinste Gänge, die das Gestein durchschlagen. Allerdings beträgt auch hier die Korngröße im günstigsten Fall nur wenige Hundertstel mm. Das Reflexionsvermögen des Manganits (gemessen bei 589 nm) beträgt etwa 17-21 %, (vgl. z.B. PICOT & JOHAN, 1977), das Reflexionsvermögen des Pyrolusits maximal 30 %^{z.T.}. Pyrolusit ist die überwiegend auftretende oxidische Mineralphase. Manganit ist immer randlich in Pyrolusit umgewandelt und wird von diesem ^{z.T.} vollkommen verdrängt.

Außerdem ist FeOOH rh. in Form des Goethits als weiteres Verwitterungsmineral regelmäßiger Begleiter der oxidischen Manganminerale.

5. Tonmineralogische Untersuchungen

5.1 Methodik

Für die Bestimmung der Schichtsilikate wurden 30 tonreichere Varietäten der Strubbergsschichten ausgewählt. Die Gesteine, die alle nicht mehr direkt aufschlammbar sind, wurden 2 Minuten im Achatgefäß einer Scheibenschwingmühle gemahlen. Das Pulver wurde mit kalter 5 %-Salzsäure entkalkt und über einen Druckfilter mit dest. Wasser gewaschen. Nach einer Ultraschallbehandlung erfolgte die Abtrennung der Fraktion < 2 µm im Atterbergzylinder. Die Texturpräparate wurden durch Sedimentation in der Zentrifuge erzeugt.

Die röntgenographischen Aufnahmen wurden an einem PHILIPS-Röntgendiffraktometer durchgeführt. Neben den Aufnahmen an den Textur-

präparaten wurden auch die Gesamtgesteinsaufnahmen zur Identifizierung der Minerale herangezogen.

5.2. Die Schichtsilikate in den Strubbergsschichten

In den untersuchten Proben konnten folgende Schichtsilikate angetroffen werden (vgl. Anhang II):

Muskovit-Illit

14Å-Chlorit

Pyrophyllit

Paragonit

Paragonit/Muskovit-Mixed Layer

Die Identifizierung des Minerals Muskovit-Illit erfolgte an Hand der deutlichen Basalreflexe bei 10 und 5 Å. Die 10 Å-Reflexe zeigen keine Asymmetrie gegen höhere d-Werte. Auch nach einer Behandlung des Texturpräparates mit Äthylenglykol kommt es zu keiner Peak-Abspaltung oder Verschiebung. Ein Auftreten des Mixed Layers Illit/Smektit konnte daher nicht nachgewiesen werden.

Die Illit-Kristallinität (Index nach KUBLER, 1967), bestimmt an 25 Texturpräparaten der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$, liegt im Mittel bei 7,7 nm (Standardabweichung 1,3 nm).

Der Chlorit ist durch die Basalreflexe bei 14 und 7 Å charakterisiert. Mit Hilfe des Peaks bei 3,53 Å kann er von der Kaolinitgruppe getrennt werden. Kaolinit konnte in dem Probenmaterial nicht nachgewiesen werden.

Pyrophyllit, welcher in den Präparaten nie in größeren Mengen vorkommt, konnte an den Basalreflexen bei 9,2 Å und 4,6 Å erkannt werden. Es zeigt sich, daß der 1. Basalreflex in den Gesamtaufnahmen häufiger und auch deutlicher neben dem 10 Å-Glimmer-Reflex zu beobachten ist, als in den Texturpräparaten der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$. Dieser Umstand läßt sich als Korngrößeneffekt erklären. Auch WEBER (1972) weist darauf hin, daß Pyrophyllit in der Fraktion 2-6 μm betont wird.

Paragonit konnte einwandfrei durch Vergleich der Gesamtaufnahmen mit den Texturpräparaten nachgewiesen werden. Zur Identifizierung wurde der Reflex bei 3,19 Å und 9,6 Å herangezogen; letzterer tritt jedoch nur bei größeren Gehalten auf. In den Gesamtpräparaten kommt es allerdings häufig zu einer Überlagerung mit dem Albit-Peak.

Für Paragonit/Muskovit gilt der Basalreflex bei 3,25 Å als kennzeichnend. Auch hier kommt es zu einer Überlagerung mit dem

Feldspat-Peak. Dieser Reflex war meist nur im Texturpräparat der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ zu beobachten.

Als weitere Mineralphasen tritt neben den Schichtsilikaten Quarz auf. Er ist Bestandteil aller Proben. Ein Teil des Quarzes ist auf die diagenetische Umsetzung des Skelett-Opals (Radiolarien, Schwammspicula) zurückzuführen. Albit tritt in der überwiegenden Zahl der Proben auf. Kalifeldspat konnte nur in 3 Proben nachgewiesen werden. Über die karbonatischen Mineralien wurde in Kap. 4 berichtet (vgl. auch Anhang II).

5.3 Anchizonale Metamorphose der Strubbergschichten

Bereits bei einer makroskopischen Betrachtung tonreicherer Varietäten der Strubbergschichten fällt eine phyllitische Beschaffenheit der Gesteine auf. Die Minerale Pyrophyllit, Paragonit und Paragonit/Muskovit sind für eine niedriggradige Metamorphose kennzeichnend. Der Paragonit/Muskovit-Mixed Layer wurde zuerst von FREY (1969) als für die Anchizone der Metamorphose typisch beschrieben. Sowohl die Illit-Kristallinität als auch die Beobachtung von "graphitischen" Schuppen mit $R_{\text{max}} \sim 17 \%$, $R_{\text{min}} \sim 5 \%$ weisen auf solch ein niedrigmetamorphes Ereignis hin. Die Minerale Kaolinit und Illit/Smektit, welche im nichtmetamorphen Bereich typisch sind, fehlen im gesamten Probenmaterial.

Der Nachweis einer anchizonalen Metamorphose gilt auf Grund der Probenverteilung für den gesamten Untersuchungsbereich und ist bei der Beurteilung der Entwicklung der Manganminerale von Bedeutung.

6. Beobachtungen zur Diagenese

Die Feinkörnigkeit der Strubbergschichten ist bei mikroskopischen Untersuchungen, im besonderen bei der Aufklärung von diagenetischen Sequenzen, sehr hinderlich. Aus diesem Grunde beziehen sich die hier mitgeteilten Beobachtungen in erster Linie auf die etwas "groberkörnige" Calcisphären-führende Fazies der Strubbergschichten. Folgende diagenetische Vorgänge sind zu beobachten:

1. Pyritbildung

Pyrit ist in den Strubbergschichten ein weitverbreiteter Bestandteil. Er ist in manchen Gesteinspartien deutlich angereichert. Es handelt sich häufig um idiomorphe, würfelige Kristalle oder

um kugelige Pyrite (Framboidpyrite). Pyrit kann auch in Aggregaten konzentriert auftreten (Abb. 19, 20).

2. Dolomitbildung

Dolomit ist, wenn auch nur in geringen Mengen, in der Calcisphären-führenden Fazies ein allgemein verbreiteter Bestandteil. Es lassen sich nach Art des Auftretens und der Ausbildung vier Dolomittypen unterscheiden.

Dolomit I

In der Grundmasse der Calcisphären-führenden Fazies, besonders in den kieselreicheren Varietäten, finden sich locker verteilt kleine Dolomitkriställchen mit einer deutlichen Tendenz zu euhedraler Entwicklung. Diese kleinen Rhomboeder bilden in den kieselreichen Gesteinstypen häufig die einzige karbonatische Mineralphase der Grundmasse.

Dolomit II

Dieser Dolomitzement (Abb. 21) ist in den feinen Porenräumen der Radiolariengehäuse sowie als randlicher Aufwuchs in ihren Innenräumen zu beobachten. Er füllt auch den feinen zentralen Kanal der Schwammnadeln aus. Mengenmäßig tritt dieser Zementtyp im Gestein sehr zurück.

Dolomit III

Dieser Typ ist nur in Kieselschiefern beobachtet worden. Es handelt sich um einen grobspätigen Dolomit, der im Gestein fleckig verteilt auftritt.

Dolomit IV

Es handelt sich um Dolomitkristalle mit einer eingeschränkten Tendenz zur euhedralen Ausbildung, welche besonders im Calcitgefüge der Calcisphären auffallen. Sie besitzen dieselbe Korngröße wie die Calcitkristalle. Gegenüber dem mikrokristallinen Quarz tritt der Dolomit als Verdrängungsmineral auf.

3. Calcitbildung

Ein Großteil der Kieselskelette wurde gelöst und durch einen schwach Fe-hältigen Calcitzement ersetzt. Dieser Calcit kann auch geringe Mengen von Mangan führen. Er kristallisiert auch in den Skeletthohlräumen soweit diese nicht bereits von Dolomit erfüllt sind und verdrängt dabei auch den Dolomit II (Abb. 21). In den meisten Calcisphären ist der Calcit der Mineralhauptbestandteil. Er tritt jedoch auch außerhalb der Calcisphären auf. In stärker verkieselten Gesteinstypen ist er jedoch hauptsächlich auf die ehemaligen Kieselskelettelemente beschränkt.

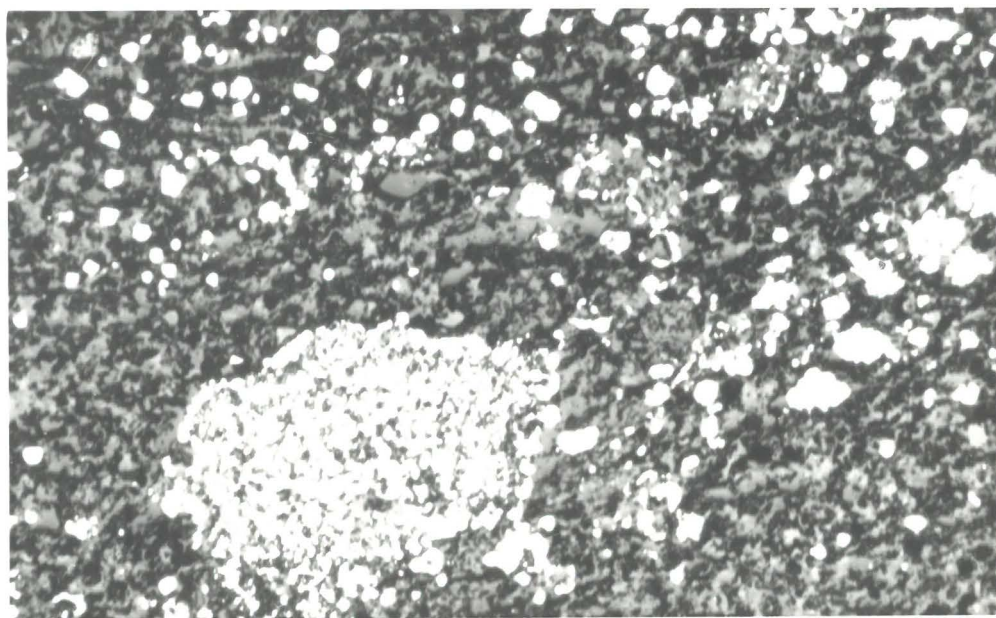


Abb. 19: Würfelförmiger Pyrit und Framboidpyrit sowie aggregatförmige Pyritkonzentrationen. Frühdiagenetische Bildung in Strubbergsschichten (6 Gew% MnO). Probe 142, Klausgraben. 250-fache Vergr., Auflicht, parallele Pol.

4. SiO₂-Bildung in der Grundmasse

In der Grundmasse der Calcisphären-führenden Fazies ist diffus verteilte kieselige Substanz ein charakteristischer Bestandteil. In geringen Mengen ist sie nur schwer zu erkennen. Wie in den Kieselschiefern zu beobachten ist, handelt es sich bei der SiO₂-Substanz jetzt um mikrokristallinen Quarz. In den Skeletthohlräumen ist es jedoch nicht zum Absatz von Kieselsubstanz gekommen. Ausnahmen bilden wieder die Kieselschiefer.

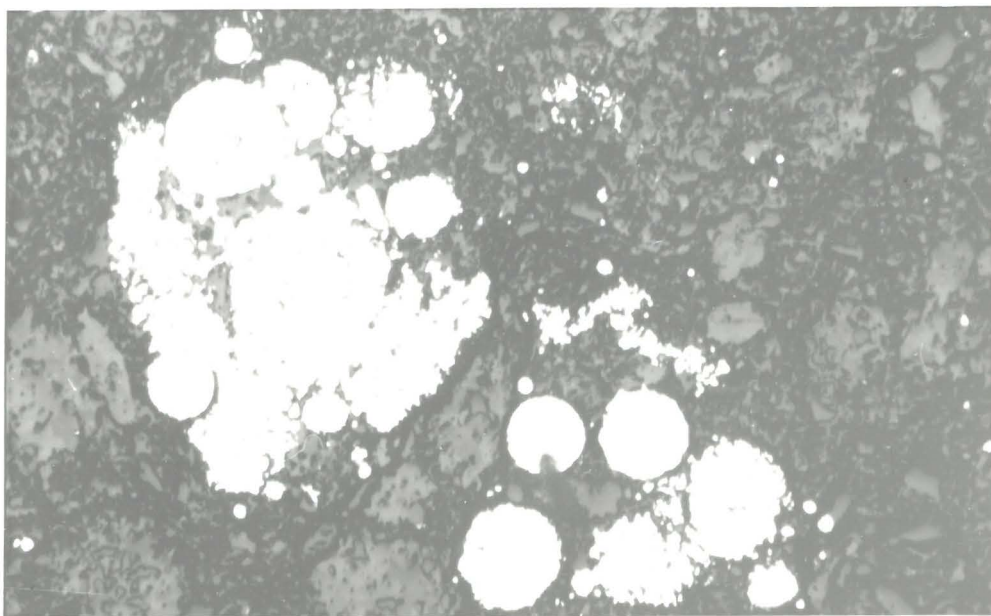
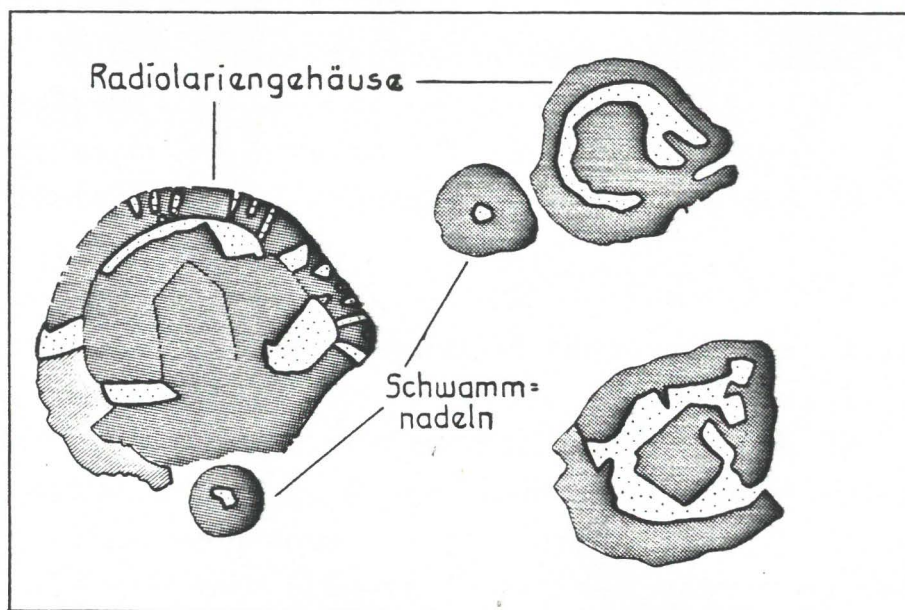
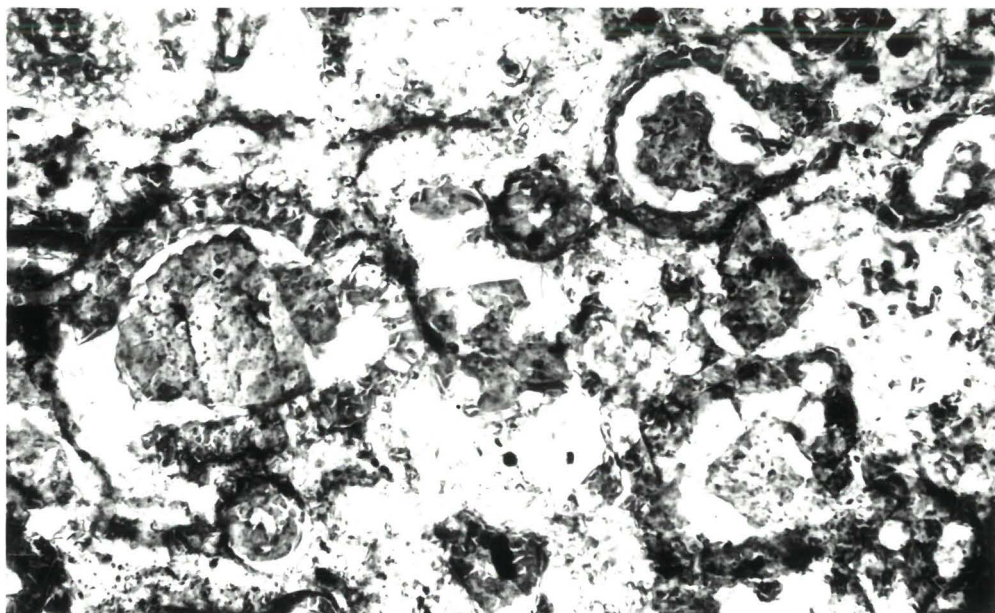


Abb. 20: Frühdiagenetisch gebildeter Pyrit mit Framboidalstruktur. Manganarme Strubbergschichten. Probe 97, Rauhes Sommereck. 250-fache Vergr., Auflicht, parallele Pol.

5. Umwandlung von Skelett-Opal in mikrokristallinen Quarz

In besonders stark eingekieselten Gesteinen haben sich die Kiesel-skelettelemente noch in SiO_2 -Substanz erhalten. Sie liegt allerdings überwiegend als mikrokristalliner Quarz vor, teilweise aber auch als chalcedonartige Substanz. Der mikrokristalline Quarz bildet das diagenetische Endprodukt der SiO_2 -Diagenese. Eine weitgehende Rekristallisation im Zuge der anchizonalen Metamorphose (Kap. 5.3) ist in Betracht zu ziehen.



 Dolomit  Calcit  Mikrokrist.Quarz

Abb. 21: Diagenetische Entwicklung der Calcisphären: Überwiegend frühdiagenetischer Dolomit (II) als Bildung in ehemaligen Poren und Hohlräumen der Kieselskelette (Radiolarien und Schwammspicula) Calcit als Zement und Verdrängungsmineral ersetzt die SiO_2 -Substanz der Kieselorganismen, er erfüllt die Hohlräume und verdrängt dabei auch den Dolomit. Manganarme Strubbergsschichten. Probe 75, Sattelberg. 250-fache Vergr., Durchlicht, parallele Pol.

In Abb. 22 wird versucht in schematischer Weise die wichtigsten erkennbaren diagenetischen Prozesse der Calcisphären-führenden Fazies zueinander in Beziehung zu setzen. Es ist jedoch anzunehmen, daß der tatsächliche diagenetische Ablauf wesentlich komp-

plexer war. In die Betrachtungen wurden nicht die Tonmineralien und die organische Substanz einbezogen. Die Einteilung in Eodiagenese und Mesodiagenese erfolgt im Sinne von CHOQUETTE & PRAY (1970). Bei der Eodiagenese, nahe oder auch direkt an der Sediment-Oberfläche, wird die chemische Zusammensetzung des Porenwassers vom überlagernden Wasserkörper her beeinflusst. Bei der Mesodiagenese besteht durch entsprechende Sedimentüberlagerung diese Beeinflussung nicht mehr.

Als frühe diagenetische Bildung wird die Pyritbildung, besonders in Form von Pyriten mit Framboidalstruktur angesehen (Abb. 20). Ebenfalls in eine frühe Phase der Diagenese fällt die Bildung der Dolomittypen I und II. Dolomit II (Abb. 21) hat sich in den noch offenen Skeletthohlräumen der Kieselorganismen gebildet. Die Entwicklung des Dolomit I wurde durch die Verkieselung der Grundmasse weitgehend unterbrochen. Der Verschluss der Skelettporenräume durch Dolomit II hat ein Eindringen der Kieselsubstanz in die Skeletthohlräume verhindert. Ausnahmen bilden hier die Kieselschiefer und Radiolaritlagen.

Der grobspätige Dolomit III, der fleckenförmig in Kieselschiefern auftritt, dürfte ebenfalls bereits vor der Verkieselung der Grundmasse vorhanden gewesen sein.

Die eodiagenetische Dolomitbildung ist möglicherweise auf eine Mg-Anreicherung im Porenwasser im reduzierenden Milieu zurückzuführen (vgl. DAVIES & SUPKO, 1973). Als SiO_2 -Quelle für die Verkieselung der Grundmasse kommen in erster Linie die SiO_2 -Skelette des Sediments selbst in Frage, denn abgesehen von den wenigen Kieselschieferlagen wurden sie bis auf einige Relikte vollkommen gelöst. Als weiterer SiO_2 -Lieferant ist aber auch das bei der Tonmineraldiagenese freiwerdende SiO_2 in Betracht zu ziehen.

Die Calcitbildung in Form von Zement und als Verdrängungsmittel folgte entweder direkt auf die Lösung des Skelett-Opals, oder sie ging mit ihr Hand in Hand. Dolomit II scheint dabei weitgehend wieder verdrängt worden zu sein. Dolomit IV ist jedoch Bestandteil der Calcisphären. Er dürfte sich interferierend mit dem Calcit-zement gebildet haben.

Eine Rekonstruktion der diagenetischen Abläufe in den Calcisphären-freien Mudstones, welche gleichzeitig die manganreiche Fazies repräsentieren, ist wegen der Kornfeinheit nicht möglich. Wie jedoch die Mikrosondenuntersuchungen (Kap. 4) ergeben haben, kommen auch in dieser Fazies in ein und derselben Probe chemisch










	EODIAGENESE	MESODIAGENESE
Pyritbildung		
Dolomit (I)- Bildung		
Dolomit (II)- Bildung		
Dolomit (III)- Bildung		
Dolomit (IV)- Bildung		
Dolomitlösung I + II		
Calcitbildung		
SiO ₂ der Grundmasse		
Lösung des Skelett-Opals		

Abb. 22: Schema des Diageneseablaufes in der Calcisphären-führenden (manganarmen) Fazies der Strubbergsschichten.

verschieden zusammengesetzte Karbonattypen vor. Dieser Umstand weist ebenfalls auf eine intensive diagenetische Prägung der Mangankarbonat-Assoziationen hin.

Zonargebaute manganhaltige Karbonate

In der manganreichen Fazies der Strubbergsschichten sind zonargebaute Mn-hältige Karbonate eine allgemein verbreitete Erscheinung. Es handelt sich um einschlußfreie Kristalle, die bezüglich ihrer Korngröße aus dem übrigen Karbonatgefüge herausragen, und die einen schmalen helleren Karbonatsaum aufweisen. Sie lassen auch eine Tendenz zu euhedraler Kristallausbildung erkennen. Mikroskopische und Mikrosonden-Untersuchungen zeigen, daß die Kerne aus Mn-reichen Calcit bestehen, der Saum jedoch aus Ca-reichen Rhodochrosit (Abb. 23). Vereinzelt sind auch größere Karbonatkristallaggregate von solchen Säumen umgeben (Abb. 24).

Die Korngröße, die Tendenz zur Idiomorphie sowie die Reinheit der Kristalle sprechen dafür, daß sie durch einen Rekristallisationsprozeß entstanden sind. Im Zuge einer solchen Rekristallisation ist es zu einer weitgehenden Sonderung der $MnCO_3$ -Phase vom Calcit gekommen.

Es scheint uns am wahrscheinlichsten, daß es sich bei den zonargebauten Mangankarbonatkristallen um das Produkt einer Rekristallisation im Zuge der anchizonalen Metamorphose handelt. Die Rekristallisation war jedoch, was das gesamte Gestein betrifft, nicht sehr umfassend, so daß die sedimentär-diagenetischen Erscheinungen weitestgehend erhalten geblieben sind.

7. Geochemie der Strubbergsschichten

7.1 Methodik

Das Probenmaterial wurde grob vorzerkleinert und dann von Hand ausgelesen, um so sicher zu sein, daß keine Verwitterungskrusten oder "Mineraläderchen" an der eigentlichen Probe teilhaben. Das Analysenpulver wurde mittels einer Scheibenschwingmühle hergestellt.

Als Aufschlußmittel wurde Flußsäure-Perchlorsäure gewählt. Bei ca. der Hälfte aller Proben war ein feiner schwarzer Rückstand von organischem Material zu beobachten.

Die Elementgehalte für Mn, Fe, Ca, Mg, Al, Zn und Sr wurden auf einem Atomabsorptionsspektrophotometer (Fa. PERKIN-ELMER, Mod. 300) gemessen. Die Elemente Cr, Co, Ni, Cu und Pb wurden mittels flammenloser Atomabsorption in der Graphitrohrküvette (Fa. PERKIN-ELMER, HGA-70) bestimmt.

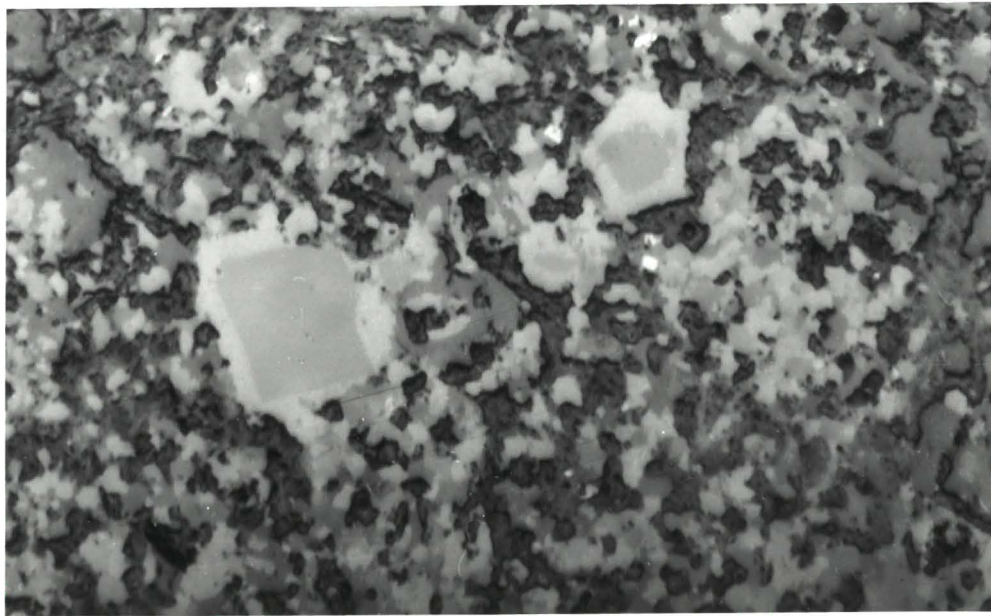


Abb. 23: Zonargebaute, einschlußfreie, manganhaltige Karbonatkristalle. Kern Mn-reicher Calcit; Hülle Ca-reicher Rhodochrosit. Laminiertes Manganerz mit 26,3 Gew% MnO. Probe 146, Strubbergsattel. 625-fache Vergr., Auflicht, parallele Pol.

7.2 Hauptelemente

Aus Abb. 25 ist zu entnehmen, daß die Häufigkeitsverteilung von MnO in den Strubbergschichten deutlich mehrgipfelig ist. Die Mehrzahl der Proben weist Gehalte unter 1 Gew% MnO auf. Bei 5 Gew% grenzt sich deutlich die sogenannte "manganarme Gruppe" ab. Zwischen 5 und 8 Gew% MnO zeichnet sich eine weitere Population ab.

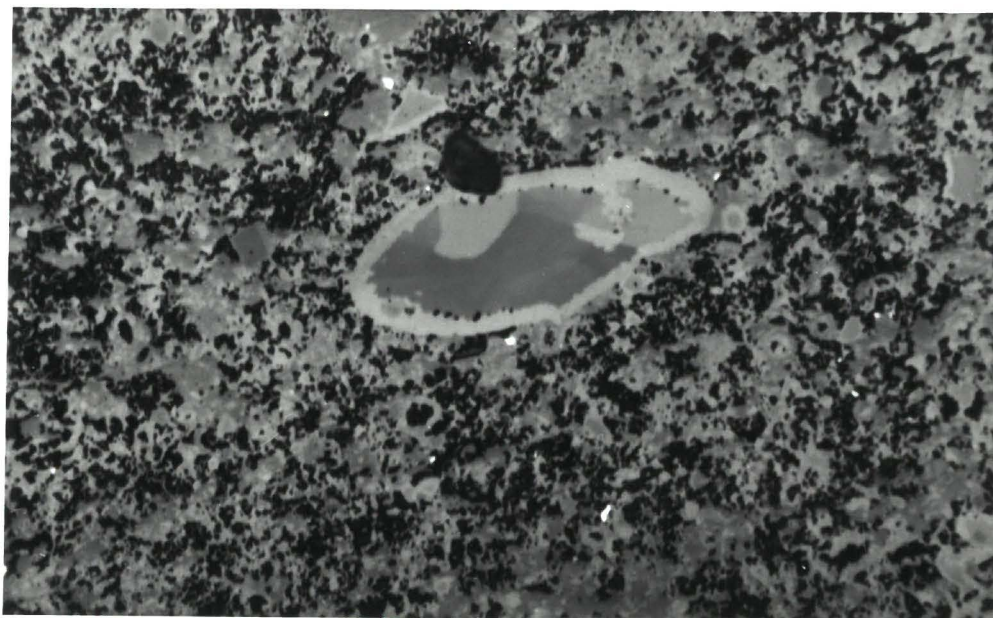


Abb. 24: Aggregat von Mn-reichen Calcitkristallen sind von einer Hülle aus Ca-reichen Rhodochrosit umgeben. Laminiertes Mangenerz mit 27,9 Gew% MnO. Probe 115, Lammereck SE. 250-fache Vergr., Auflicht, parallele Pol.

Mikrofaziell sind alle diese Proben, soweit mikroskopisch untersuchbar, der Calcisphären-führenden Fazies zuzuordnen.

Zwei weitere unterscheidbare Gruppen zwischen 14 und 22 Gew% MnO sowie bei 25 bis 30 Gew% bilden die eigentlichen manganreichen Erze. Nur in der Gruppe über 25 % treten neben karbonatischen Manganmineralen auch sekundär gebildete oxidische Manganminerale auf.

Die Gesamtprobenzahl ist sicher zu gering, um diese einzelnen Populationen mit höheren Mangangehalten statistisch einwandfrei gegeneinander abzugrenzen. Das Verhältnis manganarme (≤ 5 Gew% MnO) zu manganreichen Strubbergsschichten (> 5 Gew% MnO) kann jedoch mit einiger Gewissheit mit 2:1 angegeben werden.

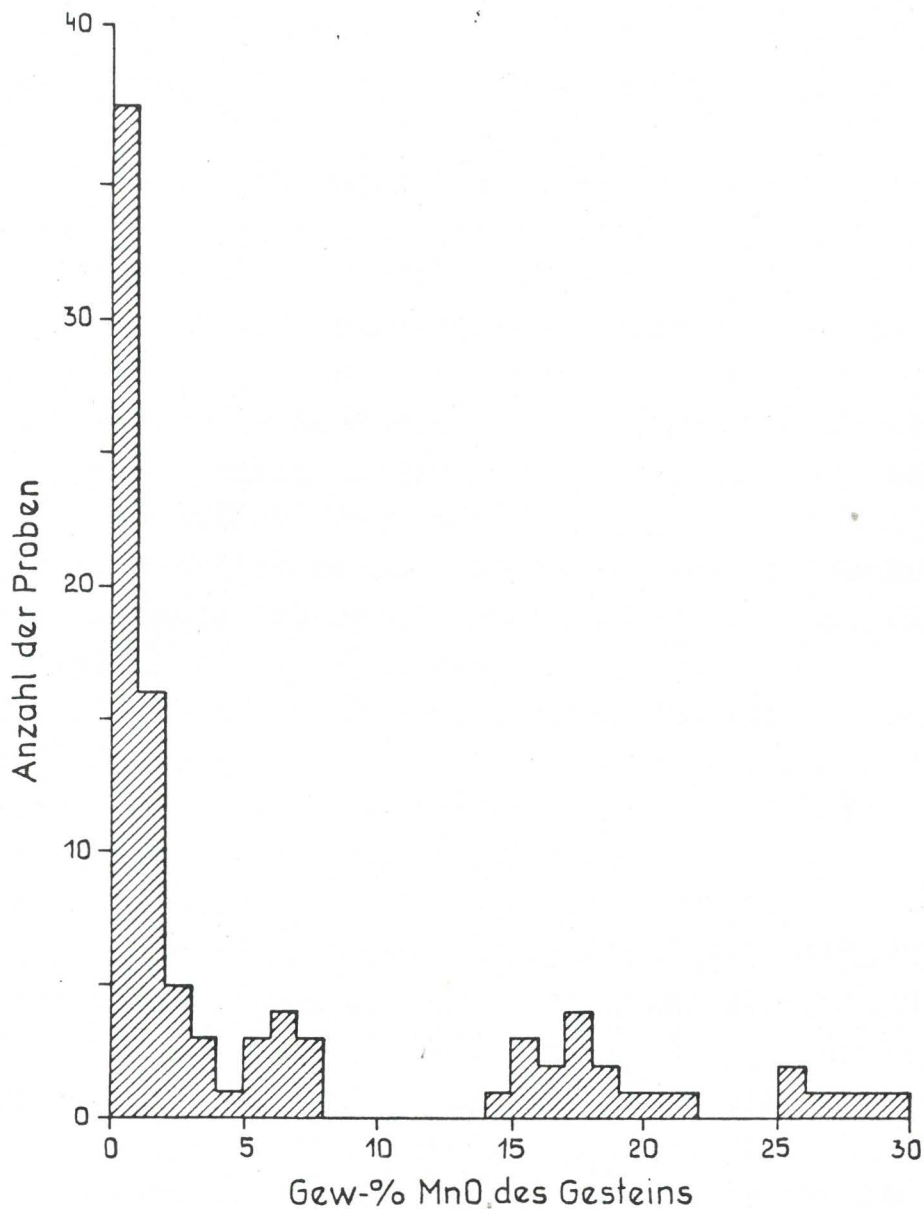


Abb. 25: Histogramm: Zusammenhang zwischen der Probenhäufigkeit und dem Gesamtmengehalt (in Gew-% MnO) der Strubberg-schichten. 94 Analysen.

Bildet man einen Mittelwert aus der Gruppe < 1 Gew% Mn so liegt ihre mittlere Zusammensetzung bei 0,36 Gew.% Mn. Das ist bereits ein deutlich höherer Wert als der "Durchschnittstonschiefer" (0,085 % Mn) oder das "Durchschnittskarbonatgestein" (0,11 % Mn) nach TUREKIAN & WEDEPOHL (1961) aufweisen. Auch der "average black shale" (VINE & TOURTELOT, 1970) mit 0,015 % liegt deutlich unter diesem Gehalt. Es ist daher bereits bei den sogenannten "mangan-freien" Strubberg-schichten ein anormal erhöhter Mangangehalt zu beobachten.

Im Anhang I sind die einzelnen Analysenwerte aufgelistet. Der Gesamteisengehalt wurde dabei als FeO ausgewiesen. In Tab. 1 wurden von den zwei Hauptgruppen die Durchschnittswerte ermittelt.

Von besonderem Interesse ist das Mn/Fe-Verhältnis. Es liegt bei den manganreichen Strubbergsschichten bei 2,3. Dieser Wert stimmt gut mit den von GERMANN (1972) für die Manganschieferfazies der gesamten Nördlichen Kalkalpen ermittelten Quotienten überein. Auch die ungarische Mangankarbonatlagerstätte Urkut liegt nahe diesem Wert (SZABO & GRASSELLY, 1980). Das Mn/Fe-Verhältnis ist jedoch im Vergleich zu anderen sedimentären Mangankarbonatlagerstätten als niedrig zu betrachten.

Aus dem in Abb. 26 dargestellten Diagramm ist zu ersehen, daß bei vielen sedimentären Mangankarbonatlagerstätten, besonders der UdSSR, eine wesentlich stärkere Trennung von Mangan und Eisen stattgefunden hat. Die hier beobachtete unvollkommene Separation dieser beiden Elemente ist nach GERMANN (1972, p. 135) für die gesamten kalkalpinen Vorkommen kennzeichnend.

In Abb. 27 ist die Häufigkeitsverteilung von CaO dargestellt. In der manganarmen Gruppe setzen sich die wenigen Kalke deutlich ab. CaO-arme, d.h., karbonatarme Gesteine, bilden in den Strubbergsschichten ebenfalls eine Minderheit.

Bestimmungen des C_{org} konnten nicht durchgeführt werden. Der Gehalt an organischem Kohlenstoff beträgt nach GERMANN (1972) in der Manganschieferfazies der Nördlichen Kalkalpen im Mittel etwa 1 %. BITTERLI (1962, p.412) berichtet über C_{org} -Gehalte in Manganschiefern zwischen 1,4 - 2,8 Gew%. Im "average black shale" (VINE & TOURTELOT, 1970) liegt der C_{org} -Gehalt bei 3 %. Die organische Substanz der Strubbergsschichten hat sich als unlöslicher Rückstand des Flußsäure/Perchlorsäure-Aufschlusses bemerkbar gemacht. Sowohl in der manganarmen als auch in der manganreichen Gruppe war bei 55 % aller Proben ein solch deutlicher Rückstand zu beobachten. Vereinzelt konnte bei auflichtmikroskopischen Untersuchungen graphitische Substanz nachgewiesen werden. Nach WEDEPOHL (1981) ist zwischen C_{org} und Mn^{2+} eine negative Korrelation feststellbar, da Mn^{2+} im reduzierenden Milieu hoch mobil ist.

7.3 Spurenelemente

Die mittleren Spurenelementgehalte der Strubbergsschichten, gegliedert in die manganarme und manganreiche Gruppe, sind der Tab. 1 zu entnehmen. Stellt man die Gehalte der manganreichen Gruppe zu Vergleichszwecken den Werten des "Durchschnittston-

Tabelle 1: Manganarme Strubbergschichten (≤ 5 Gew% MnO) n = 63

	MnO	FeO	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Sr
\bar{x}	1,06	3,43	23,92	1,74	8,25	50	27	41	46	6	51	567
s	1,01	1,33	10,06	0,50	3,48	22	10	27	16	5	27	401

Manganreiche Strubbergschichten (> 5 Gew% MnO) n = 31

\bar{x}	15,24	6,61	20,87	2,74	5,51	39	45	38	41	6	51	553
s	7,99	2,23	8,78	0,72	2,03	13	22	17	13	6	17	268

Tab. 1

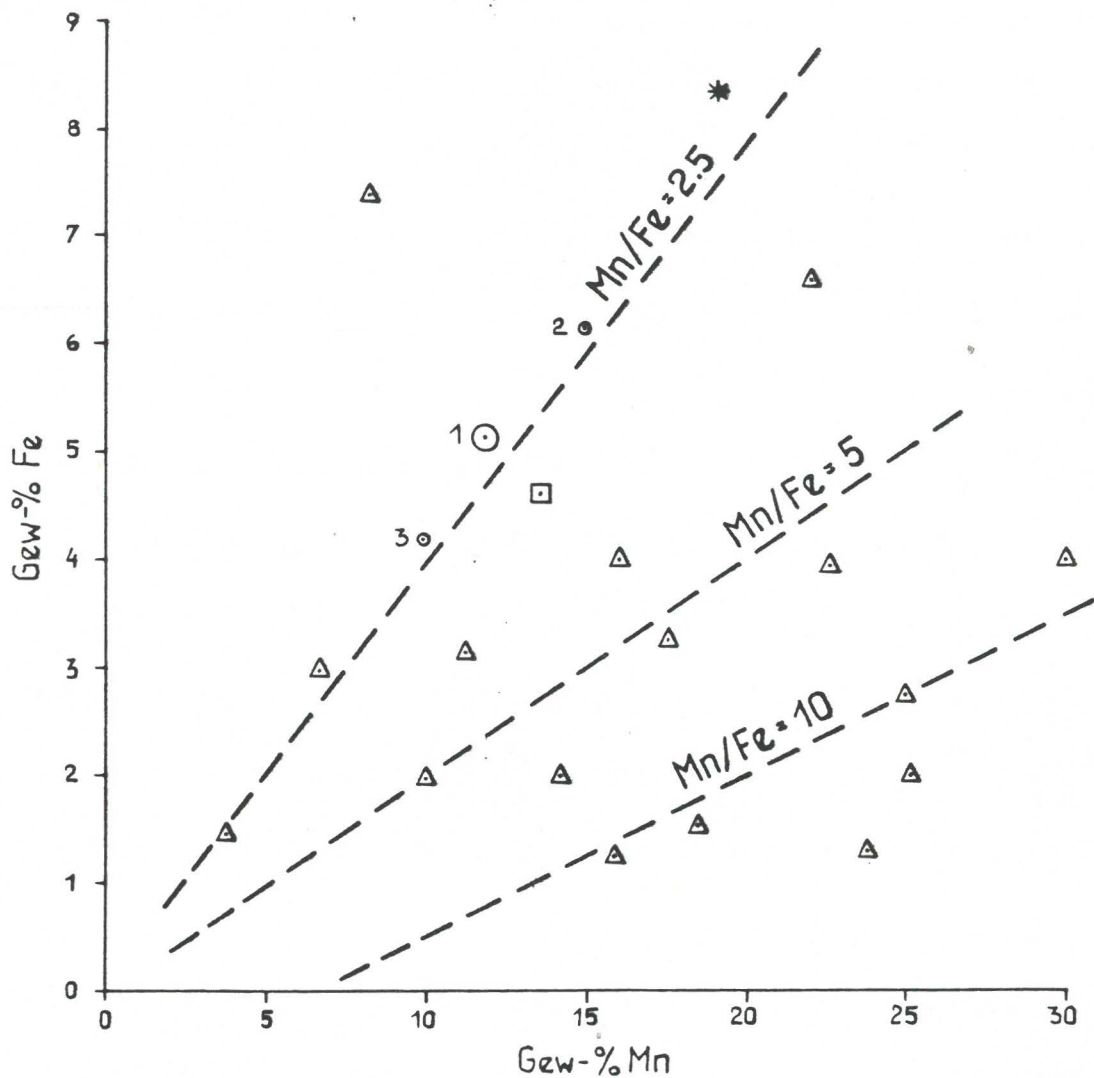


Abb.26: Mn/Fe-Verhältnis in sedimentären karbonatischen Manganlagerstätten. Kreise: 1 - Durchschnittswert der manganreichen Gruppe der Strubbergsschichten (> 5 Gew% MnO). 2 - Durchschnittswert der Manganerze der Manganschieferfazies (> 10 Gew% Mn) der Nördlichen Kalkalpen (GERMANN 1972). 3 - Durchschnittswert der Manganschieferfazies für die gesamten Nördlichen Kalkalpen; GERMANN (1972). Stern: Urkut/Ungarn, Hauptschicht; SZABO & GRASSELLY (1980). Dreiecke: Lagerstätten der UdSSR; Werte aus VARENTSOV & RAKHMANOV (1980). Viereck: Moanda Manganlagerstätte/Gabun; LECLERC & WEBER (1980).

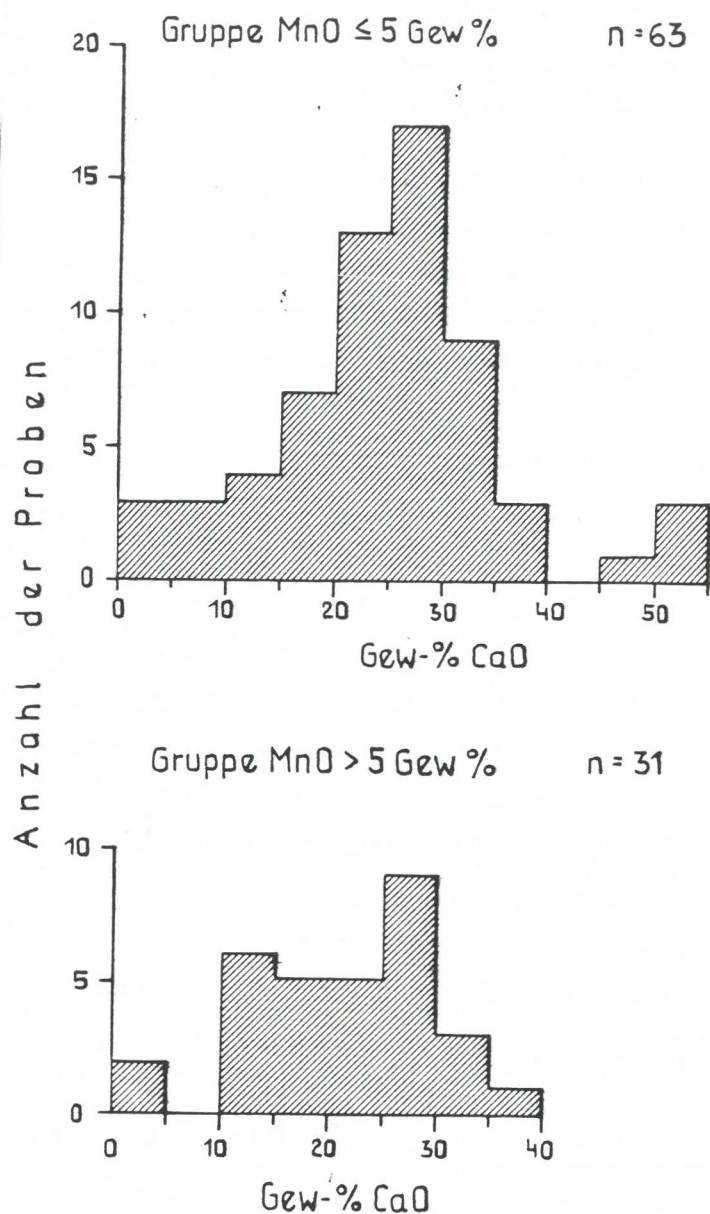


Abb. 27: Häufigkeitsverteilung von CaO in der manganarmen und manganreichen Gruppe der Strubbergsschichten. 94 Analysen.

schiefers" (TUREKIAN & WEDEPOHL, 1961) und des "average black shale" (VINE & TOURTELOT, 1970) gegenüber, so fällt bei Cr, Ni, Pb und Zn, teilweise auch bei Cu eine deutliche Erniedrigung gegenüber diesen Durchschnittsgesteinen auf. Hingegen zeigt Co eindeutig erhöhte Werte.

Die Spurenelementgehalte der Strubbergsschichten lassen sich gut mit den von GERMANN (1972) mitgeteilten Werten vergleichen, nur der mittlere Ni-Wert liegt bei GERMANN deutlich höher. Im Vergleich zu russischen Mangankarbonatlagerstätten sind jedoch Cr, Co und Cu erhöht, Ni etwas erniedrigt.

Das Ni/Co-Verhältnis hat gegenüber Sedimenten eine auffallende Verschiebung erfahren. Der Quotient liegt bei Sedimenten im allgemeinen bei >2. In der manganarmen Gruppe beträgt er 1,5 und in

der manganreichen Gruppe 0,8. Dieser auch von GERMANN (1972) beobachtete niedrige Ni/Co-Quotient wird von DAVIDSON (1962) auf hydrothermale Beeinflussung zurückgeführt. In sedimentären Mangankarbonatlagerstätten der UdSSR liegt er bei durchschnittlich über 5.

Der Tab. 2 sind die signifikanten Korrelationen zwischen den Spurenelementen und den Hauptelementgehalten MnO, FeO und Al₂O₃ zu entnehmen, wobei wieder zwischen der manganarmen und manganreichen Gruppe unterschieden wurde.

Der Mangangehalt steigt in beiden Gruppen deutlich mit höheren Gesamteisengehalten an. Aluminium, das in erster Linie die Tonsubstanz des Gesteins repräsentiert, ist in der manganarmen Gruppe mit Eisen positiv korreliert, während in der manganreichen Gruppe keine signifikante Beziehung gefunden werden konnte.

In der manganarmen Gruppe lassen Co und Zn eine signifikant positive Korrelation zu Mangan erkennen. Eliminiert man rechnerisch den Einfluß des Eisens und Aluminiums auf diese Korrelationen, so verbleiben als "reine" Korrelationskoeffizienten $r_{Co} = +0,17$ und $r_{Zn} = +0,29$. Eine vom kristallchemischen Standpunkt mögliche Erklärung für die Korrelation der Elemente Zn und Co mit Mangan -- und damit für die Bindung an die karbonatische Mineralphase -- kann darin gefunden werden, daß diese beiden Elemente ebenfalls Karbonate vom Calcit-Typ bilden und, ebenso wie beim Mangan, der Einbau dieser Elemente in die Calcit-Struktur relativ einfach erfolgen kann.

Tabelle 2: Manganarme Strubbergsschichten (≤ 5 Gew% MnO) n = 63

	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	FeO	Al ₂ O ₃
MnO		+0,29			+0,33		+0,44	
FeO	+0,68	+0,25		+0,65	+0,30	-0,27	1.0	+0,59
Al ₂ O ₃	+0,91		+0,37	+0,60	+0,29	-0,48	+0,59	1.0
<u>Manganreiche Gruppe</u> (> 5 Gew% MnO) n = 31								
Mn					-0,39	-0,62	+0,46	
FeO							1.0	
Al ₂ O ₃	+0,75			+0,56	+0,44			1.0

Signifikanz d. Korrektionskoeffizienten mit 95,5 % Wahrscheinlichkeit.

Die Elemente Cr, Ni, Cu und Zn sind auf Grund ihrer Korrelationen mit Aluminium in der manganarmen Gruppe deutlich an die Tonsubstanz gebunden. Cr, Cu und Zn zeigen zusätzlich, wie auch Co positive Korrelationen zu Eisen, während Ni keine Korrelationen erkennen läßt.

Die geringe Zahl signifikanter Korrelationen in der manganreichen Gruppe hängt zum Teil mit der zu kleinen Probenzahl zusammen. Für Cr, Cu und Zn ist ebenfalls eine positive Korrelation mit der Tonsubstanz abzulesen. Zn hingegen korreliert in dieser Gruppe mit MnO signifikant negativ. Dieser Gegensatz zur manganarmen Gruppe ist ein Hinweis dafür, daß unterschiedliche mineralogische Gegebenheiten die Zinkverteilung stark beeinflussen.

Es wurde im Zuge von Korrelationsrechnungen auch der Versuch unternommen, die erkennbaren karbonatischen Mineralassoziationen als Gruppe zu benutzen. So konnte in reinen Calcit-Assoziationen ($MnO \leq 5$ Gew%) zwischen Mangan und Kobalt eine deutlich positive Korrelation ($r = +0,56$) beobachtet werden, während in der Calcit-Dolomit-Assoziation ($MnO \leq 5$ Gew%) keine Korrelation besteht.

8. Zur Genese der Manganführung in den Strubbergsschichten

Auf Grund des Mangangehaltes wurden zwei Gruppen von Gesteinen unterschieden: Manganarme und manganreiche Strubbergsschichten. Sie lassen sich auch durch ihre mikroskopische Ausbildung trennen.

Beim ursprünglichen Sediment der manganarmen, Calcisphären-führenden Fazies hat es sich um einen Radiolarien- und Schwammspicula-reichen mergeligen Schlamm gehandelt, der auch reichlich organisches Material geführt hat. Organismen haben für eine Durchwühlung des Sediments gesorgt. Eine ausgeprägte Feinschichtung ist in dieser manganarmen Fazies eher selten zu beobachten. Der $E_h =$ Null-Spiegel mag im Bereich der Sediment/Wassergrenze oder knapp unterhalb gelegen haben. Eine etwas erhöhte Sedimentationsrate trug dazu bei, daß es zu keinem vollständigen Abbau der organischen Substanz gekommen ist.

Die Fazies der Calcisphären-freien Mudstones, die überwiegend durch Mangangehalte von über 10 Gew% MnO charakterisiert ist, hat ursprünglich sicher das gleiche terrigene und biogene Material empfangen, wie die manganarmen Strubbergsschichten. Es ist nicht anzunehmen, daß Radiolarien und Schwammspicula nicht sedimentiert wurden, obwohl die Produktion dieser Kieselskelettelemente sicher einer gewissen Schwankung unterworfen war. Es erscheint uns vielmehr wahrscheinlicher, daß die Kieselskelette in dieser Fazies in

einem sehr frühen Stadium gelöst worden sind. Die allgemein beobachtbare Feinlamination belegt das Fehlen einer Bioturbation in der obersten Sedimentschicht. Das fehlende Bodenleben, wie auch die vorhandene organische Substanz, zeigen ein bei der Sedimentation herrschendes reduzierendes Milieu an. Die frühe Lösung des Skelettopals setzt ein alkalisches Milieu von etwa $\text{pH} > 9$ voraus. Solche E_h/pH -Bedingungen sind auch die Voraussetzung für eine primäre Entstehung von Mangankarbonat (Ca-reiche Rhodochrosite). Es ist vorstellbar, daß die mikrosphärolithischen Strukturen des Mangankarbonats dieser Fazies als primäre "Kristallisationsstruktur" zu betrachten sind (colloform structure, LECLERC & WEBER, 1980). Eine gegenüber der manganarmen Fazies etwas erniedrigte Sedimentationsrate (geringerer Al_2O_3 -Gehalt) würde auch die Lösung des Skelettopals begünstigen (RAD, 1979). Nach diesen Vorstellungen war eine primäre Bildung von Mangankarbonat in namhafter Menge weitgehend auf diese Fazies beschränkt. Sie wurde durch eine zeitweise Anreicherung von Mn-hältigen Lösungen ermöglicht.

Die Sedimentation der Strubbergschichten vollzog sich am Fuße eines tektonisch aktiven Beckenhangs, in Wassertiefen unterhalb der Wellenwirkungsbasis. Gravitativ induzierte Sedimentation von grobem Material in Form von Debrisflows und Blockflows bis hin zu Megaolistolithen belegen die tektonische Aktivität des Hangs. Echte Turbidite sind eine Seltenheit, weil vermutlich die hierfür notwendige Sandfraktion fehlte.

Unter dem Einfluß der Diagenese wurden die Sedimente der Strubbergschichten und damit auch die Manganverteilung im Sedimentstapel stark beeinflusst. Während in der manganarmen Fazies die Kiesel skelette wenigstens teilweise einer frühdiagenetischen Auflösung entgingen, wurden sie in der manganreichen Fazies, wie bereits dargestellt, in einem sehr frühen Stadium, möglicherweise schon während der Sedimentation gelöst. Der manganreiche Karbonatschlamm hat allerdings in einem darauffolgenden wahrscheinlich noch frühdiagenetischen Stadium eine "Einkieselung" erfahren, wie sie in verschiedenem Ausmaß auch in den manganarmen Gesteinen zu beobachten ist. Das durch den vorausgegangenen Lösungsvorgang an SiO_2 bereits angereicherte Porenwasser wird noch durch den Kompaktionsstrom zusätzlich SiO_2 zugeführt erhalten haben, und so als Quelle für den Verkieselungsprozeß gedient haben. Ein ebenfalls sehr früher Prozeß ist die Bildung idiomorpher und framboidartiger Pyrite, die ein deutlich reduzierendes Milieu anzeigen.

Eine Mobilisation von Mangan in Form von Mn^{2+} im Sedimentstapel bildet die Quelle für eine Mn-arme Calcitzement- und Verdrängungsmineralgeneration in einem späteren Diagenesestadium (mesogenetisch). In den meisten Mn-reichen Gesteinen sind die als primär betrachteten mikrosphärolithischen Strukturen nur mehr relikthhaft erhalten. Neben den Ca-reichen Rhodochrositen kommen auch Kutnahorite und Mn-reiche Calcite in gegenseitigem Kontakt vor. Diese Assoziation wird als Diageneseprodukt gedeutet.

Der Mangangehalt der manganarmen Strubbergsschichten mit einem Schwerpunkt unter 1 Gew% wird zum überwiegenden Teil auf diesen diagenetischen Stoffumsatz zurückgeführt. Es läßt sich so auch mühelos der für die Strubbergsschichten anormal erhöhte Manganspiegel erklären.

Rekristallisationsprozesse, die zur Bildung größerer zonargebauter Kristalle und Kristallaggregate geführt haben, werden auf den Einfluß der anchizonalen Metamorphose zurückgeführt. GERMANN (1972) hat wegen der Feinkörnigkeit die CaMn-Karbonate in erster Linie für unmittelbare Ausfällungsprodukte gehalten und nur geringe diagenetische Veränderungen angenommen.

In der hier dargestellten Modellvorstellung wird nur eine zeitweise Anreicherung Mn-hältiger Lösungen im Sedimentationsmilieu angenommen. Die Frage nach der Herkunft des Mangans kann allerdings an Hand des vorliegenden Beobachtungsmaterials nicht beantwortet werden. Es kommen in wesentlichem drei Quellen in Frage. 1) Zufuhr von Mangan durch Verwitterungslösungen, 2) vulkanogen-exhalative Zufuhr und 3) Anreicherung durch Mobilisation von Mn^{2+} im reduzierenden Bereich von Sedimentstapeln, welche reich an organischer Substanz sind. WEDEPOHL (1979) konnte an Hand von Stoffbilanzen zeigen, daß das aus dem Sediment im Zuge der Diagenese (Reduktion durch organischen Kohlenstoff) mobilisierte und dem Meerwasser zugeführte Mangan mengenmäßig wesentlich größer ist, als das mit Verwitterungslösung durch Flüsse zugeführte Mangan.

Für CORNELIUS & PLÖCHINGER (1952), GRUSS (1958) und auch GERMANN (1972) scheint eine vulkanogen-exhalative Herkunft des Mangans am wahrscheinlichsten zu sein. GERMANN konnte in der Manganschieferfazies von der Südseite des Karwendelgebirges, aber auch bei einem Vorkommen im Berchtesgadener Raum direkte Hinweise auf vulkanische Tätigkeit in Form von Seladonit-führenden Gesteinen finden. CORNELIUS & PLÖCHINGER (1952, p. 214) berichten über eine "meterlange glasig-grüne Gesteinsschliere" die aus "Serpentin" besteht. Sie ist von einer ca. 2 cm dicken Manganoxidkruste über-

zogen. Dieses Vorkommen konnte während der vorliegenden Untersuchung nicht wieder aufgefunden werden. Nach der sehr exakten Angabe von PLÖCHINGER liegt dieses Vorkommen allerdings nahe an der Grenze zum Schallwand-Gr. Traunsteinzug, der nach HAMILTON (1981) ein überschobenes Äquivalent zur Dachsteindecke bildet. Es läßt sich daher auf Grund der Position nicht mit Sicherheit ausschließen, daß es sich bei diesem Gesteinskörper um einen tektonischen "Schürfling" handeln könnte. Dicke Manganoxidkrusten wurden übrigens auch anderenorts ebenfalls im Bereich tektonischer Flächen angetroffen.

Eine vulkanogen-exhalative Anreicherung von Mn-führenden Lösungen scheint auch uns trotz des Fehlens solcher Hinweise auf Vulkanite in den Strubbergsschichten am wahrscheinlichsten, da doch im Jura tiefgreifende Umgestaltungen den ostalpinen Tethysraum erfaßt haben, in dessen Gefolge eine vulkanogen-exhalative Tätigkeit im Bereich eines tektonisch aktiven Beckenrandes durchaus vorstellbar ist. Daneben kommt der postsedimentären, diagenetischen Verteilung von Mangan in der gesamten Strubbergsschichtfolge eine wichtige Rolle zu.

Die in den letzten Jahren immer mehr erkannte Bedeutung von Bakterien bei der Oxidation aber auch Reduktion von Eisen und Mangan im Sediment sei in diesem Zusammenhang besonders erwähnt (ROY, 1980, p. 17 f.). Auch PLÖCHINGER (1952) hat bereits die bakterielle Beteiligung bei der Entstehung dieser Gesteine ins Auge gefaßt. Die von ihm allerdings beschriebenen kugeligen ?Manganbakterien dürften mit den hier beschriebenen mikrosphärolithischen Mangan-karbonatstrukturen ident sein.

9. Ausblick

Jene Mangananreicherungen, die unter Umständen auch von wirtschaftlichem Interesse sein könnten, liegen in den Strubbergsschichten bei etwa 15-30 Gew% MnO. Ungefähr ein Viertel aller aus den Strubbergsschichten untersuchten Gesteinsproben - ausgenommen sind Proben von Verwitterungskrusten und anderen sekundären Bildungen - weist solche Mangangehalte auf. Diese Angabe kann jedoch nicht auf die einzelnen Profilabschnitte verallgemeinernd übertragen werden. Es müßten für genaue Mengenkalkulationen eine dichtere Probenahme durchgeführt werden, und in den schlechter erschlossenen Gebieten, wie etwa im Gebiet des Lammerecks, auch eine Aufschließung durch Bohrungen und Schurfröschen erfolgen. Eine solche Kal-

kulation war jedoch nicht Ziel dieser Studie. Rohe Angaben über Vorräte im Gebiet Lammereck, Sattelberg und Strubbergsattel wurden von LECHNER & PLÖCHINGER (1956) mitgeteilt.

Es handelt sich bei den Manganvorkommen in den Strubbergschichten um eine sedimentäre Mangankarbonatvererzung. Oxidische Manganmineralbildungen sind nur in einem überaus geringen Ausmaß an der Zusammensetzung beteiligt, was auch in der geringen Probenzahl mit Mangangehalten über 25 Gew% MnO zum Ausdruck kommt.

Folgende Eigenschaften der Mangankarbonaterze sind für eine bergmännische Beurteilung von besonderem Interesse:

- Die Manganerze sind durch eine extreme Feinkörnigkeit (1-10 μm) gekennzeichnet.
- Die Mangankarbonatphasen weisen eine sehr enge Verwachsung mit mikrokristallinem Quarz auf. Es handelt sich teilweise um dispers verteilte Kieselsubstanz (durchschnittlich ca. 20-40%SiO₂).
- Der Mangangehalt in ein und derselben Probe ist an verschiedene Karbonatminerale gebunden, die ihrerseits unterschiedlich zusammengesetzt sind (Mn-reiche Calcite, Kutnahorite, Ca-reiche Rhodochrosite). Auch diese Minerale sind im μm -Bereich miteinander verwachsen. Die intensive Durchdringung der Mineralphasen würde bei einer Aufbereitung ein sehr feines Mahlen notwendig machen. Es sei hier auch erwähnt, daß diese Gesteinstypen, auf ca. 0,5 cm Durchmesser vorzerkleinert, beim Mahlen in der Achat-scheibenschwingmühle große Schwierigkeiten bereitet haben.
- Die Erze mit über 15 Gew% MnO weisen einen durchschnittlichen Gesamteisengehalt von 7,58 Gew% FeO (s = 1,61) auf. Ein nicht unwesentlicher Teil des Eisens ist an Pyrit gebunden. Dieser Pyrit kann im Kleinbereich stark angereichert sein.
- Der mittlere Al₂O₃-Gehalt als Parameter für die Tonsubstanz beträgt 4,98 Gew% (s = 2,24). Auch das Vorhandensein von organischer Substanz in graphitartiger Form ist zu berücksichtigen (C_{org} etwa bei 1 Gew%).

Die wirtschaftliche Nutzbarkeit der Manganerze der Strubbergschichten ist in Hinblick auf ihren verhältnismäßig niedrigen Gesamtangehalt sowie ihre texturale und mineralogische Beschaffenheit als wenig günstig zu betrachten. Andererseits ist festzuhalten, daß auf Grund der großen Verbreitung und Mächtigkeit von manganführenden Gesteinen in diesem untersuchten Gebiet beträchtliche Manganvorräte lagern. Die Vorkommen im Gebiet des Lammerecks, des Sattelberges und des Strubbergsattelgebietes weisen eine gute Zugänglichkeit auf und kämen, wie auch LECHNER & PLÖCHINGER

(1956) festgestellt haben, für eine wirtschaftliche Nutzung am ehesten in Frage.

10. Literatur

- BENCE, A.E. & ALBEE, A.L. (1968): Empirical correction for the electron microanalysis of silicates and oxides. -- J. Geol., 76, 382-403, Chicago.
- BERAN, A. (1978): Die Bestimmung der Zusammensetzung von Dolomit-Ankerit- und Magnesit-Siderit-Mischkristallen mit Hilfe von Reflexionsmessungen. -- N. Jb. Miner. Mh., 1978, 559-565, Stuttgart.
- BITTERLI, P. (1962): Studien an bituminösen Gesteinen aus Österreich und benachbarten Gebieten. -- Erdöl-Zs., 78, 405-416, Wien.
- BURNS, R.G. & BURNS, V.M. (1979): Manganese oxides. -- in: Marine minerals (ed. R.G. BURNS). -- Miner. Soc. Amer., Short Course Notes, 6, 1-46.
- CHOQUETTE, P.W. & PRAY, L.C. (1970): Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. -- Amer. Ass. Petr. Geol. Bull., 54, 207-250, Tulsa.
- CORNELIUS, H.P. & PLÖCHINGER, B. (1952): Der Tennengebirgs-N-Rand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales. -- Jb. Geol. B.-A., 95, 146-225, Wien.
- DAVIDSON, C.F. (1962): On the cobalt: nickel ratio in ore deposits. -- Mining Mag., 106, 78-85.
- DAVIES, Th.A. & SUPKO, P.R. (1973): Oceanic sediments and their diagenesis: Some examples from deep-sea drilling. -- J. Sed. Petrol., 43, 381-390, Tulsa.
- EVAMY, B.D. (1963): The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitisation. -- Sedimentology, 2, 164-170, Amsterdam.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. -- 454 S., Berlin-Heidelberg-New York (Springer V.).
- FREY, M. (1969): A mixed-layer Paragonite/Phengite of Low grade metamorphic origin. -- Contr. Miner. Petrol., 24, 63-65.
- FUGGER, E. (1915): Das Tennengebirge. -- Jb. Geol. R.-A., 64, 369-442, Wien.
- GERMANN, K. (1972): Verbreitung und Entstehung Mangan-reicher Gesteine im Jura der Nördlichen Kalkalpen. -- Tschermaks Miner. Petr. Mitt., 17, 123-150, Wien.

- GERMANN, K. & WALDVOGEL, F. (1971): Mineralparagenesen und Metallgehalte der "Manganschiefer" (unteres Toarcien) in den Allgäuschichten der Allgäuer und Lechtaler Alpen. -- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 139, 316-345, Stuttgart.
- GOLDSMITH, J.R. & GRAF, D.L. (1960): Subsolidus relations in the system CaCO_3 - MgCO_3 - MnCO_3 . -- J. Geol., 68, 324-335, Chicago.
- GRUSS, H. (1958): Exhalativ-sedimentäre Mangankarbonatlagerstätten mit besonderer Berücksichtigung der liassischen Vorkommen in den Berchtesgadener und Salzburger Alpen. -- N. Jb. Miner. Abh., 92, 47-107, Stuttgart.
- GÜNTHER, W. & TICHY, G. (1979): Manganberg- und -schurfbaue im Bundesland Salzburg. -- Mitt. Ges. f. Salzburger Landesg., 119, 351-373, Salzburg.
- HAMILTON, W. (1981): Die Hallstätter Zone des östlichen Lammertales und ihre geologischen Beziehungen zum Tennengebirgstirolikum (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). -- Unveröff. Diss. Univ. Wien, Form. u. Naturwiss. Fak., Wien.
- HÄUSLER, H. (1979): Zur Geologie und Tektonik der Hallstätter Zone im Bereich des Lammertales zwischen Golling und Abtenau (Sbg.). -- Jb. Geol. B.-A., 122, 75-141, Wien.
- (1981): Über die Einstufung der Hallstätter Schollen im Bereich der westlichen Lammermasse (Salzburger Kalkhochalpen). -- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, 145-159, Wien.
- KUBLER, B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. -- Etages tectonique, 105-122, Neuchâtel.
- LECHNER, K. & PLÖCHINGER, B. (1956): Die Manganerzlagerstätten Österreichs. -- Symposium Manganese, 20. Int. Geol. Kongr. Mexico, 5, 299-313, Mexico.
- LECLERC, J. & WEBER, F. (1980): Geology and genesis of the Moanda manganese deposits, Republic of Gabon. -- In: VARENTSOV, I.M. & GRASSELLY, GY. (Eds.): Geology and Geochemistry of Manganese, 2, 89-109, Stuttgart.
- PICOT, P. & JOHAN, Z. (1977): Atlas des minéraux métalliques. -- Mém. B.R.G.M., Paris.
- PLÖCHINGER, B. (1952): Fossile Bakterien in den Tennengebirgs-Manganschiefern? -- Mikroskopie, 7, 197-201, Wien.
- RAD, U.v. (1979): SiO_2 -Diagenese in Tiefseesedimenten. -- Geol. Rdsch., 68, 1025-1036, Stuttgart.
- ROY, S. (1980): Genesis of sedimentary manganese formation: processes and products in recent and older geological ages. --

- In: VARENTSOV, I.M. & GRASSELLY, GY. (Eds.): Geology and Geochemistry of Manganese, 2, 13-44, Stuttgart.
- SICKENBERG, O. (1928): Das Ostende des Tennenengebirges. -- Mitt. geol. Ges. Wien, 19, 79-149, Wien.
- SZABO, Z. & GRASSELLY, GY. (1980): Genesis of manganese oxide ores in the Úrkút basin, Hungary. -- In: VARENTSOV, I.M. & GRASSELLY, GY. (Eds.): Geology and Geochemistry of Manganese, 2, 223-236, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E. (1970): Geologische und mikro-paläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. -- Geologica et Palaeontologica, 4, 87-145, Marburg.
- TUREKIAN, K.K. & WEDEPOHL, K.H. (1961): Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. -- Geol. Soc. Amer. Bull., 72, 175-191, Boulder.
- VARENTSOV, I.M. (1964): Sedimentary Manganese Ores. -- 119 S., Amsterdam (Elsevier).
- & RAKHMANOV, V.P. (1980): Manganese deposits of the USSR. -- In: VARENTSOV, I.M. & GRASSELLY, GY. (Eds.): Geology and Geochemistry of Manganese, 2, 319-391, Stuttgart.
- VINE, J.D. & TOURTELOT, E.B. (1970): Geochemistry of black shale deposits. -- A summary report. -- Econ. Geol., 65, 253-272, New Haven.
- WEBER, K. (1972): Kristallinität des Illits in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. -- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 141, 333-363, Stuttgart.
- WEDEPOHL, K.H. (1979): Geochemische Aspekte der Diagenese von marinen Ton- und Karbonatsedimenten. -- Geol. Rdsch., 68, 833-847, Stuttgart.
- (1981): Potential sources of manganese oxide precipitation in the oceans. -- In: VARENTSOV, I.M. & GRASSELLY, GY. (Eds.): Geology and Geochemistry of Manganese, 3, 13-22, Stuttgart.
- ZANKL, H. (1965): Zur mikrofaunistischen Charakteristik des Dachsteinkalkes (Nor/Rhät) mit Hilfe einer Lösungstechnik. -- Zs. deutsch. geol. Ges., 116, 549-567, Hannover.

ANHANG I

Chemische Zusammensetzung der Strubbergschichten

MnO, FeO, CaO, MgO, Al₂O₃ in Gew%

FeO = Gesamteisengehalt

MnO = Gesamtmangangehalt

Spurenelemente in ppm

Firstsattel NW

Nr.	Gesteins- bezeichnung	MnO	FeO	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Sr
5	schwarzer kieseli- ger Mergelschiefer	0,39	3,02	32,36	1,86	7,61	48	23	111	60	7	55	548
6	"	0,25	3,31	25,35	2,16	11,92	70	31	140	69	4	55	396
7	"	0,31	3,10	28,85	2,02	10,77	66	17	91	53	5	51	471
8	"	0,31	3,69	28,48	2,29	9,96	58	18	99	35	5	47	452
9	"	0,28	4,04	19,50	2,24	12,20	78	28	80	41	1	40	370
10	"	0,36	3,50	23,62	2,29	12,73	75	19	69	55	1	50	465
11	"	0,53	3,16	27,04	2,24	10,43	68	21	86	45	1	43	644
12	"	0,26	4,84	12,72	3,02	13,77	97	32	84	70	1	53	317
13	"	0,37	4,05	25,46	2,35	10,14	71	24	70	59	3	54	733
14	dunkelgrauer Mer- gelkalk	0,19	1,94		2,06	3,38	22	27	55	33	24	30	565
15	"	0,12	1,38		1,48	1,19	22	42	25	19	23	24	560
18	"	0,40	1,44	48,66	2,06	4,33	25	26	34	37	12	66	718
20	Manganerz	29,94	7,07	0,11	1,33	10,47	88	32	47	66	31	56	47
21	Manganschiefer	15,76	8,17	0,13	1,62	11,09	71	71	45	85	12	63	66
22	"	3,63	4,75	22,55	1,51	9,48	61	31	30	60	2	203	293
23	"	2,70	5,63	24,23	1,79	9,45	61	32	29	59	3	62	314
24	"	1,65	6,66	7,48	1,99	12,00	89	36	27	80	3	51	80
25	"	1,88	7,00	15,22	1,76	10,67	80	38	37	89	4	76	148
26	"	3,38	5,76	17,38	2,14	13,07	82	32	71	69	4	75	171
28	"	7,49	9,36	26,41	4,03	6,46	44	60	43	44	8	88	777
33	"	2,41	4,67	26,11	2,25	9,62	59	24	58	43	6	57	509

Firstsattel SE

Nr.	Gesteins- bezeichnung	MnO	FeO	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Sr
34	Mangankruste	28,04	5,94	10,41	0,58	0,64	4	34	105	54	5	396	210
37	"	31,32	13,44	11,46	1,72	1,19	8	17	62	10	6	275	182
40	Manganschiefer	6,16	3,10	36,26	1,82	7,86	39	32	57	35	12	56	893
41	"	14,33	2,84	33,02	2,74	5,18	30	26	31	29	16	84	793
42	"	6,42	3,09	29,60	2,21	6,84	32	28	52	30	4	53	807
43	"	6,05	4,44	27,25	2,49	8,24	41	22	23	34	5	68	650
44	kiesel. Mergelsch.	1,24	3,09	20,69	2,40	11,79	54	17	28	40	3	53	400
45	"	0,71	2,44	31,17	1,82	9,45	43	18	19	48	6	44	685
47	"	0,92	3,01	22,96	2,52	10,47	53	16	49	38	7	48	615
51	Tonschiefer	1,74	4,64	0,04	2,52	17,44	87	38	66	62	5	68	31
52	Manganschiefer	1,58	1,79	30,93	1,86	7,56	35	23	20	26	10	38	744
53	"	3,76	3,16	28,13	1,53	8,27	43	21	8	42	6	82	666
54	"	7,97	4,42	30,81	2,79	4,85	32	33	16	40	12	47	162
57	schwarzer Tonschiefer	0,08	4,58	0,06	1,82	19,38	119	23	24	48	9	53	35
59	Manganschiefer	4,04	4,33	24,94	1,86	7,67	41	31	9	34	7	43	539
60	manganf. Tonschiefer	1,41	4,82	12,52	1,92	10,28	65	28	18	63	2	45	166
62	schwarzer Tonschiefer	0,04	3,12	1,40	0,63	10,99	82	15	18	24	11	17	85

Gr. Traunstein (300 m SSE)

Nr.	Gesteins- bezeichnung	MnO	FeO	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Sr
63	plattiger Kalk	0,09	0,81	51,16	0,88	0,91	10	67	28	15	27	35	623
64	hellgrauer Mergelschiefer	0,08	4,30	19,60	2,32	14,11	81	21	31	19	4	66	204
65	"	0,06	4,39	15,64	2,07	16,55	99	20	14	15	2	57	159
66	schwarzer Mergel- schiefer	0,08	4,00	30,88	1,94	10,56	63	18	28	17	7	52	393

Sattelberg

73	dunkelgr. "Radiolarit"	0,03	0,96	17,49	0,17	1,08	5	7	9	15	5	18	158
75	Mergelschiefer	0,31	1,43	23,35	0,58	2,40	8	12	0	24	6	32	400
77	laminiertes Manganerz	25,51	4,04	22,01	2,02	5,33	38	28	24	45	9	65	428
78	Manganschiefer	1,88	3,23	29,37	1,51	7,42	40	34	19	43	8	51	537
79	Mergelschiefer	0,41	2,53	29,07	1,29	8,10	43	18	29	35	5	47	466
80	Kieselschiefer	0,08	2,33	6,48	1,58	8,99	45	30	43	64	2	61	123
81	kalk. Kieselsch.	0,14	2,76	13,85	1,58	8,14	36	16	43	56	0	30	157
82	Mergelschiefer	0,19	3,78	15,26	2,42	8,99	47	20	43	59	1	56	226
83	Wadartige Kruste	12,39	8,91	0,10	1,13	10,52	47	95	139	61	7	158	53
86	laminiertes Manganschiefer	1,63	2,17	33,13	1,11	3,31	38	23	56	38	10	38	610
87	Mergelschiefer	0,31	2,51	16,84	1,54	7,06	30	15	43	47	3	34	299
88	Wadartiges Material	4,91	6,29	0,07	1,53	12,00	53	40	225	44	10	95	42
89	Manganschiefer	1,19	4,08	29,49	1,84	7,18	45	31	34	43	2	57	849

Nr.	Gesteins- bezeichnung	MnO	FeO	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Sr
90 a	Manganschiefer	5,96	4,94	28,06	2,65	6,65	44	34	44	43	8	63	924
91	"	5,22	4,60	26,93	2,37	7,39	44	32	28	47	9	60	714
92	"	17,00	6,51	16,77	2,80	4,04	31	29	40	38	1	60	423
93	"	17,75	7,78	17,17	3,45	6,44	41	26	33	48	4	61	509
94	"	17,42	7,33	20,61	2,82	3,66	43	29	21	37	8	43	439
<u>Rauhes Sommereck E</u>													
95	Mergelschiefer	0,15	1,61	15,51	1,03	4,31	20	8	9	31	0	32	151
96	Kieselschiefer	0,08	1,52	7,44	0,51	2,74	8	5	18	22	0	16	49
97	Mergelschiefer	0,34	4,14	23,01	1,76	10,43	48	29	34	47	4	65	265
99	Mergelschiefer	0,41	2,57	32,82	1,23	4,40	30	24	23	29	10	26	553
102	Intraklast aus Breccie	0,81	2,01	27,38	1,62	5,91	38	19	9	16	10	26	435
<u>Lammereck SE</u>													
105	laminiertes Manganerz	21,35	8,95	15,12	3,55	5,06	33	57	23	36	2	37	351
107	"	18,02	7,72	18,93	3,47	3,31	29	39	14	32	0	33	414
108	Dichtes Manganerz	17,03	4,77	28,15	2,37	2,63	16	29	23	51	7	37	677
109	"	17,96	7,93	20,52	3,12	3,53	29	50	86	36	4	41	479
110	kieseliger Mangan- schiefer	2,70	4,39	30,11	1,94	5,10	34	52	35	39	7	59	871
111	"	1,36	3,28	33,53	1,61	7,29	35	37	66	42	1	50	1053
112	lamin. Manganerz	18,20	6,06	25,49	2,42	5,76	28	44	56	42	2	35	837
113	Manganschiefer	1,69	3,67	29,11	2,01	8,01	39	32	33	37	4	43	922
114	Mergelschiefer	0,48	3,16	27,01	1,51	9,09	55	29	28	47	5	46	738
115	lamin. Manganerz	27,91	7,97	13,15	3,30	3,19	25	55	27	31	4	18	324

Nr.	Gesteins- bezeichnung	MnO	FeO	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Sr
117	lamin.Manganerz	28,38	7,55	13,43	2,82	3,19	28	67	74	--	3	19	202
118	kieseliger Manganschiefer	2,57	2,88	35,28	0,93	3,95	30	28	34	28	9	38	760
<u>Infangalm, Wildbach 200 m SW</u>													
124	Mergelschiefer	0,65	3,58	27,20	1,89	7,88	52	34	21	46	6	55	602
<u>Weg Kuchlbach Infangalm</u>													
128	Wadartiges Material	31,31	5,22	0,56	5,27	6,54	35	41	18	46	3	55	19
<u>Pichler NE (N Paß Lueg)</u>													
129	Mergelschiefer	0,43	3,38	27,64	1,59	7,78	45	27	21	45	0	61	316
130	"	0,92	3,43	23,66	1,92	8,82	54	25	35	39	2	52	285
131	lamin. Mangansch.	6,16	4,23	27,55	2,45	6,63	46	21	56	31	3	64	538
<u>Klausgraben</u>													
132	stark verschiefer- tes Manganerz	25,20	9,45	10,76	2,74	5,08	36	45	35	22	1	69	370
133	schwarzer Mergel- schiefer	0,94	3,90	20,92	2,01	8,59	60	35	44	76	4	54	697
134	versch. Manganerz	19,17	10,55	20,12	2,95	3,12	52	80	65	24	5	73	904
135	Manganschiefer	2,25	5,40	22,94	1,51	7,80	64	42	31	47	2	14	683
136	dichtes Manganerz	15,98	6,57	19,84	3,35	4,25	33	50	31	35	1	63	550
137	schwarzer Mergel- schiefer	1,21	2,51	33,46	1,99	6,80	37	40	32	52	9	83	1540

Nr.	Gesteins- bezeichnung	MnO	FeO	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Sr
138	stark kieseliger Mergelschiefer	0,70	1,47	37,58	0,88	1,85	16	40	22	22	11	65	1391
139	schwarzer Mergel- schiefer	0,39	2,42	34,08	1,48	7,86	28	28	46	46	10	83	1489
140	"	0,23	3,42	23,24	2,06	9,52	57	34	31	55	5	62	847
141	Mergelkalk	0,71	0,94	50,16	0,71	1,13	11	59	30	24	14	8	2075
142	Manganschiefer	5,99	8,73	27,32	2,01	5,01	46	119	46	69	3	35	919
143	"	1,88	2,57	17,05	2,09	6,52	50	22	47	31	9	10	441

Strubbergsattel

144	schwarzer Mergel- schiefer	1,02	3,64	20,19	1,53	7,93	57	29	35	61	0	57	565
145	Manganerz	15,54	7,28	21,19	2,01	3,89	32	56	22	35	3	34	872
146	lamin. Manganerz	26,34	6,76	12,17	3,56	4,68	32	36	44	39	2	33	345
147	Tonmergelschiefer	0,40	5,30	13,88	1,66	8,56	75	39	31	76	0	62	343
148	Manganerz	16,67	9,09	13,70	4,01	5,65	42	39	29	41	2	48	363
149	Manganschiefer	7,07	3,68	30,86	1,64	6,18	37	38	26	35	5	55	962
150	"	20,58	10,00	13,43	3,98	5,29	35	43	21	36	1	32	398
151	"	1,73	6,20	36,42	1,24	4,93	23	27	17	33	8	30	1583
152	"	1,68	3,69	25,81	1,48	6,54	35	38	30	45	8	52	912
153	Gutensteiner Basis- schichten	0,10	1,32	37,09	3,78	2,85	15	26	14	25	3	26	495
155	Mergelschiefer	0,23	3,07	28,92	1,67	8,37	46	22	35	51	4	106	755

ANHANG II

Röntgenographisch ermittelte Mineralphasen in den
Gesteinen der Strubbergsschichten

Die Mineralgehalte wurde gegen Eichproben abgeschätzt.

+++ = >50 Gew%
++ = 50 - 10 Gew%
+ = <10 Gew%

Qu Quarz
Ab Albit
Kfsp Kalifeldspat
Mu Muskovit
Chl Chlorit
Py Pyrophyllit
Pa Paragonit
Pa/Mu Paragonit/Muskovit Mixed Layer
Cc Calcit
Do Dolomit
Ku Kutnahorit
Rho Rhodochrosit

PROBEN NR.	Qu	Ab	Kfsp	Mu	Chl	Py	Pa	Pa/Mu	Cc	Do	Ku	Rho
6	xxx	x		x	x				xx			
10	xx	x		x	x				xx			
11	xx	x		x	x	x		x	xx			
14	xx	x		x	x	x			xxx	x		
20	x			x								xxx
22	xxx	x		x	x	x		x	xx			
24	xxx	x		x	x	x	x	x	x			
33	xxx	x		x	x	x	x	x	xx			
34	xxx			x		x						xx
37												
40	xx	x		x	x	x	x		xxx		x	
43	xxx	x		x	x				xx		x	
44	xx	x		x	x				xx			
45	xx	x		x	x				xx			
51	xxx	xx		xx	x				x			
54	xx			x	x	x	x	x	xxx		x	
57	xxx	x		xx	x							
59	xxx	x		x	x				xx		x	
62	xxx	x		x								
64	xx	x	x	x	xx				xx			
65	xx	x	x	x	xx				xx			
66	xx	x		x	xx				xx			
67	xx	x	x	x	xx				xx			

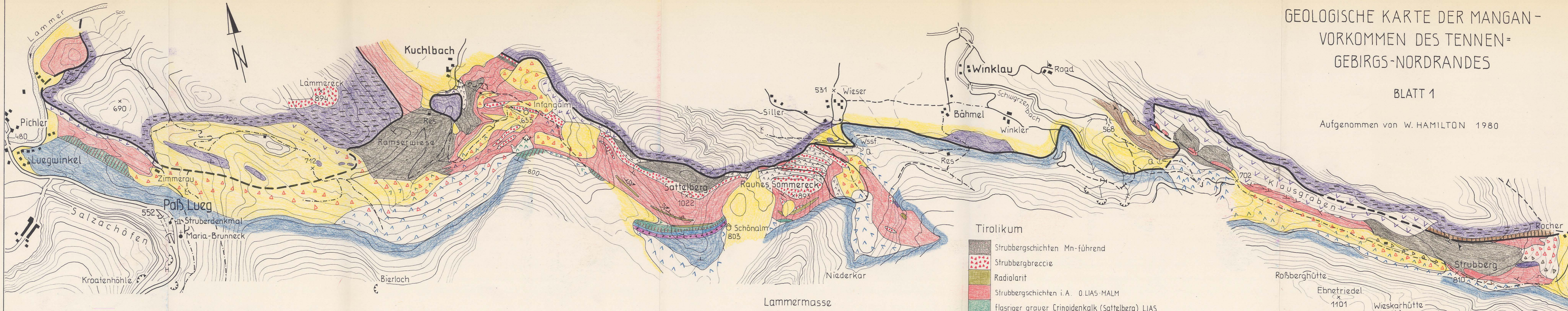
PROBEN NR.	Qu	Ab	Kfsp	Mu	Chl	Py	Pa	Pa/Mu	Cc	Do	Ku	Rho
75	xxx	x							xx			
77	x			x	x				xx		x	xxx
78	xx	x		x	x				xx			
79	xx	x		x	x				xx			
80	xxx	x		x	x				x	x		
83	xxx	x		x			x	x				
88	xxx	xx		x	x							
90a	xx	x		x	x				xx		x	
90b	xx	x		x	x	x	x		xx		x	
91	xx	x		x	x	x			xx		x	
92	xxx			x	x	x	x		xx		x	xx
94	xx	x							xx		x	xx
95	xxx	x		x	x	x			xx			
97	xxx	x		x	x	x	x		xx	x		
99	xx	x		x	x	x	x		xx	x		
102	xxx	x		x	x				xx			
103	xx	x		x	x				xx			
105	xx				x	x			x		x	xx
107	xx				x	x			xx		x	xx
108	xx	x		x	x	x	x	x	xx		x	xx
110	xxx	x		x	x				xx	x		
113	xxx	x		x	x	x			xx			
115	xx				x				x			xxx

PROBEN NR.	Qu	Ab	Kfsp	Mu	Chl	Py	Pa	Pa/Mu	Cc	Do	Ku	Rho
118	xx	x				x			xxx	x		
128	xx					x						xx
129	xx	x		x		x	x		xxx	x		
131	xx	x		x	x		x		xx		xx	
133	xx	x		x	x				xx	x		
134	xx				x	x	x		xx		x	xx
135	xx	x		x	x				xx	x		
136	xxx				x	x	x		xx		x	xx
137	xx	x		x	x				xx	x		
138	xx	x							xxx	x		
139	xx	x		x	x				xx	x		
140	xx	x		x	x				xx	x		
141	xx	x							xxx	x		
142	xx	x		x	x	x	x		xx		xx	x
143	xx	x		x	x	x	x		xxx	x		
145	xx	x		x	x	x	x	x	xx		x	xx
146	xx								x			xxx
147	xxx	x		x	x				x	x		
148	xx				x	x	x	x	x		x	xx
149	xx	x		x	x	x	x	x	xxx			x
151	xx	x		x	x				xx			
152	xx	x		x	x				xx			
153	xx	x		x	x				xx	x		

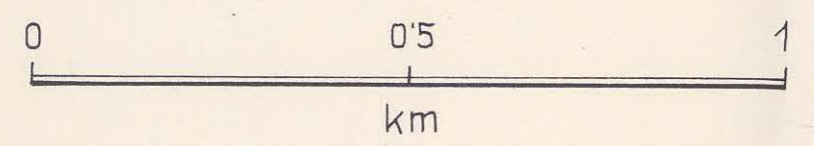
GEOLOGISCHE KARTE DER MANGAN-VORKOMMEN DES TENNEN-GEBIRGS-NORDRANDES

BLATT 1

Aufgenommen von W. HAMILTON 1980



Maßstab 1:10 000



LEGENDE:

- auflagernder Hangschutt (i. d. Farbe der Gesteine)
- aus dem Untergrund kommende Lesesteine (---)
- Moränenbedeckung

Lammermasse

- kieselige Karbonate KARN
- Dolomitschollen des Firstsattels/Ob. Alm ?ANIS-LADIN
- Gutensteiner Kalk
- Gutensteiner Basisschichten
- Werfener Schichten

Tirolikum

- Strubbergsschichten Mn-führend
- Strubbergbreccie
- Radiolarit
- Strubbergsschichten i. A. O. LIAS-MALM
- flasriger grauer Crinoidenkalk (Sattelberg) LIAS
- flasriger roter Kalk (mit Hornsteinen im Liegenden) LIAS
- dunkler Kalk mit roten Hornsteinen LIAS
- dunkler Kalk mit grauen Hornsteinen LIAS
- schwarzer plattiger Crinoidenkalk
- Dachsteinkalk NOR-RHÄT

- Grenze TIROLIKUM-LAMMERMASSE
- 0°-30°
- 30°-60°
- 60°-90°
- Faltenvergenz
- Faltenachse

Legende siehe Blatt 1

Kahralm

Efetleck

x 1087

Höllkar

x 833

Nebelgasse

Unt. Traunstein
x 1659

G. Traunstein
x 1943

Schallwand
x 1929

1820
First

Obere Alm

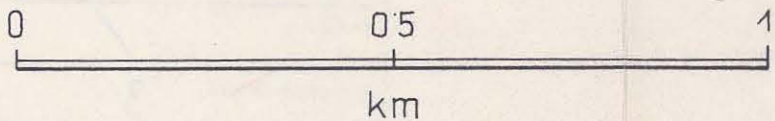
2128
x
Tagweide

1739
x

Lange Gasse



Maßstab 1:10000



Aufgenommen von W. HAMILTON 1980