

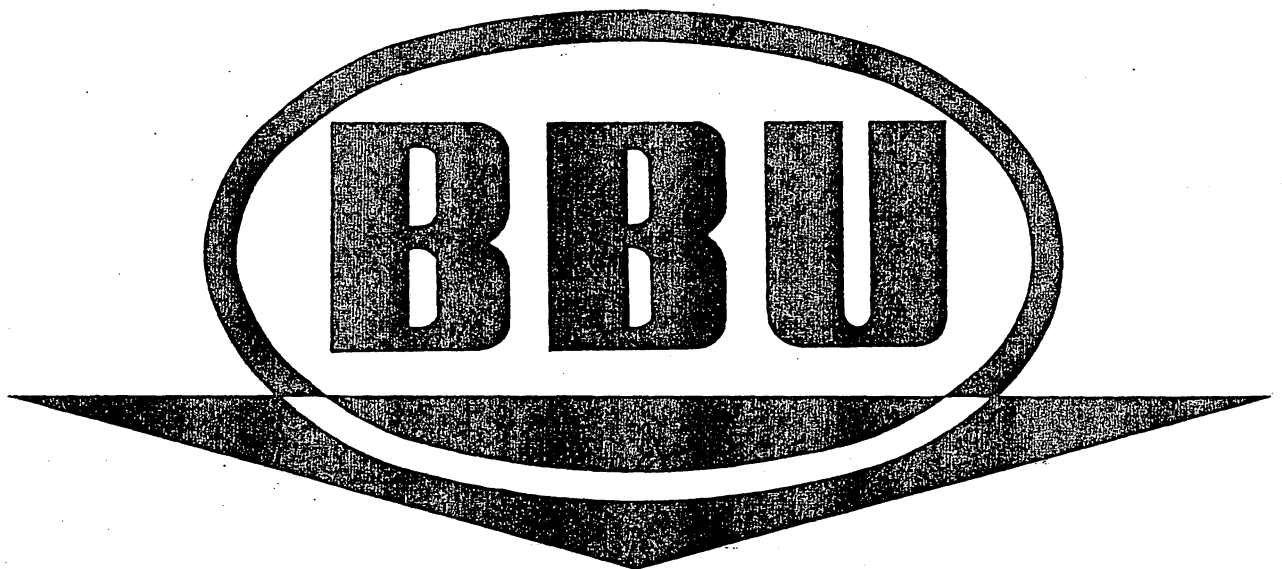
BLEIBERGER BERGWERKS UNION
GEOLOGISCHE ABTEILUNG

ENDBERICHT

ÜBER PROJEKT

BLEI-ZINK

IN DEN NORDTIROLER KALKALPEN



Z U S A M M E N F A S S U N G

Im Berichtszeitraum August 1979 bis September 1980 wurden folgende Forschungsaktivitäten gesetzt:

I. Raum Lafatsch

1. Geologische und tektonische Aufnahme (Maßstab 1: 25.000 bzw. in Detailbereichen 1:5000) des Geländes um die Lagerstätte.
2. Sedimentologische-geochemische Profilaufnahme außerhalb des Lagerstättenbereiches (Profil Lafatscher Joch und Poppen), wobei insbesondere die Entwicklung des "hängenden Wettersteinkalkes" bis zum Einsetzen der Raibler Schichten untersucht wurde.

Anhand des reichhaltigen sedimentologischen Materials (Dünnschliffe) wurde versucht, ein neuartiges genetisches Modell zu erstellen, welches als Grundlage für weitere gezielte Prospektionsarbeiten dienen soll.

Das geochemische Datenmaterial (Analytik BBU) erfolgte auf die Elemente Ca, Mg, Pb, Zn, Cu, Fe, Sr, Mn und Ba. Eine erste statistische Durcharbeitung des Datenmaterials ergab, daß die Metalle Blei und Zink in Bereichen, die bislang kein bergbauliches Interesse aufwiesen, eine überdurchschnittliche Abweichung vom lokalen "background" aufweisen.

So wurden in den "tauben" Profilen lokal Zinkwerte von 1 % und Bleiwerte von 2,4 % ermittelt.

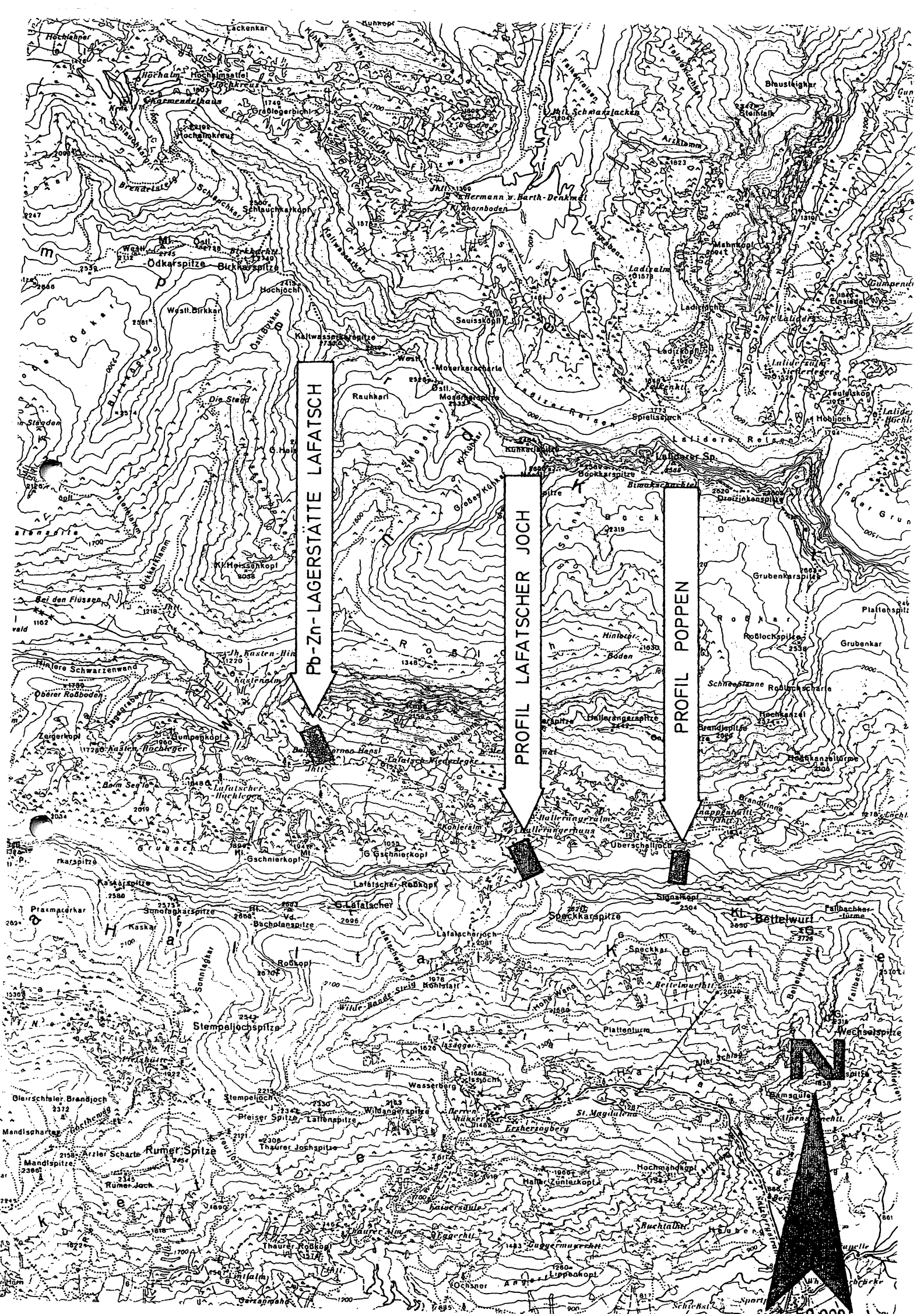
Diese überraschenden Abweichungen rechtfertigen, nach Ansicht der Projektleitung, eine Fortführung der Forschungsarbeiten.

II. Trias südlich des Inn (Raum Rattenberg)

Ziel der Untersuchungen war es, die im sogenannten "Silberbergstollen" aufgeschlossene Gesteinsabfolge lithologisch-tektonisch zu erfassen und geochemisch zu typisieren (Analytik noch nicht abgeschlossen).

Erste Ergebnisse zeigen, daß die Abfolge zwischen Alpinen Buntsandstein bis an die Grenze der Raibler Schichten eine Reihe von Mineralisationen (Zinkblende und Fahlerz) enthält, die insbesondere in Partnachschieften auftreten.

Ferner wurde eine Reihe von alten Schürfen und Halden bemustert, aufgenommen und beprobt.



Pb-Zn-LAGERSTÄTTE LAFATSCH

PROFIL LAFATSCHER JOCH

PROFIL POPPEN

N

G E O C H E M I S C H E T Y P I S I E R U N G
der Sedimentprofile im "hangenden Wettersteinkalk"
(Profil Lafatscher-Joch, Poppen)

Beprobung

Die Beprobung der Gesteinsprofile erfolgt nach sedimentologischen Gesichtspunkten (d.h. jeder Wechsel in der Fazies wird berücksichtigt).

Probenanzahl:	Profil Lafatscher Joch	55
	Profil Poppen	38

Analytik:

Die geochemische Analytik des Probenmaterials erfolgte mittels Plasma auf die Elemente Cu, Fe, Ba, Ca, Mg, Sr, Pb, Zn, Mn.

Die Werte für K, SiO₂, F (Sonderbestimmungen RFA, AAS) sind noch ausständig und werden nachgeliefert.

Nachweisgrenzen	Cu : 10 ppm
	Fe : 100 ppm
	Ba : 20 ppm
	Sr : 20 ppm
	Pb : 100 ppm
	Zn : 50 ppm
	Mn : 10 ppm

Geochemisches Datenmaterial

	Ca	Mg	Pb	Zn	Fe	Sr	Mn	Ba	Cu
Lafatscher Joch	33,6 (5,9)	2,9 (2,8)	266 ^{xx)} (190)	241 ^{xx)} (400)	2216 (4338)	< 20	227 (361)	< 20	14 (6)

Poppen	35,2 (3,6)	3,3 (2,2)	575 ^{x)} (345)	260 (262)	304 (238)	< 20	24 (33)	< 20	16 (7)

Angaben im ppm, Ca, Mg in %

\bar{x} = Mittelwert

S = Standardabweichung in Klammer

(Extremwerte > 1 % bei Pb, Zn ausgeschlossen)

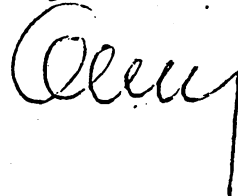
^{x)} 70 % der Daten

^{xx)} 60 % der Daten

Die dolomitisierte Kalkabfolge des "hangenden Wettersteinkalkes" lässt sich wie folgt geochemisch zusammenfassen (Korrelationsanalyse erfolgt bei vollständigem Datenmaterial)

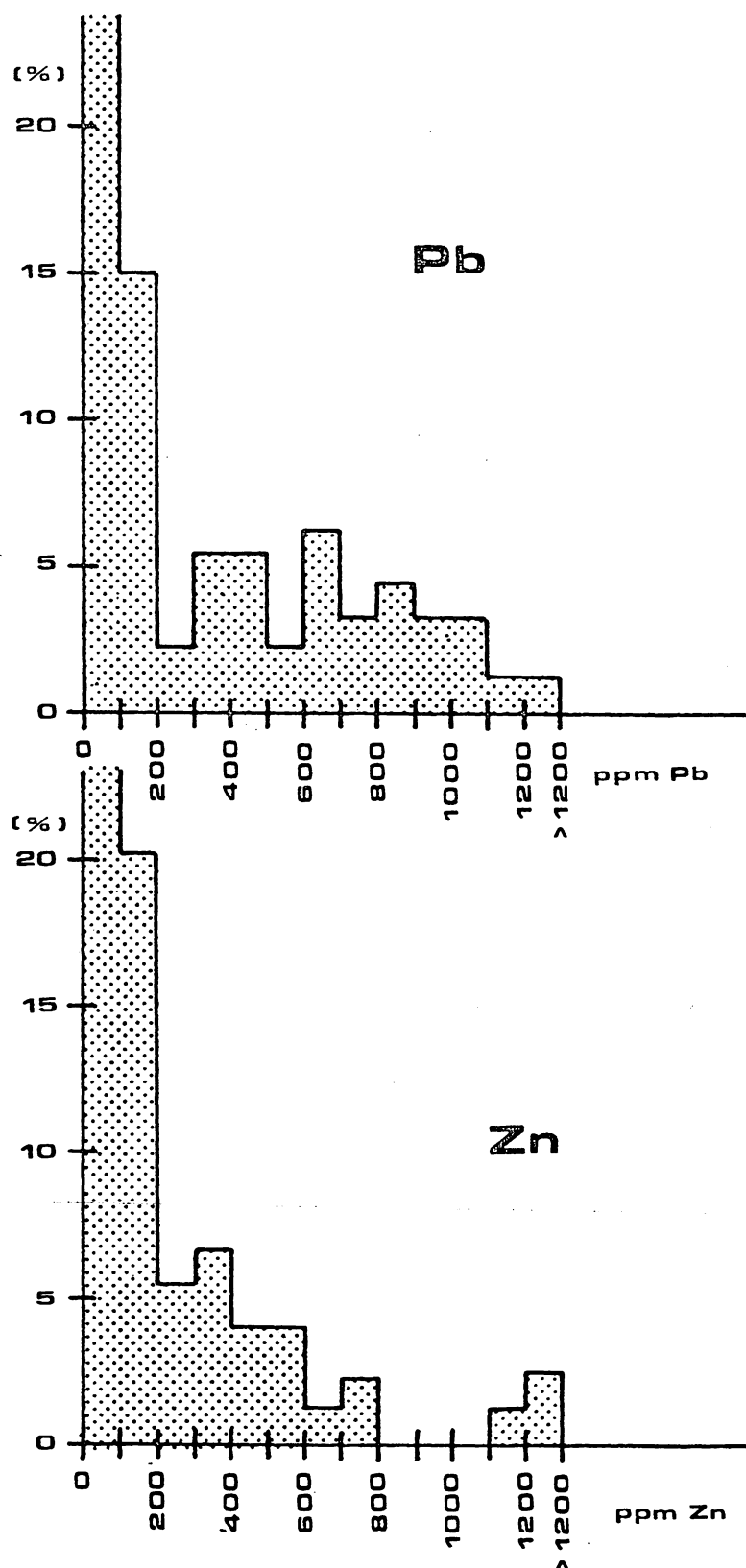
1. Die Gesteinsabfolge weist Pb-Zn-Gehalte auf, die von den üblichen Werten im "tauben hangenden Wettersteinkalk" um das 50 - 80fache erhöht sind.
2. Die Abfolge ist durch das Fehlen von Barium und Strontium gekennzeichnet, was faziell begründet ist bzw. begründet werden wird.
3. Kupfer entspricht den Normalgehalten im Wettersteinkalk.
4. Schwankende Eisen- und Mangangehalte sind faziell bedingt (Abhängigkeit von klastischem Material).

Projektleitung:



BLEI - ZINK VERTEILUNG IN DEN PROFILEN

LAFATSCHER JOCH UND POPPEN



T Ä T I G K E I T S B E R I C H T

an die BLEIBERGER BERGWERKS-UNION

für den Zeitraum von September 1979 bis Juli 1980

Projekt Pb-Zn in den Nordtiroler Kalkalpen

vorgelegt von Dr. R. BRANDNER, Dr. P. GSTREIN und Dr. G. HEISSEL,
Institut für Geologie und Paläontologie der Universität
Innsbruck, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck.

eingereicht im August 1980
mit 18 Beilagen

T E I L 1 : Bergbau Lafatsch, Karwendel

1. Die Stellung der Pb-Zn-Lagerstätte Lafatsch im Bau des Karwendelgebirges

Obwohl die Pb-Zn-Lagerstätte Lafatsch schon oft Gegenstand umfangreicher Untersuchungen war, ist bisher eine umfangreiche und zielführende großtektonische Analyse stets unterblieben. Neben faziellen und anderen Gesichtspunkten ist jedoch die Stellung einer Lagerstätte im Gebirgsbau von erstrangiger Bedeutung, und dies vor allem dann, wenn es sich um derart komplizierte tektonische Verhältnisse handelt, wie im Karwendelgebirge rund um den Bergbau Lafatsch.

Deshalb wurde für das vorliegende Projekt der Versuch unternommen, die tektonische Position der Lagerstätte Lafatsch endgültig festzulegen. Dies machte naturgemäß eine umfangreiche und überregionale Geländebegehung notwendig, wofür nur ein sehr kurzer Zeitraum zur Verfügung stand.

Es soll im folgenden nur auf die neuen Erkenntnisse eingegangen werden. Die Ansichten älterer Arbeiten werden dabei nur in Ausnahmefällen zitiert, da eine eingehende Diskussion älterer Ansichten den Rahmen sprengen würde.

Die Pb-Zn-Lagerstätte Lafatsch befindet sich im zentralen Teil der Inntaldecke des Karwendelgebirges.

Die Inntaldecke ist im Karwendel charakterisiert durch einen teilweise sehr großräumigen, teilweise sehr intensiven und meist ausgeprägt nordvergenten Faltenbau. Untergeordnet gehen diese Falten auch in Störungen über, die vor allem in einem Fall einen beträchtlichen Überschiebungscharakter annehmen (Gleirschnordwand-Bettelwurfnordwandüberschiebung).

Im folgenden sollen die für die Inntaldecke im zentralen Teil des Karwendelgebirges maßgeblichen tektonischen Strukturen von Norden nach Süden einer kurzen Beschreibung unterzogen werden.

a) Vom Gebiet beiderseits der Scharnitzer Klausen (= Porta Claudia) bis östlich der Birkkarspitze zieht die Pleisenspitzen-Birkkarspitzenantiklinale. Wie die beigegebenen geologischen Querschnitte zeigen, handelt es sich hierbei um eine großräumige Aufsattelung der Gesteine der Inntaldecke. Nordalpine Raibler Schichten und Hauptdolomit sind am Bau dieser Antiklinale nur im Westen beteiligt (z.B. Lablehner, Kienleitenkopf etc.). Den überwiegenden Anteil am Bau dieser Antiklinale hat jedoch der Wettersteinkalk. Ältere Gesteine treten lediglich am erosiv bedingten Nordrand der Pleisenspitzen-Birkkarspitzenantiklinale vom Gebiet des Karwendelhauses gegen Osten auf, und zwar handelt es sich um Alpinen Muschelkalk und Reichenhaller Schichten. Fast durchwegs überall dort, wo oberer Wettersteinkalk noch erhalten ist, finden sich auch Pb-Zn-Vorkommen, bzw. wurden diese auch teilweise früher abgebaut (z.B. Knappenloch südlich Brunnsteinkopf, Pleisenspitzengebiet). Von allen Faltenstrukturen bildet die Pleisenspitzen-Birkkarspitzenantiklinale zumindest innerhalb der Inntaldecke des Karwendels den großräumigsten Faltenbau und besitzt eine nicht sehr ausgeprägte Nordvergenz. Die Faltenachse ist stets leicht wellig verbogen, im großen gesehen jedoch mehr oder minder sählig.

b) Etwa vom Gebiet "Bei den Flüssen" im Hinterautal im Westen bis in den Raum der Sonnenspitzen, der Bockkarspitze und der Dreizinkenspitze gegen E ziehen die Heißenkopf-Sonnenspitzen-synklinale und knapp südlich davon die Heißenkopf-Sonnenspitzen-antiklinale. Auch diese beiden Großfalten besitzen lediglich eine sehr undeutlich ausgeprägte Nordvergenz. Ihre Faltenachsen tauchen mit maximal 30° gegen Westen ein, vielfach jedoch wesentlich flacher. Beide Großfalten setzen sich gegen Westen nicht fort. Zumindest die Heißenkopf-Sonnenspitzen-synklinale entsteht im Westen aus einer mehr oder weniger tiefgreifenden Störung ohne nennenswerten Überschiebungscharakter, deren Verlauf etwa vom Raum "Bei den Flüssen" quer über die Birkkarklamm und über den Grat nördlich des Kleinen Heißenkopfs etwa der Faltenachse der Heißenkopf-Sonnenspitzen-synklinale entspricht, diese jedoch etwa von hier in nördlicher Richtung weg gegen Osten verläßt und nach Überquerung des Moserkarecks durch

eine markante Rinne südlich des Gipfels 2050 in das Große Kühkar zieht, um östlich der Kühkarspitze den nördlichen Erosionsrand der Inntaldecke zu erreichen. Zumindest die Heißenkopf-Sonnenspitzenantiklinale weist ebenfalls Pb-Zn-Vererzung auf, wie bereits O. SCHULZ (1954) berichtet.

c) Südlich der Pleisenspitz-Birkkarspitzantiklinale bzw. zumindest ab dem Gebiet "Bei den Flüssen" gegen Osten südlich der Heißenkopf-Sonnenspitzenantiklinale fügt sich als weitere bedeutende tektonische Struktur die Hinterautal-Hinterödalm-Jagdgrabensynklinale an. Während bei der Heißenkopf-Sonnenspitzensynklinale und der gleichnamigen Antiklinale Nordalpine Raibler Schichten und Hauptdolomit bereits erosiv fehlen, sind diese beiden Gesteine am Bau der Hinterautal-Hinterödalm-Jagdgrabensynklinale maßgeblich beteiligt, wogegen der Wettersteinkalk obertägig anteilmäßig stark zurücktritt. Ältere Gesteine als Wettersteinkalk sind nicht aufgeschlossen. Die Hinterautal-Hinterödalm-Jagdgrabensynklinale ist die erste hier zu beschreibende Großfalte mit ausgeprägter Nordvergenz. Die Faltenachse fällt mit $10-30^{\circ}$ gegen Westen ein. Im alleruntersten Teil des Jagdgrabens besteht die Synklinale noch zur Gänze aus Wettersteinkalk. Jedoch bereits etwa 80 Höhenmeter über der Kästenalm öffnet sich die Synklinale so weit, daß Nordalpine Raibler Schichten ihren Kern bilden. Das scherenförmige Öffnen der Synklinale bzw. das Auseinanderspreizen der Muldenflügel geht so rasch vor sich, daß bereits knapp nördlich der Lettenwand (östlich des Speziluisenschlages bzw. nördlich des Zaigerkopfes auf der ÖK-118 fälschlich Zeigerkopf genannt) bereits Hauptdolomit im Kern der Synklinale ansteht. Sowohl dieser Hauptdolomit als auch das Vorkommen von Nordalpinen Raibler Schichten im Jagdgraben wurden bis vor kurzem trotz ihrer unmittelbaren Nähe zum Bergbau Lafatsch ebenso wie die damit bedingte Synklinalstruktur im Jagdgraben von keinem Bearbeiter beschrieben und so sicherlich übersehen. Gerade das Auftreten einer Mulde im Jagdgraben ist jedoch einer der Hauptgründe, die Tektonik um den Raum Lafatsch in einem wohl grundlegend anderen Licht zu sehen, als dies noch unlängst der Fall war. Der Wettersteinkalk des Südschenkels der Mulde verschwindet bereits im oberen Teil des Jagdgrabens im Untergrund, das west-

lichste Vorkommen von Nordalpinen Raibler Schichten im Mulden-südflügel steht südlich des Hinterödjöchls an. Vom Gebiet knapp südlich des Hinterödjöchls gegen Westen wird die Hinterautal-Hinterödalm-Jagdgrabensynklinale von Süden her, also nordvergent, von der im folgenden noch zu besprechenden Gleirschkamm-Bettelwurfantiklinale überfahren. Die Überschiebungsbahn ist die Gleirschnordwand-Bettelwurfnordwandüberschiebung. Dadurch wird die Hinterautal-Hinterödalm-Jagdgrabensynklinale bis in den Hauptdolomit ihres Muldensüdflügels hinein reduziert, wie auch der beigegebenen geologischen Karte 1:25 000 etwa nördlich des Hohen Gleirsch zu entnehmen ist. Die Raibler Schichten des Nordschenkels der Hinterautal-Hinterödalm-Jagdgrabensynklinale überqueren ohne erkennbaren Nord-Südversatz zwischen der Vorderen Hocharbeit und der Alten (Wild)fütterung (etwas westlich des Jagdhauses Hubertus) das Hinterautal. Nun ziehen sie nördlich der Isar in einem schmalen Streifen gegen Westen bis zum Karnberg und in der Folge durch den Salzgraben nach Lablehner. Mit dem Laimgraben ist nun auch der Hauptdolomit an der Nordseite des Hinterautales zu finden. Sieht man den Südflügel der Pleisenspitz-Birkkarspitzantiklinale auch als Teil des Nordflügels der Hinterautal-Hinterödalm-Jagdgrabensynklinale an, so besitzt diese also bereits erwähnte Vorkommen von Blei und Zink. Im Osten dieser Synklinale sollen im Mulden-nordflügel angeblich ebenfalls Erzfunde gemacht worden sein, jedoch konnten im Zug der Aufnahmearbeiten bei den fraglichen Stellen keine Hinweise mehr festgestellt werden.

d) Die Ostfortsetzung der Hinterautal-Hinterödalm-Jagdgrabensynklinale ist ein etwas komplexeres Problem. Denn mit den Nordwänden von Reps und Hochkanzel gliedert sich die Hinterautal-Hinterödalm-Jagdgrabensynklinale in mehrere plus-minus isoklinale enge Falten auf. Auf engstem Raum (in Nord-Südrichtung betrachtet) wechseln sich Sattel- und Muldenstrukturen ab. Diese Strukturen können nicht auf längere Ost-Westdistanz durchverfolgt werden, sondern lösen einander lateral meist nach wenigen hundert Metern ab. Sie sind nicht nur wegen des nahezu gleichen Einfallens beider Faltenschenkel schwer erkennbar, sondern auch, weil nur noch Wettersteinkalk daran beteiligt ist. Es ist jedoch das zumeist sehr spitze

Schichtumbiegen in den Muldenscheiteln und Sattelscheiteln mehrfach gut beobachtbar (z.B. Repswestwand, Reps- und Hochkanzelnordwand) (S. Abb. 1).

Zwischen Roßblochscharte und Roßblochspitze ist eine Mulde mit deutlich nordfallendem Südschenkel und südfallendem Nordflügel auszuscheiden. Aber auch hier entsteht in der Folge gegen Osten eine isoklinale nordvergente Faltung (beide Schenkel fallen nach Süden ein). Es konnte in der Ostfortsetzung der Roßblochscharte entgegen den Angaben von A. ROTHPLETZ (1888) kein Vorkommen Nordalpiner Raibler Schichten mehr aufgefunden werden. Grundsätzlich wäre ein derartiges Auftreten von Nordalpinen Raibler Schichten aufgrund der eben beschriebenen Faltungen nicht völlig unmöglich. Wie Fallstücke aus der Reps-Hochkanzelnordwand beweisen, ist auch dieses eben beschriebene Sattel-Muldensystem östlich des Jagdgrabens teilweise vererzt. In den Karen östlich der Roßblochscharte konnte bislang keine Vererzung mehr gefunden werden, denn in diesem Gebiet ist der erzhöfliche Wettersteinkalk bereits zum allergrößten Teil aberodiert. Abschließend sei gesagt, daß entgegen früherer Ansichten keine Ost-Weststörung durch die Reps-Hochkanzelnordwand bis in das Gebiet jenseits der Roßblochscharte zieht, sondern an ihrer Stelle die oben beschriebene, fast durchwegs isoklinale Faltung im gutgebankten lagunären Wettersteinkalk zu beobachten ist. Ebenfalls existiert eine Mulde im Roßloch, wie auch im Hinterautal etwa vom Jagdhaus Hubertus gegen Osten, entgegen der Ansicht früherer Bearbeiter nicht. Eine solche Synklinallstruktur im Roßloch müßte man am Talschluß "Unterer Boden" beobachten können, was nicht der Fall ist.

e) Nachdem bis vor kurzem die Hinterautal-Hinterödalm-Jagdgrabensynklinale unmittelbar westlich des Bergbaus Lafatsch noch unbekannt war, wurde auch die Sattelstruktur in der Gumpenwand von den früheren Bearbeitern nicht erkannt. Diese Antiklinalstruktur ist jedoch als Bindeglied zwischen der Hinterautal-Hinterödalm-Jagdgrabensynklinale (und ihrer Ostfortsetzung) und der Überschallsynklinale unbedingt erforderlich, will man nicht eine große Störung zwischen diese beiden Synklinallstrukturen hineininterpretieren. Tatsächlich ist die Sattelstruktur in der Gumpenwand etwa von der

Bergbauhalde des Stollens Stefanie bereits sehr schön zu sehen, und natürlich auch westlich davon im oberen Jagdgraben und im Raum Zaigerkopf, wo der Wettersteinkalk bereits unter das Gewölbe Nordalpiner Raibler Schichten gegen Westen abgetaucht ist. Im Gebiet der Hinterödreisen wird auch die Gumpenwand-Reps-Hochkanzelantiklinale von der Gleirschkamm-Bettelwurfantiklinale nordvergent überschoben. Östlich der Gumpenwand, also von der Reps bis etwa zur Hochkanzel, war diese Sattelstruktur bereits seit langem bekannt. Im Südflügel der Gumpenwand-Reps-Hochkanzelantiklinale (identisch mit dem Nordflügel der Überschallsynklinale) befinden sich ja auch der Bergbau Lafatsch sowie die alten Stollenreviere des "Silbernen Hansl" etc. Allerdings wurden die Dimensionen des Faltennordflügels stets sehr überdeutet (vgl. hiezu die beigegebenen geologischen Querschnitte und Abb. 1 mit den Abbildungen früherer Publikationen). Denn schon von der Reps gegen Osten ist diese nordvergente Struktur vielfach mehr oder weniger isoklinal verfaltet. Zum letzten Mal zeigen sich die beiden Faltenschenkel nördlich der Hochkanzel im Gebiet der Roßblochscharte mit deutlich unterschiedlichem Einfallen. Von hier gegen Osten sind beide Faltenflügel südfallend und der Sattelscheitel ist aberodiert, so daß ein Schichtumbiegen nicht mehr beobachtbar ist. Trotzdem ist die Gumpenwand-Reps-Hochkanzelantiklinale auch noch östlich der Roßblochscharte noch nachweisbar und erreicht etwa mit dem Kaiserkopf das Ende des Kartenblattes. Im Gebiet Eisenkarlspitze Kaisergrat ist (in der Tiefe) auch bereits mit dem Verzahnen von Partnachsichten und Wettersteinkalk zu rechnen. Daß östlich der Roßblochscharte bisher keine Vererzung gefunden wurde, dürfte daran liegen, daß auch hier die erzhöflichen Partien des Wettersteinkalks bereits aberodiert sein dürften.

f) Vom Gebiet Zaigergrat und See'le Gschragg im Westen bis hin etwa zum Lochhüttl ist der Verlauf der Überschallsynklinale von O. SCHULZ (1954, 1955) detailliert bearbeitet worden und daher bekannt. Westlich und östlich des eben genannten Gebietes wurde der Verlauf dieser sehr schön nordvergent gebauten Mulde bis vor kurzem stets verkannt. Im Westen verschwindet die Überschallmulde, wie schon die nördlicheren Falten, unter der Gleirschkamm-Bettel-

wurfantiklinale im Gebiet südlich der Hinterödalm etwa beim Hinterödjöchl. Im Osten überquert die Überschallmulde bei westfallender Faltenachse, und nur noch aus Wettersteinkalk bestehend, östlich des Lochhüttls das Vomper Loch und verläßt etwa mit der Huderbankspitze das Kartenblatt. Über die Vorkommen von Vererzung wurde bereits berichtet (siehe oben).

g) An die Überschallmulde gegen Süden schließt die Lafatscher Roßkopf-Bettelwurfnordwandantiklinale an. An ihrem Bau ist lediglich Wettersteinkalk beteiligt. Die Lafatscher Roßkopf-Bettelwurfnordwandantiklinale besitzt einen deutlichen nordvergenten Bau und ist im Westen zum ersten Mal am Fuß der Melzerwand und nördlich der Grubachreisen zu beobachten. Denn von hier gegen Osten ziehen zwei sehr markante Linien durch die Nordwand der Gleirsch-Bettelwurfkette. Die höhere ist die Gleirschnordwand-Bettelwurfnordwandüberschiebung, die tiefere und zugleich undeutlichere entspricht dem Verlauf der Sattellebene. Auch hiebei handelt es sich bis hin zum Lafatscher Joch um eine nahezu isoklinale Falte, doch ist das Umbiegen der Schichten ebenfalls mehrfach beobachtbar. Als Beispiel sei die Nordwand des Lafatscher Roßkopfes genannt, sowie die Ansicht vom Lafatscher Joch in Richtung Kleiner Lafatscher und Lafatscher Roßkopf (siehe Abb. 2, 3). Östlich des Lafatscher Jochs fehlt der Sattelscheitel wiederum erosiv, und das Schichtumbiegen ist so nicht mehr direkt sichtbar. Die Antiklinale ist jedoch noch gut weiterzuverfolgen. Sie durchzieht (abgesehen von der Gipfelregion) die Nordwände der Speckkarspitze und des Bettelwurfs und überquert etwa bei der Jagdhütte "In der Au" das Vomper Loch. Nun zieht sie weiter über den Gipfel "Im Ödkarl Brennten" und erreicht mit der Huderbank den östlichen Rand des Kartenblattes. Auch die Lafatscher Roßkopf-Bettelwurfnordwandantiklinale besitzt Pb-Zn-Vorkommen, so zum Beispiel am Fuß des Lafatscher Roßkopfes, aber auch in der Westwand der Speckkarspitze konnte von uns ein alter Stollen ausgemacht werden.

h, i) Die schon mehrfach erwähnte Gleirschnordwand-Bettelwurfnordwandüberschiebung durchzieht vom Westen kommend fast die gesamte

Gleirsch-Halltalkette des Karwendelgebirges. Sie stellt eine z.T. gewaltige nordvergente Überschiebungsbahn innerhalb der Inntaldecke des Karwendelgebirges dar, die im Osten aus der Vomper Loch-Synklinale entsteht. Die Überschiebungsweite nimmt dabei von Ost nach West ständig zu. Die Vomper Loch-Synklinale tritt mit dem Knappenwald in das Kartenblatt von Osten kommend ein. Die Raibler Schichten im Gebiet der Melansalm dürften hiezu gerechnet werden müssen. Im beiliegenden Kartenblatt ist jedoch nur noch Wettersteinkalk am Bau der Vomper Loch-Synklinale beteiligt. Auch hier in der Vomper Loch-Synklinale dürften Pb-Zn-Vorkommen zu finden sein. Jedenfalls sind Spuren von Bergbau zu beobachten. Nördlich der Hohen Fürleg, etwa im Gebiet des Bockkarls, verengt sich die Vomper Loch-Synklinale immer stärker, bis sich aus ihr ungefähr nördlich der Fallbachkartürme eine Störung herausentwickelt hat. Diese Störung gewinnt gegen Westen immer mehr an Bedeutung, der Überschiebungsbetrag wird immer größer, und ab dem Gebiet nördlich des Großen und Kleinen Bettelwurfs handelt es sich bereits um eine bedeutende nordvergente Überschiebungsbahn innerhalb der Inntaldecke. Diese Gleirschnordwand-Bettelwurfnordwandüberschiebung ist, wie die beigegebene geologische Karte zeigt, bis in den Raum nördlich des Hohen Gleirsch (und noch weiter gegen Westen) sehr schön im Gelände auskartierbar.

j) An der Gleirschnordwand-Bettelwurfnordwandüberschiebung wird die Gleirschkamm-Bettelwurfantiklinale über die nördlicher gelegenen Faltenstrukturen geschoben. Nur im Gebiet nordöstlich des Hundskopfes grenzt diese Sattelstruktur ungestört an die Vomper Loch-Synklinale. Gegen Westen jedoch werden nach und nach die Vomper Loch-Synklinale, die Lafatscher Roßkopf-Bettelwurfnordwandantiklinale, die Überschallsynklinale und die Gumpenwand-Reps-Hochkanzelerantiklinale zur Gänze überschoben, während von der Hinterautal-Hinterödalm-Jagdgrabensynklinale im heutigen Zustand immerhin noch deren Südflügel und nördlich des Hohen Gleirsch sogar deren Faltenkern von der Gleirschkamm-Bettelwurfantiklinale überwältigt ist. Dieses erosive Nordende der Gleirschnordwand-Bettelwurfnordwandüberschiebung muß aber nicht identisch sein, mit

der tatsächlichen, heute nicht mehr nachweisbaren Überschiebungsweite. Die heute nachweisbare Mindestüberschiebungsweite im Gebiet des Hohen Gleirsch beträgt fünf bis sechs Kilometer! Auch die Gleirschkamm-Bettelwurfantiklinale besitzt Pb-Zn-Vorkommen, und zwar beispielsweise am Hohen Gleirsch selbst. Während alle Faltenstrukturen nördlich der Gleirschsnordwand-Bettelwurfnordwandüberschiebung ein Streichen der Faltenachsen von etwa $260-265^{\circ}$ bei Einfallen gegen Westen besitzen, ist das Streichen der Faltenachse der Gleirschkamm-Bettelwurfantiklinale mit etwa 275° bei Westfallen charakterisiert. Wie schon O. SCHMIDT-EGG (1951) beschrieben hat, sind für den Raum zwischen Großem Lafatscher und Kleinem Bettelwurf (aber nur innerhalb der Gleirschkamm-Bettelwurfantiklinale!) Querverbiegungen im Wettersteinkalk auffallend. Die Ursache dieser Erscheinungen ist wohl noch ungeklärt, ein Zusammenhang mit der Haller Salzlagerstätte ist zwar vorläufig nicht auszuschließen, jedoch auch nicht sehr wahrscheinlich. Im übrigen kann gesagt werden, daß aufgrund der eben dargestellten tektonischen Analyse die Salzlagerstätte des Halltales sich sicherlich nicht bis nördlich des Kammes der Gleirsch-Halltalkette fortsetzt, sondern sicherlich von der Gleirschsnordwand-Bettelwurfnordwandüberschiebung gegen Norden abgegrenzt ist, wie die beigegebenen geologischen Querschnitte auch zeigen.

1.1. Sinn und Zweck der tektonischen Analyse des Großraumes um den Blei-Zinkbergbau von Lafatsch

Wenn man bedenkt, wie teilweise wenig man über die tektonische Position der Pb-Zn-Lagerstätte Lafatsch bzw. ihrer näheren und weiteren Umgebung man im Vergleich zu dem eben Geschilderten noch bis vor kurzem gewußt hat, so erschien uns eine derartige Erfassung der großen tektonischen Strukturen unbedingt erforderlich. Kleintektonische Strukturen wurden dabei kaum beachtet, weil dies erstens in diesem großen Gebiet in so kurzer Zeit völlig unmöglich und vor allem zum derzeitigen Zeitpunkt der geologisch-lagerstättenkundlichen Untersuchungen auch nicht sinnvoll ist. Die Erfassung

der tektonischen Großstrukturen hingegen ist sehr sinnvoll, was im folgenden begründet werden kann. Wie bei den vorangegangenen Erläuterungen immer wieder betont wurde, ist das Vorkommen von Pb-Zn nicht nur auf den Raum Lafatsch bis Vomper Loch beschränkt, sondern es wurden praktisch in allen Gebieten des Karwendelgebirges Pb-Zn-Funde gemacht. Die Erfassung der Gesamttektonik ist deshalb von grundlegender Bedeutung, um durch theoretische tektonische Rückwicklung die paläogeographischen Verhältnisse in den Griff zu bekommen. Dies ist der erste Schritt zur Erfassung der Position und des Umfanges der Pb-Zn-Vorkommen im Karwendel. Er wurde im Berichtszeitraum zu einem Großteil fertiggestellt. Den zweiten Schritt stellt die Aufnahme von Säulenprofilen durch den Wettersteinkalk dar, um die faziellen Parameter etc. zu erfassen, was in den vergangenen Monaten teilweise ebenfalls bereits verwirklicht werden konnte. Der dritte Schritt besteht aus einer Fazieskartierung des Wettersteinkalks, was bei der Größe des im Interesse stehenden Gebietes und vor allem aufgrund seiner teilweise extremen Unzugänglichkeit vermutlich nur in Form von mehreren Nord-Südquerschnitten möglich sein wird. Aus gegebenem Anlaß sei auch darauf verwiesen, daß die Arbeiten im Karwendel nicht nur wegen des hochalpinen Gebirgscharakters relativ schwierig sind, sondern auch aufgrund der extremen Witterungsverhältnisse. Immerhin waren von den 11 Monaten des Berichtszeitraumes (September 1979 bis Juli 1980) 8 Monate durch winterliche Witterung für Geländearbeiten gänzlich ungeeignet!

Ist allein von der Tektonik eine Gesetzmäßigkeit der Anordnung der Blei-Zinkvorkommen ablesbar? Auf den ersten Blick scheint diese Frage mit "ja" beantwortet werden zu müssen. Denn mit wenigen Ausnahmen wurden die Erzvorkommen stets in den flachen Südflügeln von Antiklinalen bzw. den damit identen Nordflügeln von Mulden aufgefunden. Die steilen Nordflügel der Antiklinalen bzw. die damit identen Südflügel der Synklinalen scheinen weitestgehend erzfrei. Wenn man - wie im vorangegangenen geschildert - jedoch die tektonischen Großstrukturen richtig erfaßt (siehe dazu auch die beigegebenen Profile), so wird klar, daß der weitaus größte Teil des zumindest theoretisch erzhöffigen Wettersteinkalkes noch von niemandem untersucht wurde, da er entweder in den steilen Nordwänden nahezu unzugänglich, oder - was noch wichtiger ist -

in der Tiefe verborgen ist. Die einseitige Anordnung von Pb-Zn-Vorkommen in den flacher gelagerten Faltenschenkeln ist also sicherlich ein von der nordvergenten Tektonik vorgetäushtes Bild. Aber erst die Erfassung aller Parameter wird genaue Kenntnis über die tatsächlichen Dimensionen der Erzvorkommen im Karwendel ergeben. Jedenfalls ist zumindest vom Standpunkt der Tektonik aus das Hoffnungsgebiet des Blei-Zinkbergbaues um ein Vielfaches größer, als noch bis vor kurzem hätte angenommen werden können.

1.2. Bemerkungen zur Detailkartierung 1:5 000

Eine Detailkartierung in diesem Maßstab wurde zwar versucht, stieß aber auf erhebliche Schwierigkeiten.

Erstens ist die vorhandene Kartenunterlage nur sehr bedingt dafür brauchbar. Eine Vergrößerung von 1:50 000 auf 1:5 000 ist für solche Zwecke nicht zu empfehlen, und so werden bei der Kartierung Genauigkeiten vorgetäuscht, denen schon allein die Kartengrundlage nicht Rechnung tragen kann.

Zweitens erscheint eine Detailkartierung der Nordalpinen Raibler Schichten (und eventuell auch des Hauptdolomits) beim derzeitigen Wissensstand und der markanten Kürze der verfügbaren Zeit über große Gebiete hinweg nicht sinnvoll. Eine derartige Detailkartierung der Nordalpinen Raibler Schichten wurde zwar versucht, jedoch einerseits aus Zeitmangel, andererseits auch aufgrund teilweise schlechter Aufschlußverhältnisse⁺ nicht vollendet. In Zukunft sollte unserer Ansicht nach nur noch die Umgebung von aufgenommenen Raibler Schichtprofilen im Detail kartiert werden, und zwar am besten von demjenigen Bearbeiter des Profils, dies zumal den Raibler Schichten im Karwendel für das Problem der Pb-Zn-Vorkommen im Wettersteinkalk sicherlich nicht erstrangige Bedeutung zukommt⁺⁺. Drittens steht die Detailkartierung des Wettersteinkalks erst nach erfolgter Erfassung aller aus den Profilen Lafatscher Joch, Poppen, Stollen Stefanie etc. gewonnenen Erkenntnisse auf dem Programm. Viertens ist zum derzeitigen Zeitpunkt - wie schon gesagt - eine Erfassung der Kleintektonik verfrüht und daher nicht sinnvoll.

⁺ und vor allem wegen der damit verbundenen großen Schwierigkeit, die schlechten Aufschlüsse den einzelnen Horizonten zuzuordnen.

⁺⁺ siehe nächste Seite

So wird diesem Tätigkeitsbericht zwar wunschgemäß, jedoch unvollständig, ein Plan 1:5 000 beigegeben.

1.3. Bemerkungen zur beigegebenen geologischen Karte 1:25 000

Die geologische Karte 1:25 000 stellt einen Ausschnitt der Innthaldecke des Karwendelgebirges dar, der eine Fläche von etwa 150 km^2 einnimmt. Davon wurden ca. 100 km^2 im abgelaufenen Berichtszeitraum einer Geländebegehung unterzogen. Lediglich im Gebiet zwischen Halleranger und Moosbödele könnten sich noch kleine Änderungen des Kartenbildes ergeben, da hier das vorherrschende Schlechtwetter eine genaue Geländeaufnahme nicht zuließ. Solche Veränderungen würden, falls nötig, dem nächsten Bericht natürlich beigegeben werden. Ansonsten jedoch kann diese Karte als die bislang detaillierteste dieses Gebietes betrachtet werden. Auf eine Untergliederung der Nordalpinen Raibler Schichten wurde aus denselben Gründen, die auch bei der Karte 1:5 000 geltend gemacht wurden, verzichtet. Auch das Quartär wurde nicht weiter untergliedert.

Die tektonische Karte gleichen Maßstabs zeigt den Verlauf der einzelnen Achsen der im vorangegangenen besprochenen Antiklinalen und Synklinalen.

In mehreren geologischen Querschnitten (Nord-Süd) kann zusammen mit der geologischen Karte und der tektonischen Karte der Bau der Innthaldecke in diesem Raum gut überblickt werden.

1.4. Bemerkungen zur topographischen Kartengrundlage 1:50 000 (ÖK-118, Innsbruck) bzw. ihrer Vergrößerungen

Die ÖK-118 ist leider für die geologische Aufnahme im Gelände in vieler Hinsicht weniger geeignet als die alte Alpenvereinskarte 1:25 000, Karwendelgebirge, Mittleres Blatt, 5/2. Dies gilt vor

⁺⁺ Es sind jedoch unsererseits zusätzlich zum oben gemachten Vorschlag Überlegungen im Gange, das Problem der Detailkartierung der Raibler Schichten noch heuer auf andere Weise in den Griff zu bekommen.

allem für die wesentlich schlechtere Ausführung der Felszeichnung, aber auch für die mangelhafte und teilweise fehlerhafte Bezeichnung der Lokalitäten. Deshalb werden diesem Bericht Kopien der AV-Karte beigelegt, um die Auffindung der verwendeten Lokalitätsbezeichnungen zu erleichtern. Andererseits besitzt die ÖK-118 eine relativ genaue Darstellung des vorhandenen Wegnetzes und auch die Höhenangaben dürften eher der Wirklichkeit entsprechen als auf der AV-Karte.

1.5. Luftbildauswertung

Die Hand in Hand mit der Geländearbeit vorgenommene Auswertung der zur Verfügung stehenden Luftbilder erleichterte die Kartierungsarbeiten sehr. Neben den ungeeigneten Kartenvergrößerungen 1:5 000 erwies sich jedoch das Fehlen projektseigener Luftbilder, deren Mitnahme ins Gelände oft recht praktisch wäre, als (im Vergleich zu den Kartengrundlagen allerdings kleineres) Übel.

1.6. Zusammenfassung

Der Großraum um den Pb-Zn-Bergbau von Lafatsch (Oberostalpin, Nördliche Kalkalpen, Inntaldecke; Karwendelgebirge, Tirol) wurde einer geologischen Kartierung 1:25 000 unterzogen. Hierbei konnte der Verlauf mehrerer nordvergenter Antiklinalen und Synklinalen sowie einer nordvergenten inntaldeckeninternen Überschiebungsbahn herausgearbeitet werden. Diese Arbeiten dienen einerseits der Erstellung einer palinspastischen Karte, andererseits der bislang vielfach unklaren Festlegung der tektonischen Position der Pb-Zn-Vorkommen im Großraum Lafatsch bzw. der Erarbeitung ihrer Dimension. Diese Geländearbeiten sind in einem fortgeschrittenen Stadium, jedoch noch nicht abgeschlossen.

1.7. Legende zu den Abbildungen, Geologischen Querschnitten
(= Profile), zur Geologischen und Tektonischen Karte 1:25 000,
sowie zu den Beilageblättern 1:5 000

ID = Inntaldecke, KsZ = Karwendelschuppenzone, PBA = Pleisenspitz-Birkkarspitzantiklinale, HSS = Heißenkopf-Sonnenspitzensynklinale, HSA = Heißenkopf-Sonnenspitzenantiklinale, HHJS = Hinterautal-Hinterödalm-Jagdgrabensynklinale, GRHA = Gumpenwand-Reps-Hochkancelantiklinale, ÜS = Überschallsynklinale, LBA = Lafatscher Roßkopf-Bettelwurfnordwandantiklinale, GBÜ = Gleirsch Nordwand-Bettelwurfnordwandüberschiebung, VLS = Vomper Loch-Synklinale, GBA = Gleirschkamm-Bettelwurfantiklinale, Bs = Alpiner Buntsandstein, Rh = Reichenhaller Schichten, Mk = Alpiner Muschelkalk, Ps = Partnachschichten, Wk = Wettersteinkalk (violette Farbe), Rs = Nordalpine Raibler Schichten (olivgrüne Farbe), Hd = Hauptdolomit (hellblaue Farbe), Quartär = gelbe Farbe.

1.8. Abbildungen (siehe die folgenden Seiten)

1.9. Zitierte Literatur

- ROTHPLETZ, A. (1888): Das Karwendelgebirge. - Z.d.t.österr.Alpenverein, 1888, 401-470, 29 Abb., 9 Taf., 1 Karte, München.
- SCHMIDEGG, O. (1951): Die Stellung der Haller Salzlagerstätte im Bau des Karwendelgebirges. - Jb.Geol.B.-A., 94 (1949-1951), 159-205, 9 Abb., Taf. 19-20, Wien.
- SCHULZ, O. (1954): Gefügekundlich-tektonische Analyse des Blei-Zink-Bergbaugebietes Lafatsch (Karwendelgebirge, Tirol). - BHM, Jg. 99, 1954, H. 5, 85-95, 7 Abb. (Springer-Verlag), Wien.
- SCHULZ, O. (1955): Montangeologische Aufnahme des Pb-Zn-Grubenrevieres Vomperloch, Karwendelgebirge, Tirol. - BHM, Jg. 100, 1955, H. 9, 259-269, 8 Abb. (Springer-Verlag), Wien.

Gumpenwand-Reps-Hochkanzelantiklinale

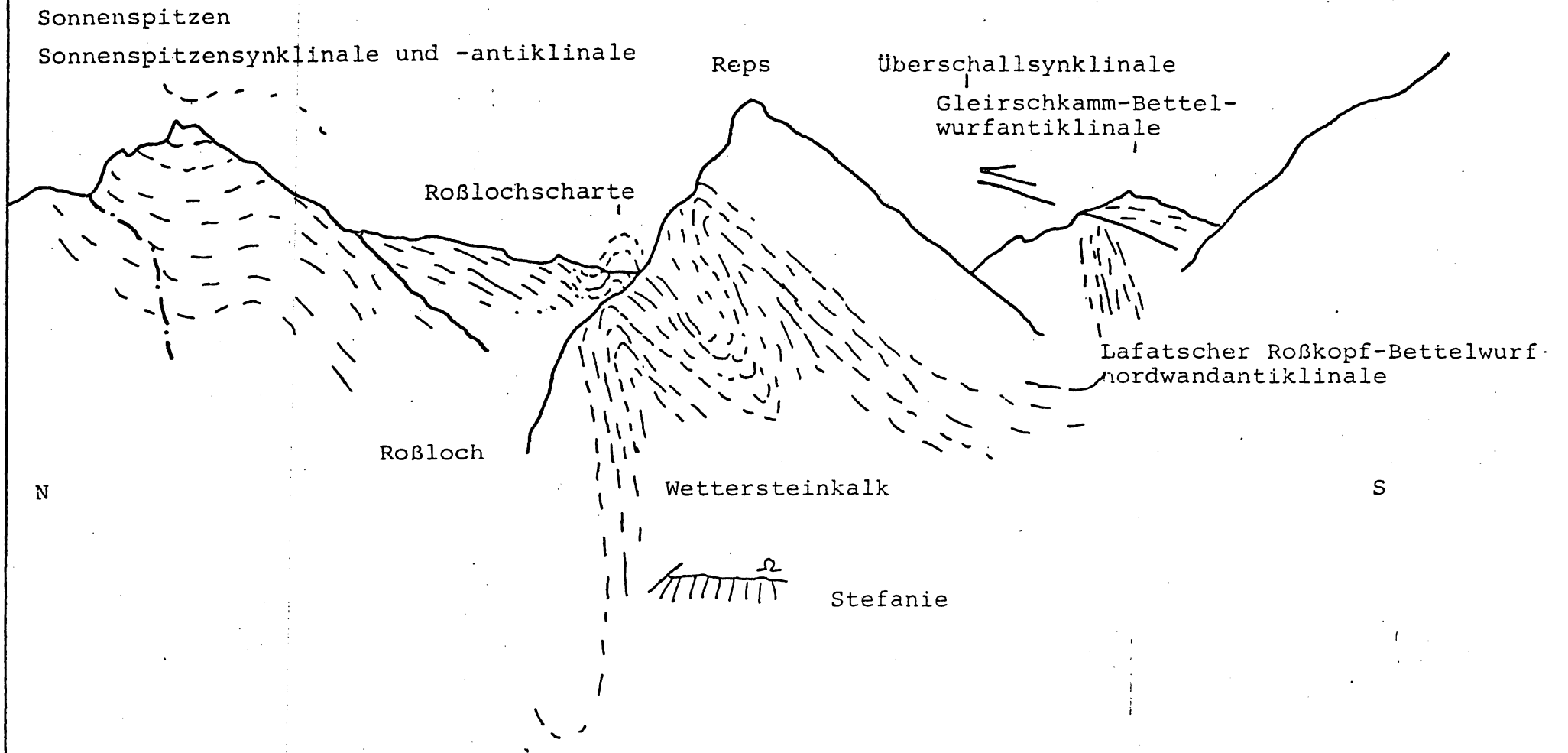
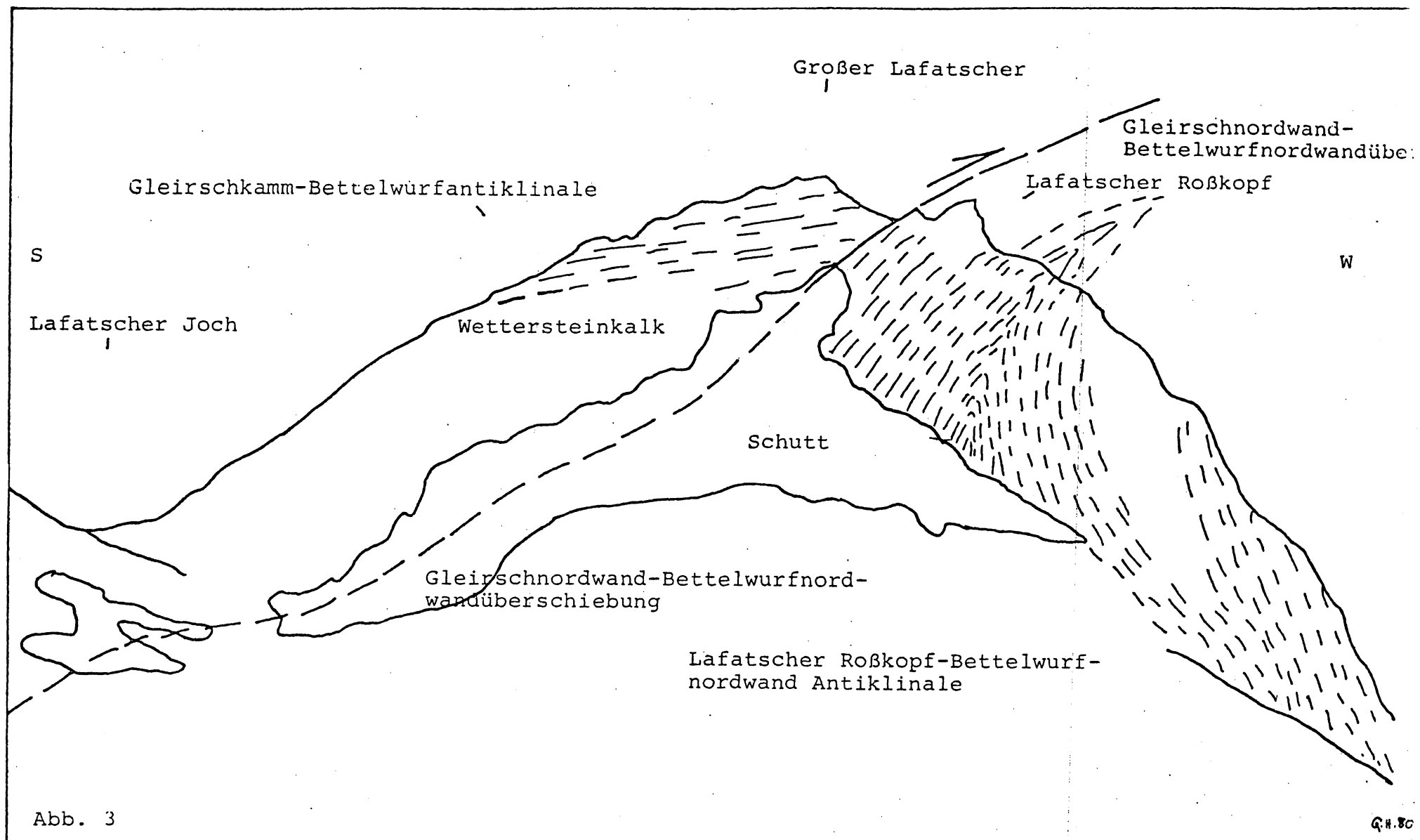


Abb. 1.



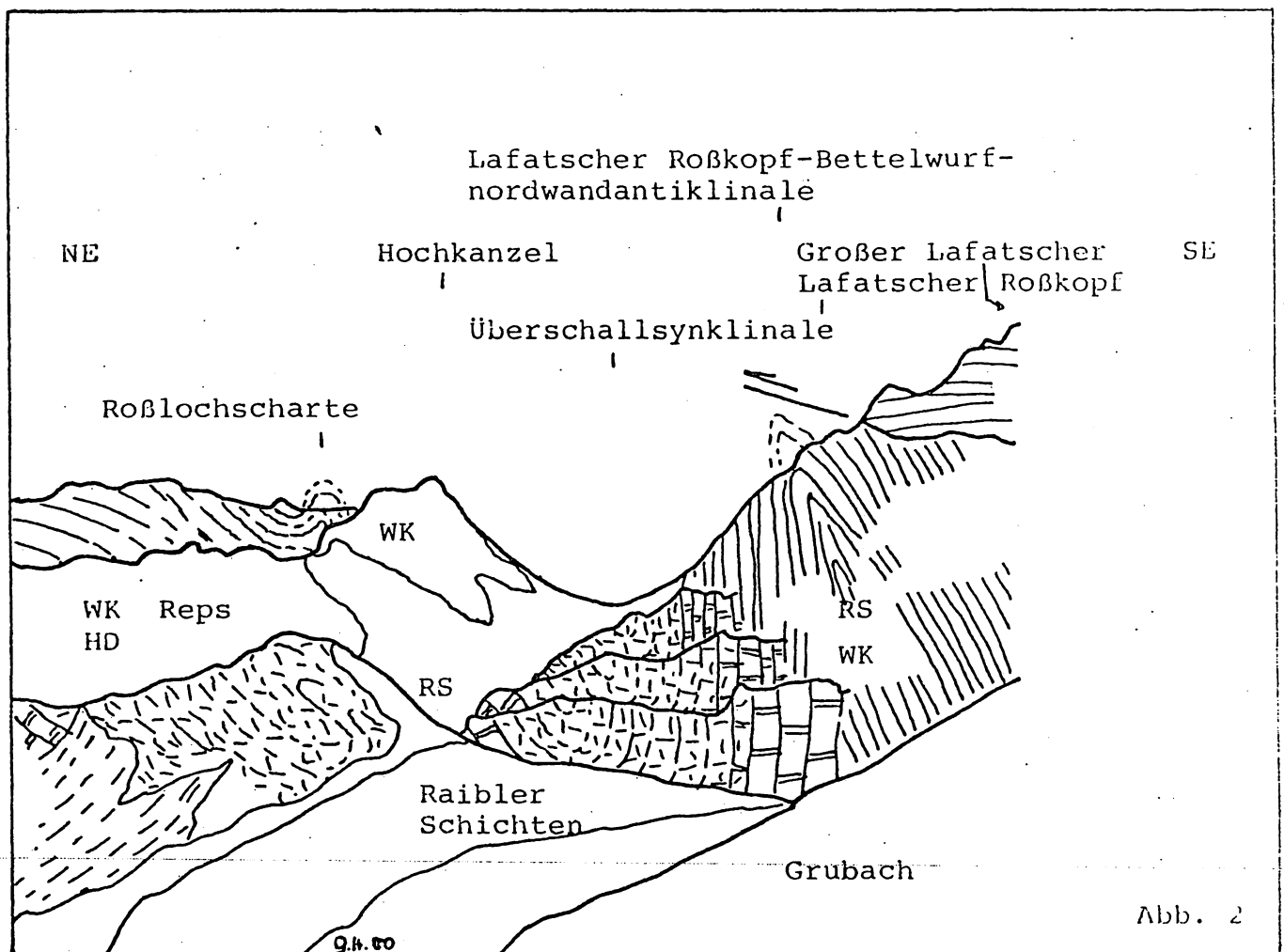


Abb. 2

2. Zyklischer Aufbau im Wettersteinkalk und dessen Bedeutung als Nebengestein der Pb-Zn-Lagerstätte Lafatsch

=====

von Rainer Brandner

Inhalt

- 2.1. Der zyklische Aufbau des Oberen Wettersteinkalkes
 - Peritidale Zyklen im Oberen Wettersteinkalk
 - Sonderfazies
 - Schwarze Breccien
- 2.1.1. Typische Zyklotheme
- 2.1.2. Ursachen der Zyklenbildungen
- 2.2. Die frühkarnische Regression
 - 2.2.1. Hohlraumbildung durch die frühkarnische Regression im Bereich der Lagerstätte Lafatsch
 - 2.2.2. Mechanische und chemische Internanlagerung
- 2.3. Zusammenfassung und Diskussion der Ereignisse an der Grenze zu den Raibler Schichten im Bereich Lafatsch
 - 2.3.1. Gedanken zu Ausfällungsbedingungen und der möglichen Herkunft der Metallösungen
- 2.4. Schlußbetrachtung und Arbeitshypothese

Im Rahmen des Projektes wird der Obere Wettersteinkalk (Cordevol, Obertrias) als Nebengestein der kalkalpinen Blei-Zinklagerstätte Lafatsch eingehend untersucht. Eine gezielte mikrofazielle-sedimentologische Analyse, eng gekoppelt mit einer geochemischen Analyse, sollte Parameter schaffen, um in einer weiteren Kampagne charakteristische fazielle-geochemische Anomalien durch eine Fazieskartierung auch räumlich zu erfassen. Auf der Grundlage der tektonischen Vorarbeiten (siehe Bericht Gunther HEISSEL) wird es dann möglich sein, eine weitgehend genaue paläogeographische Rekonstruktion des oberen Teils der Wettersteinplattform des Karwendels, besonders im Bereich der Pb-Zn-Lagerstätten, zu wiederzugeben. Damit kann abgeklärt werden, welche Bedeutung fazielle Anomalien wie die "Sonderfazies", die nach SCHNEIDER (1964) sehr oft mit sedimentären Flußspat- und sulfidischen Erzlagen angereichert ist, letztlich für die Bildung der Lagerstätten selbst hat.

Dieser Bericht befaßt sich mit der sedimentologischen Ausarbeitung von zwei detailliert aufgenommenen Profilen im Oberen Wettersteinkalk außerhalb des unmittelbaren Lagerstättenbereiches, als auch mit ersten Voruntersuchungen über die Lagerungsverhältnisse des Erzkörpers im Bergbau Lafatsch. Geochemische Analysen und deren Interpretation stehen dabei noch aus. Abschließend soll eine Arbeitshypothese eine Vorstellung über die noch durchzuführenden Arbeiten geben.

2.1. Der zyklische Aufbau des Oberen Wettersteinkalks

Lage der Profile

Die beiden Profile (Profil Lafatscher Joch und Poppen) wurden bewußt außerhalb des Lagerstättenbereichs aufgenommen, um, unbeeinflusst von eventuellen diagenetischen Lösungsumsetzungen, die Ablagerungsfolge studieren zu können. Das Profil Lafatscher Joch

wurde nördlich des Lafatscher Jochs, am Fuß der sogenannten "Schnittlwände" von der Raibler Schichten-Grenze beginnend, 76 m in den liegenden Oberen Wettersteinkalk vermessen. Tektonische Verstellungen ließen eine weitere Aufnahme hier nicht sinnvoll erscheinen. Das Profil Poppen wurde westlich von den Poppen und südlich vom Überschalljoch, ca. 230 m im Liegenden der Raibler Schichten begonnen. Die Aufnahmen wurden bereichsweise durch die Schneelage erschwert und mußten im Herbst 1979 ca. 60 m im Liegenden der Raibler Schichten abgebrochen werden.

Die beiden Profile dürften sich in der stratigraphischen Abfolge nur wenig überschneiden, eine genaue Korrelation ist aber vorerst noch nicht möglich. Trotz der lediglich geringen Entfernung (ca. 1.5 km Luftlinie) und der eher monoton anmutenden Fazies bestehen gerade in den hangenden Abschnitten des Wettersteinkalks offensichtlich beträchtliche fazielle Unterschiede. Z.B. fehlen im Profil Lafatscher Joch jegliche Anzeichen der sogenannten "Schwarzen Breccie".

Peritidale Zyklen im Oberen Wettersteinkalk

Hinter einer Barriere von "sand shoals" mit gegen Süden zum offenen Meer hin vorgelagerten komplexen Riffbildungen (BRANDNER & RESCH, in Druck) hat sich gegen Norden (Bereich Lafatsch) eine ausgedehnte Lagune entwickelt, die gegen das Hangende zunehmende Anzeichen eines Gezeitenmeeres aufweist.

Seit SARNTHEIN (1965, 1967) sind aus der Lagune die mächtigen Sedimente der Kornaggregatfazies (= grapestone-Fazies der Bahamas in Wassertiefen unter 10 m) und damit wechsellagernd geringermächtige, meist stromatolithische, sogenannte "Zwischenschichten" bekannt. Die mächtigen Bänke (1-4 m, auch 6 m) weisen des öfteren flache dreieckige Hohlräume (Genese siehe unten), ähnlich Messerstichen, auf, und wurden darum von SCHMIDEGG (1951) als "Messerstichkalkbänke" bezeichnet.

In den oberen 200-300 m Wettersteinkalk vollzieht sich der Übergang von vorwiegend flachmarinen Lagunensedimenten mit nur kurz andauernden Auftauchphasen zu einem abwechslungsreich entwickelten Komplex, der durch Gezeitenströmungen geprägt ist.

Die Gezeitenzone (Intertidal) z.B. auf Andros Island, Bahamas, ca. 16 km breit (SHINN et al., 1969), wird durch ein System von landwärts sich verzweigenden Gezeitenkanälen (Rinnen und Priele) mit sehr unterschiedlichen Strömungsverhältnissen stark gegliedert. Die die Kanäle begleitenden Uferdämme (levees) grenzen Tümpel ab, die nur eine geringe Wasserzirkulation aufweisen. Wattflächen mit durch fortwährende Aufarbeitung geprägten unvollständigen Sedimentationsabfolgen, vermitteln ohne scharfe Grenze zur weit ausgedehnten supratidalen Marschzone.

Subtidalen Charakter haben in der Gezeitenzone die Sedimente der Rinnen und Tümpel. Dazu ist zu bemerken, daß z.B. im Nordseewatt etwa 50% der Wattfläche durch seitlich mäandrierende Wattrinnen umgelagert werden. Die Sedimentation erfolgt an den Gleithängen mit typischen, z.T. schräggeschichteten, nach oben feiner werdenden Sequenzen, die auch fossil im Wettersteinkalk zu erkennen sind. In aktiven Rinnen entstehen allerdings kaum oder nur sehr weitflächige Diskordanzen. Bei einer jährlichen Verlagerungsgeschwindigkeit der Wattrinnen von z.B. 20-30 m im Nordseewatt (REINECK, 1970) wird am Prallhang unverfestigtes Sediment erodiert. Nur bei inaktiv gewordenen, verlassenen Rinnen und Prielen sind daher Diskordanzen und muldenartige Verfüllungsschichtpakete auch fossil zu erkennen. Supratidale Strandwälle grenzen den Gezeitenbereich zum Flachmeer hin ab. Ebenfalls supratidale Sedimente sind in den Uferdämmen der Wattrinnen gegeben. Für diese beiden Subfazies konnten bisher im Wettersteinkalk allerdings keine eindeutigen Beobachtungen gemacht werden. Vadose beach-rock-Zementation ist jedoch öfters anzutreffen.

Dieses Modellbild einer Gezeitensedimentation, wie es z.B. auf den Bahamas derzeit zu studieren ist (SHINN et al., 1969) ist sicherlich sehr variabel, vor allem in den Ausmaßen der einzelnen

Subfaziesbereiche, und daher nur bedingt auf den Oberen Wettersteinkalk zu übertragen. Unterschiedliche Strömungsverhältnisse, geringerer Tidenhub etc. können dieses Bild sehr stark verändern. Grundparameter wie Schichtungsgefüge, Korngrößenverteilung, frühdiagenetische Gefüge etc. verlieren dadurch aber nicht ihre Aussagekraft. Sie können uns helfen, die immer wiederkehrenden Sedimenttypen in die vom Meeresspiegel kontrollierten Ablagerungsbereiche Subtidal, Intertidal und Supratidal einzuordnen.

Subtidal:

Auffallendstes Merkmal der subtidalen Kalkbänke im Wettersteinkalk ist deren generelle Mächtigkeit und Strukturlosigkeit. Zwei Typen herrschen vor:

- a) Fossilreicher, grauer bis dunkelgrauer Wackestone bis Pack-⁺⁾ stone, fein- bis grobarenitisch, und stets durch Bioturbation homogenisiert. An Komponenten sind zu nennen (in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit): Pellets (Pelmikrite!), Aggregatkörner, Bioklaste (Dasycladaceen, Foraminiferen, Blaugrünalgen, Brachiopoden, Gastropoden, Megalodonten). Die Grundmasse ist im allgemeinen mikritisch und nur in geringem Ausmaße sammelkristallisiert.
- b) Hellgrauer Grainstone, Rudstone, schwach bioturbat, stellenweise aber auch gut sortiert und gradiert, z.T. auch schrägschichtet. Typisch sind Massenansammlungen von Dasycladaceen und (oder) Foraminiferen (z.B. Involutinenspatit). Daneben herrschen Pellets (Peloide), Intraklaste und Rindenkörner vor. Bei Intraklasten ruditischer Korngröße handelt es sich meist um Bruchstücke von dunkel gefärbten Laminiten des Intertidals oder auch früh zementierten Grainstones. Ansammlungen von großen Schalenresten (unter anderem Megalodonten, Gastropoden) zu Schillagen sind selten. Stellenweise sind bei fehlender oder unvollkommener Auswaschung der mikritischen Matrix Übergänge zu Packstones und Floatstones gegeben. Der Reichtum dieser Sedimente an Foraminiferen kann gut mit einem migrierenden Rinnensystem in Einklang gebracht werden. Durch die oftmalige Umlagerung ist es zur Anreicherung der Schalenreste gekommen.

⁺⁾ Nomenklatur nach DUNHAM (1962)

Häufig sind die subtidalen Kalkbänke durch flache dreieckige, unregelmäßig eingelagerte Hohlraumformen (mehrere mm bis cm groß) charakterisiert (Messerstichkalke). In wenigen Fällen konnte Coelestin als Ursache dieser Hohlräume mikroskopisch nachgewiesen werden. Die authigene Coelestinkristallisation, die frühdiagenetisch erfolgt sein muß, weist auf beginnende evaporitische Phasen in abgeschlossenen Lagunenbereichen hin. Die Artenarmut und der Individuenreichtum der Organismenreste als auch das Fehlen der auf geringe Salzerhöhung im Meerwasser empfindlich reagierenden Echinodermen unterstreicht die abnormale Salinität in der Wettersteinkalklagune. Authigene Quarzneubildungen wurden lediglich in den obersten Wettersteinkalkbänken, nahe der Raibler Grenze beobachtet. Quarz und Coelestin schließen sich in diesen Vorkommen aus. Bereichsweise wurden die subtidalen Kalkbänke bereits frühdiagenetisch dolomitisiert, im allgemeinen bleibt aber die Dolomitisierung auf die intertidalen Intervalle beschränkt.

Intertidal bis Supratidal:

Die intertidalen bis supratidalen Sedimente sind durch ihre typische Feinschichtung, oftmals in Verbindung mit stromatolithischen Algenmatten, und durch wiederholte Aufarbeitung dieser Sedimente gut charakterisiert. Da sich Sedimentation und Erosion im Gezeitenraum ungefähr die Waage halten, sind die einzelnen Schichten auch sehr viel geringmächtiger als die subtidalen. Durch die wiederholte Aufarbeitung sind die Sequenzen unvollständig. Der allmähliche Übergang zum supratidalen Ablagerungsraum ist gegeben durch die Abnahme der Korngröße. Zudem ist das Fehlen von Bioturbation im höheren Intertidal und Supratidal ein Charakteristikum. Gröberes Material kann lediglich durch Sturmfluten antransportiert werden. Mit der rasch nachlassenden Transportkraft des Wassers entstehen die typischen gradierten Sturmflut-Sedimenteinschaltungen.

Loferitische Interngefüge weisen im allgemeinen mit Spataugen (birdseyes) und unregelmäßigen Fenstergefügen (LF-B) auf das Intertidal hin, während die regelmäßigen flach ausgedehnten LF-A-Gefüge vorwiegend im Supratidal zu finden sind.

Die gefügeabhängige frühdiagenetische Dolomitisierung ist in erster Linie im Supratidal verbreitet. Vadose Zementation und Tepee-Strukturen sind beste Kennzeichen der Auftauchzonen. Im hangendsten Wettersteinkalk sind Fe-Dolomitneubildungen vor allem in LF-Hohlräumen verbreitet und sind nach FÜCHTBAUER (1920) als Hinweis auf meteorisch beeinflusste Diagenesebildungen (phreatisches Diagenese-Environment) zu deuten.

Die folgenden Mikrofaziestypen konnten in Verbindung mit den oben genannten Charakteristika dem Intertidal und Supratidal zugewiesen werden:

- a) Grainstone bis Rudstone mit Einlagerungen von typischen "Schlammscherben" (chips, flat pebbles) und meist in Verbindung mit LF-A-, B-Gefügen.
- b) Flat pebble - Breccie, häufig zurückführbar auf Austrocknungslagen mit Trockenrissen oder auf Tepee-Strukturen. An Komponenten herrschen Bruchstücke von Dolomitkrusten, Loferitlagen oder von vados zementierten Grainstones vor.
- c) Sturmflutsedimente: Einzelne gradierte Grainstonelagen, z.T. fossilreiche (Foraminiferen, Dasycladaceen).
- d) Beach rock: Grainstone und Rudstone mit beach rock-Zementationen.
- e) Laminierter Wackestone- bzw. Packstonelagen (u.a. Pelmikrit), teilweise sehr reich an Ostracoden; meist in Verbindung mit loferitischen Hohlraumgefügen.
- f) Stromatolithische Algenmatten mit "Krautkopfformen" (LL-H-Typus), vor allem im unteren Intertidal; flach laminare Formen im oberen Intertidal und Supratidal. Stets verbunden mit loferitischen Hohlraumgefügen.
- g) Dolomikrit-Lagen, häufig mit (f) alternierend.

Sonderfazies

Die von SCHNEIDER (1964) so bezeichnete Fazies tritt innerhalb der peritidalen Sedimentabfolge im oberen, aber auch schon im mittleren Wettersteinkalk in verschiedenen Niveaus auf. Die Sonderfazies ist durch die sogenannten "Grünen Mergel" und

"Schwarzen Breccien" charakterisiert, Stratiforme Zn-Pb-Anomalien sind bevorzugt an die grünen Mergelkalke (-dolomite) und Schwarzen Breccien gebunden (KRANTZ, 1976) und unterstreichen damit deren Bedeutung bei Überlegungen zur Genese der Zn-Pb-Lagerstätten.

Bei der Aufnahme der beiden Profile hat es sich nun gezeigt, daß die Sonderfazies eine sehr lokale Bildung ist, und nicht als beständiger Horizont im Oberen Wettersteinkalk durch die Nördlichen Kalkalpen zu verfolgen ist. Im Profil Lafatscher Joch fehlen z.B. jegliche Anzeichen einer Sonderfazies, im Profil Poppen sind lediglich Schwarze Breccien ausgebildet. Auch im Stollenprofil Stefanie gibt es nur eine Lage von sogenannten Grünen Mergeln, jedoch mehrere Einschaltungen von Schwarzen Breccien.

Gleich südlich vom Profil Lafatscher Joch ist am Lafatscher und am Südabfall des Bettelwurfmassivs eine der Sonderfazies eventuell äquivalente Fazies mit roten, untergeordnet auch grünen, Mergelkalcken und -dolomiten zu finden. Diese Sedimente sind in kleineren Taschen und spaltenförmigen Hohlräumen horizontweise angereichert. Fast immer sind damit auch Tepee-Strukturen (oft bis in den Meterbereich reichend) und vadoso Pisolite verbreitet. Der Typus dieser Fazies ist dem "Calcare rosso", Formationsglied des Esinokalkes in den Bergamasker Alpen, völlig ident. Auch hier prägen länger anhaltende Emersionsphasen, verbunden mit vadoso schizohaliner und pedogenetischer Diagenese, die Sonderfazies.

Die ca. dm-dicke Grüne Mergel-Lage im Stefaniestollen ist auffallend scharf begrenzt eingelagert in subtidale Kalkbänke des Oberen Wettersteinkalkes. Die Grenzen sind stylolithisch überprägt. Es kann damit gerechnet werden, daß hier einiges an Material (? supratidale Sedimentationsphasen) spätdiagenetisch weggelöst wurde. Geochemische und tonmineralogische Analysen stehen hier noch aus.

Über die Herkunft des tonigen Materials wurde viel diskutiert. Ich betrachte die mergeligen Einschaltungen als Vorläufer des "Raibler Ereignisses" (BRANDNER, 1978) und damit als terrigen. Die bevorzugte Bindung der Mergel-einschaltungen an Auftauchzonen

kann mit der dort herrschenden geringen karbonatischen Sedimentationsrate zusammenhängen, die sekundär zur Anreicherung des terrigen-klastischen Materials geführt hat. Daneben wäre auch an einen äolischen Antransport zu denken. Jedenfalls verursacht die geforderte relative Meeresspiegelabsenkung auch ein see-wärtiges Vorgreifen der Küstenlinie.

Schwarze Breccien

Zum Unterschied zum Oberen Wettersteinkalk der Lagerstätte Bleiberg-Kreuth kommen im Bereich Lafatsch nur wenige Schwarze Breccien vor. Im Stefaniestollen treten die ersten Lagen bei ca. 120 m unterhalb der Raibler Grenze auf. Die Schwarzen Breccien liegen hier immer als arenitische bis ruditische Lagen vor und sind meist mit Auftauchzonen korrelierbar. Auch im Profil Poppen sind die Schwarzen Breccien an eine supratidale Phase gebunden. Im Profil Lafatscher Joch konnten innerhalb der 76 m Oberer Wettersteinkalk keine Schwarzen Breccien festgestellt werden. Zyklisch auftretende Lösungshohlräume mit Verfüllung durch Schwarze Breccien, wie von BECHSTÄDT von Bleiberg beschrieben, sind im Bereich Lafatsch und in den aufgenommenen Profilen bisher noch nicht nachweisbar. Wie EPPENSTEINER (1965) und BECHSTÄDT (1975) erkannt haben, wird die dunkle Färbung der Breccienkomponenten durch Anreicherung von Bitumen und feinsten Durchstäubung mit neugebildeten Pyritwürfelchen verursacht. Allerdings kann ich mich nicht der Meinung anschließen, daß einzelne Kalkpartikel in einem reduzierenden Milieu dunkel verfärbt worden wären. Wir müssen uns hier eher der Auffassung von SCHNEIDER (1954) und TAUPITZ (1954) anschließen, die die Schwarzen Breccien für Resedimente von bituminösen Kalken und Dolomiten halten. Die hin und wieder vorkommende randliche Verfärbung der Komponenten entsteht dadurch, daß in den Randzonen Pyrit frühdiagenetisch angereichert wird. Daneben ist auch eine randliche Mikritisierung von Körnern ("Rindenkörner") zu beobachten; Mikrobohrungen endolithischer Organismen durchsetzen z.T. die Partikel und führen so unter reduzierenden Verhältnissen zur Dunkelfärbung (J. SCHNEIDER, 1976). "Black pebbles" sind auch aus rezenten

Ablagerungsbereichen bekannt: In von Mangroven bewachsenen Kalkböden der Florida Keys erfolgt eine Dunkelfärbung der Kalke durch Infiltration mit organischer Substanz (BARTHEL, 1974). In bestimmten Zonen des Gezeitenraumes ist ebenfalls eine Dunkelfärbung der Sedimente häufig anzutreffen. Hier sind es in erster Linie schlecht durchlüftete "Ponds" zwischen den Gezeitenkanälen, in denen H_2S -reiche, dunkel gefärbte subtidale Sedimente akkumuliert werden. Bei Migration der Kanäle kommt es zur Aufarbeitung des dunkel gefärbten Sediments.

Die Genese der Schwarzen Breccie des Wettersteinkalkes läßt sich am besten mit der letztgenannten Möglichkeit in Einklang bringen. Die Schwarzen Breccien-Komponenten entstammen meist subtidalen Bereichen, sind aber in inter- bis supratidale Zonen umgelagert worden. Entsprechend diesem Modell sollten in der durch Gezeiten beeinflussten Abfolge jedoch öfters Schwarze Breccien vorkommen als tatsächlich vorhanden sind. Offensichtlich war eine Bildung der dunkel gefärbten Kalke nur bei einem länger währenden, extrem niedrigen Stand des Meerwasserspiegels möglich. Dadurch wurde im morphologisch stark gegliederten Gezeitenbereich die Wasserzirkulation herabgesetzt, z.T. wohl sogar unterbunden. In einzelnen Tümpeln konnte es so zu einem regelrechten Faulschlammmilieu kommen. Dabei kann auch das häufige Zusammenvorkommen von Schwarzen Breccien und Grünen Mergeln eine Erklärung finden: Länger andauernde Regressionen wirken sich in einem Vorwandern der Küstenlinie aus, die Zufuhr von terrigenem Material verstärkt sich. Eine Umlagerung der Grünen Mergel über das Gezeitenkanalsystem wäre denkbar.

2.1.1. Typische Zykltheme

In den aufgenommenen Profilen (siehe Abbildungen 1 und 2)

konnte generell ein Vorherrschen von subtidalen Sedimenten im unteren und mittleren Teil und tidal flat-Sedimente mit subaerischen Intervallen gegen das Hangende der damit im großen und ganzen regressiven Abfolge festgestellt werden. Dementsprechend sind auch Unterschiede im Aufbau der einzelnen Zykltheme erkennen.

uninteressant

a) Im unteren und mittleren Teil sind typische regressive (Abb.3) "shoaling upward"-Zyklen dominierend. Dabei verflacht die meist mächtigere subtidale Wackestone-Packstone-Fazies nach oben über zunehmend ausgewaschene Grainstones and Rudstones zu z.T. dolomitischen tidal flat-Laminiten und meist wenig ausgeprägten supratidalen Intervallen. Darüber setzt das nächste Zyklithem in auffallend rascher und unvermittelter Weise wieder mit den subtidalen fossilreichen Kalken ein, so daß eine asymmetrische zyklische Abfolge entsteht. Im Übergang vom Subtidal zum Intertidal liegt eine nach oben hin gröber werdende Sequenz vor ("coarsening upward"), die mit dem Flacherwerden des Sedimentationsbereiches vor Erreichen des Intertidals zunächst eine Zunahme der Strömungsintensität anzeigt. Eine typische Erscheinung des vorwiegend regressiven Zyklusses, gepaart mit dem Vorwandern der Küstenlinie. Daneben kommen aber auch nach oben hin feiner werdende Sequenzen ("fining upward") vor. Diese können im Gezeitenbereich als typische Kennzeichen von lateral migrierenden Gezeitenkanälen gewertet werden (FRIEDMANN, 1979).

b) Zyklischer Aufbau in der "Messerstichkalk"-Fazies. Diese Fazies ist vorwiegend im Mittleren Wettersteinkalk, weniger im Oberen Wettersteinkalk vorhanden. Die Zyklitheme sind sedimentologisch gleich aufgebaut wie die unter a) beschriebenen Zyklitheme, also ebenfalls regressive shoaling upward-Sequenzen (Abb.3). Diese wurden jedoch frühdiagenetisch unter Einfluß von schizohalinen Wässern diagenetisch verändert. In den subtidalen Messerstichkalk-Bänken sind Mineralneubildungen von Coelestin nachzuweisen, der Top der Bänke als auch die intertidalen Zwischenschichten wurden sekundär dolomitisiert. Die beiden Mineralisationen schließen meist einander aus oder überlappen sich nur in geringem Ausmaß. Einen ähnlichen "Diagenesezyklus" konnte KRANTZ (1976) auch in den Arlbergsschichten feststellen.

Die Fällung von Coelestin stellt die frühesten Anzeichen einer Evaporation dar - bei 3,8-facher Meerwasserkonzentration (BUTLER, 1973, Persicher Golf) kann bereits Coelestin gefällt werden. Typisch evaporitische Minerale wie Gips und Anhydrit

konnten in den Zyklen allerdings noch nicht nachgewiesen werden, obwohl die entsprechenden faziellen Voraussetzungen durchaus gegeben wären. Es ist aber nicht sicher, ob nicht ein Teil der herausgelösten "Messerstiche" ursprünglich Gips oder Anhydrit entspricht (SARNTHEIN, 1965). Die Dolomitisierung, gebunden an die Auftauchzonen, würde für das Fehlen höher evaporitischer Minerale eine Erklärung liefern: Frischwasserzufuhr führte zeitweise zur Verdünnung der evaporitischen Wässer = Senkung des Mg/Ca-Verhältnisses auf Werte um 1:1, und damit auch zu Bedingungen, die eine Dolomitisierung fördern (Dorag-Dolomitisationsmodell, BADIOZAMANI, 1973). Die Coelestinanreicherung in den Kalkbänken könnte auch damit zusammenhängen, daß bei steigender Salinität mehr Strontium im Aragonitgitter eingebaut werden kann. Bei der frühdiagenetischen Umkristallisation von Aragonit zu Calcit würden größere Mengen an Sr frei werden und könnten als Coelestin gefällt werden. Auf jeden Fall spiegelt der Wechsel von coelestinreichen Kalkbänken und Dolomitisationszonen einen alternierenden Einfluß von hypersalinen Wässern und Frischwasser zur Zeit der Frühdiagenese wieder.

Das Fehlen der Messerstichkalk-Fazies in verschiedenen Profilabschnitten dürfte auf eine bessere Wasserzirkulation zurückzuführen sein. Nach KRANTZ (1976) sind im Bergbau Lafatsch die Strontium-Anomalien vorwiegend an Schwarze Breccien gebunden. Mikroskopisch konnte Coelestin hier allerdings nicht nachgewiesen werden. Möglicherweise wirkte der erhöhte Bitumengehalt konservierend auf den ansonsten an Strontium diagenetisch verarmten Wettersteinkalk.

c) Ein weiterer Zyklthem-Typ tritt im Oberen Wettersteinkalk (Abb. 3) auf. Hier fallen Sequenzen auf, deren transgressive Phase an der Basis des Zyklthems ausgeprägter entwickelt ist, als in den oben besprochenen Zyklentypen. Intertidale Sedimente vermitteln über einen relativ längeren Zeitraum zu subtidalen. Das regressive Intervall am Top der Sequenz ist dagegen wieder wesentlich geringmächtiger. Daraus resultieren insgesamt transgressive Zykltheme, deren Ursache wohl in einer Verlangsamung der Subsidenzrate liegt.

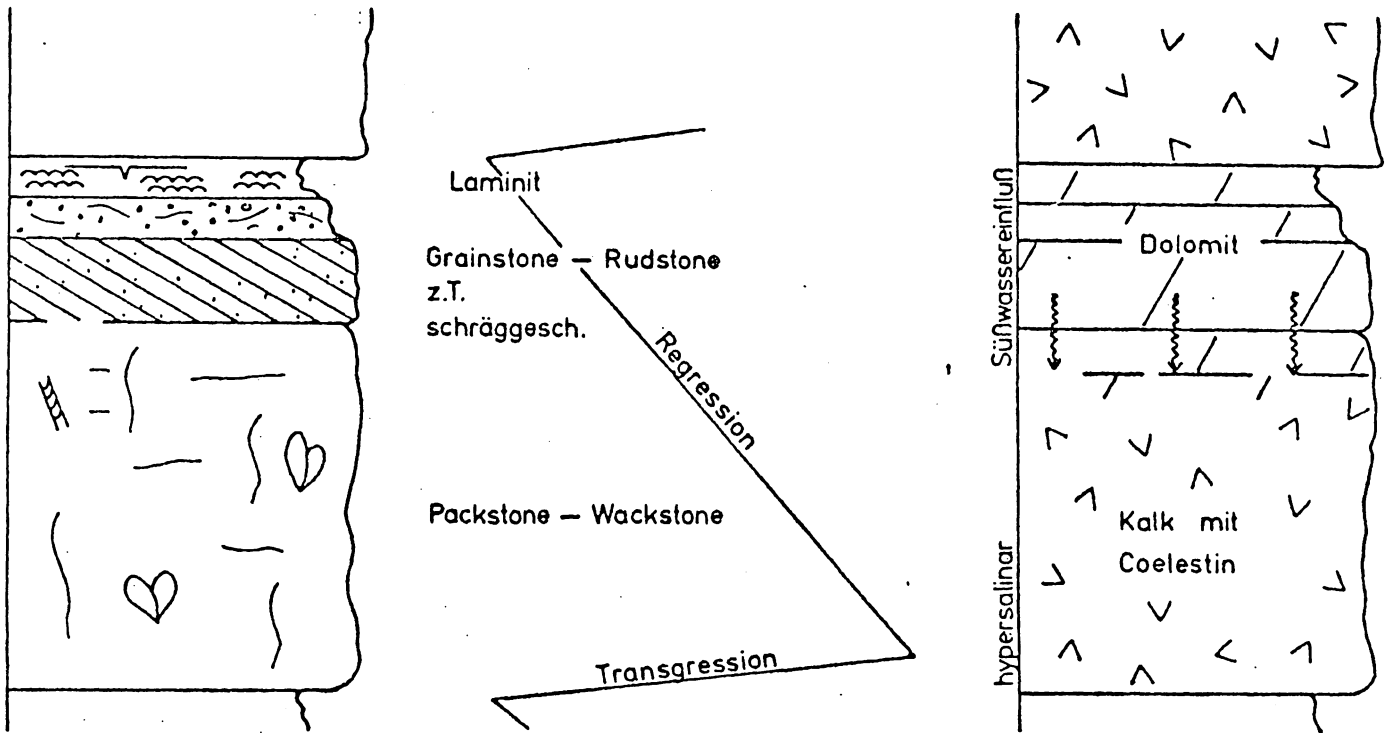


Abb. 3: Regressive Zykllotheme. Links "shoaling upward"-Zykllothem, rechts frühdiagenetisch verändert zu "Messerstichkalk"-Zykllothem (ohne Maßstab).

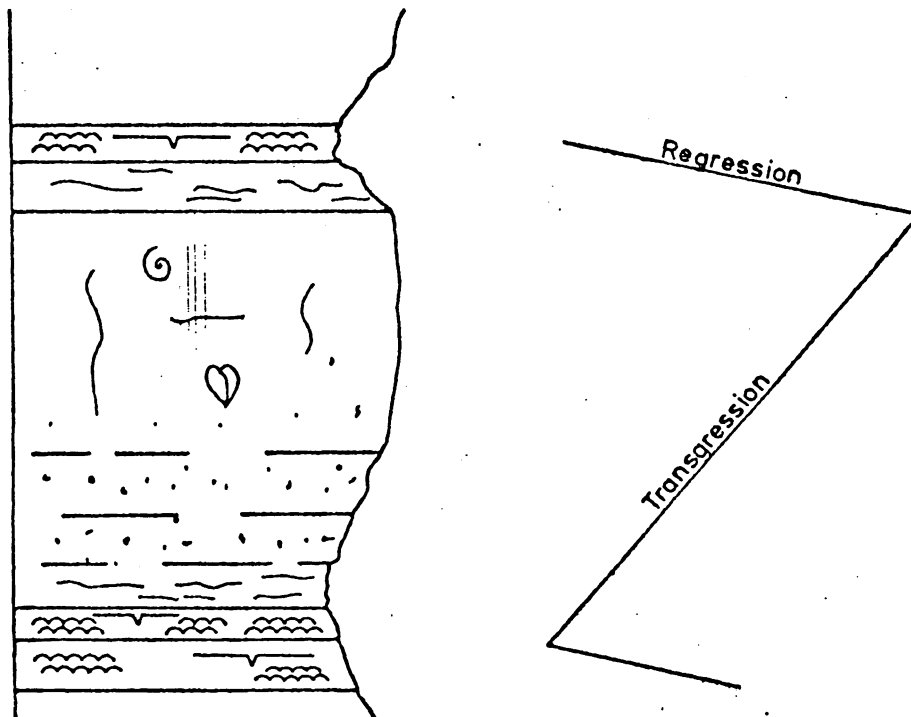


Abb. 3 a: Transgressives Zykllothem (ohne Maßstab)

Ausgedehnte Auftauchphasen mit möglichen Diskordanzen und Verkarstungen sind auch in diesem höheren Profilabschnitt (Profil Lafatsch) nicht entwickelt. Damit sind in der gesamten Abfolge im Mittleren und Oberen Wettersteinkalk keine wesentlichen Diskordanzen, die auf eine längere Sedimentationsunterbrechung schließen lassen würden, nachzuweisen.

Beim Aufbau einer zyklischen Karbonatabfolge spielt der Abstand Meeresspiegel-Meeressboden (= relativer Meeresspiegel) eine wesentliche Rolle aufgrund der Sensibilität der karbonatischen Sedimentation in dieser Zone. Zykllotheme werden durch die Größe und Häufigkeit der relativen Meeresspiegelschwankungen geprägt. Viele Autoren haben sich mit den Ursachen dieser Schwankungen auseinandergesetzt. Theoretisch können die folgenden Faktoren den relativen Meeresspiegel beeinflussen:

- a) Subsidenzrate bzw. weiträumige tektonische "Auf- und Ab"-Bewegungen des Untergrundes.
- b) Sedimentationsrate
- c) Eustatische Meeresspiegelschwankungen.

Eustatische Meeresspiegelschwankungen können kaum nachgewiesen werden, es fehlt gerade in den z.B. an Leitfossilien armen Gesteinsserien an Korrelationsmöglichkeiten. Eine Änderung der Subsidenzrate läßt sich dagegen in den beiden Profilen sehr gut ablesen: im Liegenden das Vorherrschen von regressiven Zyklen mit mächtigen Subtidalintervallen, die eine stärkere Subsidenz voraussetzen als die hangenden transgressiven Zyklen mit vorherrschenden intertidalen Intervallen, die auf ein Nachlassen der Subsidenz hinweisen. Hier konnte die Sedimentation über einen längeren Zeitraum mit der Absenkungsrate Schritt halten und so eine transgressive Folge aufbauen. Diese Tatsache wird auch klar bei Gesamtbetrachtung der Wettersteinkalk-Plattformentwicklung: mit dem Nachlassen der Subsidenz kündigt sich das Ende der Plattformentwicklung bereits im Abschnitt ca. 100 m unterhalb der Raibler Grenze an.

2.1.2. Ursachen der Zyklenbildungen

Die Zyklizität der Abfolge läßt sich am einfachsten mit dem Modell von GINSBURG, das anhand der Sedimentationsabfolge der letzten 8000 Jahre in der Bucht von Florida und auf den Bahamas erstellt wurde, erklären. Dabei beruht der Aufbau eines Zyklus auf einer kontinuierlichen Subsidenz, gekoppelt mit genügender Zufuhr von Sedimentmaterial. Die Akkumulation kann erst dann beginnen, wenn die Wassertiefe ausreicht zum Aufbau eines Zirkulationssystems, das notwendig ist für den Antransport von Sedimentmaterial aus dem Produktionsbereich. Übersteigt die Sedimentzufuhr die Subsidenzrate, resultiert daraus eine regressive Abfolge mit Vorwandern der Küstenlinie. Die Ablagerung hört dann auf, wenn durch das "Aufsedimentieren" das gesamte flache Becken mit Sediment gefüllt ist. Die Subsidenz geht weiter, Sedimentation wird aber erst wieder bei Verfügbarkeit von Sedimentmaterial und entsprechender Wasserzirkulation einsetzen. Ein neuer Zyklus kann beginnen.

Die Ausbildung der transgressiven Basis der Zyklotheme - abrupter Sedimentationsumschwung (Mittlerer Wettersteinkalk) oder allmählicher Übergang mit transgressiver Sedimentationsabfolge (Oberer Wettersteinkalk) - ist m.E. eine Frage der Subsidenzrate. Der abrupte Sedimentationsumschwung Inter-Supratidal zu Subtidal weist auf eine raschere Subsidenz hin als eine Sedimentationsabfolge, die eine Transgression abzeichnet. Im ersten Fall kann die intertidale Sedimentation nicht mit der Subsidenz Schritt halten.

Für den zyklischen Aufbau des Mittleren und Oberen Wettersteinkalkes ist somit ein autozyklischer Mechanismus (Modell "Aufsedimentieren") verantwortlich zu machen. Es besteht keine Evidenz für ein "Auf und Ab" des Untergrundes oder für zyklische Meeresspiegelschwankungen. Von diesen Parametern hat sich lediglich die Subsidenzrate über einen längeren Zeitraum geändert.

Derzeit ist ein direkter Vergleich mit den Dachsteinkalkzyklen ähnlichen Bleiberger Zyklen (BECHSTÄDT, 1975) nicht möglich.

Es konnten keine den jeweiligen Zyklen zugehörigen Emersionsphasen mit anschließenden Verkarstungen und lagigen Anreicherungen von ZnS und PbS beobachtet werden.

Die lagenweise Einschaltung der Sonderfazies dürfte dagegen auf azyklischen relativen Senkungen des Meeresspiegels beruhen, die den autozyklischen Grundmechanismus überlagert. Diese relativen Meeresspiegelabsenkungen werden sich aber bei der gegebenen Morphologie im peritidalen Ablagerungsraum unterschiedlich auswirken. In den supratidalen Marschzonen führt eine Absenkung zu lang andauernden Emersionen mit oberflächlichen taschenförmigen Lösungsformen und vadosen und pedogenetischen Diageneseerscheinungen. Hier entsteht der Typus der lagig angeordneten taschenförmig angeordneten Hohlräume, die mit dolomitischem Rotschlamm verfüllt sind (z.B. Bettelwurf, Lafatscher etc.) Die rote Farbe wird wohl zum Großteil von obertags rotbraun verwitterndem Pyrit stammen, der reichlich vorhanden ist. Möglicherweise sind aber auch allitische Verwitterungsprodukte mit eingeschwemmt worden. Verschiedentlich vorkommende Bohrgänge im Rotschlamm weisen die Oberflächennähe der Ablagerungen nach. Auch auf den Untiefenzonen des Intertidals werden ähnliche Bildungen vorkommen. In diesen Zonen ist aber vor allem mit der Isolierung von Tümpeln und Gezeitenkanälen zu rechnen, die als Bildungsort der dunkel bis schwarz gefärbten Karbonate, den späteren Schwarzen Breccien, angesehen werden. Werden subtidale Ablagerungsbereiche von einer relativen Meeresspiegelabsenkung erfaßt, so äußert sich das lediglich im Aufbau einer entsprechend der jeweiligen Meerestiefe verschieden mächtigen regressiven Abfolge. Eine weitere Folge der Meeresspiegelabsenkung ist das Vorrücken der Küstenlinie und damit ein verstärkter Einfluß des Hinterlandes im Ablagerungsgebiet. Die Ablagerung der Grünen Mergel-Kalke und -dolomite in den Auftauchzonen als auch in den subtidalen Bereichen wird diesem Einfluß zugeschrieben.

Interpretiert man die Bildungen der Sonderfazies mit ihrer terrigen-klastischen Beeinflussung als Vorläuferereignisse der markanten Raibler Regression, so sind als Mechanismus für die Meeres-

spiegelabsenkungen weiträumige tektonische Hebungen von Krustenteilen anzunehmen (siehe auch BRANDNER, 1978). Dafür spricht auch die ungleichmäßige Verteilung der Sonderfazies-Regressionsphasen, z.B. beim Vergleich des Oberen Wettersteinkalkes von Lafatsch und von Bleiberg. In Bleiberg sind weitaus häufiger Sonderfaziesbildungen zu beobachten als in Lafatsch und dies bei gleichen Voraussetzungen der peritidalen Fazies im Sedimentationsraum. Eustatische Meeresspiegelschwankungen hätten sich in beiden Sedimentationsräumen gleich auswirken müssen, d.h. die Anzahl der Emersionsphasen sollte in beiden Gebieten ident sein. Dies ist aber nicht der Fall und man muß damit rechnen, daß hier krustale Hebungen die Ursache sind. Die zentralere Lage des Drauzugs, bezogen auf die Geosynklinale, wirkt sich offensichtlich durch stärkere Hebungen der Kruste (größere Amplituden) als in den nördlichen Kalkalpen aus. Funktionell damit verbunden sind die in Bleiberg häufigeren stratiformen Metallsulfid-Konzentrationen.

2.2. Die frühkarnische Regression

Die weiträumige charakteristische Umstellung der Sedimentation von der rein karbonatischen des Wettersteinkalkes zu den klastischen Sedimenten der Raibler Schichten erfolgt abrupt und ohne Übergänge und oft sind an dieser Grenze Diskordanzen ausgebildet. Verkarstungserscheinungen, die schon früh als solche erkannt wurden wurden von späteren Autoren wieder in Frage gestellt. Die Neuuntersuchung dieses Kontakts und insbesondere der darunter liegenden Karbonatkörper (BRANDNER, 1978) bestätigte die frühkarnische Emersionsphase als echte, länger andauernde Auftauchphase. Dazu war es notwendig, räumlich in den westlichen Nördlichen Kalkalpen weiter auszugreifen. An Großaufschlüssen (Straßenanschnitte, Steinbrüche) im Bereich von Reutte, am Kalkalpennordrand und am Südrand der Nördlichen Kalkalpen (Zirl) konnte im Wettersteinkalk und -dolomit ein unterschiedlich tiefreichendes Spalten- und Hohlraumssystem nachgewiesen werden, das zunächst bewußt außerhalb der ZnS-PbS-Lagerstättenbereiche genauer untersucht wurde. Mit Hilfe der siliziklastischen Internsedimente ist es möglich, die

Hohlraumsysteme der frühkarnischen Regression zuzuweisen und vom älteren, lagig angeordneten kleineren Lösungshohlräumen (Sd.-Fazi (siehe oben) zu unterscheiden. Auch die Tiefenerstreckung kann damit genau ermittelt werden. Im Falle von Zirl reicht das lösungserweiterte Spaltensystem von der Raibler Grenze weg ca. 800 m tief in die Wettersteinkalk-Formation hinein. Dunkelgraue tonige bis siltige Dolosparite verfüllen das Hohlraumsystem über die gesamte Tiefenerstreckung. Vereinzelt konnten in diesen Internsedimenten auch Zinkblendekörnchen nachgewiesen werden. Die sandigen Anteile der Quarz-Feldspat-Sandsteine der Internsedimente (vor allem Bereich Reutte) bestehen aus Aufarbeitungsprodukten von quarzporphyrischem Material und Metamorphiten.

2.2.1. Hohlraumbildung durch die frühkarnische Regression im Bereich der Lagerstätte Lafatsch

Der eindeutige Nachweis von tiefgreifenden Hohlraumsystemen weit außerhalb der Vererzungsbereiche, die vor Ablagerung der Raibler Schichten gebildet wurden, ließ eine diesbezügliche Durchmusterung der Sulfidlagerstätten sinnvoll erscheinen. Dafür bieten sich in erster Linie die ausgezeichneten Aufschlüsse im Stefaniestollen des Bergbaus Lafatsch an. Hier liegen bei ca. 275 m und 110 m unterhalb der Raibler Grenze unregelmäßige PbS-ZnS-Erzkörper vor, deren Basis scharf \pm ss-parallel begrenzt ist. Auch hier können Hohlraumbildungen im Ausmaß von mehreren Metern nachgewiesen werden, die zunächst nichts mit der Lagerstättenbildung zu tun haben, und eindeutig vor dieser gebildet wurden.

2.2.2. Mechanische und chemische Internanlagerung

Der Nachweis des bezüglich der PbS-ZnS-Mineralisation präexistierenden Hohlraumsystems gelingt mit der detaillierten Analyse der Internsedimente (Abb. 4).

a) Karbonatische Laminite: Im basalen Teil des Hohlraumsystems sind wechselnd dunkel-hell gefärbte mm- bis cm-Laminite verbreitet, die mit scharfer diskordanter Grenze dem Wettersteinkalk

aufliegen. Sie verfüllen hier z.T. bis metertiefe Wannen und Taschen. Darin vorkommende ZnS-Körnchen können nicht dem primär sedimentären Anlagerungszyklus zugerechnet werden, ihre Bildung erfolgte erst später (siehe unten). Die Laminice bestehen aus einem rhythmischen Wechsel von mm- bis cm-dicken, mikritischen dunklen (tonig oder bituminös) und siltitischen bis feinarenitischen hellen Lagen mit bisweilen deutlichen Gradierungen. Die Sedimente sind vollkommen steril. Die Korngrößen der Calcitkörnchen variieren im Siltbereich zwischen 0.04 bis 0.08 mm und würden damit dem als vados gedeuteten "crystal silt" (DUNHAM, 1969) gut entsprechen. Sedimentstrukturen, die auf strömendes Wasser hinweisen würden, wie z.B. Erosionskanäle, Strömungsmarken etc. sind keine vorhanden. Es muß daher mit einer Ablagerung im nur schwach strömenden bzw. stehenden Medium (? Grundwasserbereich) gerechnet werden. Rutschfaltenbildungen sind in einzelnen Lagen häufig anzutreffen. Subaquatische Rutschungen im noch unverfestigten Sediment sind bei dem vorhandenen Relief an der Basis des Hohlraumsystems leicht verständlich.

Die mechanisch angelagerten Internsedimente wurden während der Diagenese von einer schwachen Dolomitisierung erfaßt, die vom basal verfüllten Hohlraumsystem ausgehend auch auf das Nebengestein übergreift. Insbesondere in den hellen, gröberkörnigen und damit leichter durchgängigen Lagen können neugebildete Dolomitrhomboeder beobachtet werden. In einer ähnlichen Weise dürfte auch die Bildung von in den Laminiten lagig vorkommenen ZnS-Körnchen erfolgt sein. Hinweise auf eine mechanische Anlagerung der ZnS-Körnchen sind vorerst hier nicht gegeben. Die ZnS-Mineralisation ist, ähnlich wie die Dolomitisation, auch im Nebengestein zu finden, allerdings nur in der unmittelbaren Umgebung des Hohlraumsystems. Dies stimmt gut mit den Analysen von KRANZ (1974) überein, wonach die Dispersionshöfe in der Nachbarschaft von Pb-Zn-Erzkörpern im Wettersteinkalk nur sehr klein sind. Ob bereits primär in den dunklen Laminiae eine Zn-Anreicherung, womöglich adsorptiv an Tonminerale gebunden, vorhanden ist, muß erst in weiteren Untersuchungen ermittelt werden.

b) Fluorit-Quarz-Laminite: Diese konnten bisher nur außerhalb des Lagerstättenbereichs gefunden werden. Allerdings beschreibt SCHNEIDER (1964) Flußspatrhythmite auch von Lafatsch selbst.

In einem frischen Straßenaufschluß in Scharnitz sind wenige Meter unter der Raibler Grenze ca. m-große taschenförmige Hohlräume mit z.T. bräunlich verfärbten laminierten Internsedimenten verfüllt. Die Laminierung wird durch einen lagenweisen Wechsel in der Korngröße von dicht stehenden Flußspatwürfeln mit einem dazwischen liegenden feinsten Filz von Quarzkristallnadelchen (nach c gestreckte Doppelpyramiden, B/L-Index ca. 0.2) und vereinzelt auch Kristallrasen von Fluorit abgebildet. Durch den äußerst hohen Flußspatanteil ist vom primären dunkelgrauen mikritischen Sediment nur wenig zu sehen. Schmutzig trüb gefärbte Fluorite dürften einer frühdiagenetischen Bildungsphase zugeschrieben werden, hell durchscheinende Flußspatkristalle gehören immer einer jüngeren Generation an und sind durch spätere Sammelkristallisation entstanden (siehe auch SCHNEIDER, 1954, 1964). Die Flußspatbildungen sind streng an das Internsediment gebunden und greifen nicht auf das Nebengestein über. Vereinzelt finden sich neben Fluorit und Quarz auch PbS-Körnchen.

Wichtig erscheint mir noch zu erwähnen, die räumliche, möglicherweise zonare Verteilung der Flußspatvorkommen: Nach der Tiefe hin (Hohlraumssystem Lafatsch) nimmt der Flußspatanteil auffallend ab. Die von SCHULZ (1955) erwähnten Flußspatvorkommen von ? Internsedimenten des Grubenreviers Vomperloch sind wie jene von Scharnitz einer seichteren Position im Hohlraumssystem in Bezug auf den Top des Wettersteinkalkes zuzuschreiben. Als Erklärung für diese Teufenunterschiede müssen wohl unterschiedliche Ausfällungsbedingungen (? Redoxpotential) angenommen werden.

c) Internbreccien (zum Großteil vererzt): Der Großteil des Hohlraumvolumens wird von Breccien, allerdings verschiedenen Alters, eingenommen. Generell kann gesagt werden, daß die Größe der Wettersteinkalk-Komponenten (cm bis m) der Breccien von unten nach oben im Hohlraum zunimmt.

-- An der Basis sind stellenweise unter den Laminiten, aber auch

mit diesen verbunden, Breccien des Nebengesteins völlig unsortiert und ungerundet gelagert. Die Zwickelporen sind basal noch mit den dunklen Mikriten und Siltiten der Laminite verfüllt, in höheren Teilen jedoch nicht mehr. Andererseits sind aber auch verschieden große Kalkkomponenten in den Laminiten durch Eingleiten oder Hereinstürzen eingebettet.

Der offene Porenraum des hangenden Schuttmaterials wurde durch die etwas später erfolgten ZnS-Mineralisationsphasen zementiert. Mehrere Generationen von isopachen Zinkblendelagen (Schalenblende) weisen auf eine völlige Füllung des Porenraumes mit den mineralisierenden Lösungen hin. In größeren Hohlräumen im Hangenden der mit Schalenblende zementierten basalen Breccien ist eine eindeutige polare stalaktitische Zinkblendeanlagerung evident. Ob diese Zinkblendestalaktiten der primären Mineralisationsphase oder einer jüngeren Phase angehören, ist derzeit noch nicht eindeutig bewiesen. Jedenfalls stimmt die polare Anlagerungsrichtung mit der primären Lagerung des Nebengesteins überein.

-- Nach der ersten Mineralisationsphase (vor allem von ZnS) ist ein neuerliches Zerschneiden und Hereinstürzen von bereits mit Schalenblende vererzten Hohlraumwandungen zu beobachten. Die Breccienkomponenten (\varnothing dm bis m) bestehen nun vor allem aus Trümmern des Nebengesteins und Scherben von Schalenblende, teilweise oft noch in Verbindung mit den Nebengesteinsbrocken. Die Größe der Breccienschollen nimmt nach oben im Hohlraum zu und geht als Megabreccie im Hangenden allmählich über Spaltenbildungen in das Nebengestein über. In den spaltenförmigen Hohlräumen sind verschiedene ZnS-PbS-Mineralisationsphasen abgebildet, auf die verschiedenen Paragenesen soll jedoch hier nicht näher eingegangen werden (Abb. 4).

Erwähnenswert sind aber basal in diesen Hohlräumen mechanisch angelagert, etwa dm dicke ZnS-Lagen, in denen z.T. Schrägschichtungsgefüge zu erkennen sind. Das diagenetisch stark veränderte Feinschichtungsgefüge wird durch grobspätige, weiße Calcitspatlagen nachgezeichnet, wobei diese bilateral symmetrisch von

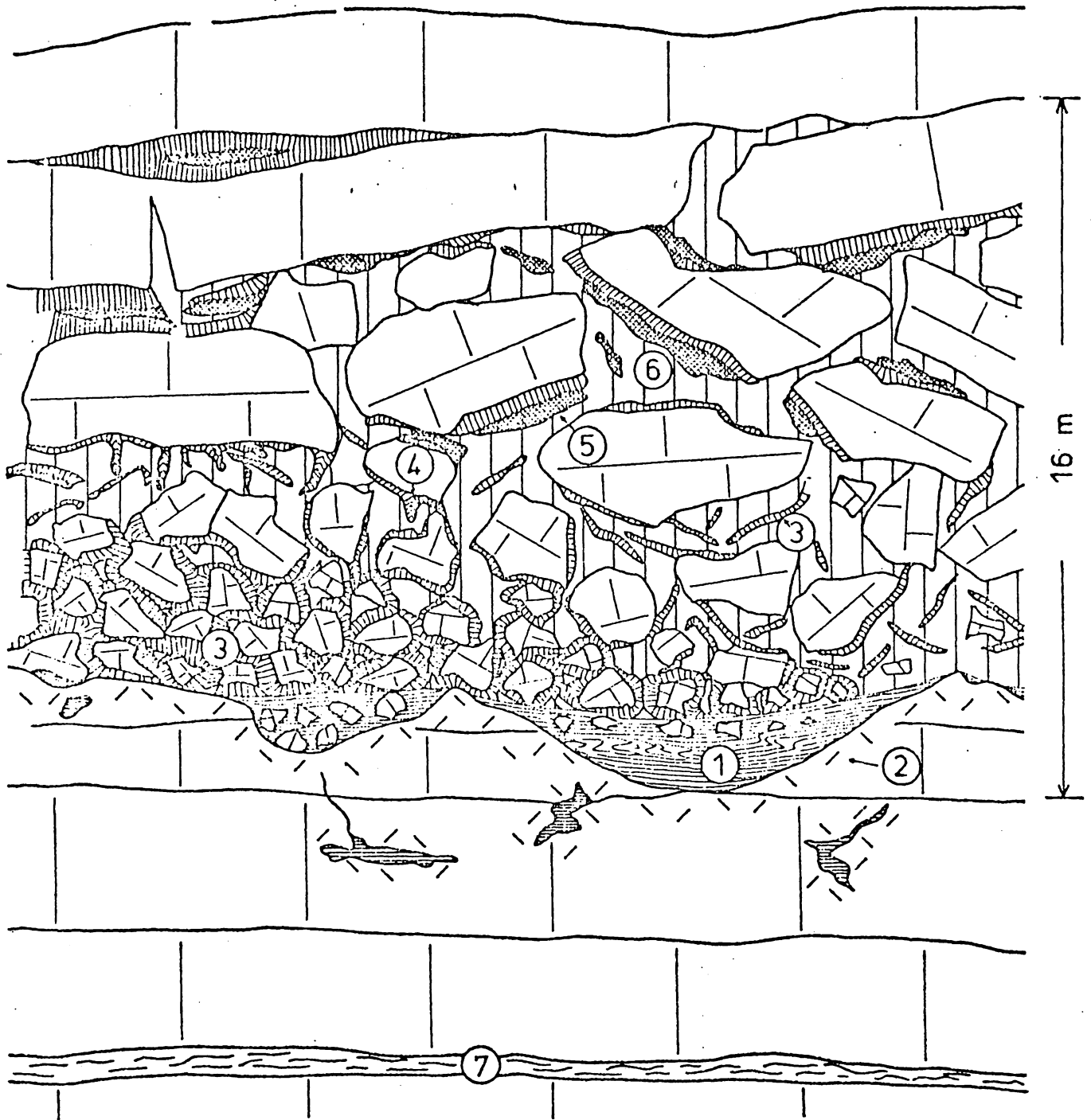


Abb. 4: Schematische Darstellung des "880m-Lagers", Lafatsch, Stefanie. Lösungshohlraum mit mehrphasiger Verfüllung durch Internsedimente und chemische Fällungsprodukte. Die Wandungen des Hohlraums sind nach der ersten ZnS-Mineralisation hereingebrochen, dadurch ist lediglich der basale Kontakt zum Nebengestein im primären Verband. (1) Primär erzfreier, hell-dunkel gebänderter Laminit, schwach dolomitisiert und z.T. sekundär durch ZnS mineralisiert. (2) Dolomitisierung. (3) Schalenblende und abgelöste Scherben von Schalenblende (diese durch Einstürzen der Hohlraumwandungen entstanden). (4) ZnS-Stalaktiten. (5) PbS. (6) Zentralspat. (7) Grüner Mergel-Lage im Wettersteinkalk.

ZnS-Wachstumsgefügen umgeben sind. Die Genese derartiger ZnS-Lagengefüge wird von SCHULZ (1978) diskutiert. Die wandständige drusige, bipolare Ausbildung bestimmter ZnS-Lagen führt zur Annahme einer Anlagerung an einer freien Oberfläche in Hohlräumen. Die Bildung derartiger lagiger Hohlräume kann durch (a) belteropore Herauslösung von z.B. leicht löslichen ? Karbonatlagen oder (b) mit einer Hohlraumbildung infolge Volumsänderung des Materials durch Kristallisationsdruck oder auch Austrocknung entstehen. Für wahrscheinlicher kann m.E. eine schichtige Ablösung von Lagen durch Kristallisationsdruck angenommen werden. Nur schwer wäre ein lagiger Materialwechsel im mm-Rhythmus von detritären ZnS-Körnchen und z.B. Karbonat vorstellbar. Dagegen ist aber bei den gegebenen Schrägschichtungskörpern ein Korngrößenwechsel Voraussetzung zur Abzeichnung von Schrägschichtungsblättern. Die gröberkörnigen Lagen bieten den entsprechenden Porenraum für die Zirkulation mineralisierender Lösungen. Das ZnS-Kristallwachstum dürfte dadurch lagig forciert worden sein, wodurch es nach Art der "sheet cracks" in Karbonaten zu einem Spannungsausgleich gekommen sein dürfte. Durch die Hohlraumbildung ist nun ein bilateral symmetrisches Kristallwachstum möglich. Der weiterhin offen bleibende Porenraum wird schließlich durch die hier typische grobkörnige Calcitspatisation ausgefüllt und weist damit gleichzeitig diesen Zementtypus als eine frühdiagenetische Bildung nach.

d) Grobspätiger Calcit ("Zentralspat"): Das restliche, oft beträchtliche Hohlraumvolumen der Internbreccien wird von meist äußerst grobspätigem Calcit (oft cm-Größen) eingenommen. Der Calcitspat wird demnach als eines der letzten chemischen Fällungsprodukte und nicht als das erste Fällungsprodukt früherer Autoren angesehen. Mit der Bildung des Zentralspats scheinen Erzzufuhr, Mobilisation und mechanische Umlagerung abgeschlossen zu sein. Da Karbonatzemente Auskunft geben können über den Chemismus der Porenwässer, und dies auch für die Erzmineralisation von Bedeutung sein dürfte, soll näher darauf eingegangen werden.

Hier ist zunächst natürlich der Zeitpunkt der Calcitzementation entscheidend. Dieser kann durch die das Hohlraumsystem im Hangenden des Wettersteinkalkes plombierende Sedimentation der Raibler Klastika stark eingeengt werden: In einem offenstehenden Porenraum der unterirdischen Kollapsbreccie hätten bei der Raibler Transgression zumindestens Feinklastika eingeschwenkt werden müssen. Da diese nicht vorhanden sind, kann angenommen werden, daß die Zementation der Kollapsbreccie vor der Raibler Transgression erfolgte.

Entsprechend den Erkenntnissen der Karbonatdiagenese erfolgt eine rein calcitische Zementation, hauptsächlich außerhalb des marinen Einflußbereiches (FOLK & LAND, 1975), wenige Ausnahmen kommen am Tiefseeboden vor. Eine wesentliche Rolle bei der Calcitfällung spielt der Mg-Gehalt der Lösung. Demnach kann Calcit nur aus zweierlei Arten von Lösungen gefällt werden: (1) meteorische Süßwässer, die bereits primär arm an Mg sind, oder (2) Untergrundwässer (Formationswässer), deren Mg-Gehalt durch Bildung von Dolomit bzw. Bindung an Tonminerale gesenkt wird. Die Bildung der Lösungshohlräume setzt sicherlich Karbonat-untersättigte, ? meteorische Wässer voraus. Für ein nachträgliches Eindringen von marinen Wässern besteht mit der geringfügigen Dolomitisierung an der Basis des Hohlraumsystems nur wenig Evidenz. Für viele Bearbeiter stellte die Größe der Calcitkristalle ein Problem dar, weshalb gerne auf höher temperierte oder hydrothermale Wässer geschlossen wurde (z.B. K. GERMANN, 1966: 104), Hiezu sei bemerkt, daß entsprechend experimentellen Untersuchungen (BADIOZAMANI et al., 1977) die Kristallgröße von Calcit mit steigendem NaCl-Gehalt und zunehmender Temperatur sprunghaft ansteigt. Über die Temperatur im Inneren des Wettersteinkalkkörpers, ca. 300 m unter der Erdoberfläche, kann nur spekuliert werden. Für einen zunehmenden NaCl-Gehalt der Lösung besteht eine begründete Annahme unter Hinweis auf die chemische Zusammensetzung des Nebengesteins. Wie im Kapitel 2.1.1. ausgeführt, durchlief die Sedimentation des Mittleren und Oberen Wettersteinkalkes mehrmals evaporitische Phasen, deren Zeugen in evaporitischen Mineralneubildungen vorliegen. Je länger

Lösungen im Hohlraumssystem mit dem Nebengestein in Kontakt sind, umso saliner müßten sie werden. Möglicherweise sind auch alte marine Formationswässer miteinbezogen worden. Von Erdölbohrungen ist bekannt, daß Formationswässer häufig einen erhöhten Salzgehalt aufweisen. Na und Cl werden kaum bei aus dem Porenraum bekannten Mineralneubildungen eingebaut und reichern sich dadurch sekundär gegenüber anderen Bestandteilen an (ENGELHARDT, 1960: 161).

Flüssigkeitseinschlüsse in spätigem Calcit könnten hier allerdings noch mehr "direkte" Informationen liefern.

Das oft erkennbare direkte Angrenzen großer Calcitkristalle an die Porenraumwandung, im Gegensatz zur seltener vorkommenden drusigen Ausbildung, wird bei THORSTENSON et al. (1972) auf eine niedrige Fällungsrate in völlig mit Wasser gefüllten Porenräumen zurückgeführt und sei für phreatische Zementation typisch.

2.3. Zusammenfassung und Diskussion der Ereignisse an der Grenze zu den Raibler Schichten im Bereich Lafatsch

Nach Lithifizierung des Oberen Wettersteinkalkes wurde, wie örtlich auch außerhalb der erzführenden Zonen, ein verschieden tiefgreifendes Spalten- und Hohlraumssystem angelegt. Die Anlage erfolgte wahrscheinlich entlang von einem tektonischen Bruchsystem, wie z.B. auch südwestlich von Lafatsch am Kalkalpensüdrand. Dafür würde auch die \pm gerichtete Ausdehnung der Erdkörper nach NE-Verwerfen (SCHULZ, 1954) sprechen, bei denen es sich ja auch um alpin reaktivierte triadische Brüche handeln könnte. Bereits TAUPITZ (zit. in SCHULZ, 1955) denkt bei richtungsgebundenen Erzzügen an eine "intraladinische" Tektonik.

Die Tiefenerstreckung des Hohlraumsystems wurde in Lafatsch durch eine etwa 300 m tief liegende, wasserstauende Grüne Mergel-Lage begrenzt. Schichtungsparalleles Vordringen der Lösungen führte zur Bildung von unterschiedlich großen, mit ihrer Basis schichtparallelen Lösungshohlräumen. Es ist vorstellbar, daß sowohl Mergellagen als auch verschieden tiefgreifende tektonische Spalten

die räumliche Ausdehnung der Hohlraumssysteme kontrollieren. Für die tatsächliche Ausdehnung des Systems im Bereich Lafatsch gibt es bisher nur wenige Anhaltspunkte. Die Aufschlußverhältnisse gewähren lediglich durch den Stefaniestollen einen Einblick in das tiefer gelegene Hohlraumssystem.

Bei der berechtigten Annahme, daß das Hohlraumssystem erst nach Ablagerung des Wettersteinkalkes gebildet wurde - es liegen einerseits innerhalb der Sedimentationsabfolge des Wettersteinkalkes keine größeren Diskordanzen vor, die so etwas vermuten ließen, andererseits gelang außerhalb der vererzten Zonen der Nachweis für diese These - müßte auch eine entsprechende paläogeographische Hochzone vor Ablagerung der Raibler Schichten nachzuweisen sein. Die Raibler Schichten sollten ein derartiges Hoch unter sich "begraben" und dementsprechend in dieser Zone auch geringere Mächtigkeiten aufweisen. Einen Anhaltspunkt über das notwendige Ausmaß der Mächtigkeitsreduktion kann die Formel von GHYBEN & HERZBERG geben. Entsprechend den unterschiedlichen Dichteverhältnissen von Süß- und Salzwasser sollte normalerweise die Süßwasser/Salzwassergrenze des Grundwasserkörpers 40 x tiefer liegen als der Grundwasserspiegel über dem Meeresspiegel. Dies würde in unserem Fall mit Lösungshohlräumen in etwa 300 m Tiefe bedeuten, daß der Grundwasserspiegel etwa 7-10 m über dem Meeresspiegel zu liegen kommen sollte. Klimatische Schwankungen können diesen Wert natürlich drastisch ändern.

Eine grobe Zusammenstellung der Mächtigkeiten der Raibler Schichten nach JERZ (1966) läßt vermuten, daß dieser Wert durchaus realistisch sein kann. Wie die noch sehr ungenaue Übersicht auf der Isopachenkarte zeigt (Abb.5), besteht, von Imst kommend, eine Hochzone, die sich etwa in WSW-ENE-Richtung erstreckt. Mangels Raibler Profile östlich der Isar fehlen im Norden unserer Zone Daten. Es ist auffallend, daß gerade im Bereich des "Imster Hochs" die größten PbS-ZnS-Lagerstätten der Nördlichen Kalkalpen (Nassereith-Tschirgant-Lafatsch) liegen.

Auf die paläogeographische Position des Bereiches Lafatsch innerhalb der Karbonatplattform weist die gegenüber benachbarten

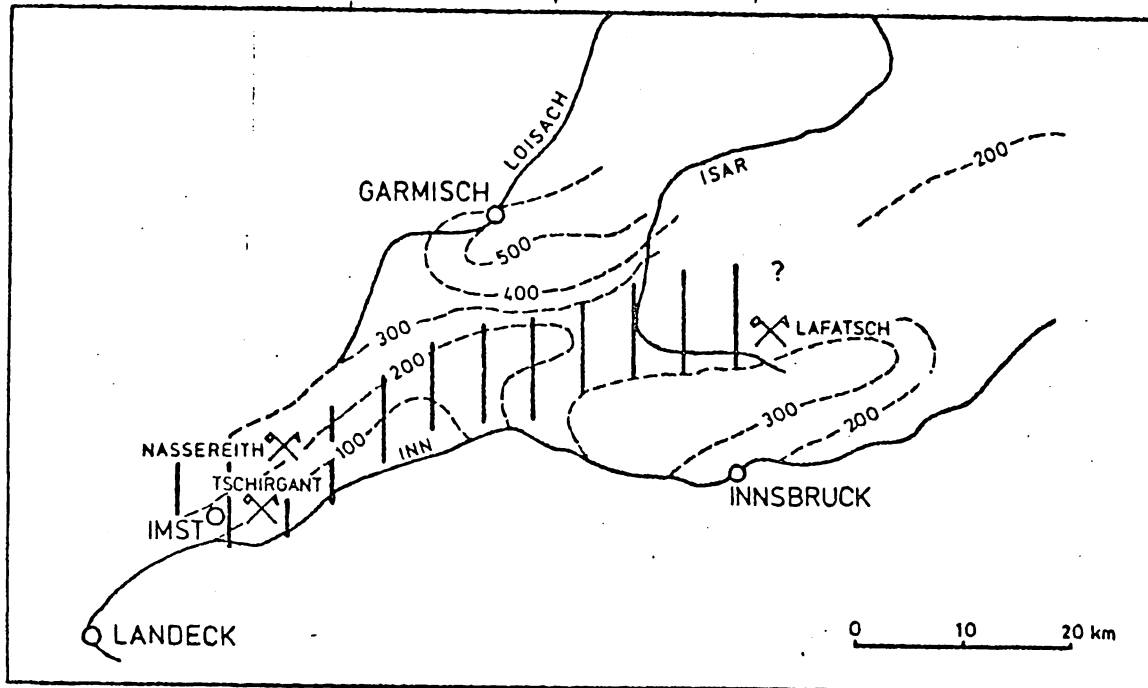


Abb. 5: Isopachenkarte der Raibler Schichten nach JERZ (1966), abgeändert. Senkrechte Schraffur: "Imster Hoch". Tektonik nicht rückgeformt.

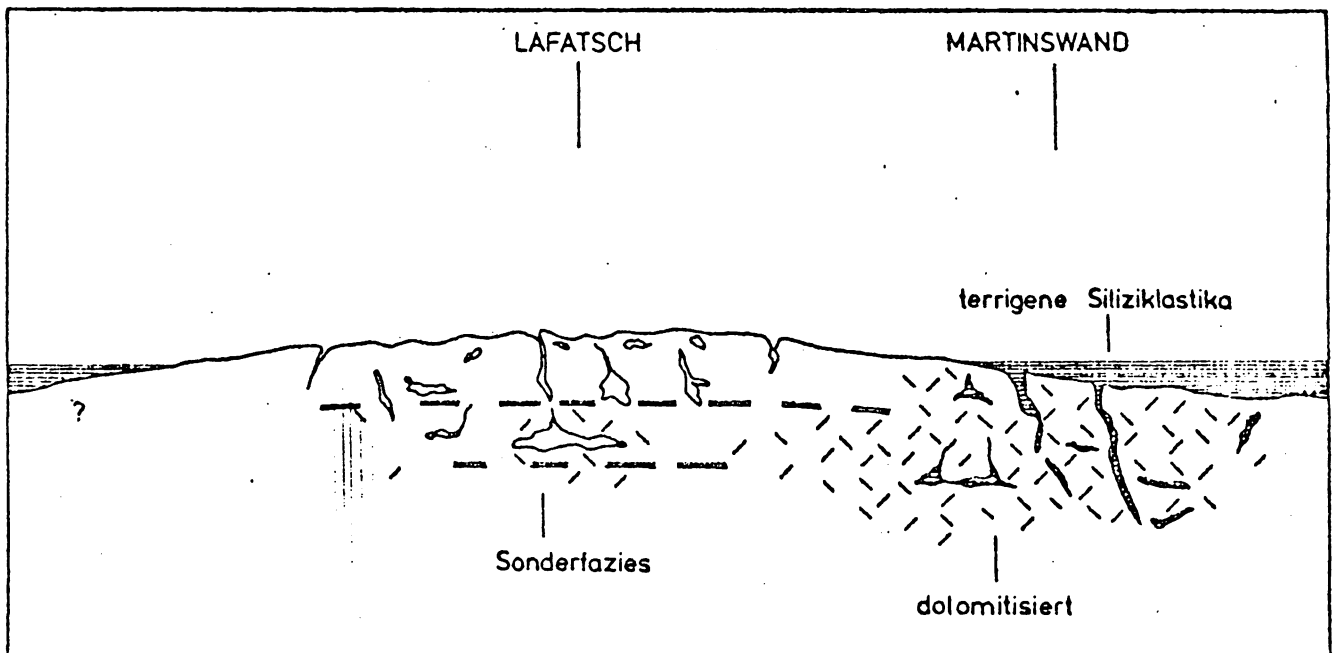


Abb. 6: Hypothetischer Schnitt durch die Karbonatplattform des Oberen Wettersteinkalkes zur Zeit der beginnenden Raibler Sedimentation. In der Hochzone von Lafatsch wurde das Hohlraumssystem nicht von der siliziklastischen Internsedimentation erfaßt. Beachte auch die unterschiedliche Verteilung der Dolomitisation. Ohne Maßstab!

Hohlraumssystemen unterschiedliche Internsedimentation. Dabei ist eine Zonierung altersgleicher Hohlraumssysteme innerhalb der Karbonatplattform zu erkennen. So ist z.B. das lösungserweiterte Spaltensystem der Martinswand (etwa 14 km Luftlinie südwestlich Lafatsch) völlig mit terrigenen Feinklastika verfüllt, während im Bereich Lafatsch lediglich an der Basis der Hohlräume geringmächtige karbonatische Internsedimente auftreten (Abb. 6). Daraus kann geschlossen werden, daß der Bereich Lafatsch - zentraler auf der Plattform gelegen als die Randzone Martinswand - einen längeren Zeitraum in einer Hochposition verblieben ist. Damit konnte das offene Hohlraumssystem zur Zirkulation der mineralisierenden Porenwässer zur Verfügung stehen. Andernorts hat offensichtlich bereits auf der Karbonatplattform die Sedimentation terrigener Siliziklastika eingesetzt. Die Position des Hohlraumsystems innerhalb der Plattform scheint demnach von entscheidender Bedeutung für die Lagerstättenbildung zu sein.

Inhalt des Hohlraumssystems Lafatsch: Die Verfüllung erfolgte in einem sehr komplexen, polyphasen Ablauf mechanischer und chemischer Anlagerung. Trotzdem läßt sich, vorerst stark vereinfacht, eine polar angelagerte Abfolge von internen Sedimenten und Fällungsprodukten herausarbeiten. Die Verfüllung des Systems erfolgte damit eindeutig von "oben" her, eine aszendente Lösungszufuhr erscheint eher unwahrscheinlich (Abb. 4).

-- Frühestes Internsediment sind hell-dunkel gebänderte, erzfreie Kalklaminite, die basal taschenförmige Vertiefungen, kleinere Hohlräume oder auch den Porenraum von hereingebrochenem und geschüttetem Nebengesteinsmaterial ausfüllen. Der Porenraum höher liegender Schuttkörper bleibt zur Zirkulation der später folgenden Metallösungen offen. Eine geringfügige Dolomitisation erfaßt Internsediment und Nebengestein in der unmittelbaren Umgebung.

-- Außerhalb des Stefaniestollens sind in höheren Niveaus intern angelagerte Laminite, reich an Flußspat und Quarz, festzustellen. Diese führen nach Angaben von SCHULZ (1955) und SCHNEIDER (1964)

auch ZnS und PbS.

-- ZnS-Mineralisation im Porenraum der sehr unterschiedlich mächtigen Breccienkörper als auch in Hohlräumen größeren Ausmaßes unter völliger Wasserbedeckung. Wie das Vorkommen von stalaktitischer ZnS beweist, erfolgt die Mineralisation z.T. auch im teilweise mit Luft gefüllten Porenraum. Erst später folgt die Fällung von PbS.

-- Im "880 m -Lager" des Stefaniestollens wurde durch das Einbrechen des bereits mineralisierten Hohlraums eine nach oben hin gröber werdende Breccie gebildet. Abgelöste Schalenblendscherben und bis zu m-große Nebengesteinsbrocken sind völlig unregelmäßig gelagert. Durch Zerbrechen und ? weitere Aufbereitung der Schalenblende war es offensichtlich möglich, durch zirkulierende Wässer (hereinstürzende Bäche?) ZnS-Körnchen in zum Teil schräg geschichteten Rhythmiten anzulagern. Durch das Einstürzen des Hohlraums sind die lateralen und die hangenden Abgrenzungen zum Nebengestein verlorengegangen. Lediglich die Basis ist in ihrem ursprünglichen Verband erhalten geblieben (Abb. 4).

-- Mit dem Zentralspat erfolgte die endgültige Zementierung der Hohlraumfüllung. Vom Standpunkt der Karbonatdiagenese aus gesehen wurde der grobspätige Calcit aus einer Mg-armen, höher salinen Lösung bei eventuell erhöhter Temperatur gefällt.

2.3.1. Gedanken zu Ausfällungsbedingungen und der möglichen Herkunft der Metalllösungen

Es liegt nahe, ähnliche Bedingungen bei der Erzfällung gelten zu lassen, wie sie zur Fällung des Zentralspats im gleichen System angenommen wurden. Jedoch ist zeitlich und räumlich innerhalb des Hohlraumsystems sicherlich mit unterschiedlichen Verhältnissen zu rechnen. Wenn auch noch nicht im Detail untersucht, kann generell festgestellt werden, daß z.B. Flußspat im tieferen Teil der Lagerstätte fehlt, währenddem er in höheren Bereichen reichlich vorhanden ist. Ebenso ist auch auffallend, daß ZnS in seichterem Zonen gegenüber PbS stark zurücktritt. Dies könnte

mit einem unterschiedlichen Redoxpotential zusammenhängen, wobei stärker negative Eh-Werte sicher im unteren Teil der Hohlräume zu erwarten sind. Leichter lösliche Sulfide (z.B. Zinksulfide) können erst bei stärker negativen Eh-Werten gefällt werden als schwerer lösliche. In den oberflächennahen Zonen mit einem eher schwächeren negativen Eh wird daher eher PbS gefällt werden (KRANTZ, 1974).

Beim Problem der Verfügbarkeit von Sulfat- bzw. Sulfidionen im Porenraum, der wahrscheinlich mit meteorischem Wasser gefüllt ist, dürfte der Chemismus des Nebengesteins von ausschlaggebender Bedeutung sein. Die nachgewiesenen evaporitischen Phasen bei der Sedimentation des Wettersteinkalkes spielen dabei eine wesentliche Rolle. Im stagnierenden Grundwasser herrschen nach ENGELHARDT (1960) sehr bald die zur Sulfatreduktion notwendigen reduzierenden Bedingungen vor, insbesondere dann, wenn auch organisches Material, z.B. im dunklen Internsediment von Lafatsch, nicht mehr oxydiert werden kann. Auch die Tätigkeit anaerober sulfatreduzierender Bakterien, die ihren Sauerstoffbedarf aus dem Sauerstoff des Sulfations zu decken versuchen, werden dabei häufig in Erwägung gezogen (FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1977: 159).

Ungleich schwieriger ist seit jeher schon die Frage nach der Herkunft der Metallösungen zu beantworten. Bezüglich der Herkunft des Fluors können hier allerdings einige Hinweise gegeben werden. Zunächst sei festgestellt, daß zur Zeit der Lagerstättenbildung in den Nördlichen Kalkalpen und großteils auch in den Südalpen kein Vulkanismus nachzuweisen ist. Die Fluoritvorkommen sind andererseits aber derart angereichert, daß eine Konzentration direkt aus dem Meerwasser kaum glaubhaft gemacht werden kann. Eine wesentliche Rolle spielen dagegen m.E. terrigen-klastische Schüttungen an der Basis der Raibler Schichten, die z.T. allerdings nur mehr als Internsedimente in den Hohlraumssystemen vorliegen. Eventuell sind als "Vorläuferschüttungen" auch die diagenetisch veränderten Grünen Mergel des Oberen Wettersteinkalkes hierher zu rechnen. Die petrographische Analyse der Sandsteine ergab eine Zusammensetzung von aufgearbeitetem Quarzpor-

phyrischem und metamorphem Material. Von südalpinen Quarzporphyren ist bekannt, daß insbesondere Glaspartikel, welche auch in den nordalpinen Sandsteinen vorliegen, einen hohen Fluorgehalt aufweisen (z.B. MARTINI, 1964).

Der wichtige Nachweis von Anzeichen allitischer Verwitterung und ? Bodenbildungen (wohl hauptsächlich außerhalb des Sedimentationsbereiches) an der Basis der Raibler Schichten erscheint in diesem Zusammenhang von großer Bedeutung bzwüglich der Mobilisation und Konzentration von Fluor und eventuell anderen Metallionen, für die Analoges gelten könnte. Nach SCHNEIDER et al. (1977) sind Fluoranomalien stets in Verbindung mit Pb-Zn-Anomalien. Die häufig nachgewiesene positive Korrelation von Metallionen und tonigen Sedimenten (z.B. Grüne Mergel oder die hier beschriebenen Internsedimente) wird durch Adsorption an Tonminerale erklärt (siehe auch KRANTZ, 1974). Vor Transport in den Ablagerungs- und Fällungsraum dürfte aber jedenfalls eine Vorkonzentration im Hinterland notwendig sein.

Der Einwand, daß dann bei geeigneten Fällungsbedingungen und bei Vorhandensein von terrigen-klastischen Schüttungen in der alpinen Obertrias es öfter zu Lagerstättenbildungen gekommen sein müßte, ist berechtigt. Tatsächlich sind auch Pb-Zn-Vererzungen in den Raibler Schichten und im Hauptdolomit bekannt (siehe auch SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1973), die damit m.E. sehr wohl die mögliche kontinentale Herkunft der Erzlösungen unterstreichen.

2.4. Schlußbetrachtung und Arbeitshypothese

Unabhängig von der jeweiligen Auffassung der Herkunft der Metalllösungen, kann mit Sicherheit angenommen werden, daß an der sedimentären Bildung der Lagerstätten eine Vielzahl von Prozessen beteiligt war. Die teilweise Überlagerung einzelner Prozesse erschwert allerdings die Deutung der Genese.

Da ist zunächst einmal das scheinbar zufällige Zusammentreffen mehrerer sedimentologisch-fazieller Gegebenheiten, die schon lange vor der Lagerstättenbildung sich positiv in dieser Hinsicht auswirkten. Durch den Prozeß des Aufsedimentierens entstehen in zentralen Bereichen der Plattform mit nachlassender Strömungsintensität Untiefenzonen. Diese sollten in der Folge wiederholt wirksam werden. Einerseits verursachen sie eine periodische Einschränkung der Zirkulationsverhältnisse mit der daraus resultierenden Evaporation. Andererseits führen aperiodische Krustenhebungen gerade in diesen Zonen zur Ausbildung der Sonderfazies mit all ihren Besonderheiten. Die Grünen Mergel stellen als terrigene Klastika eine der Folgen dieser Krustenhebungen dar, die den kurz andauernden epikontinentalen Charakter der Fazies unterstreichen. In der Folge stellen sich in den oberen 50-100 m Wettersteinkalk wieder rein karbonatische, peritidale Verhältnisse ein.

Der zweite wesentliche Komplex von Prozessen, die den Wettersteinkalk nun epigenetisch verändern, setzt mit Beginn der Raibler Regression ein. Eine erneute, nun markante Heraushebung von großen Krustenteilen (Becken-Plattformensemble und Hinterland!), gepaart mit Bruchtektonik, vor allem in den rigiden Karbonatplattformen, führt zu einer weiträumigen Umstellung der Sedimentationsverhältnisse.

Wiederum sind die ehemaligen Hochzonen auf der Plattform prädestiniert für Verkarstungsprozesse; Lösungserweiterung findet aber auch in Bruchspalten am Rand der Plattform statt. Das morphologische Hoch wirkt sich nun aber noch einmal bei der Verfüllung der Hohlraumssysteme aus: Randzonen werden rascher wieder zusedimentiert als interne Bereiche. Die länger offen bleibenden Hohlraumssysteme der zentralen Hochzone können so zur Lagerstättenbildung zur

Verfügung stehen. Eine gewisse Zonalität ist damit aus der Art der Verfüllung ablesbar.

Dazu kommt noch, daß gerade diese alt angelegten Hochzonen reich an Evaporiten sind, die so durch in den Hohlräumen zirkulierende Wasser aus dem Nebengestein wieder herausgelöst werden können. Der damit angereicherte Salzgehalt als auch der wohl stark negative Eh-Wert der Lösung in den tiefen Hohlraumsystemen dürften letztlich für die Fällung der Metallsulfide verantwortlich zu machen sein.

Die Zufuhr der Metallionen läßt sich über Adsorption an Tonminerale aus vorkonzentrierenden Bodenbildungen (Anzeichen für allitische Verwitterung sind im Ablagerungsgebiet vorhanden!) aus dem Hinterland erklären. Die terrigen klastischen Internsedimente bieten einen Einblick in den Chemismus ihres Herkunftsgebietes. Das quarzporphyrische Material könnte nach Mobilisation und Konzentration durch die Bodenbildung durchaus die notwendigen Metallionen liefern.

Entsprechend diesem Modellbild waren also folgende Faktoren zur Pb-Zn-Lagerstättenbildung notwendig:

- 1) Früh angelegte sedimentäre Herausbildung von Hochzonen mit evaporitischen Phasen im Oberen Wettersteinkalk; diese können in zentralen Bereichen der Plattform erwartet werden.
- 2) Länger andauernde Emersionsphase, die einerseits nun epigenetisch im Oberen Wettersteinkalk den Raum zur Bildung der Lagerstätte schafft, andererseits aber auch die nötigen Fällungsbedingungen in den Hohlraumsystemen.
- 3) Diese Emersionsphase verursacht gleichzeitig Emersion und Bodenbildung im nahen, siliziklastischen Hinterland und in der weiteren Folge auch den Antransport von terrigen-feinklastischen Sedimenten, an die die mobilisierten und vorkonzentrierten Metallionen gebunden sind.

Zur Bestätigung oder Korrektur dieses Modells sind noch folgende sedimentologische und lagerstättenkundliche Aufnahmsarbeiten notwendig:

- Aufnahme des noch fehlenden Teils des Profils "Poppen"
- Aufnahme des Stollenprofils Stefanie
- Fazieskartierung der Sonderfazies

- Weitere räumliche Erfassung der Hohlraumssysteme (Vererzungszonen) im Hinblick auf die Herausarbeitung von lösungserweiterten triadischen Bruchspaltensystemen (vor allem Südseite Reps, in der weiteren Folge Nassereith und Tschirgant).
- Detaillierte Aufnahme des Raibler Kontaktes (auch tonmineralogisch im Hinblick auf Anzeichen allitischer Verwitterung).
- Erfassung und Zusammenstellung der Mächtigkeiten des ersten Raibler Schiefertonhorizontes zur paläogeographischen Herausarbeitung des "Imster Hochs".

Literatur

- ASSERETO, R.; JADOUL, F. & OMENETTO, P. (1977): Stratigrafia e metallogenese del settore occidentale del distretto a Pb, Zn, fluorite e barite di Gorno (Alpi Bergamasche). - Riv. Ital. Paleont. v. 83, 3, 395-532.
- BADIOZAMANI, K. (1973): The Dorag dolomitization model-application to the Middle Ordovician of Wisconsin. - J. Sediment. Petrol., 43, 965-984, Tulsa.
- BADIOZAMANI, K.; MACKENZIE, F.T. & THORSTENSEN, D.C. (1977): Experimental carbonate cementation: salinity, temperature and vadose-phreatic effects. - J. Sed. Petrol., vol. 47, 2, 529-542.
- BECHSTÄDT, T. (1975): Zyklische Sedimentation im erzführenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). - N.Jb.Geol.Paläont. Abh., 149, 1, 73-95, Stuttgart.
- BRANDNER, R. (1978): Tektonisch kontrollierter Sedimentationsablauf im Ladin und Unterkarn der westlichen Nördlichen Kalkalpen. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, Bd. 8, Festschrift W. HEISSEL, 317-354, Innsbruck.
- BRANDNER, R. & RESCH, W. (in Druck): Reef development in the Ladinian and Cordevolian of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. - In: European Fossil Reef models (ed. TOOMEY, D.F.). - Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral.
- DUNHAM, R.J. (1969): Early vadose silt in Townsend Mound (Reef), New Mexico. In: FRIEDMANN, G.M. (Ed.): Depositional Environments in carbonate rocks: a symposium. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., v. 14, 139-181, Tulsa.
- ENGELHARDT, W. v. (1960): Der Porenraum der Sedimente. - Springer, Berlin-Göttingen-Heidelberg, 207 S.
- EPPENSTEINER, W. (1965): Die Schwarzen Breccien der Bleiberger Fazies. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 14-15 (1963-1964), 205-228.
- FOLK, R.L. & LAND, L.S. (1975): Mg/Ca ratio and salinity: Two controls over crystallization of dolomite. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 59, 60-68.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970): Sedimente und Sedimentgesteine. - Sediment-Petrologie 2, 3. Aufl., 784 S., Schweizerbart, Stuttgart.

- GERMANN, K. (1966): Ablauf und Ausmaß diagenetischer Veränderungen im Wettersteinkalk (alpine Mitteltrias). - Diss. Druck, Naturwiss. Fak., Münschen, 122 S.
- KRANZ, J. (1974): Geochemische Charakteristik des erzhöffigen Oberen Wettersteinkalkes (alpine Mitteltrias) der Ostalpen. - Diss. Druck, FU Berlin, 219 S.
- KRANZ, J.R. (1976): Stratiforme und diskordante Zink-Blei-Anomalien im erzhöffigen Oberen Wettersteinkalk (alpine Mitteltrias). - Mineral. Deposita (Berlin), 11, 6-23.
- MARTINI, M. (1964): Contributo all conoscenza della geochimica del fluoro: dosaggio nelle ignimbriti del Trentino - Alto Adige. - Acc. Lincei, Rendic. Ce. Sc. Fis. Nat., s. 8, v. 36, 3, 400-417, Roma.
- SARNTHEIN, M. (1965): Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. - Verh. Geol. B.-A., 1965, 119-162.
- SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. (1973): Geochemische Untersuchungen über die Verteilung von Zink und Blei in den mesozoischen Gesteinen des Drauzuges und der Karawanken (Kärnten, Österreich). - Carinthia II, 163./83. Jg., 147-168.
- SCHNEIDER, H.J. (1954): Die sedimentäre Bildung von Flußspat im Oberen Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen. - Abg. Bayer. Ak. Wiss., N.F., H. 66, 4-37.
- SCHNEIDER, H.-J. (1964): Facies differentiation and controlling factors for the depositional lead-zinc concentration in the Ladinian geosyncline of the Eastern Alps. - Develop. Sedimentol., 2, 29-45, Amsterdam.
- SCHNEIDER, H.-J., MÖLLER, P., PAREKH, P.P. & ZIMMER, E. (1977): Fluorine contents of carbonate sequences and rare earths distribution in fluorites of Pb-Zn deposits in East-Alpine Mid-Triassic. - Mineral. Deposita, 12, 22-36, Berlin.
- SCHULZ, O. (1954): Gefügekundlich-tektonische Analyse des Blei-Zink-Bergbaugebietes Lafatsch (Karwendelgebirge, Tirol). - Berg- und Hüttenmänn. Mh., 99, 5, 85-95.
- SCHULZ, O. (1955): Montangeologische Aufnahme des Pb-Zn-Grubenreviers Vomperloch, Karwendelgebirge, Tirol. - Berg- und Hüttenmänn. Mh. 100, 9, 259-269.

- SCHULZ, O. (1978): Kolloforme ZnS-Lagengefüge und ihre Genese in Karbonatgesteinen. - In: ZAPFE (Ed.): Ergebnisse der österreichischen Projekte des Internationalen Geologischen Korrelationsprogrammes (IGCP) bis 1976. Österr.Akad.Wiss., Schriftenr. der Erdwiss. Komm., Bd. 3, 159-168.
- THORSTENSON, D.C., MACKENZIE, F.T. & RISTVET, B.L. (1972): Experimental vadose and phreatic cementation of skeletal carbonate sand. - J. Sed. Petrol., vol. 42, 1, 162-167.

TEIL 2 : Trias südlich des Inns

Bearbeitung der Trias südlich des Inns im Raum zwischen Brixlegg und Gratlspitze

1. Geographische und geologische Übersicht

1.1. Geographische Übersicht

Das weitere Arbeitsgebiet erstreckt sich auf das Gebiet südlich des Inntals, etwa zwischen der Gemeinde Reith im Alpbachtal und der Gemeinde Radfeld. Die Begrenzung gegen Süden erfolgt ca. auf der Linie Reith-Scheffach-Tondlkopf-Holzalm-Hochzeil, und gegen Osten etwa auf der Linie Hochzeil-Mauken.

1.2. Geologische Übersicht

Der oben beschriebene Arbeitsraum befindet sich geologisch gesehen am Südrand der Nördlichen Kalkalpen (Oberostalpin). Südlich daran schließt die Grauwackenzone an und bildet so die Grenze gegen Süden. Die Trias südlich des Inns im Gebiet von Brixlegg wurde bislang der Lechtaldecke zugeordnet. Heute bieten sich für die Einordnung dieses Triasstreifens durchaus auch andere Positionen an (siehe die folgenden Erläuterungen).

2. Stratigraphie und Tektonik

2.1. Stratigraphie

Im Arbeitsgebiet treten mehrfach Schuppen von devonischem Schwazer Dolomit auf. Ebenfalls recht häufig finden sich entlang der zahlreichen tiefgründigen tektonischen Schubbahnen Wildschönauer Schiefer in Form von Schürflingen. Randlich stehen auch Basalbildungen des Buntsandsteins an. Der Buntsandstein tritt flächenmäßig recht häufig auf, jedoch sind gute Aufschlüsse selten. Im

folgenden wurde von H. PIRKL (1961) eine Faziesdifferenzierung durchgeführt. Demnach ist eine Hoheneggfazies mit dem Hauptcharakteristikum der kalkig-tonigen Beckenfazies der Partnachsichten von einer dolomitischen Riff-Lagunenfazies des Ramsaudolomits (Berchtesgadener Fazies) zu unterscheiden. Auch schon in den unter- bis unter-mitteltriadischen Gesteinen (Reichenhaller Schichten, Alpiner Muschelkalk) wird nach PIRKL (1961) eine derartige Faziesdifferenzierung angezeigt. Im folgenden sollen die einzelnen Schichtglieder nach dieser Faziesaufgliederung kurz erwähnt werden. Es muß jedoch betont werden, daß die Richtigkeit dieser Aufgliederung in Hoheneggfazies und Berchtesgadener Fazies zum derzeitigen Standpunkt nicht nachweisbar ist, wenngleich manches dafür spricht. Es lassen sich jedoch auch einige Hinweise finden, die für das Gegenteil sprechen. Vor allem bereitet die Unterscheidung von Reichenhaller Schichten und Muschelkalk der Hoheneggfazies (im Sinn von PIRKL) von ebensolchen der Berchtesgadener Fazies (im Sinn von PIRKL) im isolierten Aufschluß sehr große Schwierigkeiten.

Zuerst soll die Hoheneggfazies besprochen werden. Die Reichenhaller Schichten bestehen überwiegend aus Breccien und Kalksandsteinen. Dolomite leiten vielfach in den Alpen Muschelkalk über. Allerdings kann der Muschelkalk auch in einer (für die Nordtiroler Kalkalpen normalen) kalkigen Ausbildung beginnen. In diesem Fall ist dann meist sehr schön die Abfolge von den Virgloriakalken über die "Steinalmkalke" in die Reiflinger Knollenkalke und/oder Reiflinger Bankkalke zu beobachten. Auf den Alpen Muschelkalk folgen die Partnachsichten mit mehr oder weniger mächtiger Tonschieferentwicklung und zwischengeschalteten Karbonatbänken. In den Tonschiefern sind mancherorts Kalkkonkretionen typisch. Charakteristisch sind auch "grüne Mergel" innerhalb der Tonschiefer ganz vereinzelt konnten diese auch innerhalb von Karbonatbänken festgestellt werden. Mit der ersten Sandsteinbank sind die Nordalpinen Raibler Schichten von den Partnachsichten abgrenzbar. Die Nordalpinen Raibler Schichten bestehen aus einer Wechsellagerung von Tonschiefern mit verhältnismäßig schwacher Sandsteinführung und Kalken. Das höchste Schichtglied innerhalb der Hohenegg-

fazies stellt der Hauptdolomit dar, der allerdings stets bis auf seinen basalen Anteil stark tektonisch reduziert ist.

Die Berchtesgadener Fazies beginnt mit den "ockerig anwitternden Kalken, Dolomiten und Sandsteinen". Sie dürften wohl ein Äquivalent der Reichenhaller Schichten und des Alpinen Muschelkalks sein. Der Ramsaudolomit ist als Äquivalent des Wettersteinkalks anzusehen. Auch in ihm konnten "grüne Mergel" gefunden werden. Vereinzelt sind dem Ramsaudolomit z.T. recht langgezogene Kalklinsen vom Typ der Reiflinger Knollenkalke und der Reiflinger Bankkalke zwischengeschaltet. Organismenreste sind mancherorts feststellbar. Die Nordalpinen Raibler Schichten der Berchtesgadener Fazies sind denen der Kalkalpen nördlich des Inns sehr ähnlich. Auch in der Berchtesgadener Fazies ist das jüngste Schichtglied der Hauptdolomit, der ebenfalls, wo immer er auftritt, tektonisch stark reduziert ist.

2.2. Tektonik

Nach A. TOLLMANN (1976) befinden wir uns in der Lechtaldecke. Die Lechtaldecke ist in diesem Bereich in mehrere Schuppen untergliedert, und zwar in die Brandenberger Schuppe und die Brandjochschuppe. Dazu kommen noch Anteile, die anscheinend ungestört der Grauwackenzone aufliegen. Die Geländebegehungen zeigten jedoch, daß die Trias südlich von Brixlegg ungleich stärker verschuppt ist, als der tektonischen Karte von A. TOLLMANN (1976) zu entnehmen wäre. Es handelt sich um eine Zone intensiver Verschuppung mit einer Vielzahl tiefgreifender Bewegungsbahnen, was die relativ große Anzahl von ihrem Herkunftsgebiet völlig isolierter Schüf-linge von Wildschönauer Schiefer und auch von Schwazer Dolomit beweist. Schwazer Dolomit und Wildschönauer Schiefer treten teilweise auch in relativ großen, aber ebenfalls von ihrem Herkunftsgebiet teilweise tektonisch vollkommen isolierten Schuppen auf.

Bislang konnte noch keine Schuppe festgestellt werden, innerhalb der sich ein Übergang von Hoheneggfazies in Berchtesgadener Fazies im Sinn von H. PIRKL (1961) abzeichnen würde. Es scheint sich also

offensichtlich um faziesgebundene Schuppentektonik zu handeln. Die aus paläogeographischen Überlegungen heraus zu fordernden Übergangszonen zwischen der Fazies der Partnachsichten und jener des Ramsa dolomits scheinen demnach heute nicht mehr zu existieren, und dienten offenbar schon als primäre Schwächezonen der Tektonik bei der Herausbildung der einzelnen Schuppen. Sehr bemerkenswert scheint die große Anzahl von Schuppen mit verkehrter oder zumindest überkippter Schichtfolge zu sein. Die teilweise sehr schlechten Aufschlußverhältnisse erschweren die geologischen Aufnahmsarbeiten sehr, was natürlich auch eine tektonische Analyse sehr schwierig macht. Die tektonischen Verhältnisse sind jedenfalls als ungleich komplizierter als im Raum um Lafatsch zu bezeichnen.

Aufgrund des Charakters einer intensiven Schuppenzone bietet sich u.a. für den Triasstreifen südlich des Inns auch eine tektonische Position an, die vergleichbar ist mit jener der Karwendelschuppenzone. Dies würde natürlich nicht gelten für jene Anteile der Trias südlich des Inns, die offensichtlich ungestört der Grauwackenzone auflagern. Für diese Zonen wäre eine Einordnung nördlich der Allgäu-Decke ebenso denkbar, wie eine Position südlich der Inntal-Decke.

Für die Frage der teilweise wohl sehr reichen Vererzung der Trias südlich des Inns ist die Klärung der bislang wohl ungelösten tektonischen Fragen ein grundsätzliches Anliegen. Ziel der tektonischen Untersuchungen ist es, die Position und Dimension der Lagerstätten und kleineren Erzvorkommen zu erfassen. Dieses Ziel konnte im Berichtszeitraum natürlich noch nicht erreicht werden, was mit der außerordentlichen Kompliziertheit des Arbeitsgebietes hinreichend begründet werden kann. Jedoch sind in dem kurzen Zeitraum, der bisher zur Verfügung stand, die Arbeiten diesem Ziel schon relativ weit entgegengekommen.

3. Beschreibung der zumindest zum Teil noch zugänglichen Einbaue

3.1. Der Silberbergstollen

Sein Mundloch liegt an der Nordseite des Silberberges östlich der Häusergruppe Unterstein in einer Höhe von 963 m ü.d.M. Die Wässer dieses, erst im 19. Jahrhundert vorgetriebenen, Stollens werden derzeit zur Trinkwasserversorgung von Brixlegg herangezogen. Nach der Wiedergewältigung des streckenweise schon verbrochenen Stollens nach dem Zweiten Weltkrieg wurden die verbruchsgefährdeten Abschnitte verrohrt. Eine Befahrung ist, trotz des ziemlich kleinen Durchmessers dieser bis über 100 m langen "Tunnels", noch halbwegs möglich.

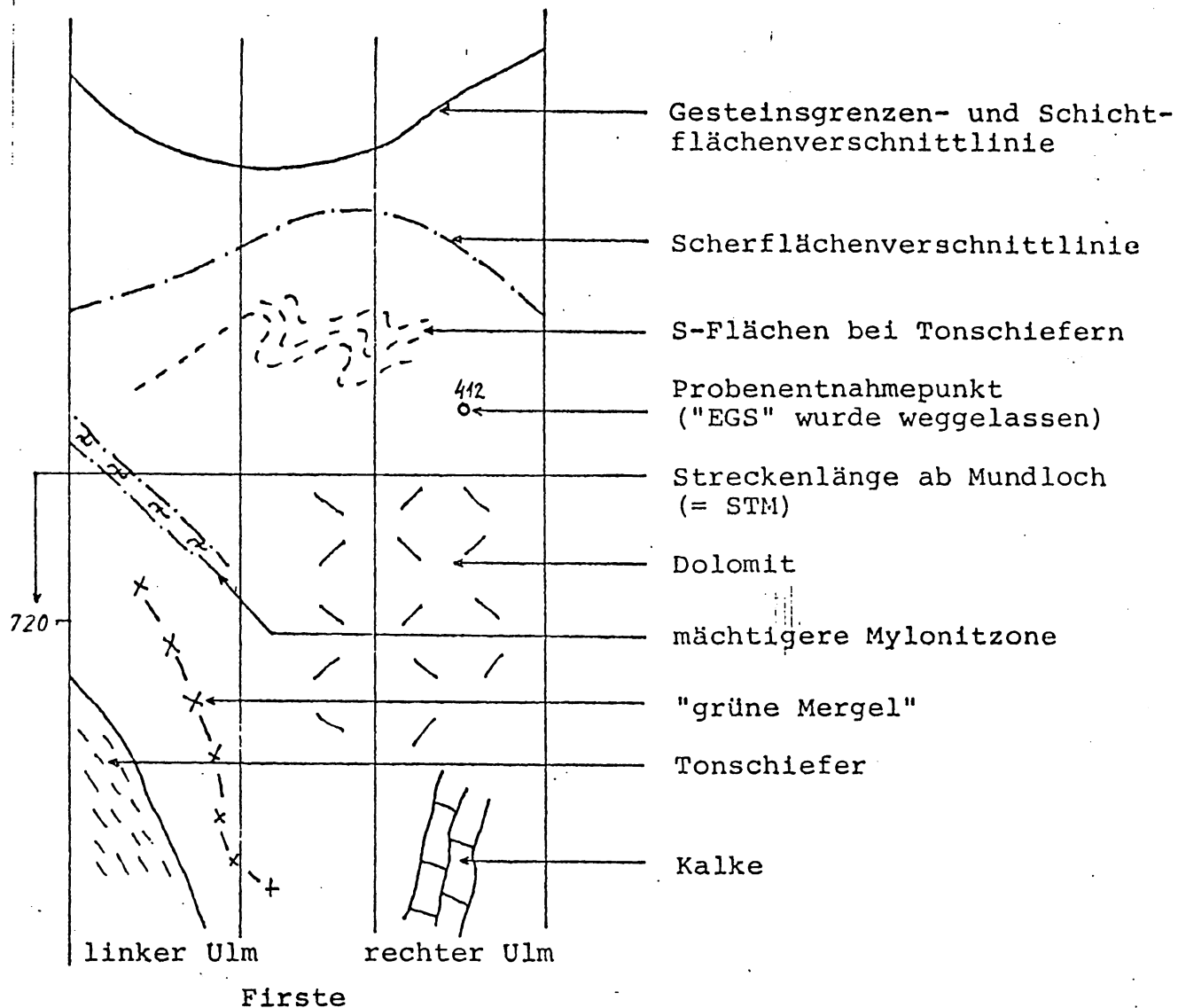
Zur Zeit ist die Hauptstrecke nur noch bis Stollenmeter (= STM) 968 befahrbar. Der Stollen ist hier in Tonschiefern der Partnachschichten verbrochen.

Das damalige Feldort lag, als man es 1944 verließ, 1125 m vom Mundloch entfernt.

Dieser Einbau hatte die Aufgabe, die Erzzonen des Silberberges und des Geyerköpfels zu unterfahren. Auch war geplant, die Strecke noch bis in den weiter südlich anschließenden Schwazer Dolomit zu verlängern, um die dort auftretenden Fahlerzmineralisationen zu untersuchen.

Im Frühjahr 1980 wurde von uns aus ein Stollenband neu aufgenommen, da sich die bisherigen Profile mit unseren Anschauungen nicht völlig deckten.

Im Grubengebäude wurden an über 250 Stellen Proben genommen. Alle wichtigen Daten wie auch die Lage der Probenentnahmepunkte können dem etwas schematisierten Stollenband entnommen werden.



Signaturen, die für das Stollenband Verwendung fanden

Zum Vergleich der Ergebnisse möge das von PIRKL (1961) angegebene Profil des Silberbergstollens herangezogen werden (vergleiche die folgenden zwei Seiten).

Profil des Silberbergstollens

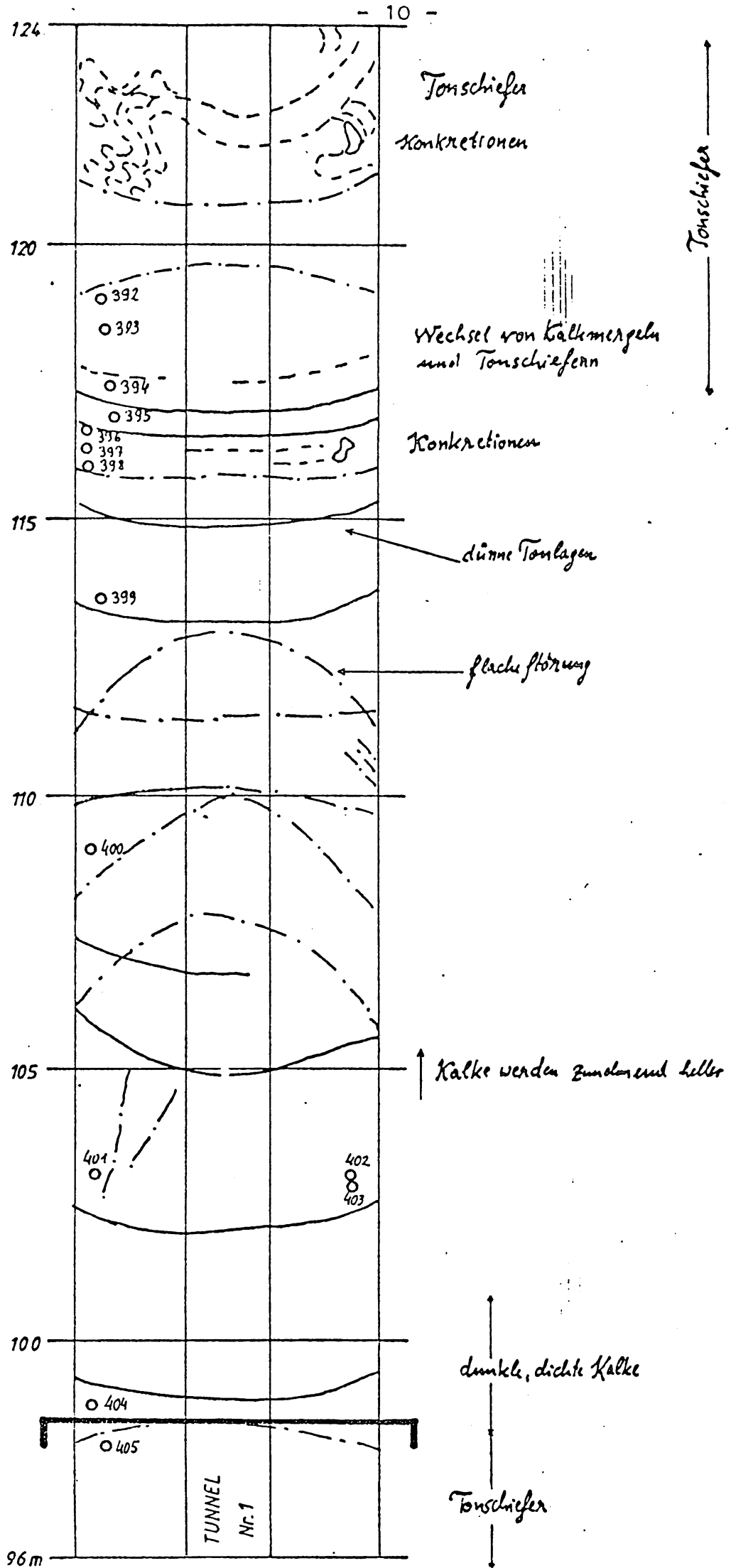
Stollenmeter Gesteinsgliederung nach H. WURZINGER beim Stollenvortrieb		Vermutliche Zuordnung (PIRKL, 1961)	Neuaufnahme 1980 Stollenmeter Gesteinsgliederung	
0-17	Moräne	Würm-Grundmoräne	? ⁺	
17-41,3	Schiefer mit Quarzeinlagerung	Partnachschiechten	? ⁺	Partnachschiechten
41,3-95,7	Schiefer		? ⁺	
95,7-115,7	Kalk		98-116	
115,7-149	Schiefer		116-149	
149-153,5	Kalk		149-155	
153,5-199,5	Schiefer		155-199	
199,5-219,1	Muschelkalk, Bleiglanz- und Zinkblendespuren		199-219 ⁺	
219,1-227,5	Schiefer		219 ⁺ -225,5	
227,5-250	Kalk, Fahlerz-, Bleiglanz-, Zinkblendespuren		225,5-250	
250-260,1	Schiefer		250-283	
260,1-556	Dolomitischer Kalk, Kalk (vereinfacht), Wasserzufluß. Bei 365, 376 m Fahlerz. Ab 539 wieder Erzspuren, dann von	Ramsaudolomit	283-301	
			301-325	

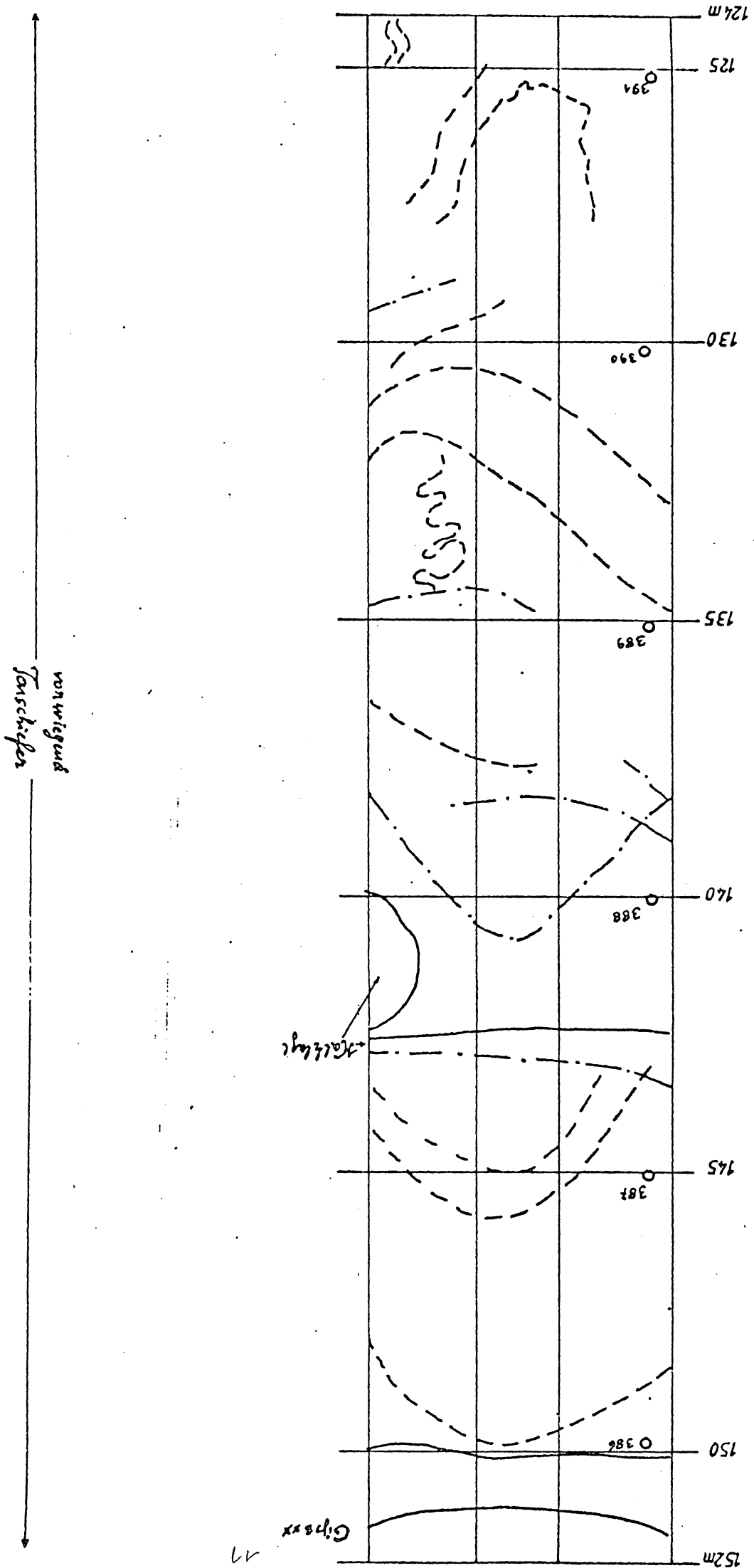
STM	Profil WURZINGER	PIRKL	Neuaufnahme	
			STM	Gesteinsgliederung
556-558	Erzgang	Vererzter Ramsaudolomit	325-564	Ramsaudolomit, bei 558 m schwach vererzte Zone
558-568,9	Bräunlicher Kalk wie in der Stubstollenzeche, zuletzt schwache gelbliche Rauhwacke	Geschichtete, ockerig anwitternde Kalke usw. (anisisch)	564-568,9	"ockerig anwitternde Kalke"
568,9-ca.597	Grauer Sandstein. An der äußeren Grenze Schwefelkies	Buntsandstein	? ⁺	Buntsandstein
ca. 597-637,2	Roter Sandstein. An der vorderen Grenze Gipsspuren		? ⁺	
637,2- 659,1	Phyllit, dann dünne Lage schwarzer Schiefer, zuletzt grauer, phyllitischer Schiefer	Wildschönauer Schiefer	? ⁺	Wildschönauer Schiefer
695,1-667,5	Schwarze Schiefer, phyllitisch mit Quarzeinlagerung		? ⁺ -667,5	
667,5-729	Zuunterst Rauhwacke, Breccie mit schwarzem Schiefer, Quarz, grauer Lehm. Bei 729 m Rauhwacke Ende	Reichenhaller Kalksandsteine bis Breccien. Stärkstens tektonisch beansprucht	667,5-690 ⁺	Kalkige Feinbreccien der Reichenhaller Schichten mit tektonisch aufgearbeiteten Wildschönauer Schiefen
729-746,8	Grauer Kalk	Raibler Kalk bis Dolomit	690 ⁺ -750,5	Reichenhaller Schichten, z.T. kalkig, z.T. dolomitisch
746,8-801	Schwarzer Schiefer	Raibler Schiefertone	750,5-? ⁺	möglicherweise Raibler Tonschiefer

STIM Profil WURZINGER		PIRKL	Neuaufnahme	
			STIM	Gesteinsgliederung
801-805,2	Kalk	Partnachschiechten	? ⁺	wahrscheinlich Partnachschiechten
805,2-842	Schiefer		? ⁺ -842	Partnach-Tonschiefer
842-907	Kalk, zuletzt 5 cm Mergel	Anisischer Kalk (auch Dolomit?)	842-904	Partnachschiechten: Kalke, Dolomite mit zahlreichen dünnen Tonschieferzwischenlagen
			904-906	mächtige "grüne Mergel"
907-968	Dunkler, auch schwarzer Kalk mit alten Bauen	Raibler Kalk bis Dolomit	906-968	Partnachdolomit ("Erzzone der dunklen Dolomite")
968-1080,5	Schiefer	Raibler Schiefertone	968-? ⁺⁺	Partnach-Tonschiefer; Stollen verbrochen
1080,5-1124,9	Vorne Kalk, dann erzhältige Breccie	Anisische Gesteine des Geyerköpfls	? ⁺⁺	vermutlich "ockerig anwitternde Kalke"

⁺ Der genaue Wert ist wegen der Verrohrung an dieser Stelle nicht mehr feststellbar.

⁺⁺ Die Werte sind nicht mehr feststellbar, da diese Streckenteile unzugänglich sind (Stollen verbrochen).





180 m

- 12 -

175

381

170

382

165

383

160

384

155

385

152 m

$B = 255/25N$

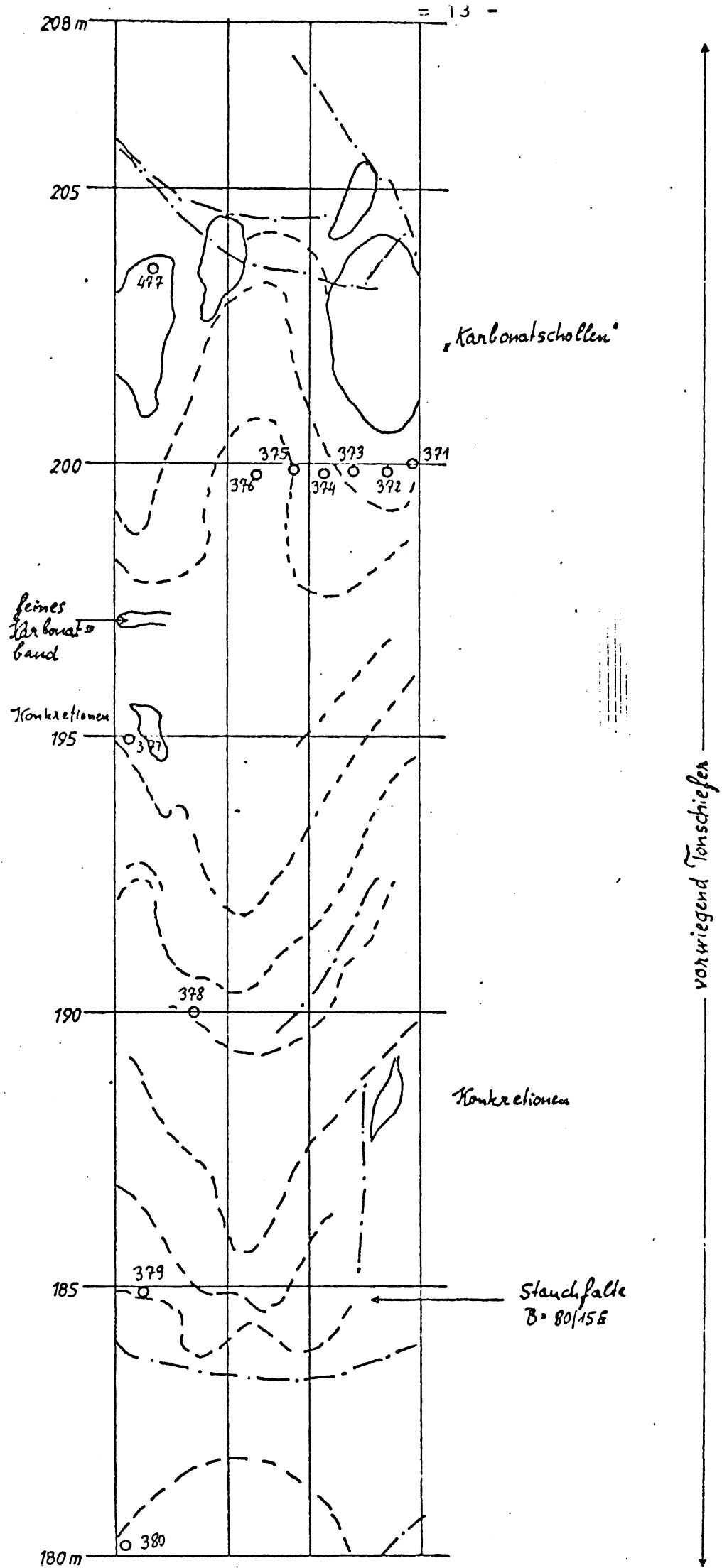
↑
Tonschiefer
↓

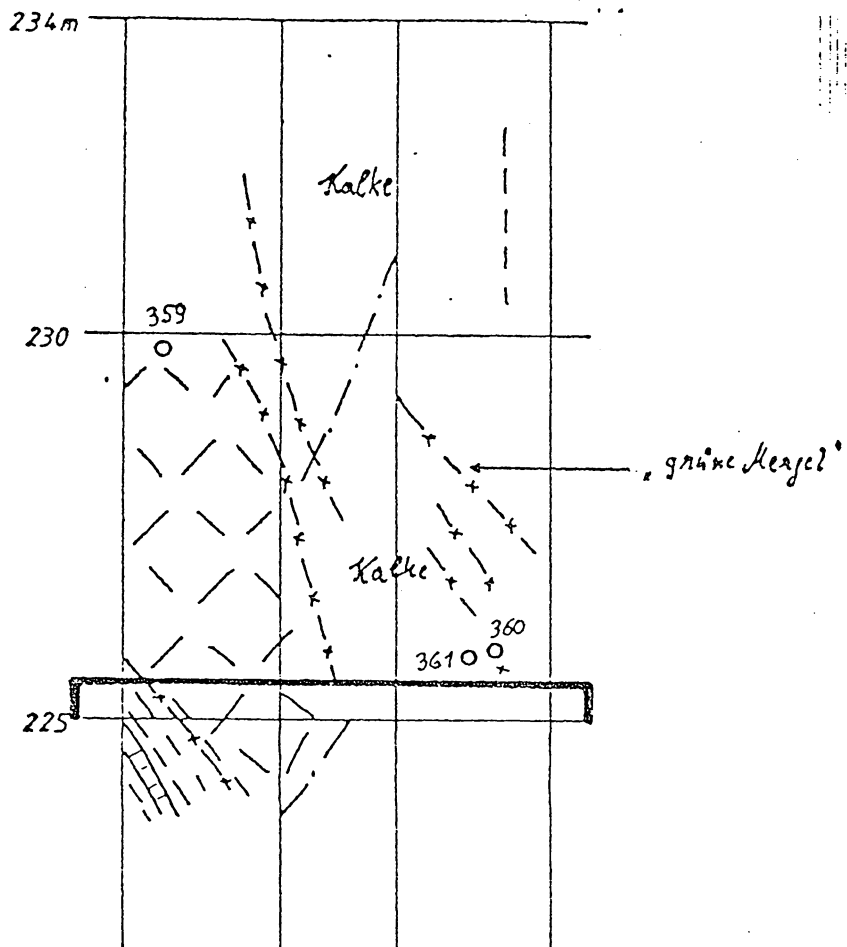
Mergel

schwach lithinöse
Mergel und Tonschiefer

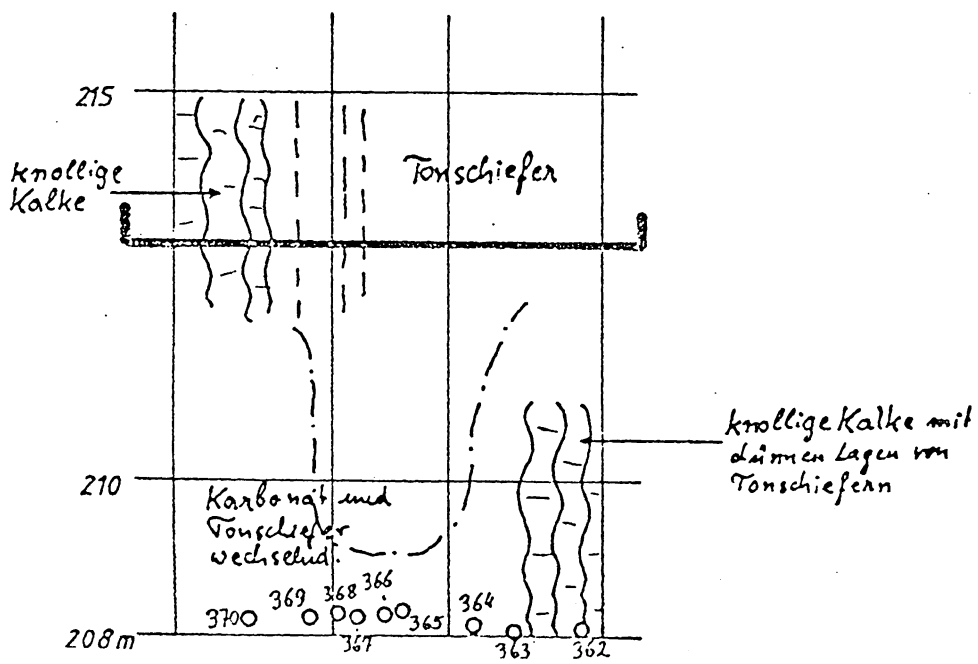
Konkretionen

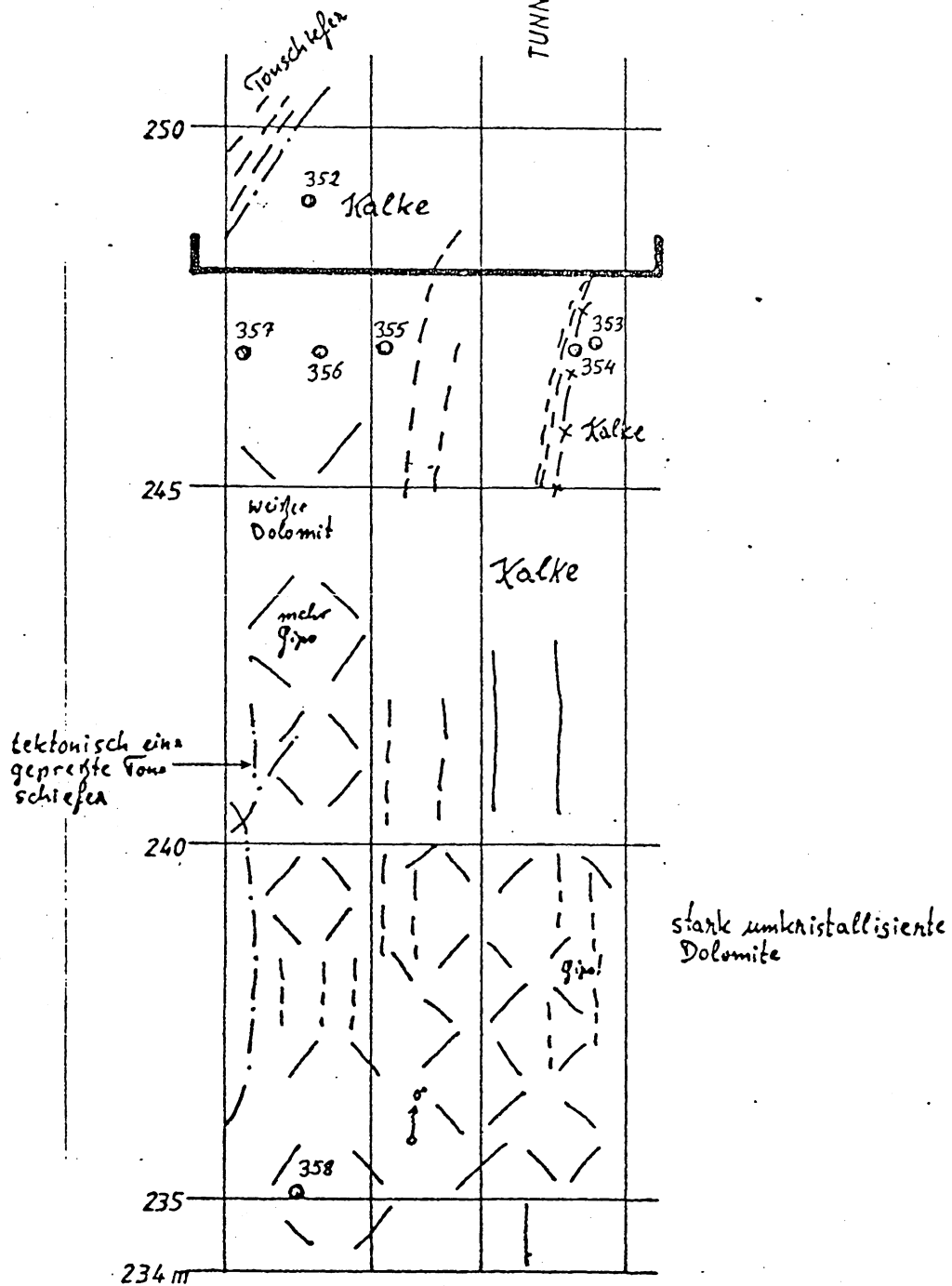
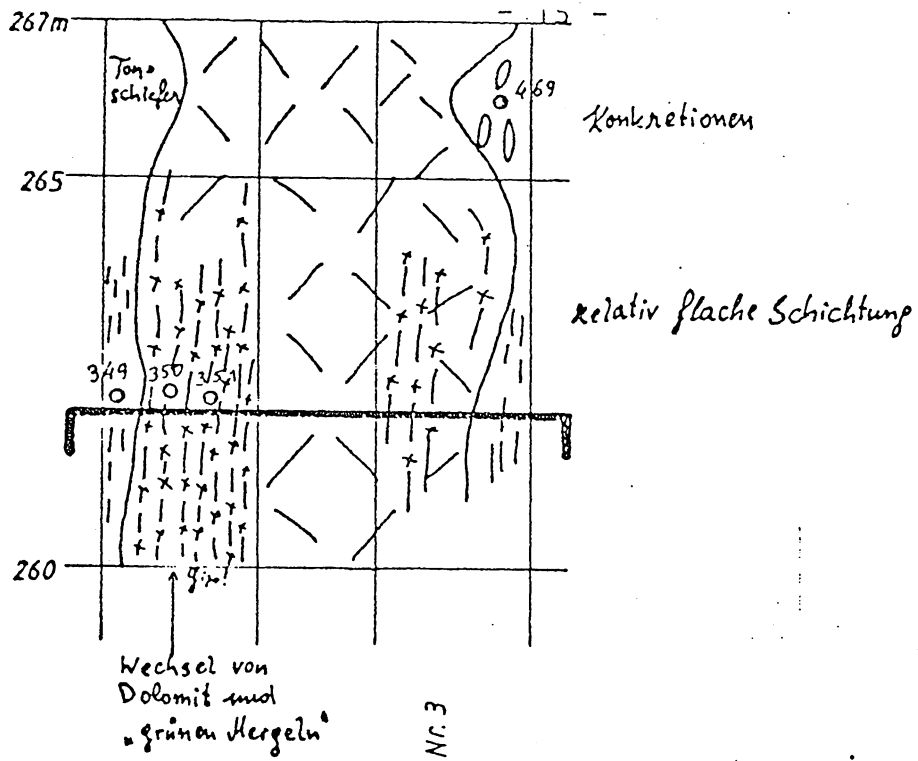
↑
zunehmend intensiver
Wechsel von Karbonat
und Tonschiefer





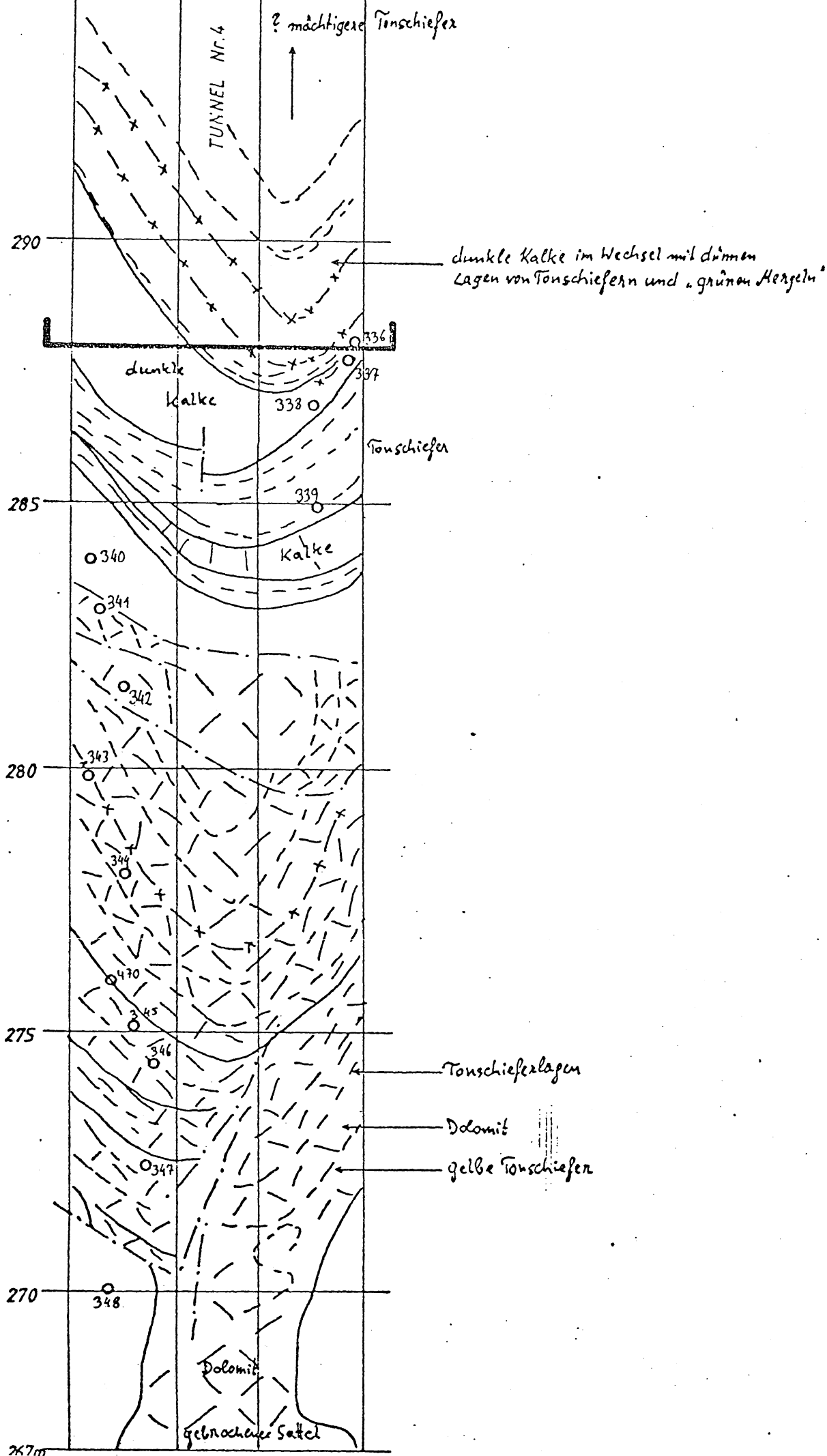
TUNNEL Nr. 2

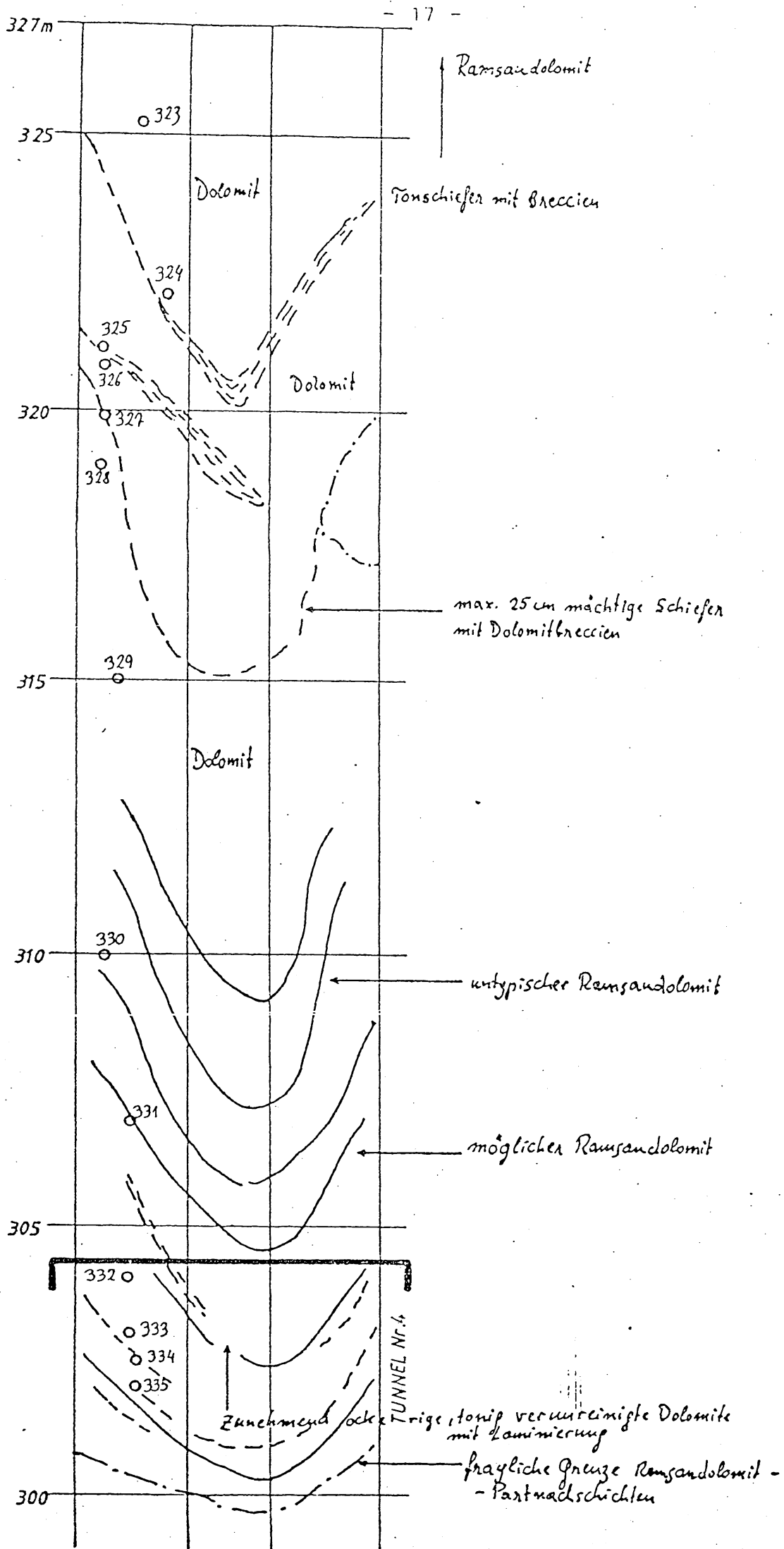


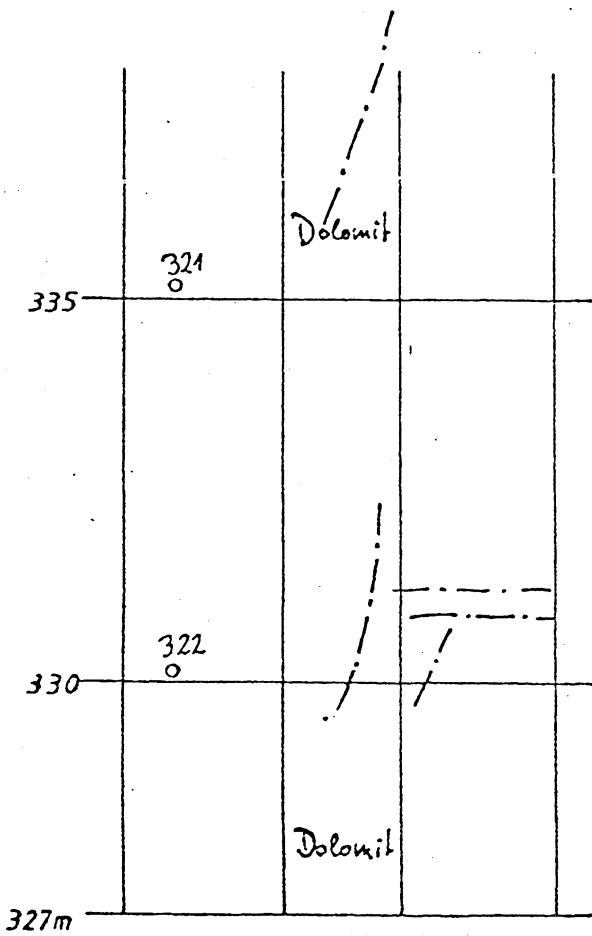
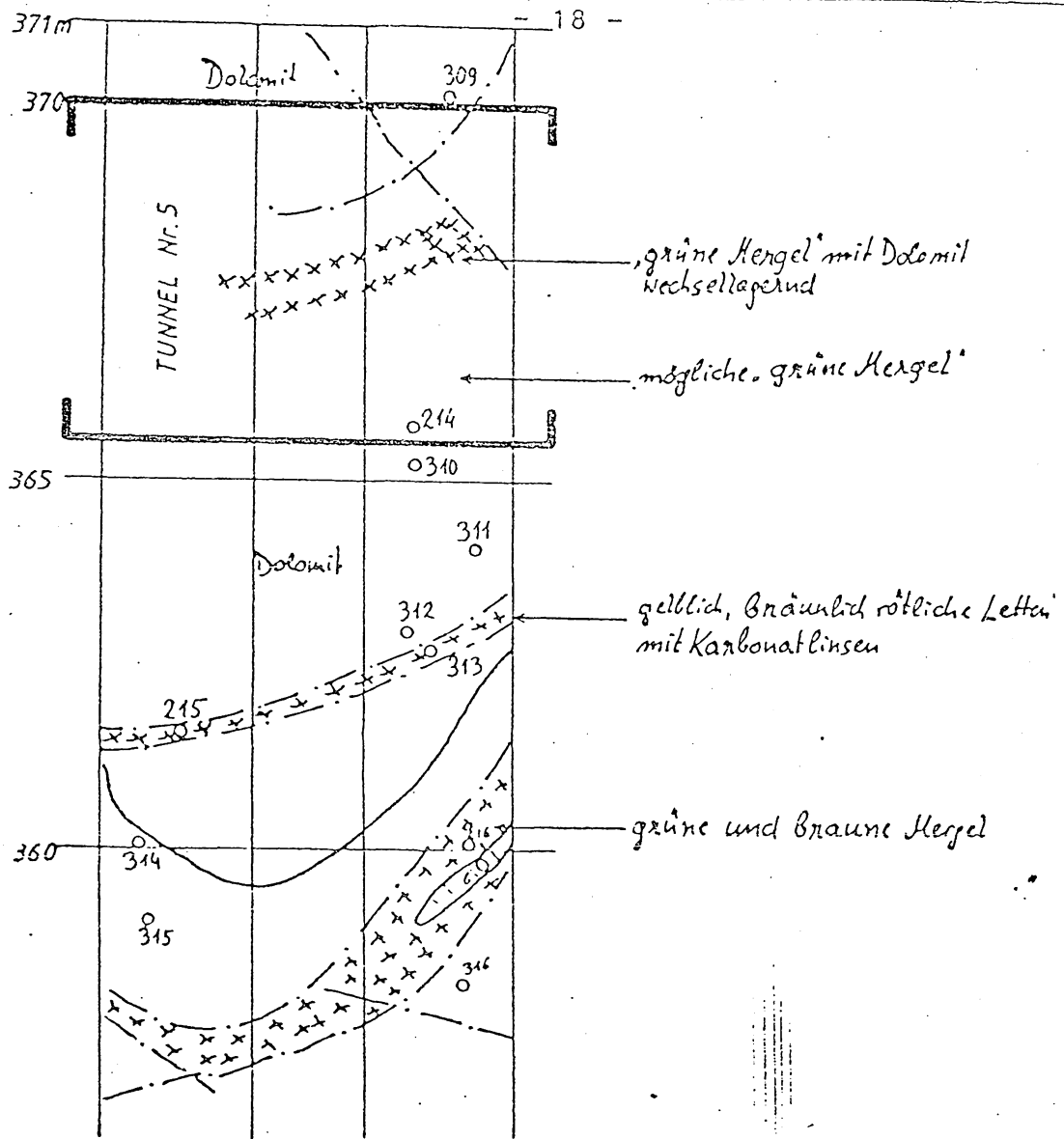


295m

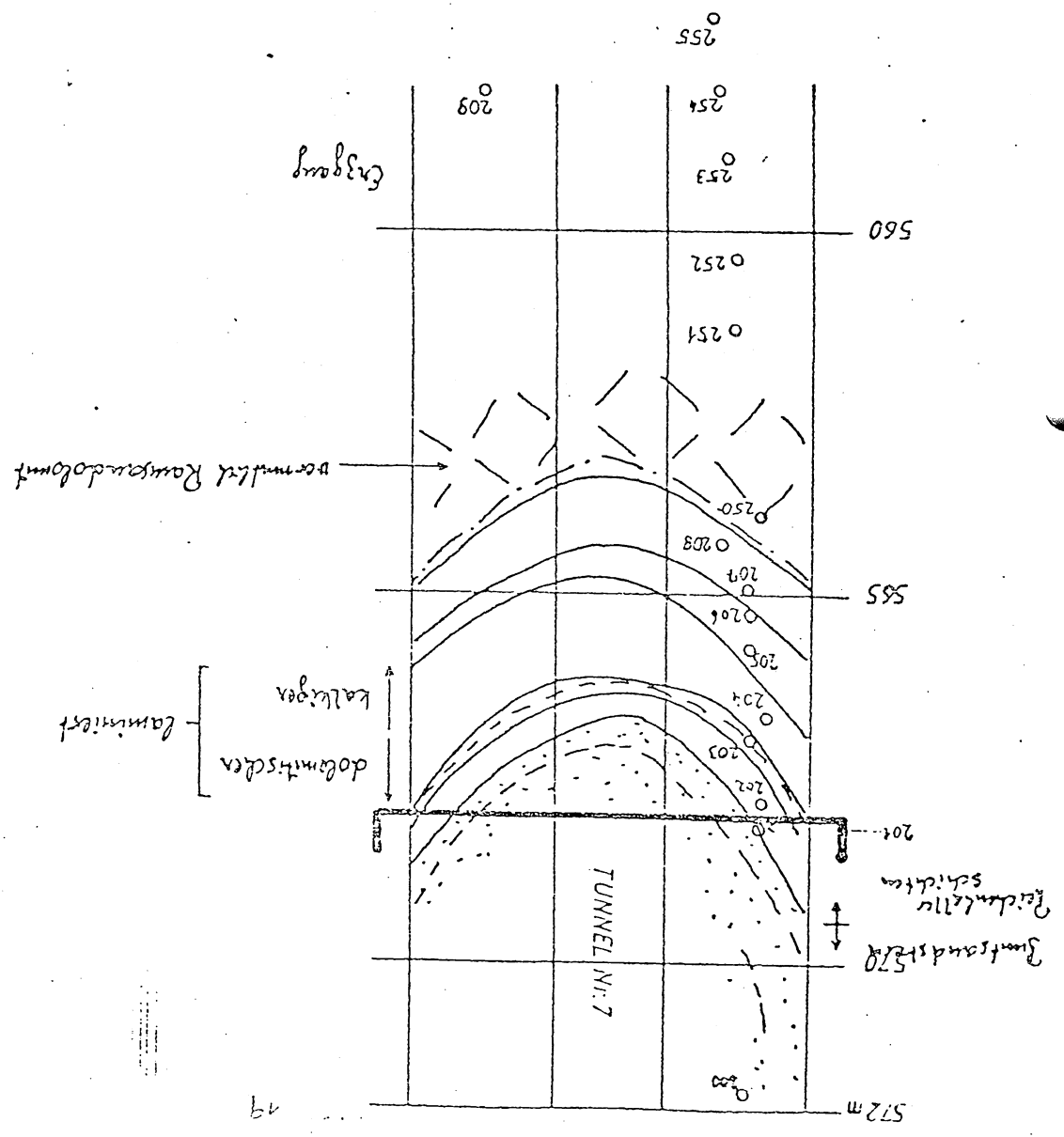
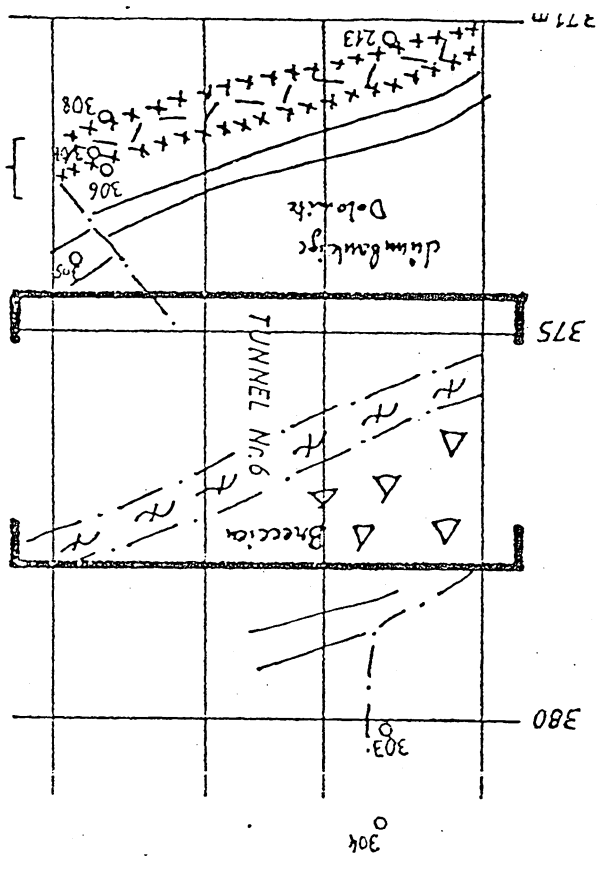
- 16 -

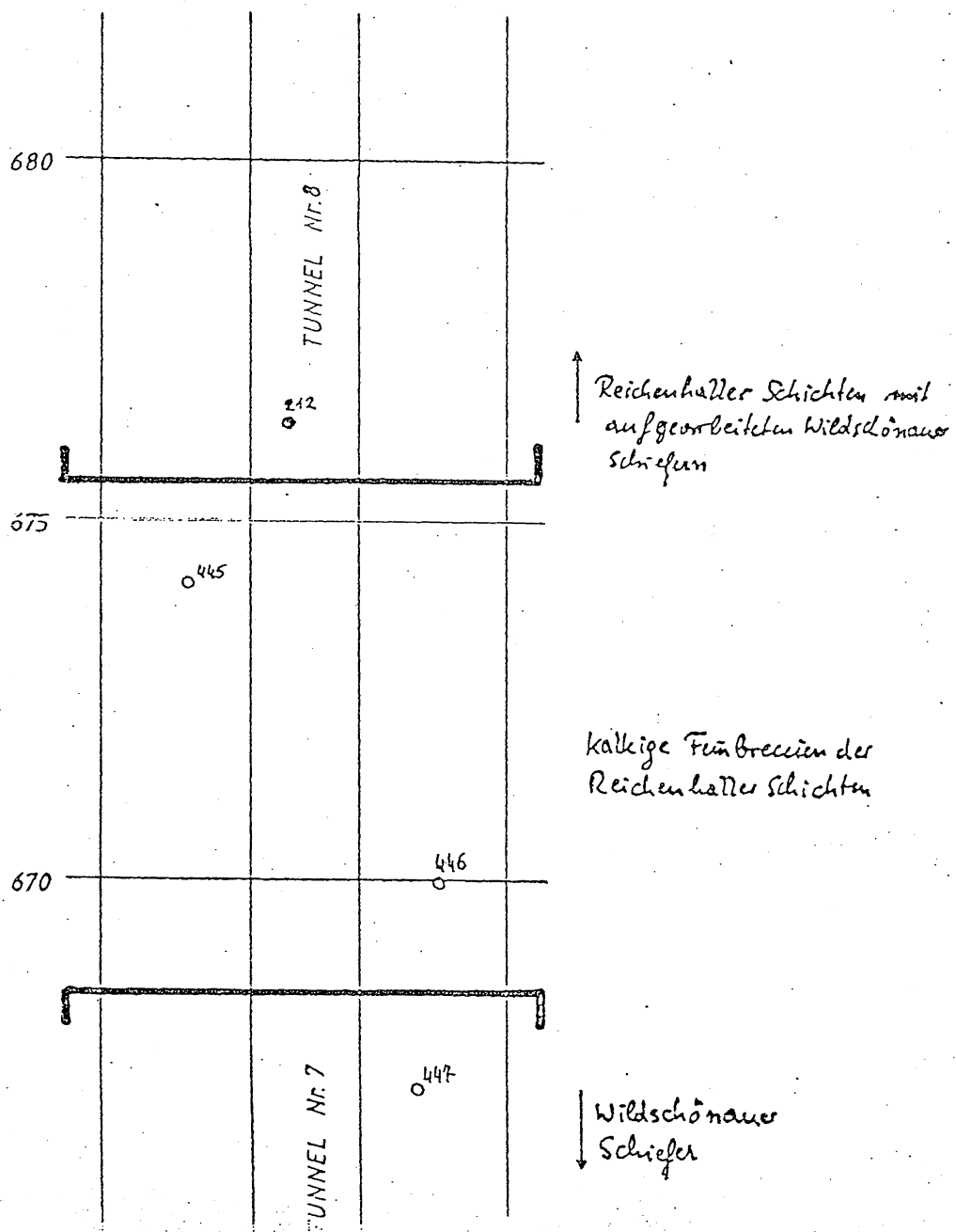






zwei Lagen von grünem Mergel, darunter
dünnbankige Dolomith





113m

27

Reichenhaller Schichten,
abwechselnd dolomitisch-kalkig

710

440

705

441

sehr dünnbankig

700

442

kalkig

cm-
gebanks

695

443

brecciöse
Reichenhaller
Schichten

690

211

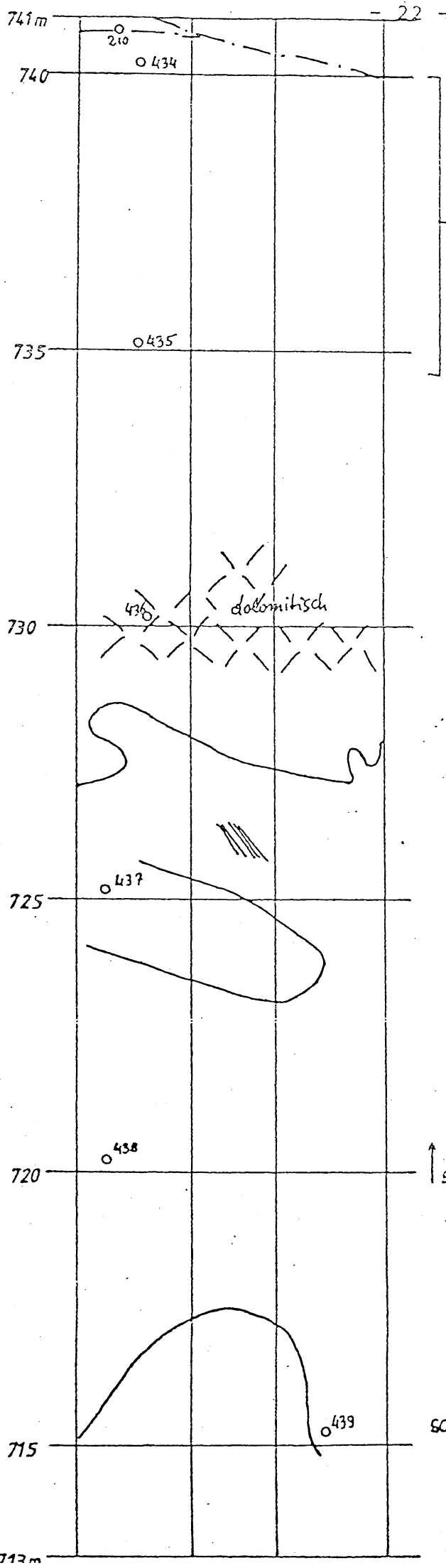
444

TUNNEL Nr. 8

685m

in den Reichenhaller Schichten tektonisch
aufgearbeitete Wildschönaner Schiefer





tektonisch stark beanspruchte
Reichenhaller Schichten

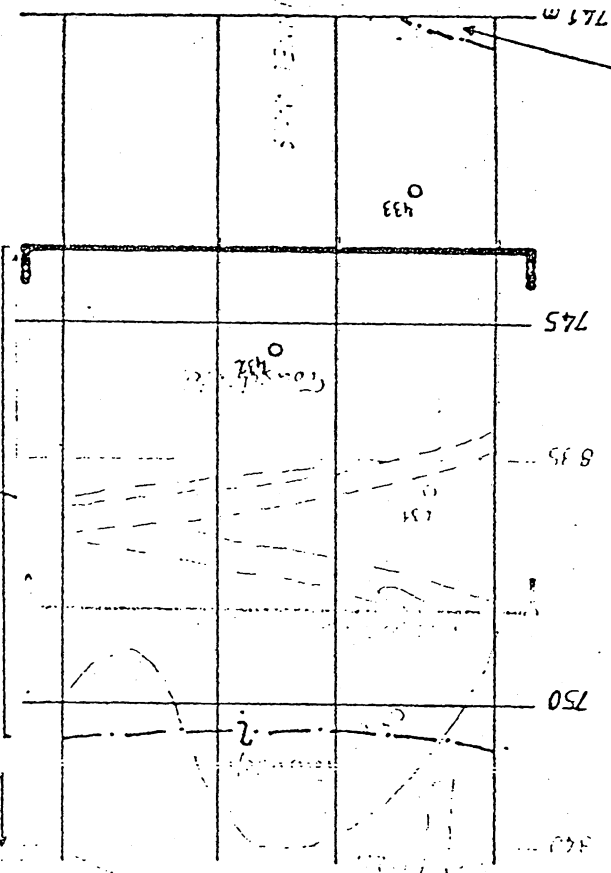
↑ sandig kalkige Reichenhaller Schichten

schwach kalkige Reichenhaller Schichten

Kalkige Feinsandstein der
 südlichen Schichten

vermischte
 nach unten Schichten
 bis zum Grund

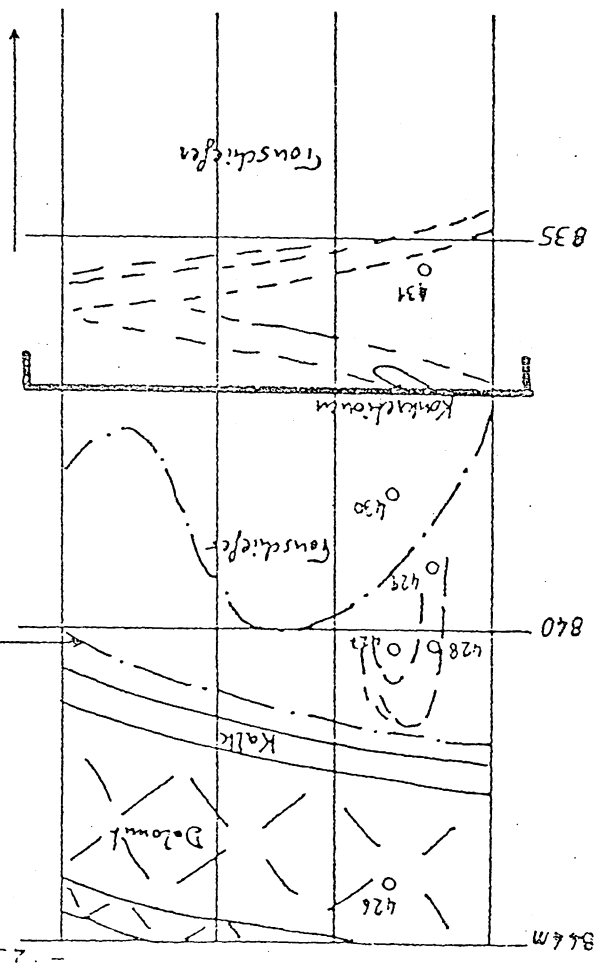
ionische
 Störung

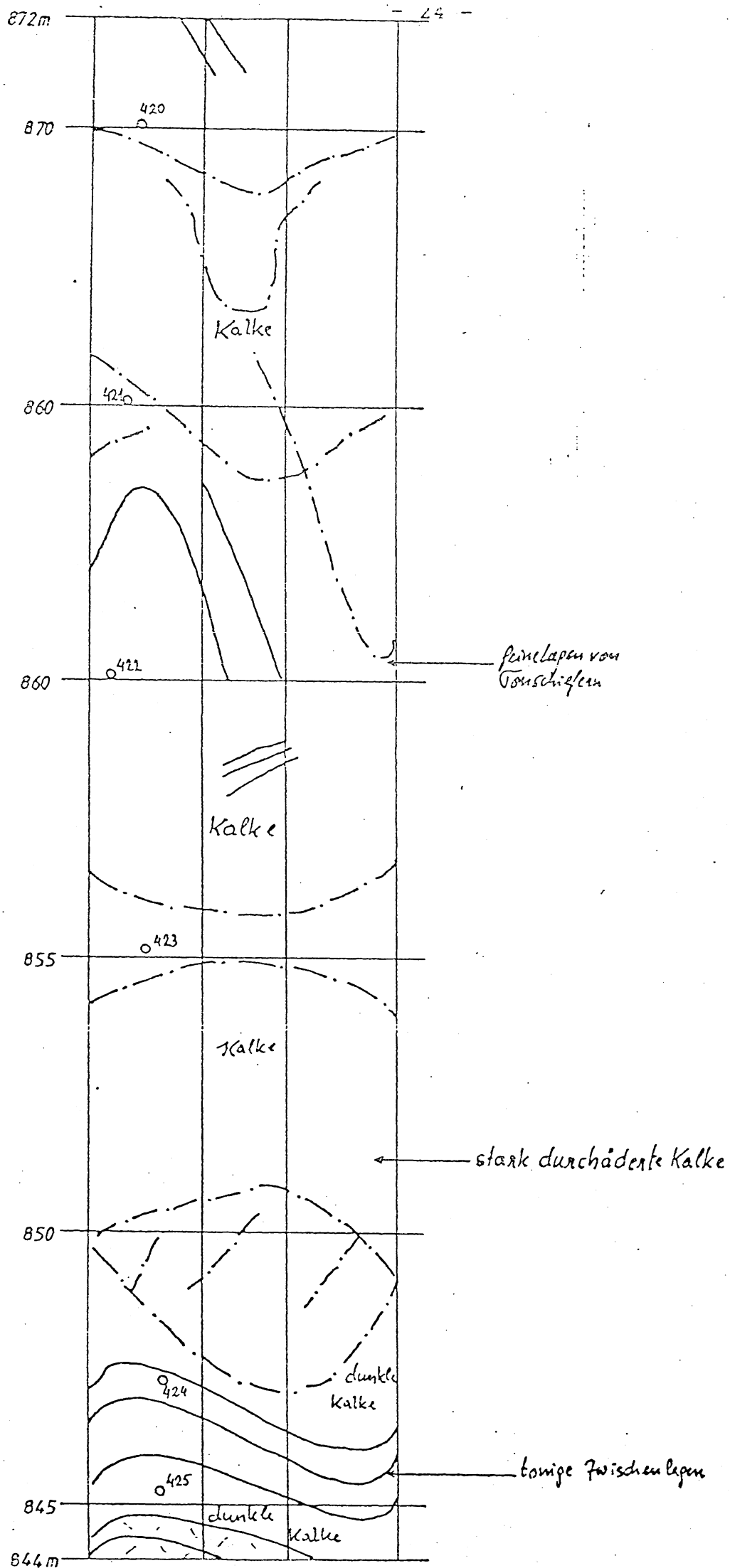


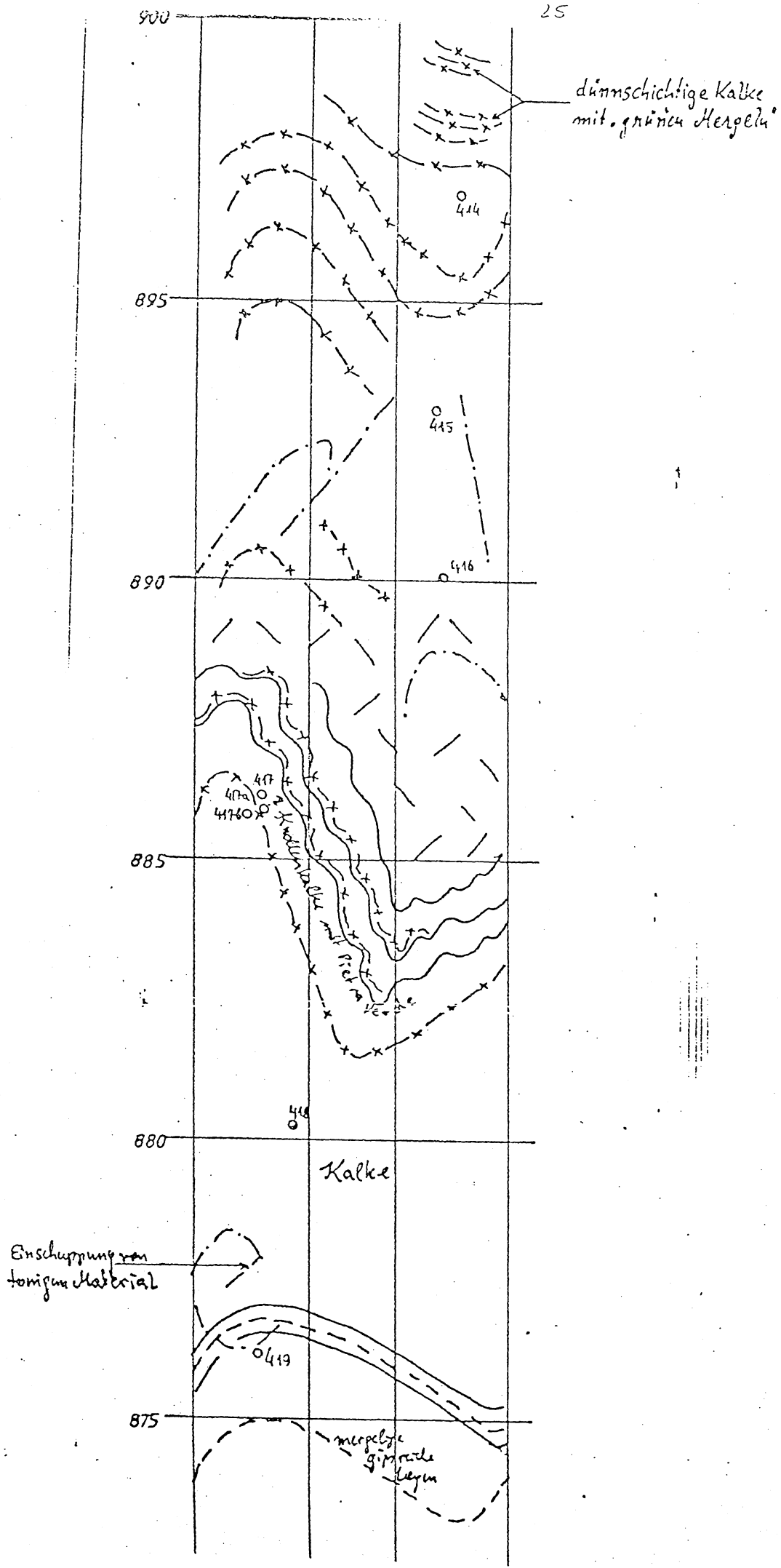
TUNNEL Nr. 9

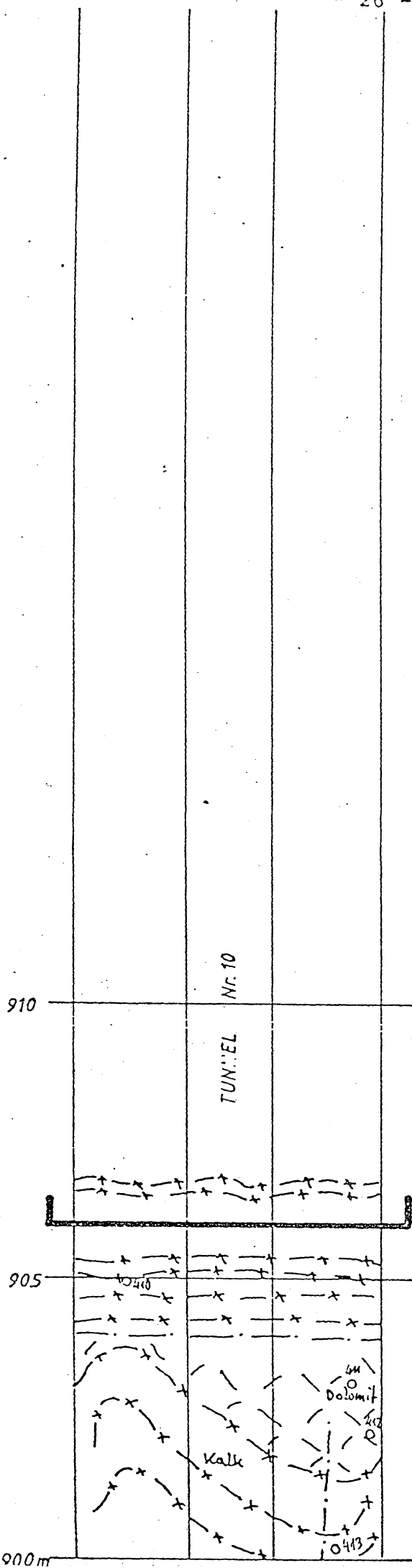
bis zum Grund noch
 ca. 10 m ionische

Bedeutende Störung









sehr mächtige
"grüne Mergel"

mehrere Lagen mit
"grüne Mergel"

Über die in diesen Stollen auftretenden Mineralisationen finden sich weitere Angaben in den Kapiteln 5, 7 und 8.

Der Silberbergstollen durchörterte bis STM 900 unverritztes Gebirge und löcherte dann alte Baue, in denen einst sicherlich reiche Erze gebrochen wurden. An vier Stellen ist es prinzipiell noch möglich, durch alte Läufe und Zechen hinaufzuklettern. Vom Aufbruch bei STM 905 und den damit erreichbaren Strecken abgesehen sind alle anderen Fahrten äußerst versturzunggefährdet und wurden nur einmal, unter Einhaltung besonderer Vorsichtsmaßnahmen, ein Stück weit begangen bzw. bekrochen. Die tiefsten Stollenteile (STM 968 bis STM 1125) sind derzeit nicht mehr zugänglich. Die hier einst gebauten Zechen, in denen scheinbar bedeutende Erzvorkommen hereingewonnen wurden, sind ebenfalls zugänglich. Der Versuch, die alten Abbaue vom Tage her zu erreichen, scheiterte (vgl. dazu 3.10.).

Der Silberbergstollen zeigte vor einigen Jahren noch eine deutliche Wetterführung. Bis vor etwa 25 Jahren war es möglich, über alte Fahrten den Pichlerstollen zu erreichen und durch ihn auszufahren. Seit dem endgültigen Verbruch dieser Strecke stagniert die Luft im Silberbergstollen völlig, so daß sich daraus auch erschwerte Arbeitsbedingungen bei der Stollenaufnahme ergaben, die aus Gründen der persönlichen Sicherheit die Anforderung eines O_2 -Gehaltmeßgerät erforderlich machten (ungünstiger Einfluß der Markierungsfarbstoffe).

Im Silberbergstollen wurden auch Messungen der Intensität der Alphastrahlung durchgeführt. Die Strahlungswerte der austretenden Wässer entsprechen sehr genau den von mir (P. GSTREIN, 1976 bis 1978) in Testserien ermittelten Werte aus den verschiedenen Gesteinen des Ostalpins im Raume des Unterinntals zwischen Innsbruck und Brixlegg.

3.2. Abrahamstollen

Er ist in Tonschiefern der Partnachschichten angeschlagen. Die kurze gemauerte Strecke bis zum Erreichen des Anstehenden ist noch zugänglich, dann der Stollen völlig verbrochen. Er dient derzeit als Trinkwasserstollen.

3.3. Büschelstollen

Dieser 33 m lange Einbau liegt im SW-Bereich des Silberberges. Die gesamte Strecke steht in Reichenhaller Schichten, wobei der hier scheinbar erzführende Ramsaudolomit nicht erreicht wurde. Bei Vermessungspunkt B2 wurde noch ein paar Meter weit gegen E-SE geschlagen, wobei hier möglicherweise einer schwachen Mineralisation gefolgt wurde (wegen Verbruchs nicht mehr zugänglich).

Die Reichenhaller Schichten zeigen sich stark durchbewegt, was an den stets wechselnden räumlichen Lagen der Schichtflächen gut kontrollierbar ist. Die beobachtbaren B-Achsen liegen relativ flach (bis 15° gegen E eintauchend) und verlaufen etwa E-W.

Bei B5, B6 und B7 zeigen sich junge Reißklüfte (bis 40 cm breit), die bei B7 parallel zum ss, sonst aber diskordant verlaufen. Sie könnten mit ähnlichen jungen Bildungen, etwas höher droben im Ramsaudolomit, verglichen werden.

Der Stollen dürfte vor 1650 geschlagen worden sein, da er nur die alte Schrämmarbeit zeigt. Die Anlage erfolgte mittels Doppelortvortrieb. Der Stollen wurde in späteren Zeiten kurzfristig als Sprengmittelmagazin verwendet.

Es wurden an neun Stellen Proben entnommen, um Vergleiche zu den äquivalenten Reichenhaller Schichten des Silberbergstollens bzw. eine mögliche Metallzunahme gegen die vererzte Zone im Ramsaudolomit hin zu erhalten.

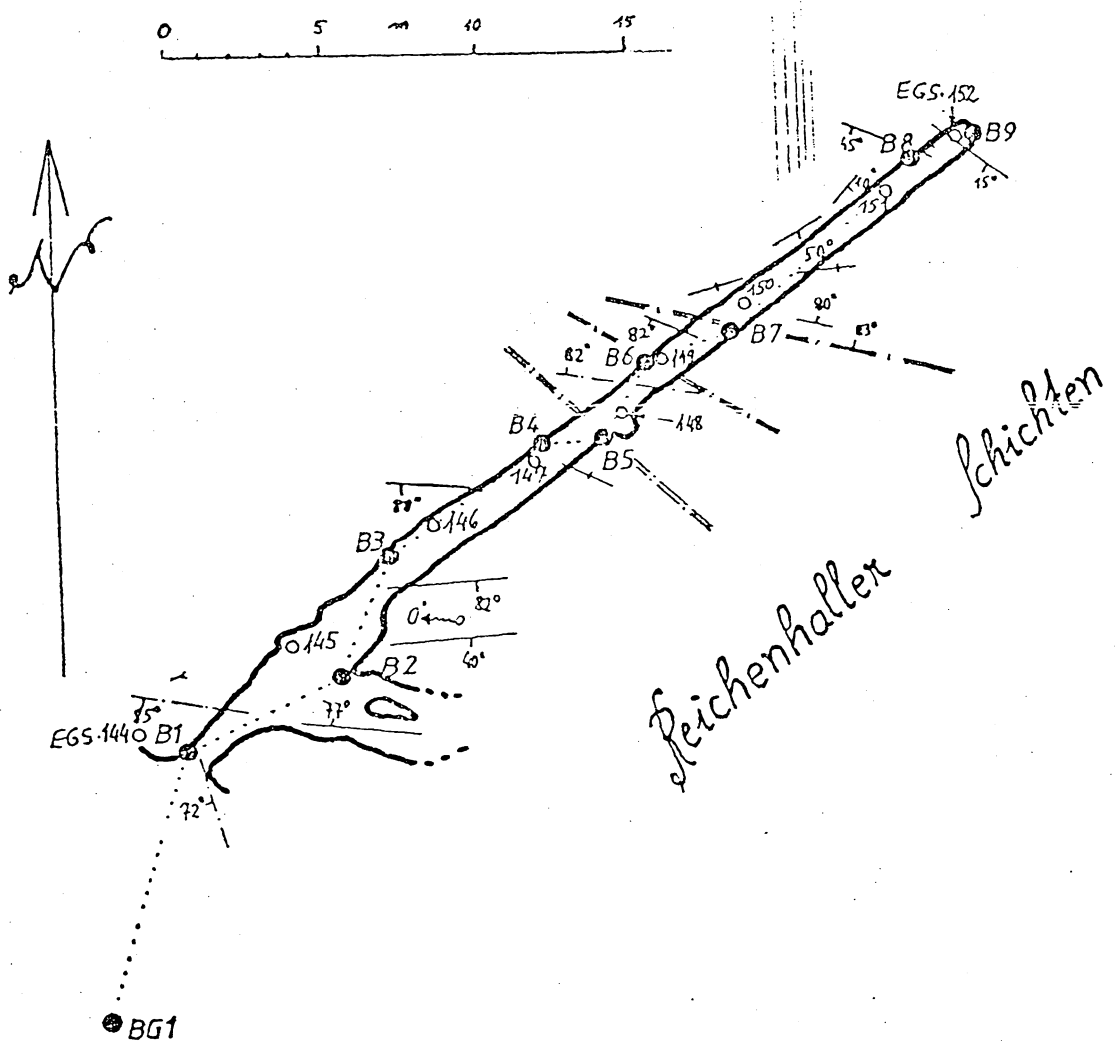
3.4. Zanglstollen (auch Silberbergstadelstollen genannt)

Dieser einst bedeutende Stollen mit mächtiger Halde - am Westrand des Silberbergfeldes gelegen - ist noch auf 32 m Länge offen, dann in mylonitischem Material (Vermessungspunkt Z10), das auch Wildschönauer Schiefer enthält, völlig verbrochen. Hier sind noch Reste der ehemaligen Zimmerung zu erkennen.

Am Hang oberhalb kann man in diesem Bereich die zugehörige Verbruchlinie noch sehen. Schon bald danach muß, was Tagbaue und zugehörige Zechpingen verdeutlichen, die Erzzone erreicht worden sein, die im Ramsaudolomit bzw. eventuell auch in den "ockerig anwitternden

des Büschel-stollen
im Revier Geyers-silberberg

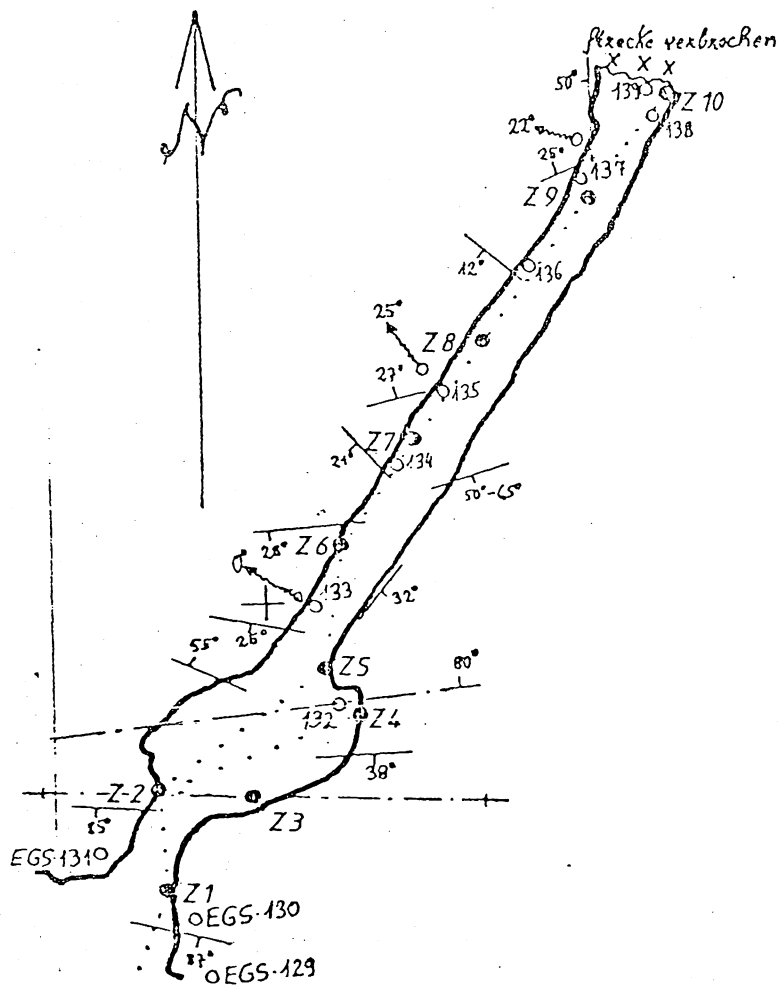
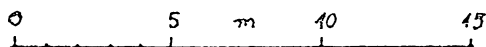
M = 1:250



der Zangl-Stollen

am Silberbergfeld

M = 1:250



Kalken" gelegen war.

Der noch offene Streckenteil liegt zur Gänze in Reichenhaller Schichten. Bei Z1 und Z5 kam es zu verstärkten Verbrüchen, die die Grubenwässer in bedeutendem Maße rückstauen. Diese Verbrüche hängen mit größeren Störungen zusammen, die auch feine Späne von Wildschönauer Schiefer n eingearbeitet enthalten. Dies entspricht auch gut dem Bild im Silberbergstollen. Damit hängen auch die sprungweisen Änderungen im Einfallen der sedimentären Gefüge zusammen. Während im Büschelstollen das Streichen der Schichtflächen relativ stabil E-W verläuft, kommt es hier besonders im NNE-Teil zu einem N-S-Streichen, was sich mit der Nähe der bedeutenden Bewegungsfläche, die an der Grenze zu den Wildschönauer Schiefer n durchläuft, gut erklären läßt. Dieses Verhalten ist ja auch im Büschelstollen - wenngleich nicht so schön - zu beleuchten. Die B-Achsen verlaufen im Zanglstollen gegen NW und W, wobei im südlichen Teil eine sehr flache Lage vorherrscht; im nördlichen Abschnitt kann ein Eintauchen mit 20° - 25° nach NW gemessen werden. Der Stollen wurde, so wie viele Stollen in diesem Gebiet, vor einigen Jahrzehnten wiedergewältigt, nähere Aufzeichnungen liegen aber darüber nicht mehr vor.

Die Strecke zeigt stellenweise noch die alte Schrämmarbeit, wobei der Stollenquerschnitt ein abnorm großer ist (über 3 m^2).

3.5. Fuchslochstollen

Er liegt oberhalb des Zanglstollens. Eine Vermessung erfolgte noch nicht.

Das gesamte derzeit zugängliche Grubengebäude liegt im Ramsau-dolomit, wobei das Mundloch sich an der Bewegungsbahn befindet, die im Silberbergstollen vermutlich dem "Erzgang" bei STM 558 entspricht.

Der Stollen besteht aus einem etwas größeren tagnahen Verhau ohne besondere Vorzugsrichtung, von dem gegen NW - etwa 2 Höhenmeter über dem Mundloch - noch eine wenige Meter lange Versuchsstrecke geschlagen wurde. Der NNE-Teil des Verhaues ist verbrochen; wie weit hier die Strecken noch reichen, kann nicht mehr gesagt werden

Anstehende Erze finden sich besonders im Bereich des Mundloches, wobei außer Bleiglanz nur noch in Drusen zahlreiche aufgewachsene Kristalle von Weißbleierz zu beleuchten sind. In dem vom Stolleneingang gegen W streichenden Geschröfe konnten an mehreren Stellen Bleiglanzmineralisationen gefunden werden.

3.6. "Fuchsloch-Tagbaue"

Sie liegen ca. 30 m westlich des Fuchslochstollens und können durchwegs befahren werden. Die Erze reichen hier von der bei 3.5. erwähnten Störung ca. 15 m gegen NNW, wo sie scheinbar abrupt aufhören. Erzrückstände von Bleiglanz und Pyrit sind nur selten zu finden. Die Anlage der Verhaue dürfte sehr alt sein, wobei Feuersetzung nicht unwahrscheinlich erscheint (Betrieb sicherlich vor dem 16. Jahrhundert).

3.7. Bisher unbekannter Stollen am Silberbergfeld, östlich der Silberbergalm gelegen

Im Frühjahr 1980 brach nahe des Fahrweges von Hohenbrunn zur Silberbergalm (siehe entsprechende Abbildung) die Grasnarbe mit der Humusschicht in die Tiefe. Dadurch war es möglich, auf einen bisher gänzlich unbekannten Stollen hinabzusteigen. Wie die Kubatur der Versturzmasse zeigt, muß ein bedeutender Teil des Verbruches schon zu Betriebszeiten des Stollens erfolgt sein. Der First der Strecke kommt etwa 2 m unter der Grasnarbe zu liegen. Dabei zeigt sich deutlich, daß die hier durchfahrenen "ockerig anwitternden Kalke" nur eine 10-20 cm mächtige Firste darstellen, über der Moränenmaterial liegt.

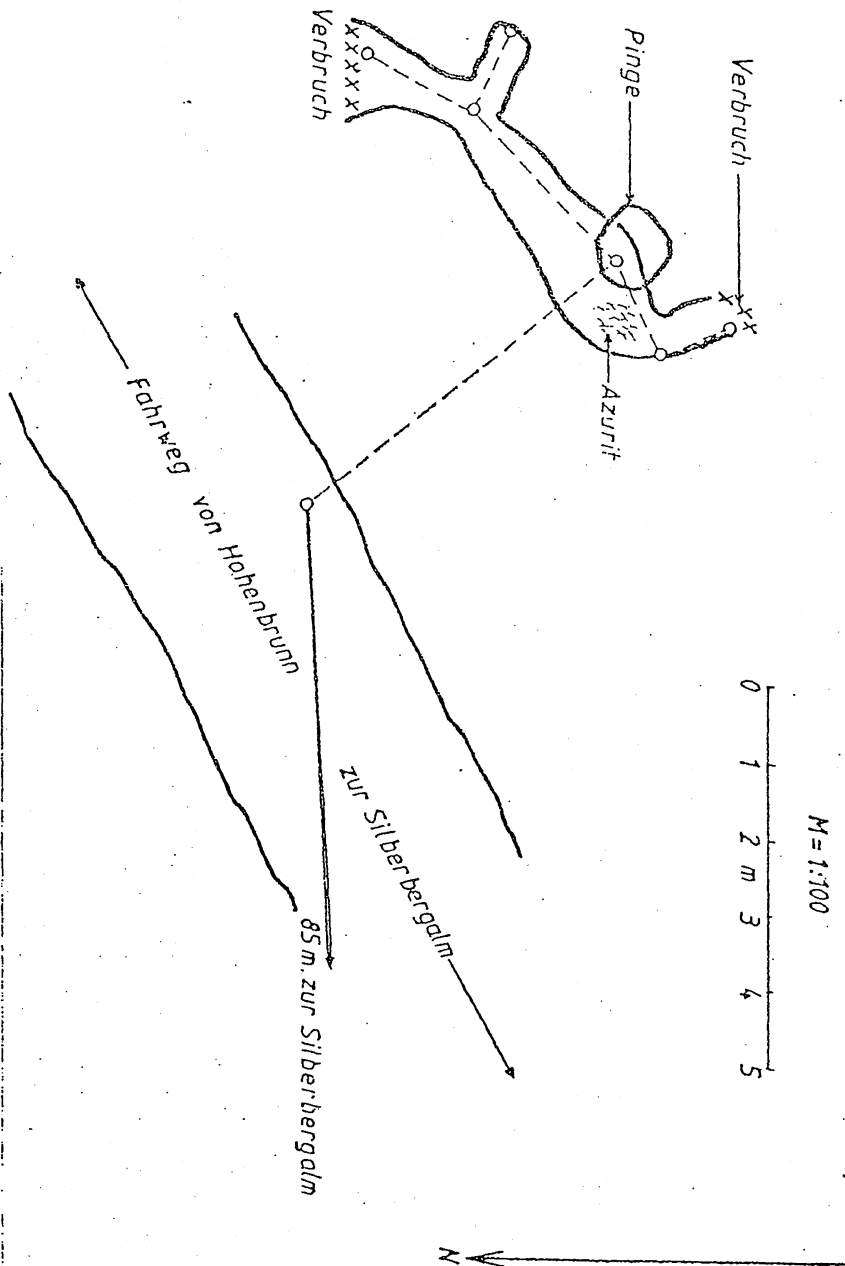
Die offene Streckenlänge beträgt 8 m, der Stollen ist beiderseits im Moränenmaterial verbrochen. Westlich des Einstiegspunktes erkennt man massenhaft Azurit, der bevorzugt an jungen Scherfläche auftritt.

Im Bereich der Pinge scheint ein kleiner Abbau bestanden zu haben. Der Grubenaufschluß zeigt reine Schrämmarbeit.

Wegen möglicher Verbruchsgefahr wurde sofort eine Beprobung und Vermessung vorgenommen. Da die Pinge im Weidegebiet liegt, ist zu

Im Fr hling 1980 durch einen Firstverbruch wieder befahrbarer Teil eines bisher

UNBEKANNTEN STOLLENS im SILBERBERGFELD



vermuten, daß sie aus Sicherheitsgründen demnächst zugeschüttet werden wird.

3.8. Tagbau am Silberbergfeld

Dieser ESE-lich der Silberbergalm gelegene etwas größere Tagbau liegt in rauhwackigen Sedimenten, deren stratigraphische Zuordnung noch nicht gesichert ist. Vermutlich handelt es sich um den Grenzbereich von den "ockerig anwitternden Kalken" zum Ramsaudolomit. Erze konnten im Anstehenden noch nicht beobachtet werden.

3.9. Unbenannter Stollen, Nr. 252 bei PIRKL

Er durchörterte die "ockerig anwitternden Kalke". Eine Befahrung war wegen der Deponie von Abfall in dem nur gerade noch schließbaren Mundlochbereich noch nicht möglich. Nach Herrichten der Fahrt - was für das Frühjahr 1981 geplant ist - hoffen wir, diesen Stollen aufnehmen zu können.

3.10. "Tagschacht" am Geyer

Auf diesen Einbau setzten wir viel Hoffnung, auf tiefere Horizonte dieser Vererzungszone absteigen zu können. Der Schacht ist etwa 26 m tief, dann folgt eine ca. 15 m lange Schrämmstrecke, von der aus ein saigerer Blindschacht 6 m tief abgeteuft wurde, und der ohne weitere Streckenansätze endet. Eine Sohle des Tagschachtes führt zu einem etwas größeren Verhau, von dem aus einst wahrscheinlich eine Fahrt weiter nach der Tiefe führte (Pinge in der Zechsohle). Firstbaue können noch erkannt werden. Wegen der schlechten Bewetterungsverhältnisse werden die Vermessungs- und Kartierungsarbeiten erst im kommenden Winter erfolgen können.

Der Abstieg durch den Schacht wurde aus Gründen der Sicherheit mittels Stahlseilhubzug der Bergrettung Innsbruck durchgeführt. Der tiefer gelegene und am Mundloch verbrochene Josefstollen, unter dessen Horizont hinabgestiegen wurde, konnte leider nicht erreicht werden.

Allgemeine Bemerkungen zu den Grubenbauen

Von den hier einst weit über 100 vorhandenen Einbauen sind, wie gezeigt wurde, nur noch ganz wenige offen.

Ein kurzer offener Stollen befindet sich noch im Ramsaudolomit der NW-Seite des Silberberges. Seine Aufschlüsse sind für die Untersuchungen ohne Bedeutung.

Neuerdings scheinen Mineraliensammler zu versuchen, Stollen wieder zu gewältigen, da sich bei ein paar Pingen frische Spuren typischer Grabarbeit fanden.

Alle Stollen im Bereich Hasla, Hof, Maukenözt sind verbrochen. Der von PIRKL im Jahr 1959 noch als offen erkannte Tagschacht auf der Hofer Tratte wurde - wie auch der Hofer Schachtbau - liebenswürdigerweise von den Bewohnern der Umgebung mittels Schrott, Müll usw. (wie es sich für umweltbewußt denkende Menschen gehört) bis an den Tagrand aufgefüllt; also in eine Eisenlagerstätte umfunktioniert.

Die drei von PIRKL noch als z.T. offen angegebenen Stollen der Lehenlahn konnten aufgefunden werden; da aber bei zwei von ihnen die eigentliche Lagerstätte nicht mehr zugänglich ist, und im dritten Einbau sich völlig unbedeutende Andeutungen von Verhauen zeigen, soll auf dieses Gebiet nicht näher eingegangen werden.

4. Bemerkungen zur Probennahme

Einerseits erfolgte diese in profilmäßiger Anlage, andererseits wurde an interessanten Lokalitäten auch einzeln beprobt sowie zahlreiche alte Halden - da sie durchwegs bewachsen sind - geschlitzt, um aus diesem Material Aussagen über die jeweilige Vererzung zu erhalten.

Es zeigte sich, daß längere Profile wegen des starken Bewuchses im Aufnahmegebiet nur entlang von Wasserläufen sowie in Stollen möglich sind. Deshalb wurde als Hauptprofil auch jenes verwendet, das der Silberbergstollen anbietet, und auch die geochemische Beprobung darauf konzentriert.

Als Ergänzung dazu kamen zwei kleinere Profile in den Reichenhaller Schichten (Zanglstollen und Büschelstollen).

Weitere kleine Profile, die aber - wegen der sonst zu stark anwachsenden Probenzahl - nicht in das Geochemieprogramm der BBU eingebaut wurden, sondern an unserem Institut zur Untersuchung gelangten, finden sich bei Hasla oberhalb von Mehrn, im Silberberggraben, im Zimmermoosgraben und am Geyerköpfl (vgl. hierzu die beiliegende kleine Übersichtskarte mit den Lagebezeichnungen der hier öfters genannten Lokalitäten).

In der ebenfalls beigegebenen Karte (Beilage Nr. 18) wurden nur jene Probenentnahmepunkte eingetragen, die sich außerhalb des Silberbergstollenprofils befinden, da dort die Probendichte für eine Eintragung zu hoch liegt. Die Eintragung der Probenpunkte erfolgte nur deshalb zweifarbig, da so eine deutliche optische Zusammengehörigkeit von Probenpunkt und Probennummer gegeben ist. Die jeweils gewählte Farbe hat nichts mit qualitativen oder quantitativen Eigenschaften der Probe zu tun. Alle hier aufgezeigten Proben tragen am Anfang die Buchstabenkombination "EGS". Aus Gründen der Übersichtlichkeit, und da Unklarheiten ohnehin nicht entstehen können, wurde sie im Kartenblatt weggelassen.

Da eine regionale Numerierung stattgefunden hat (z.B. Proben aus dem Silberbergstollen von EGS-200 bis EGS-450, Proben östlich und nordöstlich des Geyer-Silberberg EGS-1 bis EGS-39 usw.), sind nicht

alle Nummern fortlaufend zur Verwendung gekommen. Dadurch ergeben sich zwar "Löcher" in der Liste, das System hat jedoch den Vorteil, aus der Nummer heraus sofort eine Angabe über die ungefähre Lage des Entnahmepunktes machen zu können.

Zusätzlich wurden besonders von Gesteinen, die eine Mikrofossilführung erwarten lassen, Proben genommen, um im Falle einer notwendigen Altersbestimmung Arbeitsmaterial sofort griffbereit zu haben. Auch Probenpunkte dieser Art sind in der Beilage Nr. 18 eingetragen.

5. Ergebnisse der durchgeführten Röntgenanalysen an
Probenmaterial ("EGS") aus dem Silberberg-Stollen
sowie den angrenzenden Bereichen der Trias südlich
des Inn.

5.1.: Der Grund für die Durchführung dieser Arbeiten:

Einerseits war es notwendig, rasch Antwort auf Fragen, die sich während des Kartierens ergaben, zu erhalten, um so die Arbeit zielstrebig fortzuführen zu können. Andererseits wurden uns bisher noch keine Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen, die von der BBU durchgeführt wurden, mitgeteilt. Deshalb mußten von den für uns wichtigsten Proben zusätzlich noch qualitative Analysen durchgeführt werden.

Der röntgenographischen Methode wurde meist der Anfertigung von Dünnschliffen und polierten Anschliffen gegenüber der Vorrang gegeben, da diese Methode für rein qualitative und relativ-quantitative Aussagen weitaus rascher (und auch billiger) zum Ziele führt.

5.1.2.: Röntgendiffraktometeranalysen (=RDA); allgemeine Bemerkungen:

Hierbei wurde versucht, den Mineralbestand aller ton-mineralreichen Gesteine zu erfassen, wobei in besonderer Weise versucht wurde, Unterschiede zwischen Pietra Verde, Schiefertonen der Partnachsichten, den "grünen Mergeln", und Raibler Tonschiefern herauszuarbeiten.

Bei stärker vererzten Proben wurde auch versucht, über die Art der Erzminerale Angaben zu erhalten.

Da sich dieses Arbeitsgebiet in tektonisch besonders stark zerschuppten Einheiten befindet, schien es mir wichtig, besonders die Mylonite mit in die Untersuchungen einzubeziehen. Wegen der oft völligen mechanischen

Zermürbung des Gesteines erscheint hier (abgesehen von den "klassischen" chemischen Methoden) die Röntgenuntersuchung als der einzig mögliche Weg.

Augenmerk wurde auch dem Quarz- Calcit-Dolomit-Verhältnis geschenkt, wobei jedoch, da die Zerkleinerung händisch erfolgte, nicht auf ein einheitlich feines Korn gerieben werden konnte. Aus diesem Grunde können die entsprechenden Daten nicht exakte % Mineralgehalt zeigen, sondern nur ungefähre Werte angegeben werden.

Die mit einer Cu-Röhre durchgeführten Analysen wurden meist zwischen 5° und 45° gefahren, die Beteiligung von Erzmineralen bis über 65° aufgenommen.

5.1.2.: Röntgenfluoreszenzanalysen (=RFA); allgemeine Bemerkungen:

Hierbei wurden ebenso bevorzugt Mylonite und Tonschiefer bearbeitet; außerdem auch \pm vererzte Gesteine (von Aufschlüssen in Stollen und alten Bergbauhalden, die geschlitzt wurden).

Die Untersuchungen erfolgten meist mittels Au-Röhre und LiF als Analysatorkristall, wobei i.A. über den Bereich zwischen 10° und 70° kontinuierlich gefahren wurde.

Die Au-Röhre wurde aus Gründen der besseren quantitativen Vergleichsmöglichkeit zu den von mir bearbeiteten Fahlerze von Schwaz verwendet; zudem um Elemente höherer Ordnungszahl (z.B. U, Pb, Hg, Ba) deutlicher zu erhalten.

Fallweise wurde bei Tonschiefern eine Cr-Röhre verwendet (zum besseren Nachweis von Mn, V, Ti, Ca usw).

Bevorzugt wurden gesucht: U, Pb, Hg, Ba, Sb, Sn, Cd, Ag, Zr, Sr, Rb, As, Zn, Cu, Ni, Co, Fe und Mn, wobei außer U und Hg alle dieser angegebenen Elemente, zumindest in Spuren, mehrfach erkannt werden konnten.

Da mir für Sulfide keine Standards zur Verfügung standen,

mußten die von mir bereits für die Schwazite errechneten Werte als Vergleich für Ba, Sb, As, Zn, Cu und Fe dienen. Die angegebenen % bzw. ppm sind also auch hier nicht als völlig exakt anzusehen.

Für Zr, Sr, Rb und Ni standen Standards (aus Zürich) zur Verfügung, die jedoch bei der damaligen Aufnahme in anderer Matrix gemessen wurden. Die von mir hier angegebenen Werte stimmen in ihren ppm-Werten also relativ untereinander. Es ist jedoch wegen des sicherlich etwas verschiedenen Matrixeffektes noch ein (gleichbleibender) Faktor mit einzukalkulieren. Aus zeitlichen Gründen war es für diesen Bereich nicht mehr möglich, die Analysen in entsprechend geänderter Art zu wiederholen. Dies ist jedoch für den kommenden Winter geplant. Ebenso wird versucht werden, für Zn und Pb gute Standards zu erhalten.

Nachteile zeigte die Verwendung der Au-Röhre zur Bestimmung des Rb-Gehaltes: K α 1 sitzt einem Au-Peak auf, sodaß nur der weit schwächer intensive K β 1-Peak für die Aussagen herangezogen werden mußte.

5.2.: Das Probenmaterial aus dem Silberberg-Stollen (RFA):

Für den Streckenanteil bis Stollenmeter (=STM) 910 wurden, was die Gehalte an Zr, Sr, Rb, As, Zn und Pb betrifft, Profile entworfen (siehe die folgenden beiden Seiten)!.

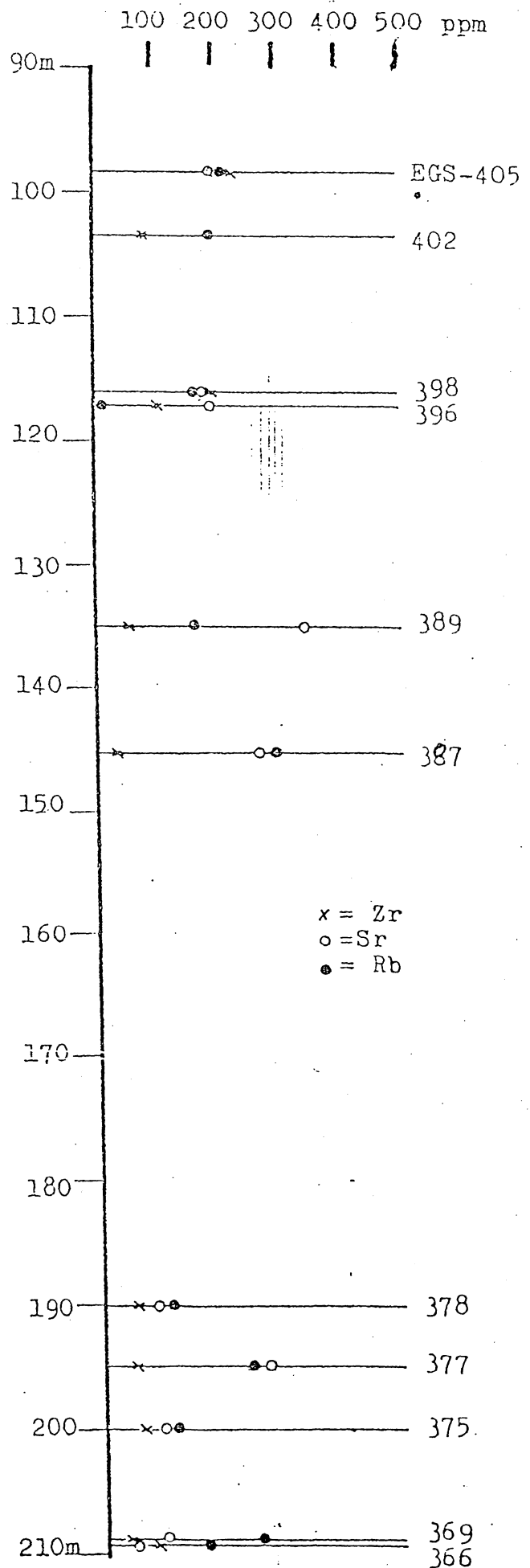
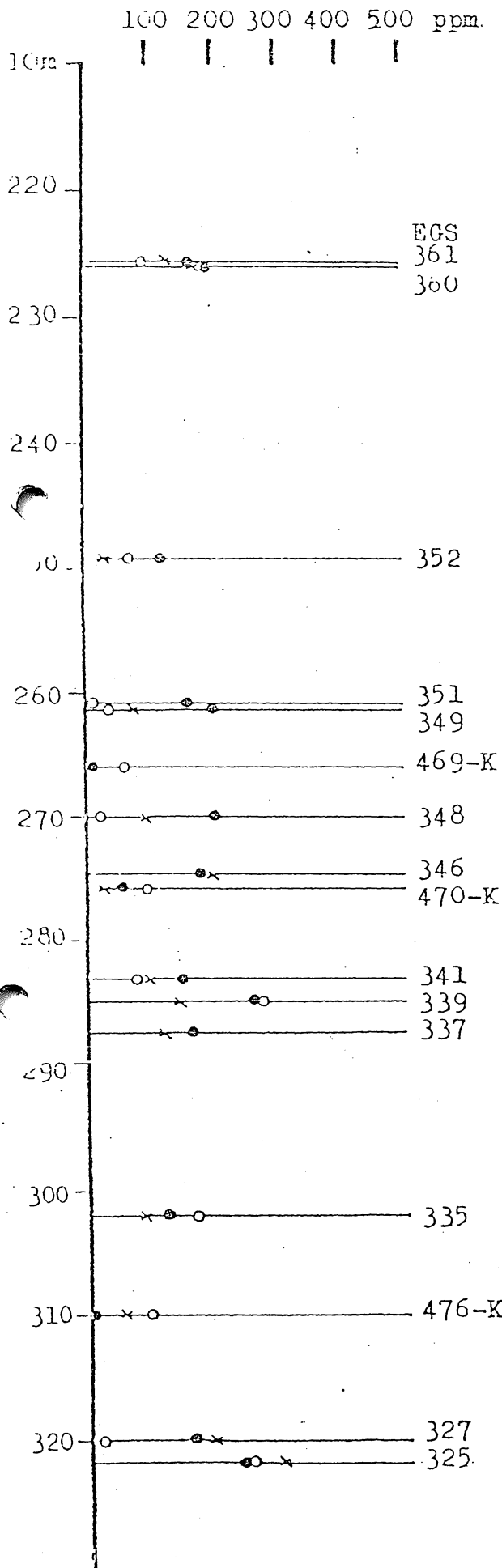
5.2.2.: Profile der Elementverteilung im Bereiche des Silberberg-Stollens:

5.2.1.1.: Allgemeine Erklärungen:

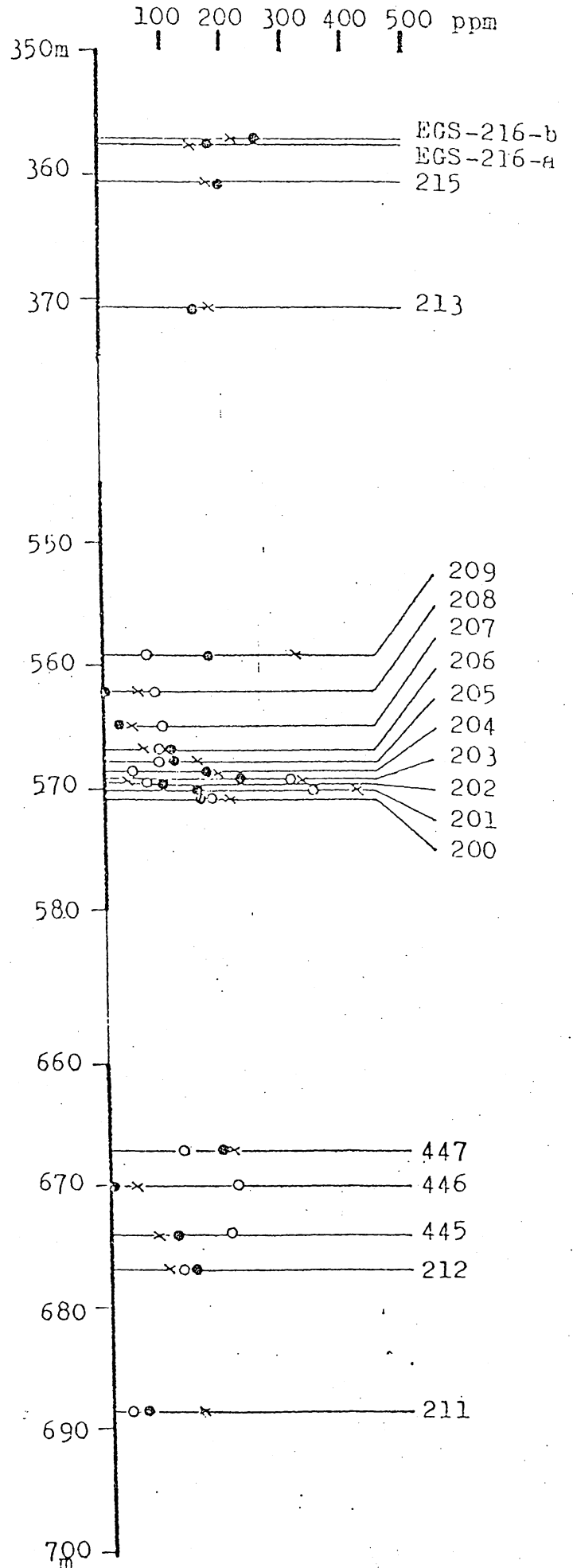
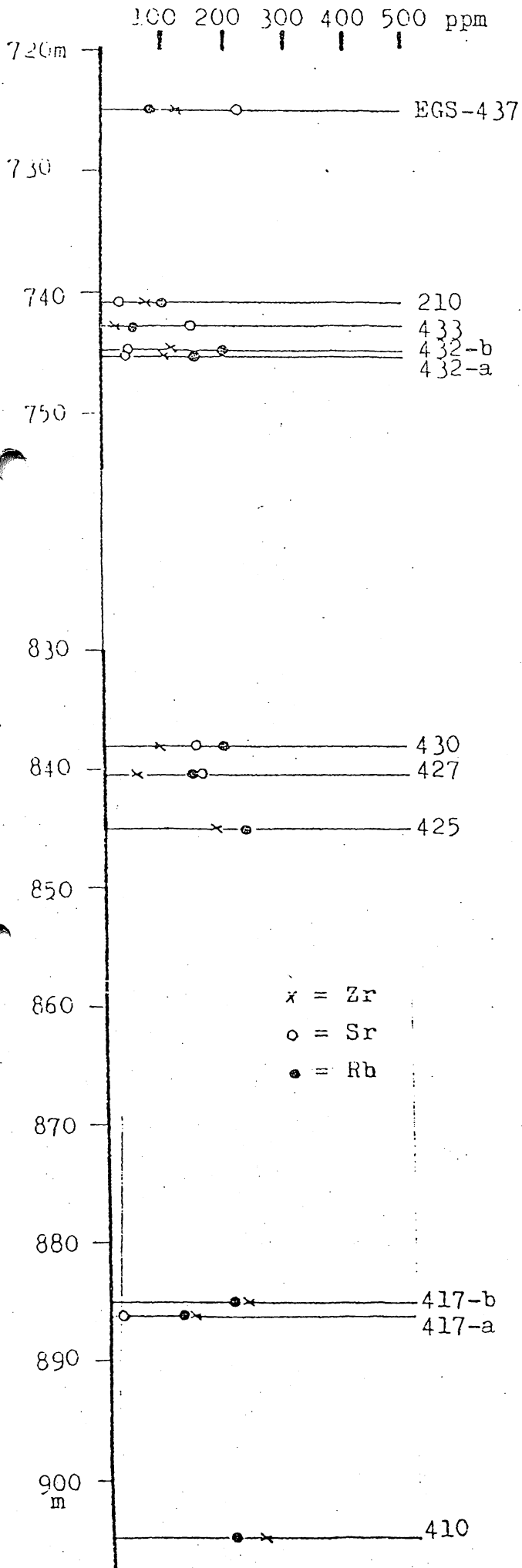
Da vorwiegend Tonschiefer bzw. Mylonite beprobt wurden, treten im Bereiche des Ramsaudolomits Profillücken auf; ebenso ergaben sich diese für die auf weite Strecken verrohrten Bereiche des Stollens.

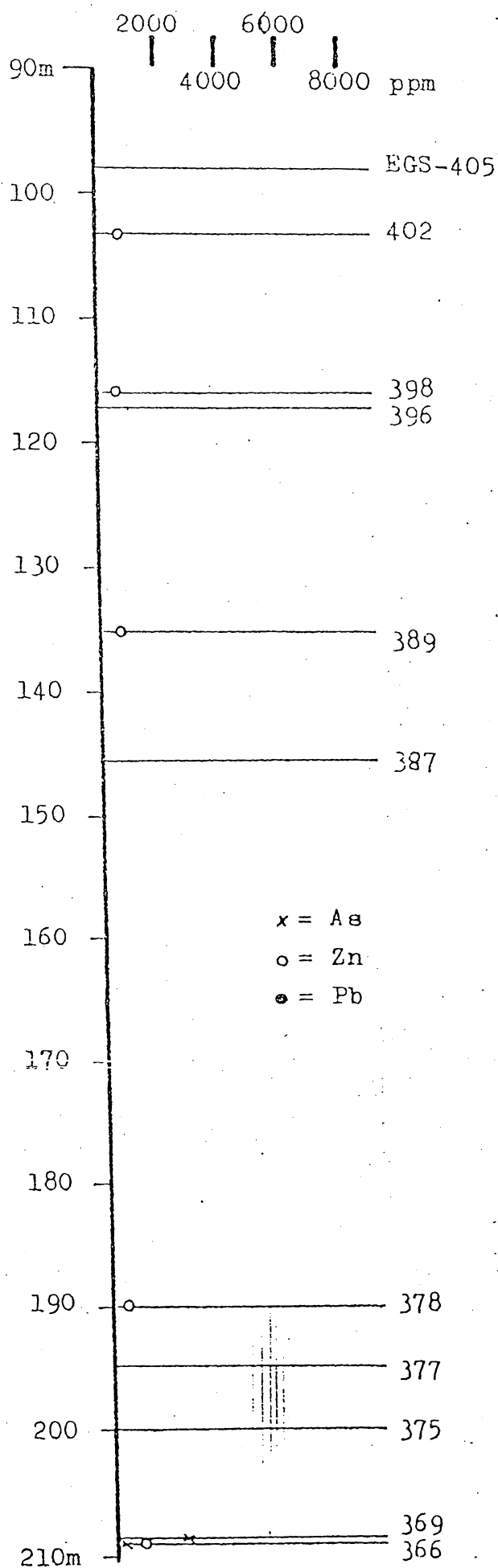
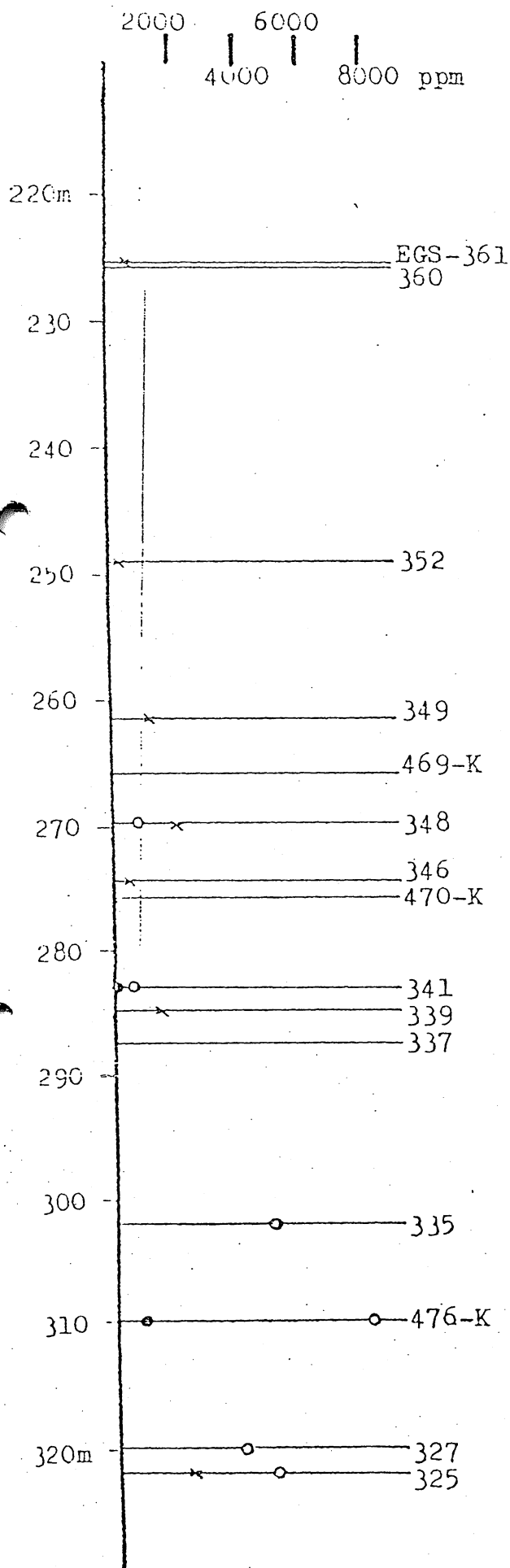
Alle anderen Elemente, die vorkommen, werden anschließend separat angeführt.

Alle Proben beginnen mit "EGS", deshalb wurde nur die

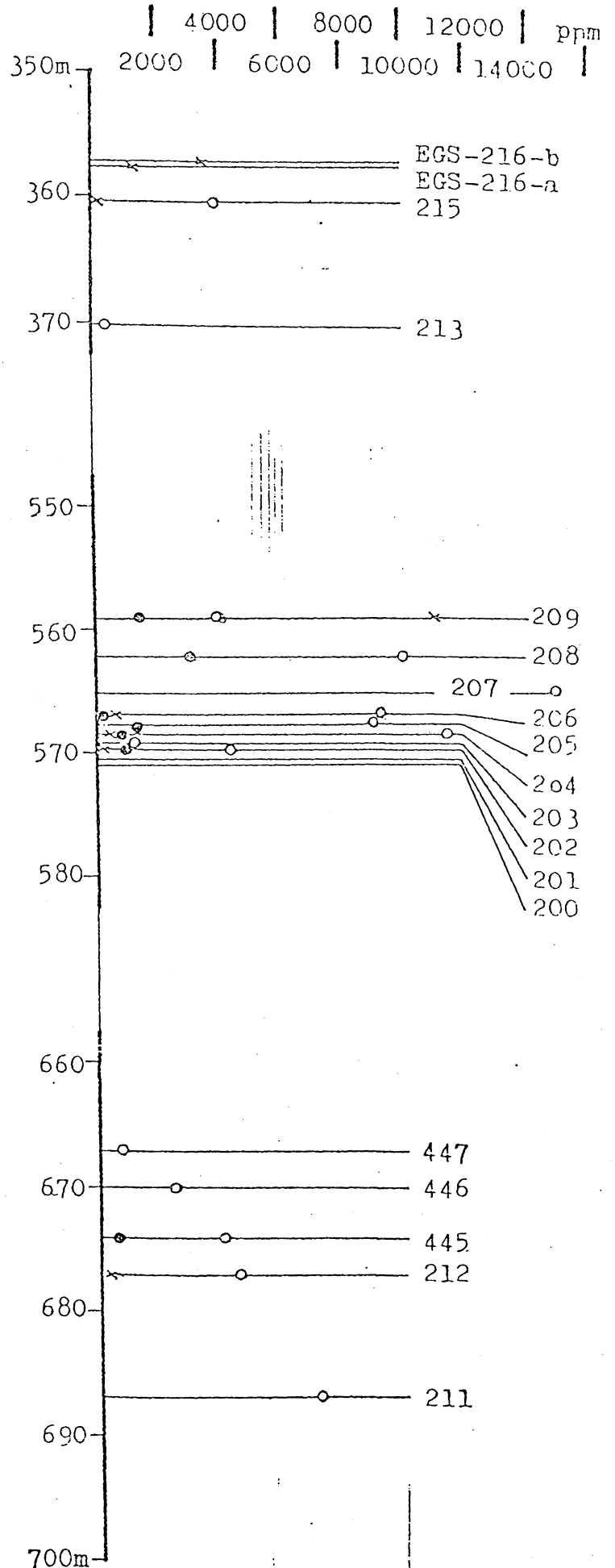
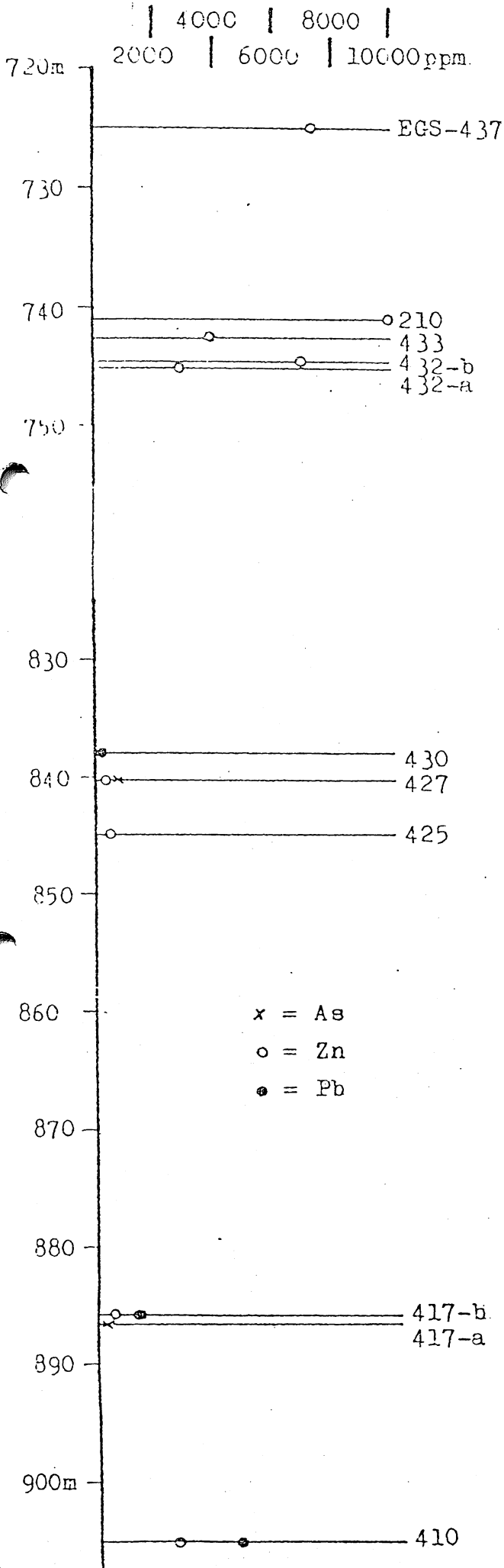


SILBERBERG-STOLLEN: Verteilungskurven von Zr, Sr und Rb.





SILBERBERG-STOLLEN: Verteilungskurven für As, Zn und Pb.



fortlaufende Probennummer eingetragen. Ein "K" hinter der Nummer besagt, daß es sich hierbei um eine nahezu reine Karbonatprobe handelt.

Wenn eine Signatur für ein Element auf der Probenlinie nicht aufscheint, so bedeutet dies einen Elementgehalt unterhalb der Nachweisgrenze des Gerätes.

Fe wurde nicht in das Profil mit aufgenommen, da die Gehalte oftmals im %-Bereich zu liegen kommen. Ein entsprechendes Diagramm kann aber bei Bedarf für einen späteren Bericht nachgebracht werden.

Da vorwiegend mit der Au-Röhre analysiert wurde, war der qualitative Gehalt von Ti und ev. V nur bei einigen Proben möglich.

5.2.1.2.: Beschreibung der Analysen:

Hier sollen nur jene Proben besprochen werden, die entweder abnorme Werte erbrachten oder Elemente zeigen, die in den Profilen nicht aufscheinen.

Die Probenbesprechung erfolgt, dem Profil entsprechend, in Richtung vom Mundloch zum Ort.

Für Fe können nur Durchschnittswerte angegeben werden, da sich zeigte, daß die entsprechenden Gehalte schon innerhalb der jeweils entnommenen Probenstücke stärker variieren.

EGS-405: Tonschiefer der Partnachsichten, weitere Elemente: 6% Fe, Ti-Gehalte deutlich auftretend bei Verwendung der Cr-Röhre, jedoch nur Spuren. U.U. sind Spuren von As möglich. STM können den Profilen entnommen werden!

EGS-402: Tonschiefer der Partnachsichten (=PTS), eine dünne Zwischenlage zwischen mächtigeren Karbonatbänken. Fe: 4%, ev. mögliche Spuren von Co und Ti.

EGS-398: PTS, 3,5 % Fe. Bei Verwendung der Cr-Röhre zeigen sich deutliche Ti-Spuren (sie fehlten bei einer Analyse mittels Au-Röhre). Sehr fragliche Spuren von Sn.

EGS-396: PTS, 5% Fe, 350 ppm Mn, Spuren von Ti, fragliche Spuren von Sn. Eventuell ist auch noch ein weiteres Element vor-

vorhanden. Dafür sind aber noch weitere Untersuchungen notwendig.

EGS-389: PTS, 4% Fe, 200 ppm Mn, eventuell auch Spuren von As möglich.

EGS-387: PTS, 3% Fe, ein deutlicher aber schwacher Peak von Ti und mögliche Spuren von V und Pb.

EGS-378: PTS, 5-6% Fe, 320 ppm Mn.

EGS-377: PTS, bis 6% Fe, Ti wurde nicht überprüft.

EGS-375: PTS, 4% Fe, Mn ist nur in Spuren nachzuweisen.

EGS-369: PTS, 3% Fe, deutliche Spuren von Ti, feine Gehalte von Pb sind möglich.

EGS-366: PTS, 2.5% Fe, Spuren von Mn sind möglich.

EGS-361: Karbonatkonkretion aus PTS, Fe 1.5%, die anfangs als Kupferkies angesprochenen feinsten Körbchen erwiesen sich als schwach As-haltiger Pyrit.

EGS-360: "Grüne Mergel" in den Partnachsichten. 1.5% Fe.

EGS-352: PTS, 3.5% Fe, deutliche Spuren von Mn.

EGS-351: "Grüne Mergel" (Tonschiefer) der Partnachsichten, 1.2% Fe, Ti ist in Spuren vorhanden.

EGS-349: PTS, 2% Fe, mögliche Spuren von Cu, Pb und Co. Eine schwache Mineralisation wäre in diesem Bereich möglich.

EGS-469: Karbonatlinse aus den Partnachsichten. 3.3% Fe (Pyrit) mit Spuren von Mn.

EGS-348: PTS, 3% Fe, Spuren von Pb erscheinen möglich.

EGS-346: PTS, 0.6% Fe, Spuren von Pb erscheinen möglich.

EGS-470: Karbonatprobe aus den Partnachsichten, 0.4% Fe, geringe Spuren von Mn.

EGS-341: PTS, 6% Fe, Spuren von As (rel. viel Pyrit!) möglich, Mn um 300 ppm.

EGS-339: PTS, 6% Fe, Ti-Gehalt nicht unbedeutend.

EGS-337: "Grüne Mergel" aus den Partnachsichten. 1.7% Fe, Mn- und Ti-Gehalte wären möglich.

EGS-335: PTS, 6-7% Fe und deutliche Ti-Spuren.

EGS-476: Karbonate (noch fraglich, ob Reichenhaller- oder Raibler Schichten), 2% Fe, bis 0.1% Mn.

EGS-327: Tonschiefer (Zuordnung ob Raibler oder Reichenhaller ist noch nicht ganz gesichert), 4% Fe, sichere Gehalte von Ti und vermutlich Spuren von V.

EGS-216b: "Grüne Mergel" aus dem Ramsaudolomit. 2% Fe, relativ hoher As-Gehalt! Spuren von Ni wären möglich.

EGS-216a: "Grüne Mergel" aus dem Ramsaudolomit, 2.2% Fe, mögliche Spuren von Ti und Mn.

EGS-215: "Grüne Mergel" aus dem Ramsaudolomit. 2.2% Fe, Spuren von Cu sind möglich. In diesem Bereich soll beim Vortrieb des Stollens eine schwache Vererzung durchörtert worden sein. Der Zn-Gehalt liegt hier ziemlich hoch.

EGS-213: "Grüne Mergel" aus dem Ramsaudolomit, 3% Fe.

EGS-209: (mylonitischer) "Erzgang" bei STM 558:

Hier wurden selektivere Untersuchungen durchgeführt:

209-a: Rein rote Anteile des rötlichen Anteiles des Ganges.

209-b: Rötlicher Gangbereich, wobei die rein roten Anteile ausgeschieden wurden.

209-c: Durchschnittliches Karbonatmaterial des randlichen Bereiches.

209-d: Rein mylonitischer Bereich mit vorwiegend grauem Anteil.

Analysenwerte:

	209-a	209-b	209-c	209-d
Zr	0	325	218	110
Sr	50	75	0	0
Rb	80	175	130	115
Sb	3150	1400	2800	4200
Ag	0	0	2210	3400
As	2170	3720	11780	5580
Zn	2760	3910	1357	2530
Cu	4375	8032	43350	41000
Ni	200	480	360	100
Co	970	800	1610	320
Fe	25000	38300	107140	64000
Mn	770	480	0	1000
Pb	0	0	1520	Spuren

Alle Werte in ppm!

Dieser "Gang" entspricht scheinbar der obertrags z.B. im "Fuchsloch" erkennbaren Vererzung. Siehe dazu auch Probe EGS-38.

Von dieser Vererzung bergeln scheint sich eine andere Gesteinszuordnung als bisher angenommen zu ergeben. Da hier zudem ein sedimentärer Übergang von den "Ockrig anwitternden Kalken" PIRKL's zum Buntsandstein besteht, wurde hier ein engerer Probenraster angelegt. Ihm entsprechen die Proben 209 bis 200, wobei sich bedeutende Zinkgehalte zeigten.

Fe-Gehalte:

Probe Nr.	% Fe	ppm Mn	
208	1.1	600	
207	1.0	0	
206	2.2	300	
205	1.6	240	
204	4.1	320	
203	1.2	200	
202	1.3	500	Reichenhaller Schichten
201	0.9	0	Grenzbereich zum Buntsandst
200	2.5	400	Buntsandstein

Andere Elemente- wie Cu, Ni, Co, Ag usw.- konnten nicht ermittelt werden.

EGS-447: Mylonitische Wildschönauer Schiefer. 4.4% Fe, deutliche Gehalte von Mn (etwa 200 ppm) und Ti. Spuren von Cu und Ni erscheinen möglich.

EGS-446: Mischzone Wildschönauer Schiefer / Reichenhaller Schichten. 0.6% Fe, 140 ppm Mn (sehr nahe der Nachweisgrenze).

EGS-445: Mischzone Wildschönauer Schiefer / Reichenhaller Schichten. 1.2% Fe, ca. 600 ppm Mn (Manganminerale treten hier, wenngleich nicht sehr häufig, dendritisch auf) und mögliche Spuren von Pb.

EGS-212: Mischzone Wildschönauer Schiefer-Reichenhaller Schichten. 4% Fe, Mn-Gehalt unter 200 ppm.

EGS-211: Mylonitische Wildschönauer Schiefer, 6% Fe, deutliche Spuren von Mn. Ti wurde noch nicht gemessen.

EGS-437: Mylonitische Reichenhaller Schichten, 1% Fe,

600 ppm Mn, eventuell ist auch noch ein anderes Element vertreten, diesbezüglich werden noch weitere Untersuchungen erfolgen.

EGS-210: Tonschiefer, strat. Zuordnung fraglich, eventuell aus Raibler Schichten. 8% Fe, 300 ppm Mn, Spuren von Ti, relativ hoher Zn-Gehalt.

EGS-433: Zergruste Karbonate, vermutlich Reichenhaller Schichten. 0.8% Fe, Mn in deutlichen Spuren, Ti möglich. An dieser Probe sind noch weitere Untersuchungen notwendig.

EGS-432-b: PTS, Mylonitanteil. 6.5% Fe, Mn tritt in deutlichen Spuren auf.

EGS-432-a: PTS, "stabiler" Anteil. 6.5% Fe, ca. 3x so viel Mn als in der Probe zuvor, mögliche Spuren von Co.

EGS-430: PTS. 4% Fe, 500 ppm Mn.

EGS-427: PTS. 3.5% Fe.

EGS-425: PTS. 1.5% Fe.

EGS-417-a/b: Dünne Lagen von PTS in Karbonaten der Partnachsichten. Ca. 2% Fe.

EGS-410: "Grüne Mergel" in Partnachsichten. 1% Fe.

5.2.2.: Die "Erzzone der dunklen Dolomite" im Silberberg-Stollen:

5.2.2.1.: Allgemeines:

In diesem Bereich, der sich aus Dolomitgesteinen der Partnachsichten aufbaut und in dem eine Reihe alter Baue gelöchert wurde, kam es nicht nur an der Hauptstrecke selbst zur Probennahme, sondern auch an alten Schrämläufen, die in einem höheren Horizont noch als z. T. befahrbar (bekriechbar) vorgefunden werden konnten.

Einige Teile der Hauptstrecke eignen sich wegen der geschlossen geführten Zimmerung nicht zur Probennahme. Das entsprechende Profil wurde einerseits deshalb nicht bis in diese Bereiche verlängert, andererseits liegen die Metallgehalte in diesen Bereichen meist weit höher,

als bisher meßbar, sodaß die ppm-Skala in keiner Weise weitergezogen werden kann.

Bei den Werten gilt zu beachten, daß hier vielfach sekundäre Umwandlungsprodukte wie Malachit, Tirolit, Kobaltblüte usw. vorliegen, was jedoch in den RFA-Analysen nicht berücksichtigt werden kann. Außerdem ergeben sich durch diese nicht trennbaren "Mischungen" von Sulfiden, Oxyden usw. Schwankungen in den %-bzw. ppm-Angaben.

5.2.2.2.: Gemessene RFA-Werte in diesem Bereich:

5.2.2.2.1.: An der Hauptstrecke:

EGS-456: Dunkle Dolomite aus dem zentraleren Bereich der nördlichen Vererzungszone, z. T. etwas Tonminerale führend.

70 ppm Zr	1.5% Zn	120 ppm Co
100 ppm Sr	3.5% Cu	13% Pb
1% Sb	0.13% Ni	
0.6% Ag	4% Fe	
0.6% As	700 ppm Mn	

Dies entspricht einem vorwiegenden Teil von Bleiglanz mit Anteilen von dem Tetraedrit näheren Fahlerz (optische Beurteilung noch ausstehend), Malachit und Ni-Co-Mineralen. Ob auch Zinkblende auftritt oder Zn nur im Fahlerz eingebaut ist, ist noch festzustellen.

EGS-460: Etwas hellere Dolomite mit sehr schwachen Erzspreuen, 4 m vor dem derzeitigen Verbruch der Hauptstrecke.

50 ppm Zr	0.5% Cu
80 ppm Sr	100 ppm Ni
0.08% Sb	500 ppm Co
0.25% Ag	2% Fe
0.35% Zn	300 ppm Pb

Die Probe wurde ein paar Meter südlich der südlichsten Erzzone (bzw. der zugehörigen Abbaue) entnommen. Malachit, Tenorit und Erythrin sind bereits im Handstück erkennbar.

EGS-462: PTS aus dem Verbruchsmaterial bei STM 968.

Dabei wurde unterteilt:

EGS-462-0: "stabiler Anteil": 170 ppm Zr, 120 ppm Sr,
185 ppm Rb, 433 ppm Sb, 1265 ppm Zn, 200 ppm Cu, 7.7% Fe,
0.1% Mn.

EGS-462-1: Mylonitischer Anteil. Die Werte liegen sehr ähnlich, wie in der Probe zuvor. Die Schiefer grenzen direkt südlich an die Erzzone an. Die Metallgehalte dürften durch diese nahe Lage zu erklären sein.

5.2.2.2.2.: Probenmaterial aus alten Strecken:

Diese wurden an dem höheren Lauf, der bei STM 905 über einen steilen Aufbruch erreicht werden kann, entnommen. Die Proben wurden ohne besondere Bevorzugung genommen, da die alten Läufe stark verschmutzt und oft übersintert sind. Es wurde also nicht versucht, primär stärker vererzte Stücke aufzusammeln. Das gesammelte Material wurde aus Partnachsichten entnommen.

EGS-468: Karbonatprobe am rechten Ulm am oberen Ende des Aufbruches aus einem Bereich, der ca. 3 Meter von der nördlichen Hauptvererzung entfernt liegt.

Oxydationsprodukte von Cu sind häufig zu erkennen.

0.4% Sb	700 ppm Ni
1.4% As	0.1% Co
1.6% Zn	4.2% Fe
3.8% Cu	500 ppm Mn
	10.6% Pb

Überwiegend Bleiglanz mit Tennantit und Zinkblende vorhanden.

EGS-467: Karbonatprobe vom Beginn des Schrämlaufes (linker Ulm). Die Probe wurde ca. 5 Meter von der nördlichen Hauptvererzung entfernt entnommen.

0.2% Sb	9.7% Cu
0.2% Cd	2.8% Fe
0.2% Ag	400 ppm Mn
4.6% As	720 ppm Co
38% Zn	0.5% Pb

Vererzung: äußerst viel ZnS mit wenig Tennantit und Bleiglanz. Für den rel. geringen Anteil von Fahlerz scheint der Ag-Gehalt abnorm hoch; es bestünde die Möglichkeit, im Anschliff Ag-Mineraie zu erkennen (dies muß jedoch noch erst durchgeführt werden.

EGS-463: Karbonatprobe von der ersten Doppelverzweigung an der Schrägstrecke, aus dem linken Schlag etwa 2 Meter von der Verzweigungsstelle entfernt).

50 ppm Zr	100 ppm Ni
50 ppm Sr	3.5% Fe
350 ppm Sb	0.1% Mn
0.2% As	500 ppm Co
0.8% Zn	1.0% Pb
0.3% Cu	

Da ein feiner Anteil von Tonmineralen sich mit im Probenmaterial befand, ist der Zr-Gehalt zu erklären.

EGS-463-1: wie zuvor, jedoch Probenpunkt 1 Meter vom Verzweigungspunkt entfernt. Es wurde der reine Tonmineralanteil analysiert.

70 ppm Zr	0.15% Cu
30 ppm Sr	400 ppm Co
0.1% Sb	4% Fe
500 ppm Ag	700 ppm Mn
1.4% Zn	0.1% Co
	1.9% Pb

EGS-463-2; Wie EGS-463-1, jedoch reiner Karbonatanteil.

180 ppm Sb	200 ppm Ni
500 ppm Ag	3% Fe
600 ppm As	800 ppm Mn
0.7% Zn	0.1% Co
0.35% Cu	1.7% Pb

Die 463-er-Proben liegen in einem Gebiet, das sich ca. 15 m von der nördlichen Erzzone entfernt befindet. Abbaue bestanden hier - soweit noch zu sehen ist - nirgends.

EGS-465: Probe vom 1. Ort des Schrämlaufes, schwach mylonitischer Bereich mit auftretenden Schiefern (PTS). Diese liegen ss// und stellen sicher eine sedimentäre Zwischenlage dar, die lediglich tektonisch überarbeitet ist.

EGS-465-a: Tonmineralreicher Anteil, ⁺ mylonitisch:

Zr in Spuren	0.3% Cu
Rb in Spuren	100 ppm Ni
50 ppm Sr	500 ppm Co
350 ppm Sb	3.6% Fe
0.2% As	0.1% Mn
0.8% Zn	1% Pb

EGS-465-b: Karbonatanteil

0.2% As	1.6% Fe
1.6% Zn	0.1% Mn
0.5% Cu	200 ppm Co
160 ppm Ni	0.5% Pb

EGS-466: Tektonisch überprägte Karbonatprobe vom zweiten Westschlag der Schrämstrecke.

Etwa 5 Meter westlich des Probenentnahmepunktes ist der Stollen verbrochen, wobei u. U. möglich wäre, daß sich hinter dem Versturz ein (? wie großer) Abbau befindet.

50 ppm Zr	100 ppm Ni
100 ppm Sr	2.0% Fe
140 ppm Rb	0.1% Mn
0.1% Sb	0.12% Co
1.3% Zn	0.65% Pb
0.4% Cu	

Die Schrämläufe, in denen die Beprobung stattgefunden hat, müssen noch vermessen werden. Ein Lageplan mit Eintragung der Probepunkte kann deshalb erst später nachgereicht werden.

5.3.: Probenmaterial aus der weiteren Umgebung des Silberberg-Stollens:

5.3.1.: Allgemeines:

Hierbei wurde bevorzugt Probenmaterial aus alten Stollen bzw. Tagbauen (sowohl Haldenmaterial als auch Anstehendes) analysiert. Zusätzlich kamen auch Tonschiefer der Partnachsichten der näheren Umgebung des Silberberg-Stollens zur Bearbeitung; besonders aus jenen Zonen, wo noch einstige Schurftätigkeiten zu erkennen waren.

5.3.2.: Die Analysenwerte, regional geordnet:

5.3.2.1.: Haldenmaterial des Silberberg-Stollens:

EGS-120-1: Karbonatprobe, vermutlich Dolomit der Partnachsichten, aus dem östlichen Bereich der Halde.

1.6% Ba	1500 ppm Mn
738 ppm Sr	578 ppm Ag
1.3% Zn	5.6% As
9% Cu	1.3% Sb
0.25% Ni	2800 ppm Co
7% Fe	

Diese Probe war die bisher einzige mit deutlichem Ba-Gehalt.

EGS-120-2: Wie zuvor, jedoch noch etwas weiter östlich entnommen.

0.14% Sb	2.9% Cu
0.3% Ag	1.6% Fe
7.7% Zn	0.2% Mn
7% As	

3.3.2.2.: Proben aus anderen Stollen des Silberberges:

EGS-38: Probe aus dem Mundlochbereich des "Fuchsloches" oberhalb des Zangl-Stollens. Erzführender Ramsau-dolomit, nahe einer bedeutenden jungen Bewegungsbahn.

0.4% Zn
0.9% Fe
19.4% Pb

Nahezu reine Bleiglanzmineralisation mit z. T. zahlreichem Auftreten feiner Cerussitkristalle.

EGS-132: Einschaltung von Wildschönauer Schiefern in
"Ockrig anwitternde Kalke". Zangl-Stollen, 5 m vom
Mundloch entfernt, rechter Ulm.

382 ppm Zr	0.7% Zn
74 ppm Sr	Spuren von Ni
240 ppm Rb	4.8% Fe

EGS-140: Haldenprobe bei Kehre Nr. 5 des Weges vom Gilgen-
stollen zum Silberberg-Feld.

20 ppm Sr	140 ppm Ni
70 ppm Rb	26% Fe
0.2% Zn	0.93% As
1.2% Cu	

EGS-128: Probe aus der Halde des Stollens Nr. 197 (bei PIRKL)

44 ppm Zr	? Spuren von Zn
39 ppm Sr	1.5% Fe
40 ppm Rb	

5.3.2.3.: Proben aus dem Silberberggraben;

EGS-604: Mylonitbereich in (?) Hauptdolomit

Sr: 85 ppm

Fe: 0.3% eventuell sind Spuren von Zn möglich.

EGS-608: Vermutliche PTS, rel. dünnere Zwischenlagen im
Karbonat.

120 ppm Zr	3.4% Fe
100 ppm Sr	200 ppm Mn
240 ppm Rb	

EGS-613: Mergel, vermutlich den Partnachsichten angehörig.

118 ppm Zr	400 ppm Zn
180 ppm Sr	3.6% Fe
182 ppm Rb	280 ppm Mn

EGS-619: Tonschiefer noch unsicherer Zugehörigkeit, ev.
mögliche Raibler Schichten.

200 ppm Zr	460 ppm Zn
100 ppm Sr	5.8% Fe
200 ppm Rb	370 ppm Mn

5.3.2.4.: Proben aus dem Schurfgebiet "Hasla" bei Mehrn.

EGS-627: Fragliche Pietra Verde aus den obersten Lagen
des Alpenen Muschelkalkes.

100 ppm Zr	370 ppm As
135 ppm Sr	1380 ppm Zn
160 ppm Rb	1.6% Fe

Wie die RDA-Untersuchungen ergaben, dürfte es sich bei dieser Probe fast sicher nicht um Pietra Verde sondern nur um eine Anreicherung von Tonmineralen handeln.

EGS-628: PTS aus dem Bereich einer möglichen Vererzung.

Die Proben wurden einer natürlichen Halde entnommen, die PTS stammen sicher von dieser Lokalität.

110 ppm Zr	1038 ppm Zn
40 ppm Sr	3.8% Fe
160 ppm Rb	500 ppm Mn
620 ppm As	

EGS-629: PTS aus dem Haldenmaterial eines der kleinen hier einst betriebenen Stollen.

110 ppm Zr	920 ppm Zn
220 ppm Sr	4% Fe
190 ppm Rb	670 ppm Mn

EGS-632: Anstehende PTS, nahe dem 2. Karbonatzug in den Partnachsichten entnommen.

60 ppm Zr	460 ppm Zn
320 ppm Sr	2.3% Fe
120 ppm Rb	

EGS-637: PTS-Probe, bei "Stein" zwischen "Hasla" und dem Silberberg-Stollen entnommen.

125 ppm Zr	5.2% Fe
230 ppm Rb	520 ppm Mn
920 ppm Zn	

5.3.2.5.: Proben aus dem Zimmermoosgraben-Bereich:

EGS-100: Tonschiefer der Raibler Schichten aus dem Graben, der vom Silberberg-Stollen in den Zimmermoosgraben hinabführt. Gestein ist limonitisch durchsetzt.

98 ppm Zr	2760 ppm Zn
89 ppm Sr	7% Fe

EGS-101: Probe wie EGS-100, aber tiefer drunten, schon nahe der Sohle des Zimmermoosbaches entnommen.

117 ppm Zr	6.2% Fe
59 ppm Sr	
140 ppm Rb	

EGS-106: Fragliche Pietra Verde (aus Partnachsichten).

131 ppm Zr	0.6% Fe
140 ppm Rb	

5.3.2.6.: Ramsaudolomit im Bereiche NE-lich von "Hof".

EGS-164: Mylonitisierter Ramsaudolomit mit bedeutendem Anteil von Tonmineralen im Mylonit selbst.

327 ppm Zr	Spuren von Cu
198 ppm Rb	100 ppm Ni
6% Zn	5.5% Fe
	0.75% Pb

EGS-165: Probe nahe bei EGS-164, separierte Tonminerale aus dem ss, nicht aus dem Bereich eines Mylonits. Vermutlich strat. tiefere Einheiten des Ramsaudolomits.

200 ppm Zr	3.8% Fe
150 ppm Sr	250 ppm Cd
200 ppm Rb	0.87% Pb
3.5% Zn	

EGS-167: Probe einer schwachen Vererzungen am Tagschacht auf der Hofer Tratte ("Trattenschacht"), anstehend entnommen. Das Handstück zeigt viel Malachit, z.T. auch Azurit und Spuren von Erzen.

3.56% Zn	7% As
28% Cu	0.8% Sb
0.9% Fe	200 ppm Co
0.1% Ag	0.2% Pb

Als Haupterz erscheint As-Fahlerz, zusammen mit wenig Zinkblende und noch weniger Bleiglanz.

EGS-175: Tiefster Buntsandstein (? ob schon als Hochfilzener Schichten zu bezeichnen) mit fraglichen Erzspuren.

Entnahmepunkt: im Ramsbachgraben.

27 ppm Zr	100 ppm Mn
64 ppm Rb	465 ppm As
0.25% Cu	Spuren von Pb möglich
2% Fe	

EGS-176: Fein laminierte Kalke der Reichenhaller Schichten am Weg von Winkl zum Mooschrofen. Tektonischer Span in Wildschönauer Schiefern.

20 ppm Zr	0.36% Fe
220 ppm Sr	500 ppm Mn
0.5% Zn	450 ppm Pb

5.3.2.7.: Proben aus dem Bereiche des Bergbaues Maukenöztz:

EGS-15: Mehrere Proben aus der Halde des Stollens Nr. 308 (nach PIRKL): Vererzte Stücke stammen fast ausschließlich aus Reichenhaller Schichten, obwohl angeblich die Vererzung an Karbonate der Raibler Schichten gebunden auftreten soll.

EGS-15-a:

8% Zn	1.7% As
9% Cu	0.7% Sb
0.5% Ni	0.6% Co
7% Fe	1.3% Pb
0.1% Ag	

EGS-15-b:

0.2% Zn	300 ppm Ag
5% Cu	4.8% As
950 ppm Mn	0.6% Sb
ca. 6% Fe	0.1% Co

EGS-15-1:

4% Zn	0.6% Ag
14% Cu	7% As
0.16% Ni	0.7 % Sb
6% Fe	0.25% Co

EGS-15-2: Erzmäßig etwas konzentrierte Probe!

4.8% Zn	0.2% Mn
25% Cu	0.5% Ag
0.18% Ni	11% As
6.5% Fe	0.8% Sb
	0.25% Co

Die Vererzung wird zum größten Teil von Sb-haltigem Tennantit aufgebaut, der auch sicher der Träger des

Silbergehaltes ist. Zn dürfte z.T. im Fahlerz eingebaut sein, sicher aber auch in Form von ZnS auftreten (wie polierte Anschliffe es auch zeigen). Bleiglanz ist nur spärlich vertreten.

EGS-16: Rotes, tonig-mergeliges Material aus dem höchsten Ramsaudolomit, etwa 3 Meter unterhalb der Grenze zu den Raibler Schichten.

200 ppm Zr	0.33% Zn
150 ppm Sr	1.9% Fe
300 ppm Rb	0.1% As

EGS-20: Erzprobe aus einer der Maukenöztzvererzung rel. nahe gelegene Scholle aus Schwazer Dolomit, die ansonsten als nahezu(erzmäßig) steril gilt. Viel Auftreten von Malachit.

7.5% Zn	0.3% Ag
40% Cu	7% As
2.3% Fe	1.5% Sb

Für diese Analyse wurde ein Erzkonzentrat hergestellt!

5.3.2.8.: Proben aus dem Bereich Holzalm - Lehenlahn.

EGS-21: Fragliche Pietra Verde aus strat. höheren Abschnitten des Alpinen Muschelkalkes im Bereiche der Holzalm-Alm:

65 ppm Zr	350 ppm Zn
80 ppm Sr	0.4% Fe
280 ppm Rb	700 ppm As

EGS-28: Vererzte Probe aus der Halde des Stollens Nr. 340, östlich der Holzalm gelegen. Dolomit (strat. nicht zuordenbar).

4.5% Zn	0.3% Ag
18% Cu	4% As
1.4% Fe	10% Sb

Die Zusammensetzung entspricht recht gut dem weiter südlich an der Gratlspitze auftretenden Tetraedrit.

EGS-29: Lehenlahn-Oberbaustollen, rötliche, tonmineralreiche, Sedimente aus den "ockrig anwitternden Kalken".

90 ppm Zr	0.2% Zn
110 ppm Sr	5.5% Fe
200 ppm Rb	700 ppm As

EGS-32: Lehenlahn-Oberbaustollen, sandig-tonige Reichenhaller Schichten.

Zr und Rb nur wenig über der Nachweisgrenze.

200 ppm Sr

6% Fe

1.1% Zn

1.2% As

4.3% Cu

EGS-33: Wie zuvor, dunkles Karbonat mit feinst verteiltem Pyrit.

400 ppm Sr

2.7% Fe

0.12% Zn

EGS-35: Lehenlahn, mineralisierte Topquarzite des Buntsandsteines, Probe aus der Halde des Stollens Nr. 365.

0.25% Zn

160 ppm Ag

4.6% Cu

5% As

200 ppm Ni

0.5% Sb

2.4% Fe

5.4.: Allgemeine Bemerkungen zu den Ergebnissen der zuvor durchgeführten Analysen:

Es konnten bisher erst etwa 75% der dafür vorhandenen Proben mittels RFA bearbeitet werden. Wegen der schon eingangs erwähnten fehlenden Informationen über die Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen wird es notwendig werden, auch noch im kommenden Winter Proben des Silberberg-Stollens und dessen Umgebung (diesmal bevorzugt die Karbonate) an unserem Institut zu untersuchen.

Schon deshalb kann, da uns nur ein Teil der Ergebnisse bekannt ist, ein sicherlich nicht vollständiges Bild der Genese entworfen werden.

Als - meiner Meinung nach - relativ sicher möchte ich die folgenden Punkte, die RFA-Analysen betreffend herausstreichen:

- A.) Die "ockerig anwitternden Kalke usw." PIRKL's (also Reichenhaller Schichten und Teile des Alpinen Muschelkalkes) zeigen durchwegs abnormal hohe Zn-Werte,

z. T. auch bedeutende Spuren von Pb und As.

B.) Mylonitische Zonen, wobei hier durchwegs jüngere Bewegungsflächen der alpidischen Tektonik gemeint sind, können Zn-Pb-Anreicherungen lokal auch bedeutenderen Ausmaßes zeigen, die an ein paar Stellen auch Grund für bergbauliche Aktivitäten waren, aber auch außerhalb dieser alten Bergbaureviere festgestellt werden konnten (z.B. EGS-164 bei Hof).

C.) Fahlerze können fast ausnahmslos als sehr tennantitnahe angesprochen werden. Nur in 5 Proben zeigten sich etwas höhere Sb-Gehalte, die aber eine Bezeichnung als Tetraedrit nicht erlauben.

In den Bergbauen Maukenözt und Lehenlahn treten die Fahlerze in den "økerig anwitternden Kalken" (und auch Dolomiten) auf, wobei wegen der völlig unzureichenden untertägigen Aufschlüsse (nahezu alle Stollen verbrochen oder nur auf kurze Strecke befahrbar) noch keine sicheren genetischen Aussagen möglich sind. Weitere Untersuchungen dazu erscheinen mir notwendig.

Die Fahlerze des Ramsaudolomits treten, soweit bisher beobachtbar, an junge Scherflächen gebunden auf und zeigen meist nur untergeordnetere Gehalte an Zn und Pb.

D.) Die Partnachsichten lassen stark wechselnde Verhältnisse erkennen, wobei sich sowohl in den Karbonaten als auch in den Tonschiefern immer wieder, besonders für Zn, Bereiche erhöhter Gehalte zeigen. Mylonite zeigen fast immer schwache Anreicherungen.

Im Bereiche der "Erzzone der dunklen Dolomite" im Silberberg-Stollen lassen die diskordant verlaufenden Erzkörper, die einst reiche Erze geführt haben, eine bedeutende laterale Streuung erkennen, wobei bisher (bei noch nicht zur Gänze ausgewertetem Probenmaterial) auf mindestens 15 Meter eine laterale "Verseuchung" des Dolomitgesteines beobachtet werden kann. Auch hier weisen Bewegungsbahnen deutliche Anomalien bezüglich des Metallgehaltes auf.

Im Bereiche der Partnachsichten kommt es auch außerhalb des Silberberg-Stollens mehrfach zu Anreicherungen von Zn und Pb, wobei bevorzugt die stratigraphisch tieferen Abschnitte erhöhte Werte zeigen.

- E.) Das Problem der "grünen Mergel", ob diese, der Pietra Verde des höheren Alpenen Muschelkalkes äußerst ähnlichen, (zumindest im Aufschluß) Sedimente vulkanischen Einfluß zeigen und die sowohl im Ramsaudolomit als auch in den Partnachsichten angetroffen wurden, konnte durch die RFA-Analysen allein nicht gelöst werden. Diese Gesteine zeigen sich dort, wo sie ungestört liegen rel. steril, können aber im Bereiche von Vererzungszonen bzw. dort wo sie stärker durchbewegt wurden typische und nicht unbedeutende Spuren von Zn und an manchen Stellen auch Pb zeigen.

5.5.: Die RDA-Untersuchungen:

5.5.1.: Das Probenmaterial aus dem Silberberg-Stollen:

5.5.1.1.: Allgemeine Bemerkungen und Erklärungen zu den beiliegenden Tabellen der Mineralverteilung:

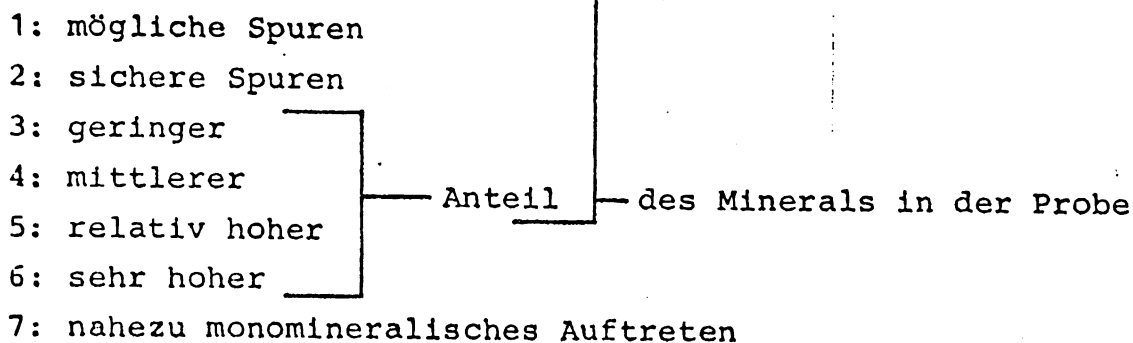
Die für RDA-Untersuchungen herangezogenen Proben sind durchwegs die gleichen, die zuvor bei den RFA besprochen wurden. Die jeweilige Gesteinsart kann dort eingesehen werden.

Wegen der besseren Übersichtlichkeit wurde eine Einteilung der Minerale in drei Gruppen vorgenommen:

Einerseits wurden die Karbonate und Quarz zusammengefaßt, um die diesbezüglichen Verhältnisse besser verdeutlichen zu können. Andererseits wurde auch noch eine Abtrennung zwischen "Erzen" und den vorhandenen Silikaten getroffen.

Bemerkung zu den "% Mineralgehalt": Aus den schon in der Einleitung genannten Gründen wurde eine mehr beschreibende Art für die quantitativen Angaben gewählt.

Die Unterteilung erfolgte in sieben Stufen, wobei jeweils ein fließender Übergang zwischen den Stufen anzunehmen ist:



Diese Einteilung gilt besonders für Quarz, Karbonate und Silikate. Für die Verteilung von Gips, Pyrit und Limonit sind diese Bezeichnungen bezüglich des relativen mengenmäßigen Auftretens des Minerals zu verstehen. Also bei EGS-375 für Gips bedeutet "relativ hoher Anteil" (=5) einen Gehalt von ca. 5%.

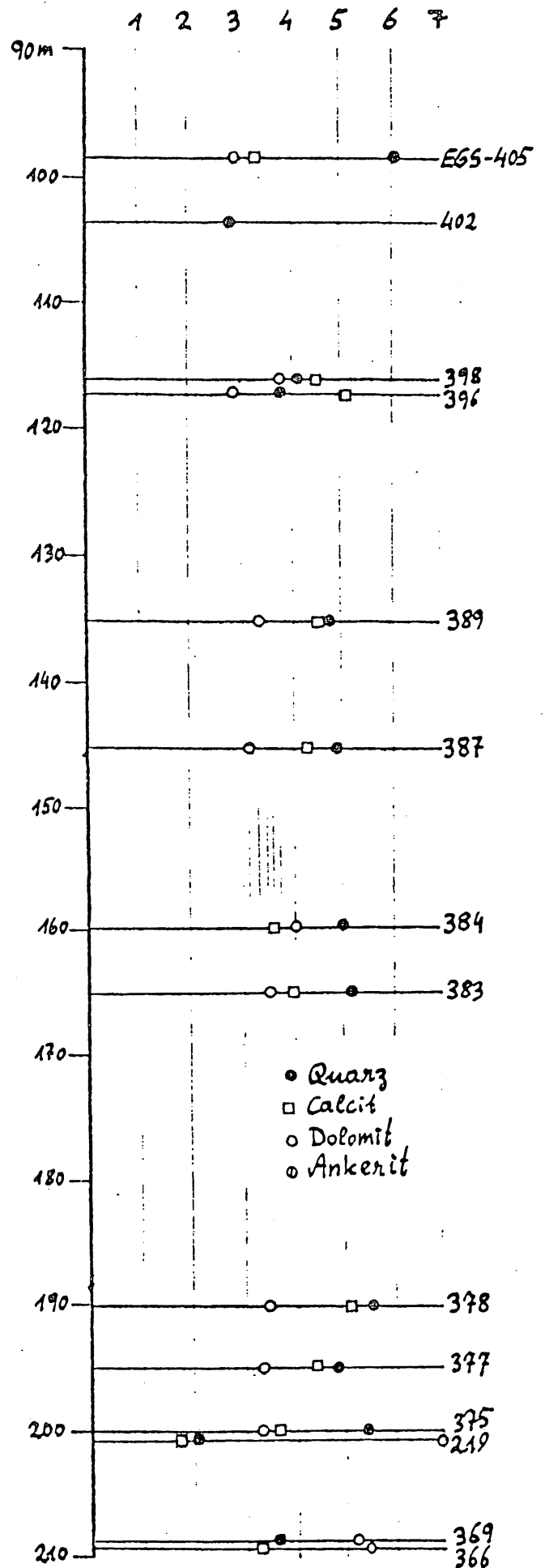
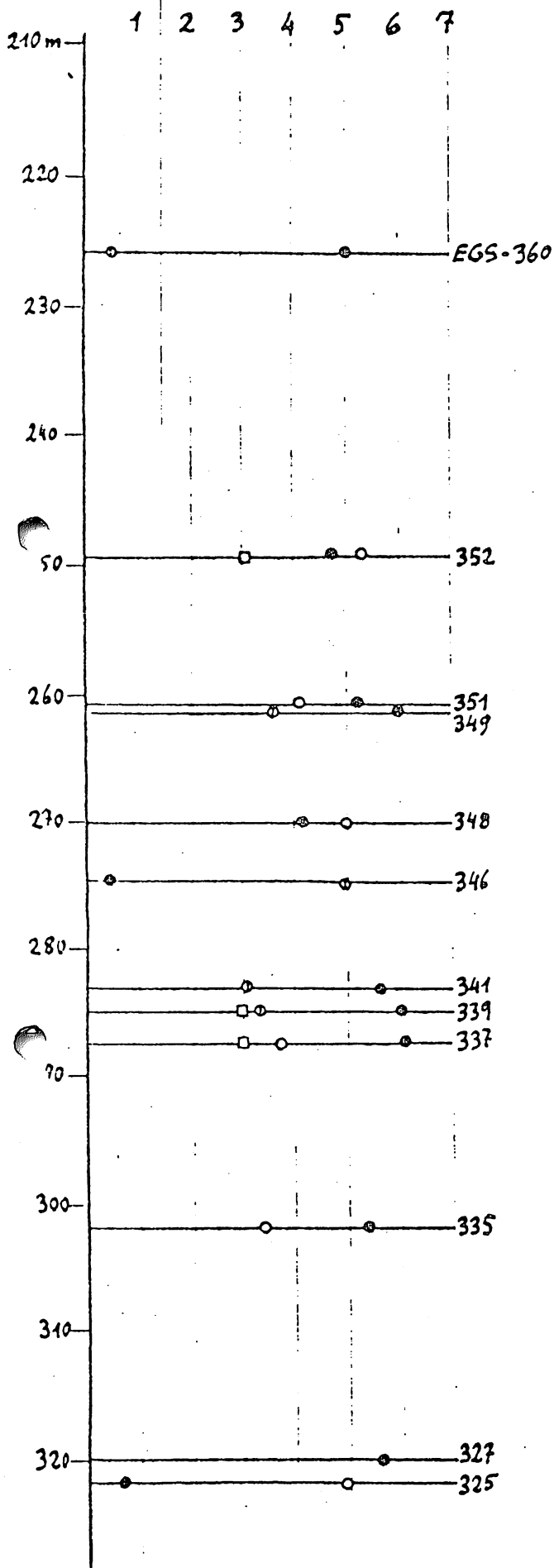
Der "Ankerit" der Tabellen stellt nur einen stärker Fe-reichen Dolomit dar, dessen Peaks jenen des Ankerits sehr ähnlich werden. Nur bei drei Proben scheint ziemlich reiner Ankerit vorzuliegen.

Pyrit ist sicherlich in den meisten Proben vertreten. Wie schon früher durchgeführte Untersuchungen gezeigt haben, liegt für dieses Mineral die untere Nachweisgrenze bei 1.5%, sodaß nur Werte darüber in die Ergebnisse aufgenommen werden konnten.

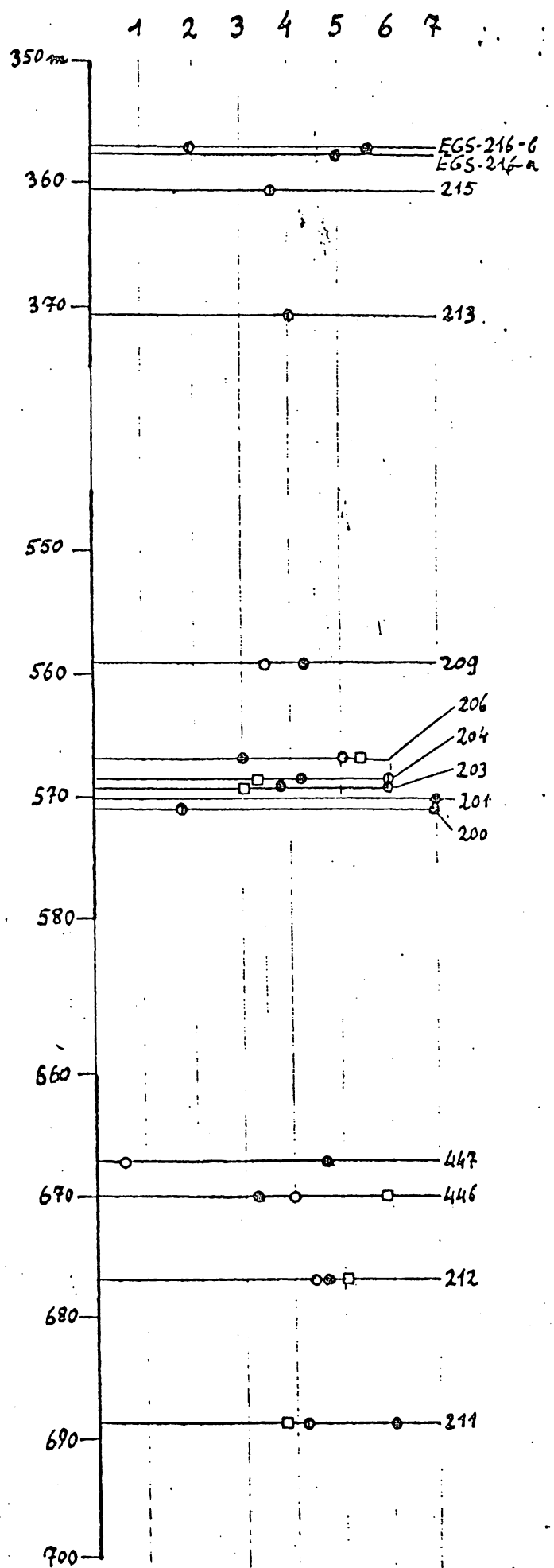
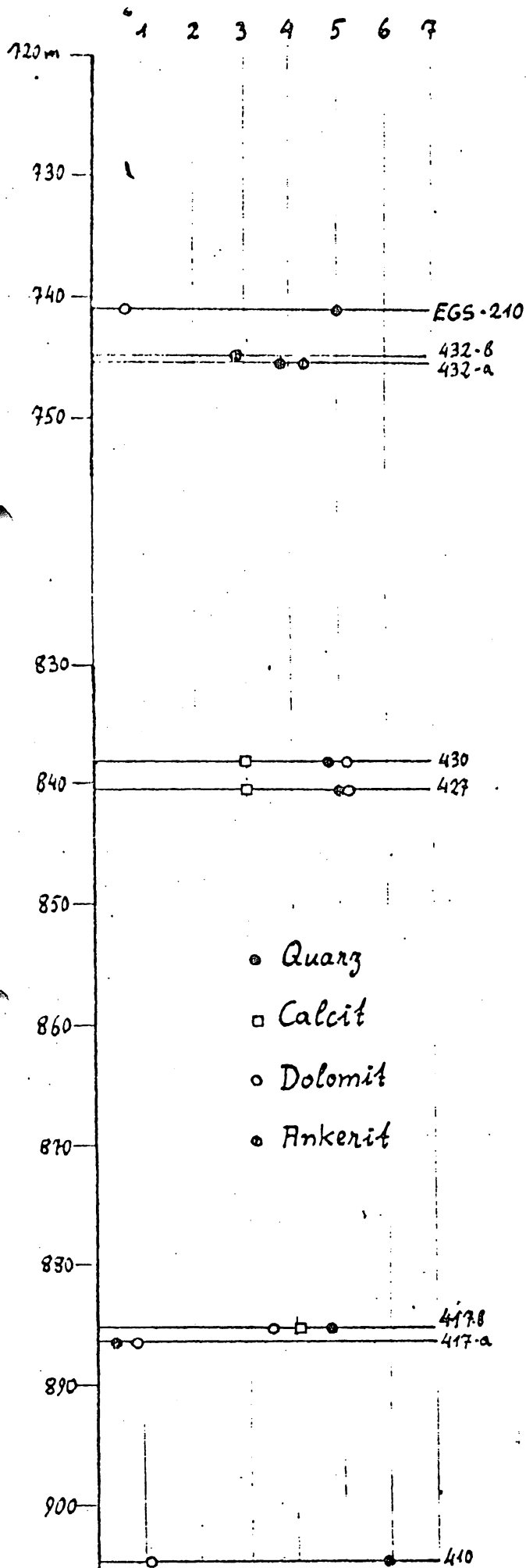
Bei Muskovit-Illit konnten nur in wenigen Fällen halbwegs reine "Endglieder" erkannt werden. Es überwiegt ein Reifungsstadium zwischen diesen beiden Mineralen. Die hier verwendete Unterteilung könnte auch noch feiner ausgeführt werden. Beurteilt wurde besonders nach den Peaks der Basisfläche (besonders (002) aber auch (004) und (006)) sowie auch den Beträgen der Verschiebung anderer Peaks. Nahezu reine Muskovite konnten lediglich in den Wildschö-nauer Schiefern und zweimal in den "grünen Mergeln" festgestellt werden.

Innerhalb der Gruppe der Chlorite wurde keine weitere Differenzierung getroffen.

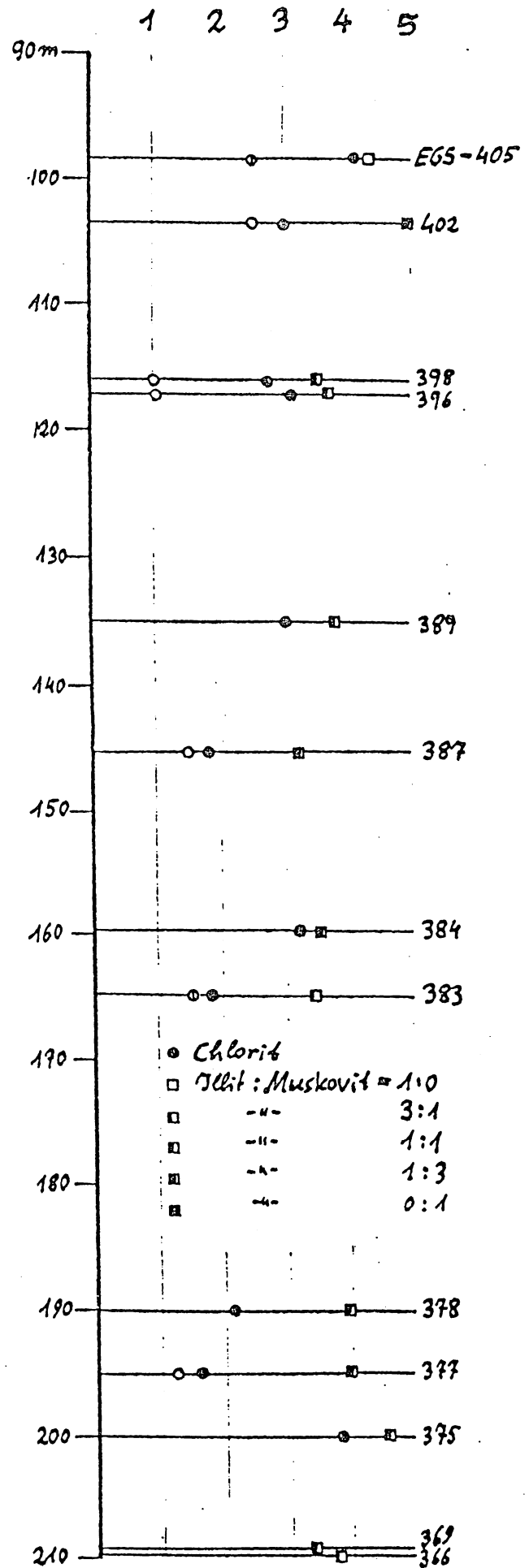
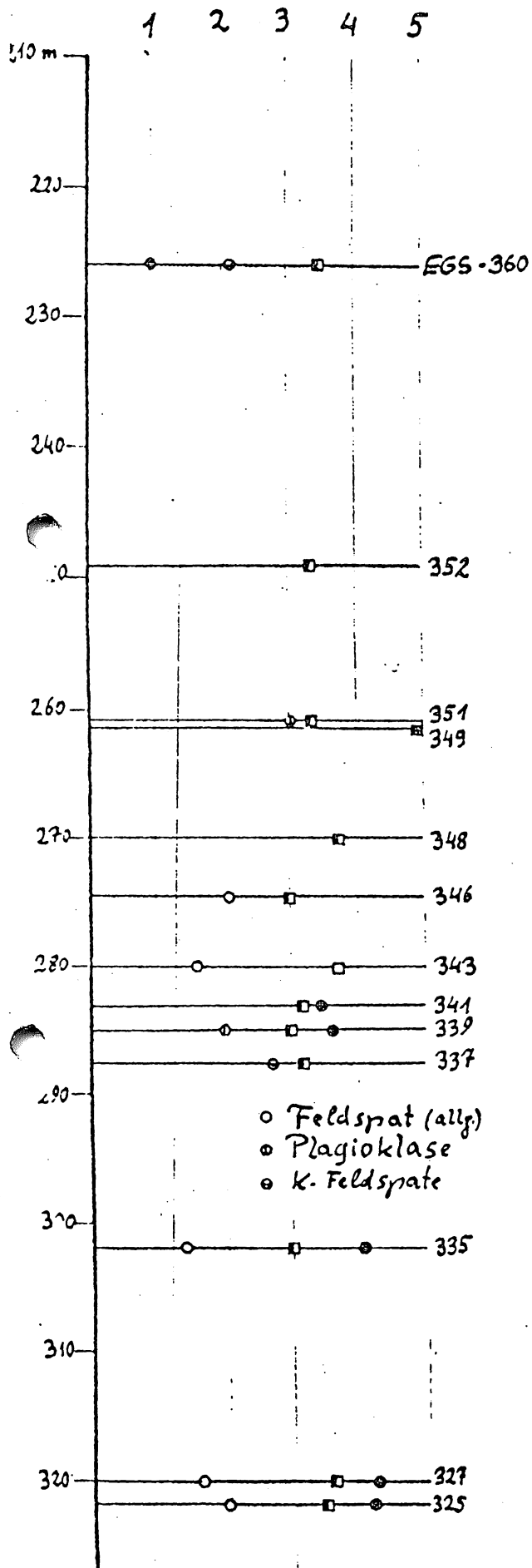
Dies gilt prinzipiell auch für die Feldspäte. Da bei den meist nur schwachen Peaks keine genaue Zuordnung möglich



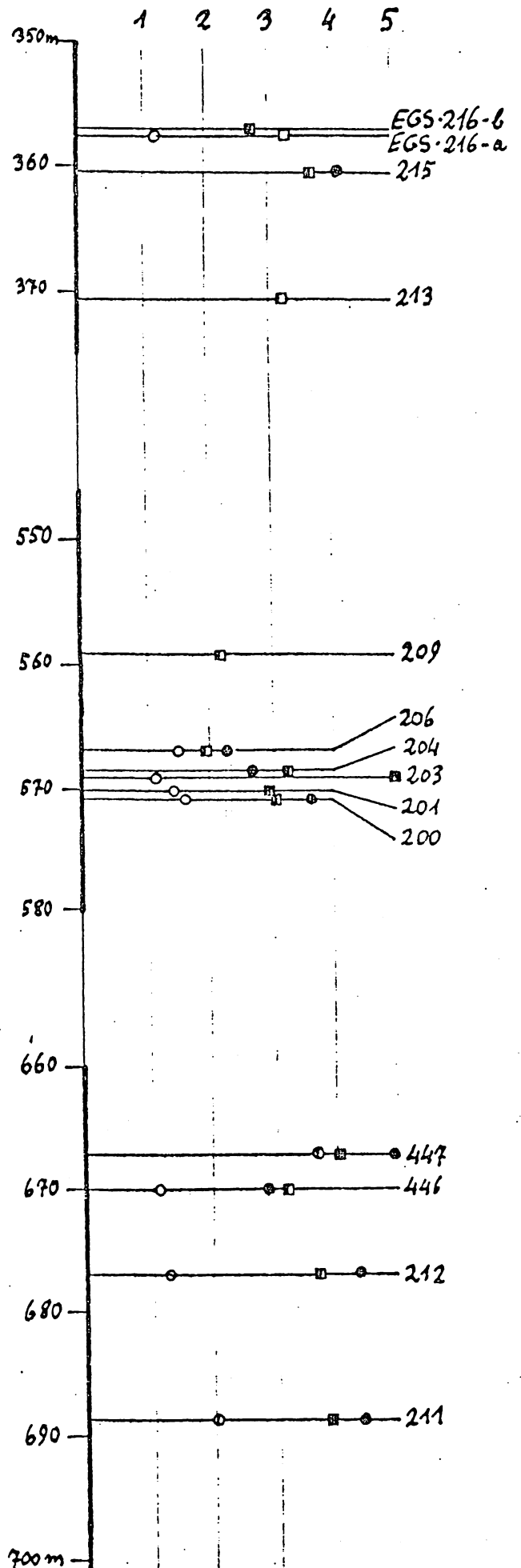
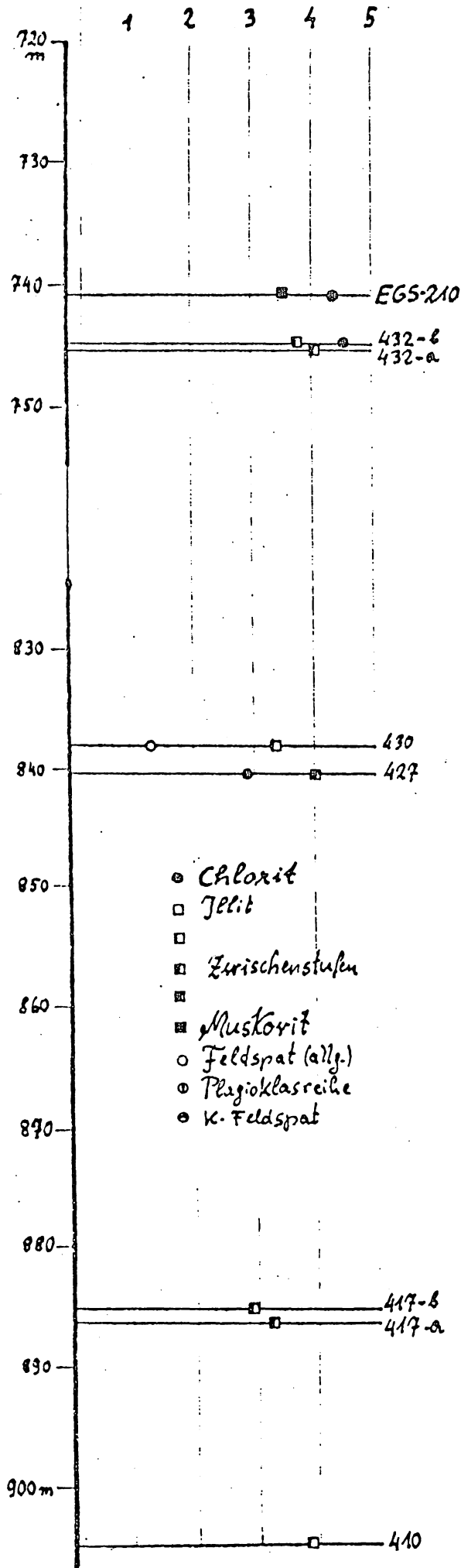
Silberberg-Stollen: Verteilung von Quarz und Karbonaten



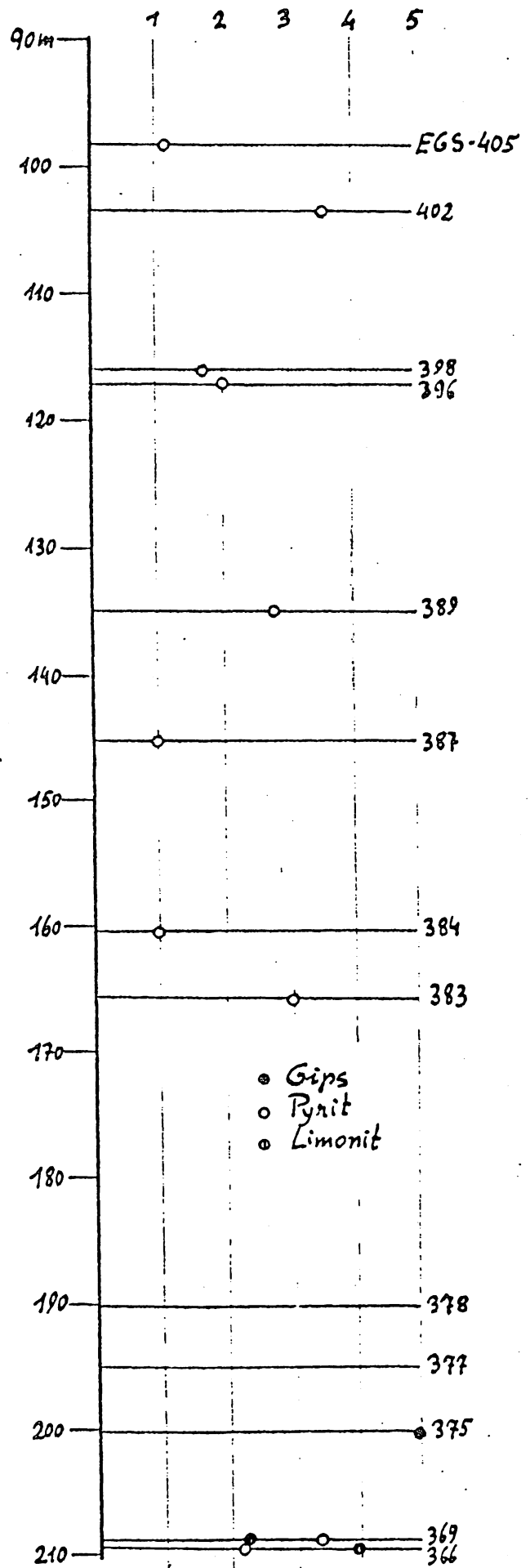
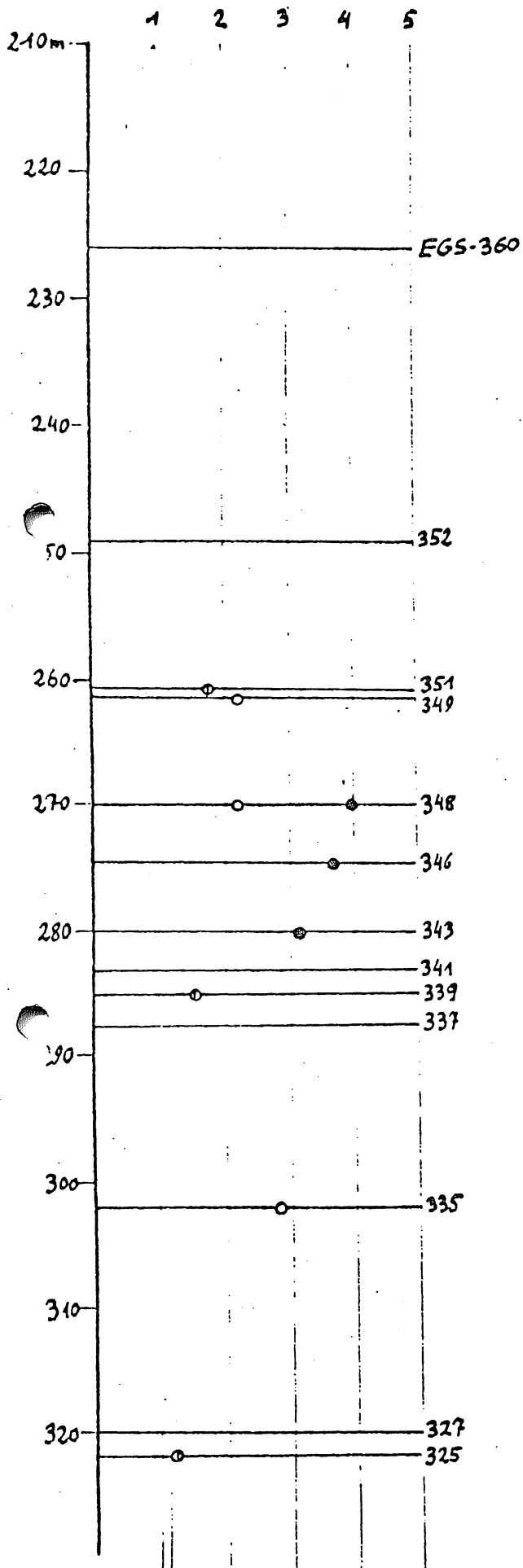
Silberberg-Stollen: Verteilung von Quarz und Karbonaten



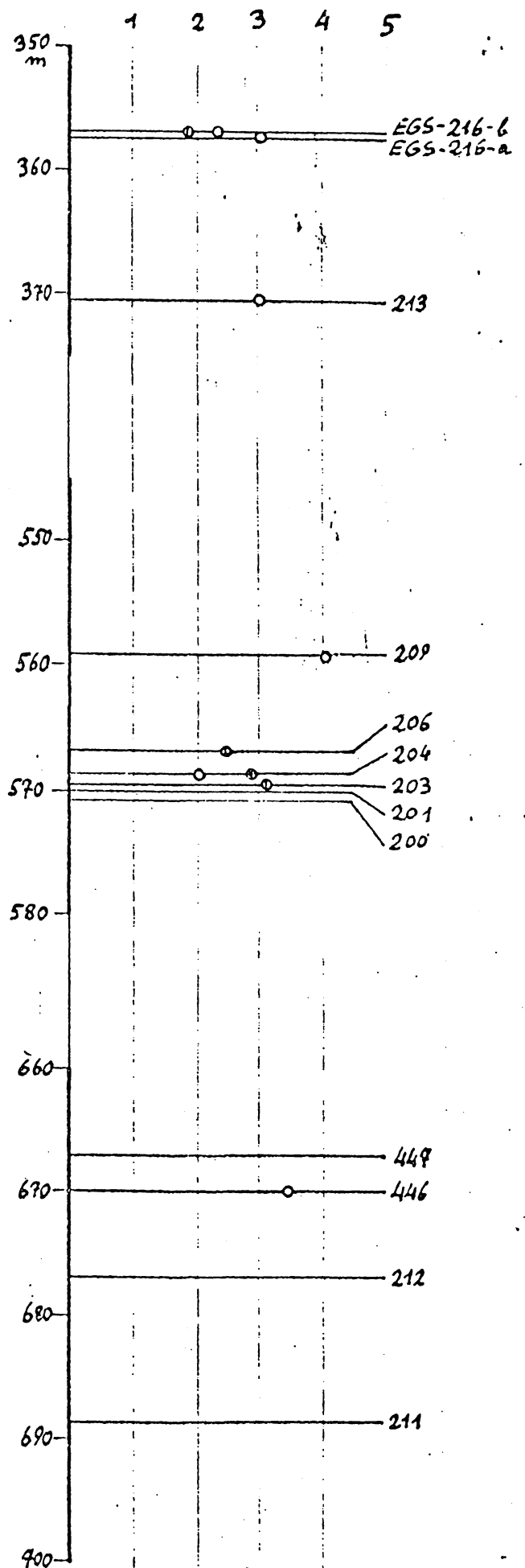
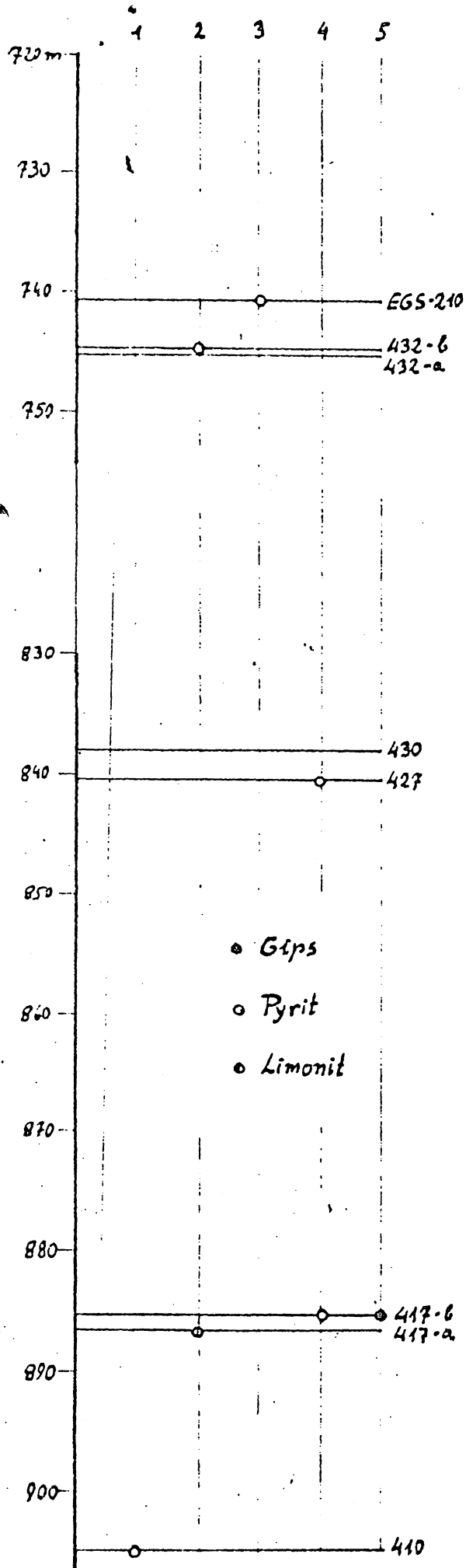
Silberberg-Stollen : Verteilung der Silikate



Silberberg-Stollen: Verteilung der Silikate



Silberberg-Stollen : Verteilung von Gips, Pyrit und Limonit



Silberberg-Stollen: Verteilung von Gips, Pyrit und Limonit

war, wurde auch die Signatur "Feldspat allgemein" mit aufgenommen. Wo etwas bedeutendere Gehalte vorlagen, konnte teilweise eine weitere Differenzierung erfolgen, die jedoch nicht immer eindeutig war. Aus der Gruppe der K-Feldspäte scheint Mikroklin am zahlreichsten zu sein, bei den Plagioklasen liegt der Schwerpunkt im albitnahen Bereich. In einzelnen Proben scheinen Kaolinit, Montmorillonit und Palygorskit in sehr geringen Gehalten aufzutreten. Eine, falls notwendige, exakte Bestätigung dieser nur selten und eher spurenhafte auftretenden Minerale würde noch weitere Untersuchungen erfordern.

5.5.1.2.: Probenmaterial mit abweichenden oder besonderen Mineralgehalten:

EGS-405: Mögliches Auftreten von Markasit

EGS-402: Montmorillonit erscheint möglich, relativ bedeutender Pyritgehalt bei nahezu reinem Muskovit-Illit-Auftreten und Fehlen von Karbonaten. Der Quarzgehalt ist sehr gering.

EGS-396: Mg-reicher Chlorit und möglicher Montmorillonit.

EGS-387: Mögliche Gehalte von Montmorillonit, die Chlorite scheinen Mg-reich zu sein.

EGS-383: Mögliches Vorhandensein von Kaolinit.

EGS-377: Mg-reicher Chlorit und möglicher Montmorillonit.

EGS-218: Fragliche Spuren von Tennantit, ergänzende RFA-Analyse muß noch nachgeholt werden.

EGS-360: Fragliche Spuren von Rutil und Montmorillonit.

EGS-346: Kaolinit könnte vorhanden sein.

EGS-341: Mögliches Auftreten von Palygorskit.

EGS-339: Mögliches Vorhandensein von Kaolinit.

EGS-337: Bedeutende Gehalte von Feldspat (vermutlich Mikroklin).

EGS-216-a: Mögliches Auftreten von Markasit und Hämatit.

EGS-216-b: Spuren von Montmorillonit, eventuell auch Biotit.

EGS-210: Spuren von Kaolinit wären möglich.

5.5.1.3.: Probenmaterial aus dem Bereich der "Erzzone der dunklen Dolomite":

Bei der bisher noch etwas geringen Anzahl von bearbeiteten Proben wurde, abgesehen von Mineralbestandsaufnahmen der tonreicheren Proben, auch den Erzen ein Augenmerk

geschenkt. Diese Analysen sollen eine teilweise Ergänzung zu den RFA-Werten darstellen.

EGS-462: Relativ viel Quarz und Chlorit, schwächer illitischer Muskovit. Pyrit ist sicher in der Probe vorhanden (da mit der Lupe feine Körnchen zu erkennen sind), die Menge liegt jedoch scheinbar unter der Nachweisgrenze des Gerätes.

EGS-464: Schiefermaterial aus der Schrägstrecke; Vorwiegend Fe-schüssiger Dolomit (noch kein reiner Ankerit) mit Muskovit (z.T. illitisch) und wenig Chlorit.

EGS-467: Vererzter Dolomit am Beginn des Schrämlaufes. Neben Dolomit (Calcit fehlt) viel Zinkblende, weniger Tennantit (Peaks in Richtung Tetraedrit etwas verschoben) und Pyrit. Spuren von Goethit scheinen auf. Der sicher vorhandene Malachit liegt mengenmäßig scheinbar unter der Nachweisgrenze.

5.5.2.: Probenmaterial aus der Umgebung des Silberberg-Stollens:

5.5.2.1.: Silberberggraben:

EGS-608: PTS mit Gipsausblühungen:

Sehr hoher Quarzanteil, nicht unbedeutende Karbonatführung, wobei etwa gleich viel Dolomit (dieser ankeritisch) und Calcit zu beobachten sind, eher Illit als Muskovit, deutliche Spuren von Pyrit (dieser ist schon im Aufschluß deutlich zu sehen).

EGS-613: Mergel, vermutlich den Partnachsichten zuzuordnen. Dolomit überwiegt gegenüber Quarz. Der Tonmineralanteil liegt im Mittelfeld zwischen Illit und Muskovit. Pyrit tritt in Spuren aus. Calcit und Feldspat scheinen zu fehlen.

EGS-619: Vermutliche PTS: Überwiegendes Auftreten von Quarz, Chlorit und illitischer Muskovit finden sich zu etwa gleichen Teilen, deutliche Feldspatgehalte (albitnahe), Pyrit liegt nur wenig über der Nachweisgrenze. Gips tritt in bedeutenderen Quantitäten auf.

5.5.2.2.: Der Bereich Silberberg-Geyer:

EGS-128: Probe aus der Halde des Stollens Nr. 197. Tonschiefer, vermutlich den Partnachsichten zuzuordnen.

Viel Quarz und bedeutende Gehalte an Chlorit, illitischer Muskovit tritt etwas zurück, Anteile von Feldspat sind sicherlich gegeben. Karbonate fehlen scheinbar.

EGS-132: Wildschönauer Schiefer aus dem Zangl-Stollen.

Außer einem bedeutenden Quarzanteil konnten nur noch Peaks von Chlorit (überwiegend) und Muskovit (sehr schwach illitisch) erkannt werden.

EGS-637: Stratigraphisch tiefere Tonschiefer der Partnachschichten oberhalb der Häuser von "Stein".

Bedeutender Quarzanteil, relativ viel illitischer Muskovit mit deutlichem Auftreten von Chlorit. Karbonate scheinen in der Analyse nicht auf.

5.5.2.3.: Das Gebiet um "Hasla":

EGS-627: Fragliche Pietra Verde aus dem höheren Alpen Muschelkalk. Sehr viel Calcit, weniger Dolomit und Chlorit, etwas mehr Muskovit. Pyrit und Feldspat liegen nahe der Nachweisgrenze, Quarz fehlt.

EGS-628: Stratigraphisch tiefste PTS. Vorwiegend Quarz und illitischer Muskovit, außerdem geringe Gehalte von Chlorit, mögliche Spuren von Feldspat.

EGS-629: PTS aus einer Bergbauhalde. Quarz und Dolomit sind zu gleichen Teilen als Hauptbestandteile vertreten, Calcit tritt etwas zurück, etwas gereifter Illit und wenig Chlorit, Auftreten von Plagioklas erscheint möglich.

EGS-632: Stratigraphisch etwas höhere PTS als bei EGS-629. Vorwiegend Calcit und bedeutende Quarzgehalte, relativ wenig Dolomit und Chlorit, mehr illitischer Muskovit. Pyrit und Feldspat liegen nahe der Nachweisgrenze.

5.5.2.4.: Proben vom Zimmermoosgraben:

EGS-100: Vermutlich Tonschiefer der Raibler Schichten. Viel Quarz, bedeutende Gehalte an Chlorit, etwas weniger illitischer Muskovit. Plagioklase können enthalten sein.

EGS-106: "Grüne Mergel" aus den Partnachschichten.

Hauptbestandteil ist Quarz, dazu viel (nur sehr schwach illitisch) Muskovit, etwas bedeutendere Feldspatgehalte, Montmorillonit scheint, zumindest in geringen Mengen vorhanden zu sein. Die Peaks von Pyrit treten deutlich auf.

5.5.2.5.: Der Bereich Maukenöztz:

EGS-15: Roter Dolomit aus der Halde des Stollens Nr. 308.

Nahezu reiner Dolomit mit Limonitgehalt (nahe der Nachweisgrenze). Andere Minerale wären möglich, liegen jedoch nahe der Grenze des Erkennbaren.

EGS-15-1: Vererzter Dolomit aus der Halde des Stollens Nr. 308.

Abgesehen von vorwiegend vorhandenem Dolomit zeichnen sich deutlich tennantitnahes Fahlerz und Pyrit ab. Markasit, Zinkblende und besonders Bleiglanz liegen nahe der Nachweisgrenze, dürften aber vermutlich vorhanden sein.

EGS-15-2: Probe ähnlich wie zuvor. Auch die Analyse erbrachte nicht viel andere Resultate, Markasit und Bleiglanz scheinen hier jedoch zu fehlen.

5.5.3.: Ergebnisse der durchgeführten Diffraktometeruntersuchungen:

Die Calcit-Dolomit-(und eventuell auch Quarz-)-Verhältnisse in den Karbonatgesteinen des Silberberg-Stollens - besonders im Ramsaudolomit - wurden noch nicht bestimmt, da ich wegen des dafür notwendigen umfangreicheren Arbeitsaufwandes die Ergebnisse der geochemischen Auswertung abwarten möchte.

- A.) Zwar zeigt die Tonschiefer der Partnachsichten schon bei der Aufnahme des Stollenbandes stellenweise feine Rasen von Gipskriställchen, es scheinen hier jedoch zumindest stellenweise recht bedeutende Gipsgehalte vorzuliegen. Stärker erhöhte Werte zeigen sich zwischen STM 200 und STM 210 bzw. STM 265 und STM 285, wobei mir bemerkenswert erscheint, daß in diesen Streckenabschnitten (zwar nur sehr schwache) Erzmineralisationen beobachtet wurden. Ein sehr hoher Gipsgehalt zeigte sich auch bei STM 885. Hier dürften die Gehalte bis über 5% erreichen.
- B.) Die Analysen der mehrfach auftretenden "grünen Mergel" wurden mit entsprechenden Werten von Tuffiten aus dem südlichen Karwendelgebirge und der Schwazer Trias verglichen, wobei sich vielfach deutliche Unterschiede herauskristallisierten. So fehlt bei einigen der "grüne Mergel" des Silberberg-Stollens der typische Quarzgehalt. Zudem liegen vielfach

eher illitische Tonminerale vor, während die Tuffite Muskovite zeigen.

Auch die sonst typische und reichliche Pyrit- bzw. Goethitführung ist hier relativ unbedeutend. Die sonst mehrfach deutlicheren Gehalte an Montmorillonit liegen hier nahe oder unter der Nachweisgrenze, sodaß Vergleiche nicht möglich sind.

Von den bearbeiteten Proben zeigen jene bei STM 225 (EGS-360), STM 260 (EGS-351), STM 287 (EGS-337) und STM 905 (EGS-410) sowie EGS-106 aus dem Zimmermoosgraben die größten Ähnlichkeiten in ihren Mineralzusammensetzungen zur Pietra Verde des obersten Alpinen Muschelkalkes. Die Proben aus dem Ramsaudolomit entsprechen dabei verhältnismäßig am schlechtesten, sodaß hier ein vulkanischer Einfluß eher als unwahrscheinlich angenommen werden kann.

Vermutlich können hier die Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen zu weiteren Aussagen verhelfen.

- C.) Da erst zwei Proben aus den Raibler Tonschiefern untersucht wurden (ein Teil der bisher als "Raibler" bezeichneten Tonschiefer konnte als zu den Partnachschiechten gehörig erkannt werden), kann über eine eventuell typische Mineralverteilung noch nichts ausgesagt werden. Vielleicht ist dies nach Bearbeitung einer größeren Anzahl von Proben möglich.
- D.) Die mineralmäßige Zusammensetzung der Tonschiefer der Partnachschiechten erscheint in keiner Weise einheitlich. Der Quarzgehalt ist meist bedeutend. Dieses Mineral konnte in nur ganz wenig Proben nicht nachgewiesen werden. Die Schwankungen innerhalb der Quarzführung konnten z. T. bereits innerhalb des Probenmaterials eines Entnahmepunktes beobachtet werden.
- Auch die Calcit-Dolomit-Gehalte stellen hier keine typische Eigenschaft dieser Tonschiefer dar. Bei mehreren Proben scheint die sonst für diese Gesteine typische Karbonatführung zu fehlen (z.B. EGS-402, EGS-327) bzw. unter der Nachweisgrenze des Gerätes zu liegen.

Nahezu alle Übergänge vom fast reinen Muskovit zum Illit waren zu finden, wobei jedoch die für Muskovit übliche Peakschärfe nie erreicht wurde. Dies konnte nur an wenig durchbewegtem Material aus den Wildschönauer Schieferen beobachtet werden. Manchmal sitzt beim (002) - Peak eine feine, scharfe Spitze auf, die von den stellenweise auftretenden (eingeschwemmten) Muskoviten stammt. Diese Erscheinung zeigt sich bei den Raibler Tonschiefern noch deutlicher.

Feldspäte sind in vielen Proben sicher vorhanden, jedoch nur in geringen Mengen. Höhere Werte zeigten die Proben EGS-405, EGS-402, EGS-351 und 337. Es treten bevorzugt K- und Na-Feldspäte auf, während Ca-reiche Plagioklase zu fehlen scheinen.

Chlorit ist häufig anzutreffen und scheint in den vermutlich tiefsten (stratigraphisch) Tonschiefern gegenüber Illit-Muskovit mengenmäßig vorzuherrschen (Proben EGS-341 und EGS-339). Die am Beginn des Ramsaudolomites eingelagerten Tonschiefer (vermutlich tektonisch eingearbeitete Tonschiefer) zeigen ebenfalls deutlich höhere Werte für Chlorit.

E.) Die Fahlerze zeigen, wie schon die RFA-Ergebnisse vermuten ließen, Peaks, die dem Tennantit weit näher stehen als dem Tetraedrit.

Bleiglanz und Zinkblende konnten mehrfach gefunden werden.

Bleiglanzvererzungen im Ramsaudolomit können in der RDA deutliche Spuren von Cerussit erkennen lassen.

6. Dünnschliffe und polierte Anschliffe

Die endgültige Auswertung konnte wegen mangelnder Zeit noch nicht erfolgen (z.B. Korngrößenmessungen, Messung der Intensität des reflektierten Lichtes im spektralen Bereich, Mikrohärtigkeit usw.).

Eine erste Durchsicht des Materials erbrachte folgende Fakten:

6.1. Dünnschliffe

EGS-8: Probe vom Mundloch des Fuchslochstollens am Silberberg, Ramsaudolomit.

Z.T. sehr grobkörniger Dolomitmarmor, wobei später im Erz gesproßte Dolomitekristalle mehrfach zu sehen sind. Andererseits erkennt man deutliche Korrosionserscheinungen im randlichen Bereich größerer Erznester. Zwischen Erz und Karbonat findet sich oft ein feiner Saum von Cerussit. Quarzkörner fehlen scheinbar gänzlich.

EGS-19: Maukenöztz, Halde von Stollen Nr. 308, vermutlich aus den "ockerig anwitternden Kalken".

Durchwegs Dolomitgestein mit feinen klastischen Bereichen (Komponenten: mittelkörniger Dolomit, "Zement": ebenfalls Dolomit, aber extrem feinkörnig). Die Erze sitzen an diesen Zonen randlich auf, z.T. auch zwischen Komponenten der Breccienbereiche.

Es kann auch in lateral wegführenden feinen Reißklüften zu Mineralisationen kommen. Stylolithen zeigen fallweise schwache Erzmineralisation.

EGS-19-1: Fundort wie zuvor. Ziemlich feinkörniges Dolomitgestein mit vereinzelt Quarzkörnchen.

Die Erze treten in feinsten Schnüren auf, die teilweise Stylolithen entsprechen könnten. Auch feinste Erzkörner, die diffus verteilt auftreten, sind zu beobachten. Limonit ist mehrfach erkennbar.

EGS-30: Probe aus dem Neuschurf Lehenlahn-Oberbau, Fallstück.

Relativ feinkörniger Dolomit. Quarzkörner treten mehrfach im Dünnschliff auf (Körner nicht abnormal groß). Das Erz tritt vorwiegend diffus verteilt auf, kann auch bei großen Dolomitmörnern randlich anhaften.

EGS-36: Schwach vererzter Topquarzit aus der Halde des Stollens Nr. 354 (Bereich Lehenlahn). Nahezu monomineralischer Quarzit. Die Erze gehen \pm geradlinig durch die an Reißklüftchen zerbrochenen Quarzkörner hindurch.

Alle Quarzkörner löschen undulös aus. Zwischen gröberkörnigen Abschnitten finden sich mehrfach Bereiche, die sich durch sehr geringe Korngrößen auszeichnen.

6.2. Polierte Anschliffe

EGS-8: Fundort siehe bei 6.1.!

Die Probe zeigt viel Bleiglanz, der auch feinstverteilt in Reißklüftchen zu beobachten ist. Das randlich benachbarte Karbonat zeigt deutliche Korrosionserscheinungen. Stellenweise liegen auch kataklastische Bereiche vor, in denen etwas reichere Erznester auftreten. Spuren von Pyrit sind zu erkennen. Zinkblende fehlt in diesem Anschliff.

EGS-15: Material aus der Halde des Stollens Nr. 308 im Bereich des Bergbaus Maukenözt. Roter Dolomit.

Randlich sind viel Pyrit und Limonit zu erkennen (Goethit). Außerdem finden sich kleinste Körnchen von Zinkblende, die fein verteilt auftreten. Spuren von Malachit kommen vor.

EGS-15-4: Fundpunkt wie EGS-15. Fragliche "ockerig anwitternde Kalke". Dolomit mit einer ca. 3 mm breit durchziehenden Mineralisation. Fahlerz und Pyrit sind darin zu etwa gleichen Teilen vertreten. Mehrfach treten feine Körnchen von Kupferindig auf - besonders an Kontaktstellen von Quarzkörnern und Tennantit. Neu gesproßte Dolomitmikrokriställchen sind selten zu finden. An ein paar Stellen Auftreten von Markasit.

EGS-19: Fundort siehe 6.1.: Dolomit. Sehr kleine Fahlerzkörnchen treten schlierig, z.T. auch an feine Reißklüfte gebunden, auf.

Pyrit findet sich ebenso überwiegend in feinen Körnchen, manchmal auch in etwas größeren Aggregaten, die sich in schwach anisotrope Körner aufgliedern lassen. Das Vorkommen feiner Zinkblendekörnchen scheint sehr wahrscheinlich.

EGS-35: Vererzte Topquarzite aus dem Bergbau Lehenlahn.

Haldenmaterial von den Stollen Nr. 356 und 357.

Quarzit mit feinsten Pyritkörnchen, die zum größten Teil schon in Goethit umgewandelt vorliegen. Durchwegs Auftreten feiner Malachitspuren. Feine Schnürchen und einzelne Körnchen von Fahlerzen sind relativ selten zu beobachten.

EGS-36: Fundort nahe bei EGS-35, vererzter Topquarzit.

Häufigeres Auftreten von Fahlerz als in Probe EGS-35.

Außerdem sind noch vereinzelt Körner von Kupferkies beobachtbar, die bevorzugt in Reißklüften, aber auch in den Zwickeln der Quarzkörner auftreten. Pyrit ist recht häufig zu erkennen.

EGS-120: Haldenstück aus dem Abraum des Silberbergstollens. Vermutlich aus der "Erzzone der dunklen Dolomite" stammend.

Die Probe zeigt viel Tennantit (gangförmig), der z.T. von Kupferkies und Pyrit durchsetzt erscheint.

Außerhalb dieses Erzbereiches erscheint das Dolomitgestein breccienartig von Fahlerz durchsetzt (in den Kornzwickeln, stellenweise auch weitgehende Anlösungen des Karbonats).

In lateralen Reißklüftchen fehlt das Fahlerz nahezu ganz, an seine Stelle treten hier Pyrit und relativ viel Kupferkies.

7. Die Minerale des Gebietes Geyer-Silberberg und dessen Umgebung

Über die durch RDA ermittelte Mineralverteilung bzw. das Auftreten spezieller Minerale wurde bereits in den Kapiteln 5 und 6 berichtet. Es soll hier nur eine Aufstellung der bisher beobachteten Minerale sowie deren Fundort angegeben werden. Dabei wird aber nicht auf Literaturhinweise zurückgegriffen (dies sei dem Schlußbericht vorbehalten).

7.1. Ankerit: konnte mehrfach röntgenographisch festgestellt werden. Bei einem großen Teil der Proben liegt jedoch nur ein Fe-reicherer Dolomit vor (vgl. auch Kapitel 5).

7.2. Aragonit: Feinstrahlig-nadeliger Aragonit, z.T. auch als (grüner) Igloit ausgebildet, kann nur selten im Haldenmaterial des Stocker- und des Pichler-, wie auch des Stubstollens gefunden werden. Dieses Mineral erscheint stets mit Erythrin (in Kristallen) vergesellschaftet aufzutreten.

7.3. Azurit: Er tritt weit seltener auf als Malachit. Fundpunkte liegen bevorzugt im Schwazer Dolomit und den "ockerig anwitternden Kalken" (so etwa am Silberbergfeld und am Geyerköpfl). Selten fand sich Azurit im Ramsaudolomit, etwas häufiger in Dolomitgesteinen der Partnachsichten.

7.4. Baryt: Er konnte bisher nur in Proben aus dem Haldenmaterial des Silberbergstollens gefunden werden. Das zugehörige Anstehende dürfte im Bereich der "Erzzone der dunklen Dolomite" zu suchen sein.

7.5. Bleiglanz: Soweit bisher beobachtbar, tritt er nur derb in feinen Körnchen oder Putzen und Schnüren auf und findet sich in allen Gesteinen der unteren und mittleren Trias. Das Auftreten dieses Minerals in den Raibler Schichten kann meinerseits noch nicht als gesichert angesehen werden, da entsprechende Aufschlüsse fehlen; andererseits aber mit Bleiglanz vererzte Gesteine dieser Art sich als Partnachdolomit erwiesen haben.

7.6. Cerussit: Er konnte mehrfach im Bereich von Bleiglanzmineralisationen im Ramsaudolomit festgestellt werden.

7.7. Dolomit: Sieht man vom gesteinsbildenden Anteil ab, so finden sich nur selten feine Rasen von Dolomitekristallen im Ramsaudolomit und häufiger auch im Schwazer Dolomit.

7.8. Erythrin: Anflüge dieses Minerals finden sich vielfach im Anstehenden im Silberbergstollen (Bereich der "Erzzone der dunklen Dolomite"). Nur selten konnten feine strahlige Aggregate beleuchtet werden. Grubenbaue, die ihre Abbaue in diesem Gestein betrieben, zeigen auf ihren Halden fallweise sehr schöne Kristalle bis 2 mm Länge, die oftmals auch rosettenförmig angeordnet erscheinen.

Durch die extreme Sammleraktivität mehr oder weniger geschäftstüchtiger und skrupelloser Leute sind jedoch gute Stücke äußerst selten geworden.

7.9. Fahlerze: Wie schon mehrfach angeführt, liegen arsenreiche Kupferfahlerze vor, die jedoch stets Spuren von Antimon enthalten. Antimonfahlerze sind nur äußerst selten zu finden. Schwazit konnte bisher in Gesteinen der Trias noch nicht nachgewiesen werden.

7.10. Gips: Er tritt, soweit bisher beobachtbar war, bevorzugt in Tonschiefern der Partnachsichten auf, wobei entweder feine weiße Krusten (obertags) oder auch bis 20 mm lange äußerst feine Nadelkristalle (nur in Grubenbauen) zu erkennen sind. Gipsausblühungen im Bereich der Reichenhaller Schichten sind mehrfach möglich, jedoch nie bedeutend. Sie konnten bisher nur im Bereich von Grubenaufschlüssen beobachtet werden.

Anhydrit konnte bisher, auch nicht auf röntgenographischem Wege, festgestellt werden.

7.11. Kupferkies: Im Handstück selten zu erkennen, findet man bei Untersuchungen polierter Anschliffe doch immer wieder zwar feine, aber doch reichlich vertretene Körner dieses Minerals.

7.12. Limonit (vorzugsweise Goethit) findet sich oft zusammen mit Pyritrelikten in einem großen Teil des Probenmaterials.

7.13. Malachit: Ein steter Begleiter des Fahlerzes und des Kupferkieses, wobei sich im mineralisierten Bereich auf allen Inhomogenitätsflächen Spuren dieses Minerals finden können. Bisher beobachtetes Auftreten: Schwazer Dolomit, Buntsandstein, "ockerig anwitternde Kalke", Partnachkalke und Ramsaudolomit.

7.14. Markasit kann im polierten Anschliff mehrfach beobachtet werden.

7.15. Nickelblüte (Annabergit): Sie fand sich sehr selten als grüner Anflug zusammen mit Kobaltblüte im Silberbergstollen. Aus dem Haldenmaterial alter Stollen konnte dieses Mineral noch nicht aufgesammelt werden; eventuell erweisen sich noch fragliche grüne Anflüge als Annabergit.

7.16. Pyrit: Als "Durchläufermineral" stets zu finden; auch winzige Kristalle sind jedoch nur selten zu finden.

7.17. Quarz: Seine Verteilung in den Tonschiefern wurde in den Kapiteln 5 und 6 besprochen. Bergkristalle konnten bisher noch nicht gefunden werden.

7.18. Silikate (allgemein): Das Auftreten wurde bereits im Rahmen der röntgenographischen Untersuchungen beschrieben. Das Vorkommen von vermutlichem Chrysokoll und von Allophan in bisher zwei Halden von Grubenbauen ist, da weitere Untersuchungen noch notwendig erscheinen, nicht als gesichert anzusehen.

7.19. Strontianit: Er kommt feinst verteilt in vielen der Karbonatproben vor. Sehr selten finden sich in jungen Reißklüften weiße pulverige Anflüge dieses Minerals.

7.20. Tenorit: Feine Dendriten dieses Minerals treten in vererzten Bereichen sehr häufig auf, wobei aber sicherlich ein Teil dieser

oft merkwürdig geformten Gebilde Manganmineralien zugeordnet werden muß.

7.21. Tirolit tritt mehrfach, wenngleich nicht allzu häufig, auf; z.B. im Haldenschutt des Stockerstollens, am Geyerköpfl und in den alten Verhauen am Silberbergstollen.

7.22. Zinkblende: Dieses Mineral tritt spurenhaltig vielfach in Gesteinen der Untertrias auf. Die "Erzzone der dunklen Dolomite" des Silberbergstollens zeigt in Proben aus dem Randbereich der Hauptvererzungszonen mehrfach bedeutende Anreicherungen dieses Minerals.

Kristallisierte Blende konnte noch nicht gefunden werden.

Die Zinkblende erscheint dunkler (eisenreicher) als jene aus dem Karwendelgebirge.

7.23. Zirkon: Die deutlichen Zirkoniumgehalte der RFA weisen eindeutig auf ein Auftreten dieses Minerals hin. Über die entsprechenden Gehalte sei auf Kapitel 5 verwiesen.

Weitere Untersuchungen, besonders jene an polierten Anschliffen, werden noch eine größere Zahl vorhandener Minerale ergeben; so z.B. müßte es hier, wenn schon deutliche Spuren von Nickel und Kobalt auftreten, auch primäre Kobalt-Nickelerze zu finden geben. In Büchern wie "Die Mineralien Tirols" (GASSER, 1913) wird noch eine Menge sehr interessanter Minerale aus diesem Gebiet angeführt: z.B. Wulfenit, Cuprit und Ziegelerze.

8. Die Vererzungen der Trias südlich des Inns im Bereich von Brixlegg

8.1. Geschichtlicher Rückblick

Die einstmals dieses Gebiet zwecks Erzsuche durchstreichenden Bergleute waren äußerst exakte und geübte Beobachter. Wie uns die zahlreichen Relikte des einstigen Bergbaues (verwachsene Halden, Tagbaue und Pingen, Schlackenhalde, Reste einstiger Krame usw.) zeigen, wurden nahezu alle am Tag anstehenden Mineralisationen erkannt. Damals stellte der Tagbau die Keimzelle der Verhüttbarkeit dar, man folgte - soweit es die Technik der damaligen Zeit erlaubte - dem Erz durch die fortgesetzte Anlage von Unterbaustollen, bis die technischen Probleme wie Wasserhaltung und Wetterführung die aus dem Erz gebrachten Erlöse überstiegen.

In unserem Arbeitsbereich waren meist zwei Gründe für die Heimsagung der Bergbaue von Wichtigkeit: einerseits das schon erwähnte Verhältnis vom technischen Aufwand zur Wirtschaftlichkeit, andererseits aber die starke Verschuppung der Gesteine in diesem Raum, die oft zu kleinräumige Lagerstättenbereiche bedingen.

8.2. Übersicht über die hier auftretenden Erzkörper

8.2.1. Paläozoikum

Die zahlreich vorhandenen Schuppen aus Schwazer Dolomit zeigen meist Mineralisationen, die z.T. auch als reich angesprochen werden können. In Zusammenhang mit den momentan hier durchgeführten Arbeiten erscheint es uns wichtig, nicht nur die triadischen Sedimente, sondern auch diese Schollen in die Bearbeitung miteinzubeziehen.

8.2.2. Permotrias

Schwach mineralisierter Buntsandstein befindet sich nördlich der Gratlspitze und bei "Stuben" am Ramsberg. Etwas stärkere Minerali-

sationen zeigen die Topquarzite der Lehenlahn.

Die Reichenhaller Schichten des Einberges zeigen mehrfach Stollenbaue (verbrochen), wobei stellenweise Limonit, aber scheinbar auch Fahlerze, Zinkblende und Bleiglanz gefunden wurden. Die den Reichenhaller Schichten in etwa entsprechenden "ockerig anwitternden Kalke" zeigen sich meist stärker vererzt. Besonders die am Südrand des Silberberges dem Ramsaudolomit aufgelagerten Serien zeigen deutliche Mineralisationen, die z.T. in mächtigen Verhauen (große Tagpinge SE-lich der Silberbergalm, Stubstollenzeche usw.) abgebaut wurden. Dabei scheinen vorwiegend Fahlerze und Zinkblende an der Vererzung beteiligt zu sein. Außerdem scheint diese, was die spärlichen Aufschlüsse noch zeigen, näher dem Buntsandstein als dem Ramsaudolomit zu liegen. Diese Beobachtung wird durch die in der RFA ermittelten, stark abnormen, Zinkwerte in diesem Gestein unterstützt.

Noch weit stärkere Vererzungen zeigen diese Gesteine im Bereich des Geyerköpfls, wo die reiche Fahlerzmineralisation auch untertägig beobachtet werden kann. Die Erze wurden in bedeutenden Zechen bis auf die Höhe des Silberbergstollens herab z.T. reich verhaut.

Die "ockerig anwitternden Kalke" des Gebietes Lehenlahn führen vorwiegend Tennantit und Pyrit sowie seltener Kupferkies.

Die bisherigen Untersuchungen im Bereich Maukenöztz, die allerdings noch zu wenig detailliert erfolgen konnten, lassen Zweifel aufkommen, ob die hier angefahrenen Raibler Schichten der Hauptträger der Vererzung seien. Dem Haldenmaterial nach zu schließen scheinen die reichen Erze auch hier an die "ockerig anwitternden Kalke" gebunden aufzutreten.

Im Bereich des Alpinen Muschelkalks zeigen sich fallweise Schurfspuren, die bevorzugt auf Bleiglanz angesetzt waren. Größere Lagerstätten scheinen jedoch nicht zu bestehen.

Erzreicher zeigen sich hingegen die Partnachsichten, wobei an mehreren Lokalitäten (Hasla, Einberg, Westflanke des Hauskogels und Nordabhang des Silberberges) zwar viele, aber meist nur wenig tiefreichende Einbaue bestanden.

Vererzter Ramsaudolomit tritt am Nord- und Südrand des Silberberges und im Raum der östlich anschließenden Reichau auf, wobei mehrere - z.T. auch bedeutende - Stollen auf diese Erze angesetzt wurden. Auch die Vererzungen des Hofer Schachtbaues und der Hofer Tratte liegen in diesem Gestein.

8.3. Beschreibung der Vererzungen und eventuelle Möglichkeiten einer genetischen Deutung

8.3.1. Der Vererzungsbereich Geyer-Silberberg

Hier fanden sich die reichsten Vererzungen des Arbeitsgebietes. Die große Halde vor dem verbrochenen Mundloch des Gilgenstollens dürfte über 30 000 Tonnen geschütteten Gesteins enthalten.

Es können vier vererzte Bereiche unterschieden werden:

8.3.1.1. Die Partnachsichten, die den nördlichen Sockel des Silberberges aufbauen, zeigen vielfach Erzspuren. Über zwanzig Stollen wurden hier einst betrieben. Im Silberbergstollen liegt diese Serie recht gut aufgeschlossen vor. Wie aus dem von H. WURZINGER während des Stollenvortriebs aufgenommenen Profil (siehe Kapitel 3) ersichtlich ist, wurden in zwei Bereichen, die eher stratigraphisch tieferen Anteilen der Partnachsichten zuzuordnen sind, Mineralisationen durchfahren. Zwischen STM 200 und STM 220 treten Spuren von Bleiglanz und Zinkblende auf, die sich bei STM 230 bis STM 250 wiederholen, wobei sich jedoch hier auch noch Fahlerze hinzugesellen. Diese beiden Erzzonen dürften demselben stratigraphischen Niveau angehören, da die Auffahrung hier meist \perp im Streichen der sedimentären Gefüge erfolgte. Schwache Mineralisationen dieser Art kommen auch beiderseits davon vor: gegen E und NE bis nördlich des Hofes "Sturm", nach W bis Hasla.

Die vererzten Bereiche treten an Karbonate gebunden auf, wobei ein sehr grobkörniger Dolomitmarmor mit pflasterartig verteilten Körnern, die von feinen dunklen Säumen (? Tonminerale) umschlossen sein können, der Träger einer angeblich bedeutenderen Zinkblende-mineralisation ist. Dieser Dolomitmarmor zeigt einen nicht unbedeutenden Quarzgehalt.

8.3.1.2. Vererzungen im Ramsaudolomit und in den südlich vorge-lagerten "ockerig anwitternden Kalken": Die (wie im Profil WURZINGER zu sehen ist) einstmals bei STM 365 und STM 376 durch-fahrenen Fahlerzmineralisationen sind derzeit wegen der Verrohrung schlecht beobachtbar. In beiden Bereichen konnte im Rahmen der Stollenbandaufnahme keine deutliche Vererzung beobachtet werden. Es scheinen jedoch die Fahlerze an den beiden bedeutenden Störungs-zonen, die hier gequert wurden, aufzutreten. Die nördlichere der beiden Zonen verläuft innerhalb einer mächtige-ren Lage "grüner Mergel". Der bei STM 558 durchhörte "Erzgang", in dessen Bereich auch deutliche Erzmineralanreicherungen beobach-tet werden können, dürfte genetisch mit den zuvor erwähnten Mineralisationen vergleichbar sein. Auch hier tritt vorwiegend Fahlerz auf, das von Zinkblende und Pyrit begleitet wird. Die am Horizont des Silberbergstollens unbedeutenden Bleiglanzgehalte scheinen gegen den Tag hin stark zuzunehmen. Den hier beschriebenen Bewegungsbahnen kann ein relativ geringes Alter zugeschrieben werden. Da sich diese mylonitischen Anreicherungen nicht für die Anfertigung polierter Anschliffe eignen, muß für genetische Aussagen noch weiteres Material aufgesammelt werden. Ebenso ist es absolut notwendig, die Ergebnisse der von der BBU durchgeführten geochemi-schen Untersuchungen abzuwarten, da die Weite der lateralen Aus-strahlung der Erze von Wichtigkeit ist. Jedenfalls scheinen diese Vererzungen höher droben viel reichere Erze geführt zu haben, als dies im Silberbergstollen erkennbar ist. Die Mineralisationen setzen sich sehr wahrscheinlich nach der Teufe fort, wobei aber noch nicht entschieden werden kann, ob es dort erneut zu bedeutenderen Erzvorkommen kommen kann. Auch die südlich anschließenden "ockerig anwitternden Kalke" zeigen deutliche Vererzungen. Ebenso wie beim Ramsaudolomit wurden in Horizonten oberhalb des Silberbergstollens reiche Erz-mittel angefahren. Am Silberbergstollen selbst konnte jedoch in diesem Bereich eine bedeutende Anomalie im Zinkgehalt festgestellt werden. Da diese Gesteinsserie möglicherweise nach der Tiefe zu weiter an Mächtigkeit zunimmt, erscheint die Möglichkeit noch tiefer liegende Vererzungen gegeben.

8.3.1.3. Die "Erzzone der dunklen Dolomite": Diese Gesteine müssen aufgrund unserer Aufnahme den Partnachsichten - und nicht wie bisher den Raibler Schichten - zugerechnet werden. Die diskordant auftretenden Erzkörper stehen sehr steil und verlaufen relativ spitzwinkelig zum sedimentären Gefüge. Da die reicheren Erze bereits abgebaut wurden, kann man sich nur noch an der räumlichen Lage und der Verteilung der Hohlformen orientieren, wie auch die zurückgelassenen Reste im Versatz und an den Ulmen beobachten. Hierbei zeigte sich im gesamten derzeit zugänglichen Bereich eine "Verseuchung" des Dolomits auch noch weiter von den "Erzgängen" entfernt, wobei in diesen Bereichen Bleiglanz und Zinkblende scheinbar zunehmen, während im eigentlichen "Gangbereich" die Fahlerze zu dominieren scheinen. Die Kobalt-Nickelmineralisation scheint ebenfalls im Bereich des "Ganges" am höchsten zu sein. Da die Schichtflächengefüge dieser Gesteinsserie mit der Scholle zusammen steil stehen, und dies auch für die Erzzonen gilt, wäre hier ein bedeutenderer Tiefgang der reichen "Gänge" durchaus möglich. Jedenfalls scheint man beim Vortrieb des Silberbergstollens diesen Umstand nicht beobachtet zu haben, da scheinbar keine weiteren Untersuchungen nach der Teufe zu erfolgt sind.

8.3.1.4. Die Erzzone des Geyerköpfls: Die stellenweise sehr reichen Erze treten in Gesteinen der Serie der "ockerig anwitternden Kalke" auf, wobei möglicherweise stratigraphisch höhere Abschnitte bevorzugt vererzt sind.

Die bisherigen Beobachtungen deuten auf ein überwiegendes Auftreten von Arsenfahlerzen mit bedeutenderen Zink- und Silbergehalten hin. Eine ungefähre Horizontgebundenheit der Mineralisation erscheint möglich. Da diese Erzzone erst teilweise kartiert werden konnte, und in nur unzureichendem Maße Grubenaufschlüsse bestehen, möchten wir es als verfrüht bezeichnen, über diesen Lagerstättenabschnitt genetische Überlegungen anzustellen. Es besteht auch in dieser Scholle die Möglichkeit, daß die Vererzungen noch viel tiefer hinabreichen, als es derzeit bekannt ist.

Es scheint möglich, daß bei den ersten drei der soeben besprochenen Vererzungstypen die Fahlerzanreicherungen eine junge Bildung darstellen, wobei Stoffumlagerungen in bedeutendem Ausmaß erfolgt sind.

8.3.2. Der Vererzungsbereich Hasla

Hier treten vermutlich nur unbedeutendere Mineralisationen auf, die von ein paar Stollen untersucht wurden. Es scheinen Tonschiefer wie auch stratigraphisch tiefere Karbonatbänke der Partnachschichten vererzt zu sein. Etwa 500 m östlich davon - nördlich des Gasthauses "Pinzger" - finden sich weitere Stollen in Tonschiefern der Partnachschichten an der Grenze zu (?) Dolomiten des Muschelkalks (in diesen, nur wenige Meter von den Tonschiefern entfernt, befindet sich ein kleiner Tagbau, in dem eine möglicherweise ss-parallele Vererzung abgebaut wurde). Auch der südlich davon gelegene Stollen Nr. 191 zeigt in seiner mächtigen Halde Material aus den Partnachschichten.

8.3.3. Die Mineralisation im Bereich von Hof

Die Vererzungen liegen im Ramsaudolomit:

Vom Hofer Schachtbau ist nur das reichliche Auftreten von Azurit und Malachit bekannt, was auf einen sicherlich bedeutenden Anteil der Fahlerze schließen läßt.

Im Bereich des Hofer Tratten-Schachtes stehen noch unbedeutende Reste der Vererzung an, die vorwiegend relativ silberreichen Tennantit mit Spuren von Zinkblende und Bleiglanz zeigt. Die Mineralisation tritt bevorzugt an junge Inhomogenitätsflächen gebunden auf, was für junge Mobilisate spricht.

Genetisch scheinen die Mineralisationen des Ramsaudolomits untereinander verwandt zu sein.

8.3.4. Der Bergbau Maukenöztz

Da bisher Erze nur im Haldenmaterial des Stollens Nr. 308 aufgesammelt werden konnten, Grubenaufschlüsse jedoch fehlen, sind hier genetische Aussagen noch nicht möglich. Wie Anschliffe zeigen, scheint es jedoch möglich, daß in den "ockerig anwitternden Kalken" Tennantit in Hohlformen, die im Zuge der alpidischen Tektonik entstanden sind, hineinmigriert ist.

Sichere Karbonate der Raibler Schichten mit Vererzung konnten noch nicht aufgefunden werden.

8.3.5. Der Bergbau Lehenlahn

Auch in diesem Gebiet, das lediglich zu Vergleichszwecken erst einmal besucht wurde, sind die Untersuchungen noch viel zu wenig weit fortgeschritten, um in das Geneseproblem tiefere Einblicke zu erhalten. Vererzt sind die Topquarzite des Buntsandsteins und die "ockerig anwitternden Kalke", wobei das Fahlerz (eher arsenreich) den Hauptgrund für die hier rege Bergbauaktivität darstellte. Blei- und Zinkerze scheinen hier an Bedeutung stärker zurückzutreten.

Ob auch noch der auflagernde Ramsaudolomit Erzspuren zeigt, erscheint fraglich, wenngleich ein Beweis dafür noch nicht angetreten werden kann.

9. Zusammenfassung

Im Berichtszeitraum wurde von uns ein engmaschiges geochemisches Profil im Silberbergstollen aufgenommen, über dessen Untersuchungsergebnisse wir seitens der BLEIBERGER BERGWERKS-UNION leider noch nicht unterrichtet wurden. x)

Im Zuge einer detaillierten geologischen Kartierung des Silberbergstollens (Aufnahme eines Stollenbandes: Darstellung der Firste und der aufgeklappten Ulme) mußten an einigen Streckenabschnitten Gesteine anderen stratigraphischen Einheiten zugeordnet werden, als dies aus den Deutungen der bisherigen Bearbeiter des Stollens hervorgeht. So müssen z.B. vielfach die bislang den Nordalpinen Raibler Schichten zugerechneten Gesteine als Partnachschieben bezeichnet werden. Wir waren auch gezwungen, mancherorts die Grenzen zwischen lithologischen und stratigraphischen Einheiten gegenüber den aus der Literatur entnommenen Angaben teilweise nicht unbeträchtlich zu verschieben.

Alle vererzten, und früher auch teilweise in Abbau gestandenen, näheren und weiteren Bereiche um den Silberbergstollen wurden von uns begangen und beprobt. Die Größe der aufgefundenen Stollenhalden einerseits, Haldenfunde andererseits, aber auch die Dimension der noch erkennbaren alten Verhaue lassen auf eine zumindest früher reiche Vererzung schließen. Wichtig ist, daß die Vererzung sich da und dort trotz der kleinräumigen Schuppentektonik noch in größere Teufen fortsetzen dürfte.

Mineralisiert sind in der Trias südlich des Inns alle Gesteine vom Alpinen Buntsandstein aufwärts bis zumindest zur Basis der Nordalpinen Raibler Schichten. Auch das zwischen den einst abgebauten "Erzgängen" vorhandene, scheinbar taube Gestein (besonders im Raum Silberberg) enthält bedeutende Prozentsätze an Metallen. Die Reichenhaller Schichten weisen prinzipiell überdurchschnittlich hohe Gehalte an Zink auf. Die Fahlerze sind vermutlich relativ junger Herkunft. Ebenso zeigen die auch in den Myloniten und

x) Anmerkung des Projektleiters:

Analytik wurde wegen zu großer u. uneinheitlicher Probemenge und Probenahme verzögert bzw. zurückgestellt.

Teilen der Partnachsichten vorgenommenen Röntgenuntersuchungen geringe, aber deutliche Zirkonanomalien auf.

Im Rahmen der geologischen Aufnahmsarbeiten wurde versucht, die sehr komplizierte, engräumige und überwiegend nordvergente Schuppentektonik zu erfassen. Bis jetzt ließen sich keine Kriterien herausarbeiten, die gegen faziesgebundene Tektonik sprechen würden. Die einzelnen Schuppen sind, bezogen auf ihren mitteltriadischen Sedimentanteil, charakterisiert, einerseits durch Plattformfazies (Berchtesgadener Fazies im Sinn von H. PIRKL, 1961) und Beckenfazies (Hoheneggfazies im Sinn von H. PIRKL, 1961). Eine Faziesaufgliederung in den Gesteinen älter bzw. stratigraphisch tiefer als Ramsaudolomit und Partnachsichten (Alpiner Buntsandstein, Reichenhaller Schichten, Alpiner Muschelkalk) in Berchtesgadener Fazies einerseits und Hoheneggfazies andererseits (ebenfalls im Sinn von H. PIRKL, 1961) gelang uns bislang nicht vollkommen. Allerdings konnte eine derartige Aufgliederung auch nicht widerlegt werden.

Der tiefgreifende Charakter der Tektonik kann unter anderem durch zahlreiche mitgeschürfte Vorkommen von Wildschönauer Schiefern und von Schwazer Dolomit entlang großer tektonischer Bewegungsbahnen belegt werden.

Es wurden, gestützt auf die Tektonik, erste weitreichendere paläogeographische Überlegungen, die Trias südlich des Inns betreffend, angestellt.

10. Zitierte Literatur

- GASSER, G. (1913): Die Mineralien Tirols einschließlich Vorarlbergs und der Hohen Tauern. - Innsbruck.
- PIRKL, H. (1961): Geologie des Triasstreifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). - Jb.Geol.B.-A., 104, 1-150, 9 Abb., 7 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A. (1976): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. - 449 S., 130 Abb., 7 Taf., Anhang (Deuticke), Wien.