Die geologischen Grundlagen des Antimonbergbaues in Österreich.

Von **Gustav Hiessleitner.**

Mit 2 Tafeln und 20 Abbildungen im Text.

Inhaltsangabe.

1. Kurzer Hinweis auf die Geochemie des Antimons.

2. Das Auftreten des Antimonerzes auf österreichischen Lagerstätten

a) Die reinen spezifischen Antimonvorkommen:
Schlaining und Umgebung einschließlich Maltern.
Die Drautalvorkommen Lesnig—Radlberg bei Kleblach-Lind, Siflitz—Guginock, Zwickenberg (Gurserkammer, Gloderbau—Edengang, Rabant), Johannigrube bei Nörsach, Mariengrube bei Nikolsdorf, Abfaltersbach.
Vorkommen (mehr mineralogischer Art) an der Inntallinie und an der Lavanttalstörungszone.

b) Antimonerzminerale in Paragenesen gemischter sulfidischer Erzlagerstätten:
Antimonit beigesellt anderen sulfidischen Paragenesen.
Sonstige Sb-hältige Erzführung.

3. Allgemeines über die genetischen Bindungen der österreichischen Antimonerzvorkommen innerhalb der alpinen Vererzung sowie im Gesamtrahmen der südosteuropäischen und sonstigen Antimonerzprovinzen.

4. Bisheriger Produktionserfolg der österreichischen Antimonerzförderung, lagerstättenmäßig betrachtet und gegenübergestellt der Preisentwicklung des Antimonmetalles und seiner Rolle in der Metallwirtschaft.

5. Wie sind die Entwicklungsaussichten des österreichischen Antimonbergbaues zur Zeit geologisch beurteilbar?

Verzeichnis der Tafeln, Tabellen und Abbildungen.

Tafeln.

I. Schlaining im Burgenland: Längsprofil durch die Antimonerzlagerstätte; die Erzzone zwischen Kurt und Neustift; Querprofil durch den Hoffnungsstollen.

II. Der jüngere Magmatismus der Ostalpen und seine Lagebeziehung zu den Antimonit- (sowie Zinnober- und Realgar-)vorkommen.

Tabellen.

Seite
1. Übersicht der Sb-Erzminerale genetisch gruppiert 4
2. Länderweise Übersicht österreichischer Erzvorkommen aus der Entwicklungsreihe: (Sb-hältige Fahlerze und sonstige Sb-hältige nichtantimonitische Erzführung — Antimonit in Paragenesen — mündend in) reine Antimonitlagerstätten — reine Hg-(HgS-)Vorkommen — Realgarformation 70

Abbildungen im Text.

Schlaining—Maltern.
1. Lagenübersicht von Schlaining und Maltern am Alpenostrand 9
2. Geologische Übersicht Schlaining—Maltern 10
3. Faltenknie im Glimmerkalk von Schlaining 14
4. Querprofile durch die Lagerstätte Schlaining 18
Sb-Vorkommen im Drautal.
5. Geologische Lagenübersicht 28
6. Skizze zu Vorkommen Lesnig 30
7. Guginock—Siflitz 34
8. Querprofil Guginock 36
9. Übersicht der Sb-Baue Nikolsdorf-Zwickenberg 38
10. Gurserkammer 40
11. Edengang (Gloderbau) 42
12. Alter Schrämstollen beim Edenbau 43
13. Grundriß Grube Rabant 44
14. Querschnitt durch den Rabantgang 45
15. Flachriß durch die Erzzone Rabant 47
16. Johannigrube 50
17. Mariengrube 52
18. Abfaltersbach 54
Allgemeine genetische Fragen.
19. Tiefenmagmatische Verhältnisse zu endalpidischer Zeit im Ostalpenquerschnitt und Beziehung zur Sb-Erzschöpfung 73
Bergwirtschaft.
20. Sb-Metallpreiskurve, Sb-Weltförderung und die Sb-Produktionsentwicklung in Österreich 84

1. Kurzer Hinweis auf die Geochemie des Antimons.

1. Berg G., Vorkommen und Geochemie der mineralischen Rohstoffe. Leipzig 1929.
2. Meixner H., Bindheimit und seine Paragenese in den Lagerstätten Oberzeyring, Hüttenberg, Waitschach usw. Z. f. Min., Abt. A, Nr. 2, 1937.
3. Kalb G., Das System As-Sb in der Natur. Met. u. Erz 23, 1926.
4. Ramdohr-Klockmann, Lehrbuch der Mineralogie, 1936.
5. Richter K., Antimon: Geochemie, Lagerstättenübersicht, Verhüttung und Produktion. Mont. Rdsch. Nr. 10—12, 1940.
6. Schneiderhöhn H., Lehrbuch d. Erzlagerstättenkunde. Jena 1941.
7. Strunz H., Mineralogische Tabellen. Leipzig 1941.

Die vorliegende Arbeit hat geologische und bergbaugeologische Zielsetzung und will an die Fragen der Geochemie des Antimons nur mit einigen Bemerken herankommen, welche zu rascherem Einfinden in die lagerstättenkundlichen Erörterungen der alpinen Antimonerzvorkommen dienen sollen. Am Schluß des Abschnittes 3 wird ebenfalls an einige Beziehungen zur Geochemie des Antimons angeknüpft.

Über die Chemie des Sb unterrichtet u. a. zusammenfassend Gmelins Handbuch der anorganischen Chemie[1]).

Eingehendere Stellungnahmen zur Geochemie des Sb und damit verbunden weltweite Betrachtung der Sb-Lagerstätten finden sich in dem Werke von G. Berg (1) und in dem knappen, doch inhaltsreichen Aufsatz von K. Richter (5). Hinweise in den gleichen Belangen enthalten die Lehrbücher der Erzlagerstättenkunde, zuletzt und ausführlich jenes von H. Schneiderhöhn (6). Das Ende 1944 erschienene Buch von H. Quiring „Antimon" in der Schriftenreihe über mineralische Rohstoffe ist mir leider nicht mehr zugänglich geworden.

Antimon zählt zu den Nichteisenmetallen und ist ein sprödes, in Legierungen Härte verleihendes Metall. Antimon hat spezifisches Gewicht 6·64 bis 6·72, kristallisiert rhomboedrisch und erscheint in einer Reihe von Modifikationen. Schmelzpunkt des Sb-Metalls liegt bei 631°, Sieden beginnt bei 1090°. Die Stellung des Antimons im periodischen System ist in der Vertikalreihe zwischen As und Bi, in der Horizontalreihe befindet es sich mit seinem abgeschwächten basischen Charakter, säurebildend, weit rechts, über Pb hinaus, aber noch weiter als von Pb ist Sb von Hg entfernt, ungeachtet, daß es mit diesem in naher geologischer Verwandtschaft steht. Pb und Se liegen zwar in verschiedenen Horizontalreihen wie Sb, doch nachbarlich zu diesem, was sich z. T. auch mineralogisch und lagerstättenkundlich widerspiegelt. In seltener Beziehung zu Sn stehen einige Sn-Sb-Minerale, noch seltener ist die Verbindung zu Thallium im Vrbait, der sich auf der Antimonit-Realgar-Lagerstätte Alchar in Mazedonien als Drusenkristallüberzug findet.

Antimon reiht unter den chalkophilen Elementen, die als in der Sulfid-Oxydzone des Erdschalenbaues zusammengedrängt angenommen werden. Die primären Erzminerale mit Sb-Beteiligung sind in der Hauptsache Sulfide, als Spurenmetall wird aber Sb vereinzelt auch in Nichtsulfiden primärer Entstehung gefunden.

Ähnlich wie Hg-Minerale fehlen Sb-Erzminerale in der Erstkristallisation sowie in der Hauptkristallisation plutonischer Magmenkörper, tauchen aber — im Gegensatz zum leichtflüchtigeren Hg — ausnahmsweise bereits in pegmatitischen, bzw. pneumatohydatogenen Phasen der Restkristallisation auf. Die eigentliche Heimat der Antimonerzvorkommen sind die rein hydrothermalen Ausscheidungen, gewöhnlich solche heißerer Lösungen als jene der Hg-Erze.

---

[1]) Der 1942/44 erschienene Band „Antimon" des Gmelin'schen Handbuches d. anorg. Chemie, 8. Auflage (System Nr. 18; Redakt. E. Pietzsch, Mitarbeiter Aurelia Ivanov, Else M. Koch, N. Polutoff, R. Riecke, H. Borchert, Gr. Gargarin) gelangte erst nach Abschluß meines Manuskriptes mir zur Einsicht. Dieser Band stellt — ähnlich wie jener über Platin — eine überraschend gründliche, referierende, unbebilderte Darstellung des gesamten Lagerstättenproblems der Sb-Vorkommen einschließlich Chemie, Mineralogie und Geochemie derselben dar. Auch der Ausschnitt der alpinen Sb-Vorkommen findet darin ausführlich Raum. Aber ohne auf diese Arbeit anders als in einigen Fußnoten mehr Bezug nehmen zu können, sehe ich doch für meine eigene hier gegebene Darstellung, die langjährige Beobachtungen unter regionalen Gesichtspunkten zusammenfaßt, auch für Erörterungen abseits der bergbaugeologischen Zielsetzung keine Revisionsbedürftigkeit.

Ein Ausnahmefall des Eintretens von Sb in die pneumatolytisch-hydrothermale Phase liegt im Vorkommen des Stibiopalladinit Pd_3Sb; er findet sich nach Schneiderhöhn-Ramdohr (98) als Erzmineral der kontaktmetasomatischen Pt-Lagerstätten im Potgietersrust-Distrikt, Transvaal, wo Noritdifferentiate des Busveldkomplexes unter Wirkung magmatischer Assimilation und Durchgasung mit dem Liegenddolomit in Kontakt treten. Auch einer Reihe anderer Pt-Magnetkiesvorkommen Transvaals ist Stibiopalladinit — schon nahe magmatischen Phasen? — angeschlossen [2]).

In ähnlicher Weise ist Stibiotantalit $Sb(Ta,Nb)O_4$, das Niobtantalat des Antimons, unter die Pegmatitminerale zu reihen (P. Eskola, „Kristall und Gestein", 1945).

Das häufigste, ja fast ausschließliche Erzmineral der reinen, spezifischen Antimonvorkommen ist der Antimonit. Seine Entstehung ist wohl immer primär.

Die seinerzeitige Annahme von R. Canaval (51), dem verdienstvollen Erforscher alpiner Erzlagerstätten, daß die isolierten Antimonitrosetten in Quarzphyllit auf Nebenklüften der Antimonitlagerstätte Lesnig im Drautal auf sekundäre Rückinfiltrationen zurückzuführen seien, ist heute nicht mehr aufrechtzuerhalten.

Die Reihe der Sb-Minerale ist lang, doch nur eine kleine Anzahl derselben hat allgemeinere Verbreitung. Die wichtigeren Sb-Erzminerale sowie die weniger wichtigen und die durch Besonderheiten auffallenden Sb-Minerale seien in folgende genetisch geordnete Übersicht gebracht, wobei insbesondere die Werke von Ramdohr-Klockmann (4), Schneiderhöhn-Ramdohr (98), Strunz (7) zu Rate gezogen wurden. Die Anfzählung ist nur annähernd vollständig; Überschneidung der Gruppenzugehörigkeit ist fallweise berücksichtigt.

Tabelle 1: Übersicht der Sb-Erzminerale in genetischen Gruppen.

I. Pneumatolytische bis pneumatohydatogene Sb-Erzminerale.

Stibiopalladinit Pd_3Sb.
Stibiotantalit $Sb(Ta,Nb)O_4$.
Geokronit $Pb_5Sb_2S_8$, z. T.
Franckeit $5\,PbS\,.\,2\,SnS_2\,.\,Sb_2S_3$? } Sn-Sb-Minerale in Bolivien.
Kylindrit $6\,PbS\,.\,6\,SnS_2\,.\,Sb_2S_3$? }

II. Primäre Sb-Erze komplexer sulfidischer Paragenesen (eventuell darunter auch aszendent-zementative Bildungen und Entmischungserze).

a) An Cu-(As)-reiche Mineralisationsphasen angeschlossen.

Fahlerze $(Cu_2, Ag_2, Fe, Zn, Hg)_3\,(Sb, As, Bi)\,S_3$; reg. tetraedr. hem, H = 3—4, D = 4·4 bis 5·4, stahlgrau-eisenschwarz, Strich meist schwarz.

Sämtliche Fahlerze einschließlich des Hg-Fahlerzes Schwazit sind Sb-hältig, am reichsten die Sb-Fahle (Tetraedrit bis 30% Sb, Ag-Fahlerz Freibergit), bis Spuren herab im Arsenfahlerz (Tennantit).

Bournonit $PbCuSbS_3$; rhombisch, H = 3, D = 5·7—5·9, fahlerzähnlich, mit 24·6% Sb.

---

[2]) Nach H. Schneiderhöhn (Chemie der Erde, 1930) sind diese Vorkommen zu den liquidmagmatisch-pneumatolytischen Übergangstypen zu stellen, bezeichnenderweise tritt zu Stibiopalladinit neben Sperrylith, Magnetkies, Kupferkies auch Magnetit, Titanomagnetit und Chromit!

Hierher Meneghenit 4 PbS . Sb_2S_3, ferner Geokronit z. T.
Stibioluzonit (Sb-hältiger Luzonit) $Cu_3AsS_4 . Cu_3SbS_4$.
Famatinit Cu_3SbS_4: rhombisch, H = 3·5, D = 4·6, rötlich-stahlgrau, isomorph mit Enargit.
Antimon gediegen und Allemontit SbAs, z. T. [3])
Antimonglanz (unter III.).
Wolfsbergit (Kupferantimonglanz) Cu_6SbS_2; rhombisch, H = 3·5, D = 4·8—5, grauschwarz.
Polybasit z. T. (unter c).
Horsfordit (Antimonkupfer) Cu_6Sb; H = 4—5, D = 8·8, derb silberweiß.
Styliotyp $(Cu_2, Ag_2, Fe, Zn)_3 (Sb, As, Bi)_7 . S_6$.

b) Pb-Sb-Spießglanze z. T. (nach Strunz), Pb-reiche Paragenesen.
Boulangerit $Pb_3Sb_3S_6$; rhombisch, H = 2·5, D = 5·8—6·2, bleigrau, Strich schwarz.
Jamesonit $Pb_2Sb_2S_5$; rhombisch. H = 2—2·5, D = 5·6, bleigrau.
Zinckenit $PbSb_2S_4$ (z. T. unter III.).
Plagionit $Pb_5Sb_8S_{17}$; monokl., H = 2·5, D = 5·5, grau bis schwarz.
Ferner hierher Semseyit, der Boulangerit-ähnliche Falkmanit 3 PbS . Sb_2S_3, Meneghenit, Warrenit.
Geokronit z. T. (auch unter I.).

c) Pb-Ag-Sb-Spießglanze.
Ramdohrit Ag_2S . 3 PbS . 3 Sb_2S_3.
Andorit 2 PbS . Ag_2S . Sb_2S_3.
Ferner Owyheeit, Diaphorit, Fiselyit.

d) Ag-reiche Paragenesen (darunter z. T. auch aszendente Zementation).
Miargyrit (Silberantimonglanz) $AgSbS_2$; monoklin, H = 2—2·5, D = 5·2, Fahlerz-ähnlich.
Pyrargyrit (Antimonsilberblende, dunkles Rotgiltierz) Ag_3SbS_3, z. T. unter VI.: ditrig.-pyr. hemimorph, H = 2·5—3, D = 5·85, dunkelrot bis grau, Strich rot; 22% Sb.
Stephanit (Sprödglaserz) Ag_5SbS_4; rhombisch, H = 2·5, D = 6·2, grau bis schwarz, Strich schwarz.
Polybasit $(Ag, Cu)_9SbS_6$; monoklin, H = 1·5—2, D = 6·2, schwarz, Strich tiefrot bis schwarz.
Antimonglanz (unter III.) z. T.
Dyskrasit (Antimonsilber) Ag_3Sb; rhombisch, H = 3·5, D = 9·4—10, silberweiß.
Pyrostilpnit (Feuerblende) Ag_3SbS_3; monoklin-prism.

III. Primäre Sb-Erze der reinen spezifischen Antimonlagerstätten.

Antimonglanz (Grauspießglanz, Stibnit, Antimonit) Sb_2S_3; rhombisch, H = 2, D = 4·5—4·6, bleigrau; 71·4% Sb.
Zinckenit $PbSb_2S_4$ (z. gr. T. unter II. b); rhombisch, H = 3, D = 5·3, grau, Strich schwarz bis rotbraun.
Berthierit $FeSb_2S_4$ (z. T. unter IV.).
Livingstonit $HgSb_4S_7$ (hierher?, Mexiko).

IV. Sb-Erze aus Wechselwirkung antimonialischer Lösungen mit Ni und Fe(Mn).

Ullmannit (Sb-Ni-Glanz) NiSbS; reg., H = 5, D = 6·7, Met. gl., grau.
Breithauptit (Sb-Nickel) NiSb; hex., H = 5, D = 7·5—7·6, kupferrot.
Korynit (Sb-As-Ni-Glanz) Ni(As,Sb)S; reg., H = 4·5, D = 6, grau bis silberweiß.

---

[3]) G. Kalb (3) unterscheidet zwischen Allemontit höher temperierter Bildungsbedingung (Sb-As in eutektoider Entmischungsstruktur bei konstantem Mengenverhältnis Sb:As), Beispiel Allemont, von Allemontit, der bei niedriger Temperatur gebildet wurde (schalige Struktur, wechselndes Mengenverhältnis As zu Sb), Beispiel Andreasberg am Harz.

Willyamit (NiCo)SbS.
Kallilith Ni (Sb, Bi)S.
Hauchecornit $(Ni, Co)_7$ $(S, Sb, Bi)_8$.
Gudmunit FeSbS; Arsenkies-ähnlich.
Berthierit $FeSb_2S_4$.

Ferner Fe- und Mn-hältige Antimoniate: Tripuhyit $Fe_2Sb_2O_7$, Manganostibiit Mn_{10} Sb_2O_{15}; Monimolit $(Pb, Fe, Mn)_3 . (Sb\,O_4)_2$.

V. Antimonige Zementationserze (z. T. auch auf reinen Antimonitlagerstätten und dort wohl aszendent).

Dyskrasit z. T. (unter II. d).
Antimon, Allemontit SbAs (z. T. unter II. a).
Pyrargyrit (z. T. unter II. d).
Hauchecornit (z. T. unter IV.).
Kermesit Sb_2S_2O (z. T. unter VI, hierher?)

VI. Sb-Erzminerale der Oxydationszone.

Stiblith (Antimonocker z. T., Stibioconit) $H_2Sb_2O_5$; erdig, H = 4—5, D = bis 5·8, gelb bis gelbbraun.
Cervantit (Antimonocker z. T.) Sb_2O_5; erdig, H = 4—5, D = ab 4·1, gelb bis gelbbraun.
Valentiuit (Antimonblüte, Weißspießglanz) Sb_2O_3; rhombisch, H = 2—3, D = 5·7, weißlich bis gelbbraun, 83% Sb.
Senarmontit Sb_2O_3; reg., H = 2, D = 5·2—5·3, diamantglänzend, farblos, weiß bis grau, 83% Sb.
Kermesit (Antimonblende, Rotspießglanz) Sb_2S_2O: monoklin, H = 1—1·5, D = 4·5, rot.
Bindheimit (Bleiniere), wasserhält. Pb-antimoniat., Gel, H = 4, D = 4·6 bis 5, weiß, gelb, grau, grün.
Schneebergit (Sb-pyrochlor) Ca-antimoniat (Schneeberg in Tirol), nebst anderen antimoniatischen Mineralen des Pyrochlortypus, primär?
Nadorit $PbSbO_2Cl$.
Klebelsbergit, bas. Sb-Sulfat (oder doch primär?, im Kerne des Sb-Glanzes von Felsöbanya).

VII. Seltene Querverbindungen meist sulfidischer Sb-Erzminerale.

Vrbait $TlAs_2SbS_5$.
Livingstonit $HgSb_4S_7$.
Nagyagit $Au_2Pb_{14}Sb_3$ Te_7S_{17}.
Kobellit $3PbS . (Bi, Sb)_2S_3$.
Aramayoit Ag_2S $(Sb, Bi)_2S_3$.
Samsonit $2Ag_2S . MnS . Sb_2S_3$.
Svedenborgit $4BeO . NaSbO_4$.

Innerhalb der hydrothermalen Abfolge alpiner Vorkommen nehmen die Antimonerzminerale eine breite Spanne ein. Am frühesten erscheinen sie, der Cu-Phase anschließend, als Sulfoantimoniate in den Fahlerzparagenesen, auch mit As und Bi findet sich Sb hier zusammen, und erreicht dann mit gesteigerter Pb-Zufuhr in der nicht zahlreichen doch höchst bezeichnenden Gruppe der Pb-Sulfoantimoniate einen Höhepunkt[4]). In weiterer Abkühlung der Mineralthermen

[4]) Für die Erze der Schladminger Tauern hat beispielsweise O. Friedrich (Ag-reiche Bleiglanz-Fahlerzparagenesen in den Schladminger Tauern und allgemeine Bemerkungen über den Vererzungsvorgang, Berg- u. Hüttenm. Jahrb. 81, 1933) die Entwicklungsfolge: Fahlerz (Cu_3SbS_3) → Bournonit $(CuPbSbS_3)$ → Jamesonit $(Pb_2Sb_2S_5)$ → Boulangerit $(Pb_3Sb_2S_6)$ festgestellt; ähnlich (hier zit.) E. Clar vom Schneeberg in Südtirol.

bleibt schließlich Antimonit, oberflächennah, alleinige Erzausscheidung, von stets gegenwärtigem Pyrit zumindest in kleinen Mengen begleitet. In dieser letzten Phase ist die Antimonitausscheidung spontan und nahezu vollständig, fast erzleere Thermen werden nach oben entlassen. Das sporadische Antimonitauftreten reicht in die älteren Mineralisationsphasen hinein oder überdeckt dieselben, besonders die Fahlerzphase, anderseits geht Antimonit in die Paragenesen der hochthermalen, oft arsenreichen Gold-Pyrit-Lagerstätten ein.

Neben vorherrschender Gang- und Lagergangausbildung dringt auch fallweise Metasomatose seitens der antimonitischen Lösungen durch, wo verdrängungsgeeigneter Kalkstein sich darbietet, doch ist die Metasomatose meist rasch erschöpft, nie weitreichend.

Quarzige Gangart auf Antimonitlagerstätten steht vor der karbonspätigen, seltener findet sich Baryt- und auf einigen außeralpinen Vorkommen auch Flußspat.

Der Übergang der stets oberflächennah abgesetzten sulfidischen Sb-Erze in den vadosen Kreislauf vollzieht sich unter günstigen Umständen (Mitwirkung klimatischer Faktoren, reichliche Grundwasserdurchtränkung usw.) zuerst verhältnismäßig rasch und leicht unter Ausbildung oxydischer Erze, diese aber besitzen eine gewisse Beharrlichkeit und verlangsamen den Vorgang der weiteren Zerstreuung.

2. Das Auftreten von Antimonerz auf österreichischen Lagerstätten.

a) Die spezifischen Antimonitvorkommen.

Schlaining (Burgenland) und Umgebung einschließlich **Maltern** (Niederösterreich).

8. Bandát H., Die geol. Verhältnisse d. Köszeg-Rechnitzer Schiefergebirges. Földtani Szemle, Geol. Inst. Univ. Budapest 1932.

9. Chlebus P., Montangeologische Studien über die Erzlagerstätten von Schlaining u. Bernstein. Berg- u. Hüttenm. Jahrb. Leoben 1918.

10. Cornelius H. P., Glimmerandesit von Aschau. Fol. Sabariensia, Steinamanger 1933.

11. Czjzek J., Das Rosaliengebirge u. d. Wechsel in N.-Ö., Jahrb. G. R. A. Wien 1854.

12. Erich A., Neuere Untersuchungen in der Grauwackenzone von Bernstein im Burgenland. Verh. G. B. A. Wien 1945.

13. Foullon, Frh. v., Mineral. Notizen (Schlaining). Verh. G.R.A. Wien 1892.

14. Funder L. (betr. Schlaining), Met. u. Erz. 1940.

15. Hießleitner G., Das Grubenfeld Kurt des Antimonbergbaues Schlaining im Burgenland. Met. u. Erz. 1933.

16. Hilber F., Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark und Pinkafeld. Jahrb. G. R. A. Wien 1894.

17. Hinterlechner K., Über die alpinen Antimonitvorkommen usw. Jahrb. G. R. A. Wien 1918.

18. Hofmann K., Verh. G. R. A. Wien 1877.

19. Jugovics L. (betr. Rechnitz, Bernstein), Verh. G. R. A. Wien 1861/62.

20. Klingner F. E., Senkung, Sedimentation und Tektonik im Kohlenbecken von Tauchen. Berg- u. Hüttenm. Jahrb., 82. Leoben 1934.

21. Kober L., Der Deckenbau der östl. Nordalpen. Denkschr. Ak. Wiss. Wien 1912.

22. Köhler Joachim, Ein neues Profil aus dem Alpennordostsporn. N. Jahrb. f. Min. Abt. A. 1942.

23. Köhler A. u. Erich A., Neugebildete Albitkristalle in tertiären Konglomeraten bei Maltern, N.-Ö. Verh. G. B. A. Wien 1939.

24. Kümel F., Die Sieggrabener Deckscholle im Rosaliengebirge. Min. Petr. Mitt. 1936. — Ferner Jahrb. G. B. A. Wien 1936, und Min. Petr. Mitt. 1935, 1937.
25. Liebscher K., Die Kohlen- und Erzvorkommen im Bez. Oberwarth. Mont. Rdsch. 19. 1921.
26. Mayer R., Morphologie des mittl. Burgenlandes. Denkschr. Ak. Wiss. Wien 102. 1929.
27. Mohr H., Versuch einer tektonischen Auflösung des NO-Sporns der Zentralalpen. Denkschr. Ak. Wiss. Wien 1912/13.
28. Redlich K. A., Notizen über einige Mineralvorkommen in den Ostalpen. C. f. Min. 9. 1908.
29. Reithofer O., Geol. Aufnahmen um Schlaining, unveröffentlicht (Ergebnisse nicht bekannt).
30. Rochata C. u. O., Zur Geschichte und Entwicklung des Antimonwerkes „Bergwerk" bei Schlaining, Burgenland. Burgenl. Heimatsblätter 1933.
31. Rosenberg H., Das Mikrosasbestvorkommen in Rechnitz im Burgenland. Berg- u. Hüttenm. Jahrb. Leoben 1928.
32. Schmidt A., Über einige Minerale der Umgebung von Schlaining. Z. f. Krist. u. Min. (P. Groth) 29. 1898.
33. Schnablegger J., Die Antimonerzlagerstätte zu Bergwerk in Ungarn. Z. d. berg- u. hüttenm. Ver. f. Kärnten, Jg. 3. 1871.
34. Schwinner R., in F. X. Schaffers „Geologie der Ostmark". Wien 1943.
35. Schwinner R., Albitisation in der Oststeiermark. Mitt. R. Bo.-Fo. Wien 1941.
36. Sigmund A., Die Minerale Niederösterreichs. Wien 1909 und 1937.
37. Stolička F. (Maltern betr.), Verh. G. R. A. Wien 1861/62.
38. Vacek M., Über d. geol. Verhältnisse des Rosaliengebirges. Verh. G. R. A. Wien 1891. — Über die kristallinen Inseln am Ostende der alp. Zentralzone. Verh. G. R. A. Wien 1892.
39. Vendl M., Die Geologie der Umgebung von Sopron (Ödenburg). I. Die kristallinen Schiefer. Mitt. Berg- u. Hüttenm. Abt. Hochschule Sopron 1929, 1932, 1933.
40. Vetters H., Geol. Karte der Rep. Österreich. Wien 1937.
41. Wieseneder H., Studien üb. d. Metamorphose im Altkristallin des Alpennordostrandes. Min. Petr. Mitt. 1931; ferner: Ergänzungen, Min. Petr. Mitt. 1937.
42. Winkler A., Über einen Andesitgang im basalen Tertiär zwischen Neustift und Maltern. Folia Sabariensia, Steinamanger 1933.
43. Zepharovich V. v., Mineral. Lexikon v. Österreich, 1873.

Die Antimonitvorkommen von Schlaining und Maltern treten innerhalb Gesteinen der paläozoischen Grauwackenserie auf, welche in diesem Abschnitt des Alpen-Nordostsporns ein vermittelndes Glied zwischen der nördlichen Grauwackenzone und dem zentralalpinen Paläozoikum der Grazer Bucht bildet.

In der orographischen Gestaltung hebt sich das Gebirgsland von Maltern über Bernstein, den Berg Plischa (SH. 644) Ost Schlaining, Hirschenstein (SH. 862) und Gschriebenstein (SH. 863) Nord Rechnitz bis gegen Güns (Köszeg) auf ungarischem Boden als südostwärts absplitternder Bergzug heraus, der im Bereich von Mönichkirchen mit dem Hauptstamm Wechselgebirge—Bucklige Welt zusammenschließt (Abb. 1). Der Ostabschnitt dieses Bergzuges, bei Schlaining beginnend, wird als Rechnitz-Günser (Rohonc-Köszeger) Schiefergebirge bezeichnet.

Nahe der Grenze des österreichischen Burgenlandes zu Ungarn gelegen, lange zu Ungarn gehörend, haben an der geologischen Erforschung dieses Gebietes österreichische als auch ungarische Geologen schon frühzeitig entsprechend Anteil genommen.

J. Cžjzek 1854 (11), F. Stolička 1861/62 (37), M. Vacek 1891/92 (38) waren von österreichischer Seite, ihre Aufnahmsarbeiten im Wechsel- und Rosaliengebirge ausdehnend, auch in die Erforschung dieses Grenzgebietes eingetreten, von ungarischer Seite war es K. Hofmann (18) 1877, welcher die erste eingehende Kartierung dieses Raumes einleitete.

Im Zuge der Erkenntnisse vom alpinen Deckenbau sind L. Kober (21) und H. Mohr (27) 1912 mit wichtigen Beobachtungen und Thesen an die Probleme dieses Raumes herangegangen.

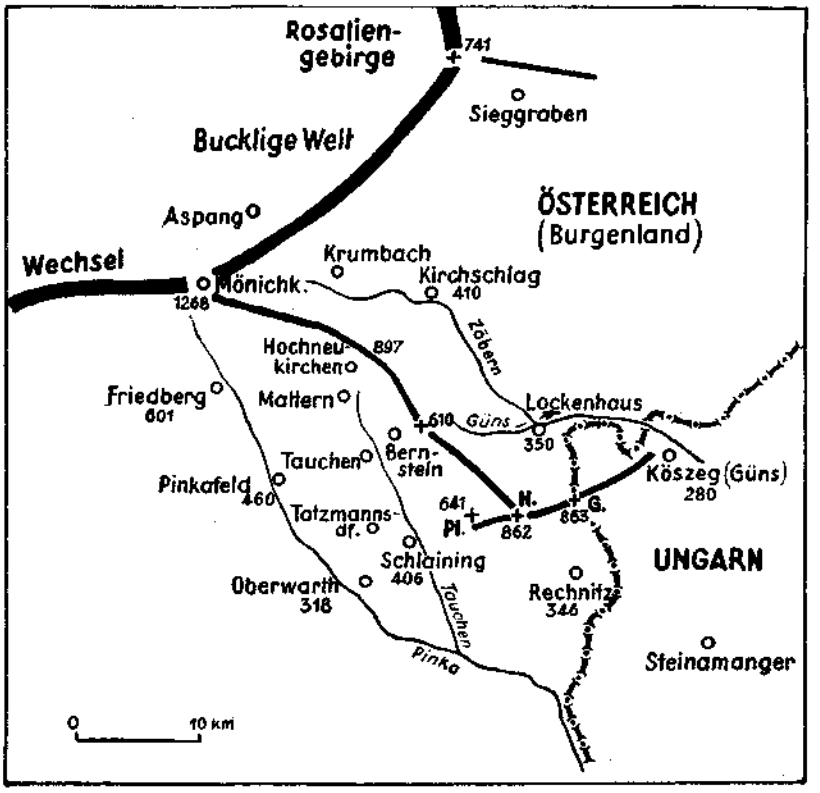


Abb. 1. Lagenskizze des Berglandes Maltern—Schlaining—Rechnitz im Anschluß an den Nordostsporn der Ostalpen.

Pl = Plischa, H = Hirschenstein, G = Gschriehenstein.

In jüngerer Zeit hat der ungarische Geologe H. v. Bandát (8) 1928 eine eingehende Kartierungsarbeit des Rechnitz-Köszeger Schiefergebirges zwischen Güns—Rechnitz—Schlaining geleistet. 1943 widmet R. Schwinner (34), von seinen reichen Erfahrungen in der Oststeiermark ausgehend, einen kurzen, aber bedeutsamen Abschnitt in dem Buche über die gesamtösterreichische Geologie von F. X. Schaffer. Ebenfalls aus jüngster Zeit stammen Untersuchungen dieser, bezw. der Nachbargebiete von J. Köhler 1942 (22), F. Kümel 1937 (24), H. Wieseneder 1937 (41), zuletzt A. Erich 1945 (12).

Unveröffentlicht und mir nicht näher bekannt blieben Aufnahmsarbeiten von H. Holler, A. Ruttner und O. Reithofer aus den letzten Kriegsjahren vor 1945.

In der Erforschung der Tertiärgeologie dieses Raumes hat A. Winkler (42) führend Anteil und faßt den Stand der Forschung in einem eingehenden Aufsatze der erwähnten Schafferschen Geologie Österreichs zusammen.

Neuere bergbaugeologische Arbeiten, welche die Antimonitvorkommen betreffen, haben K. Hinterlechner 1918 (17), F. Chlebus 1918 (9) und G. Hießleitner 1933 (15) veröffentlicht.

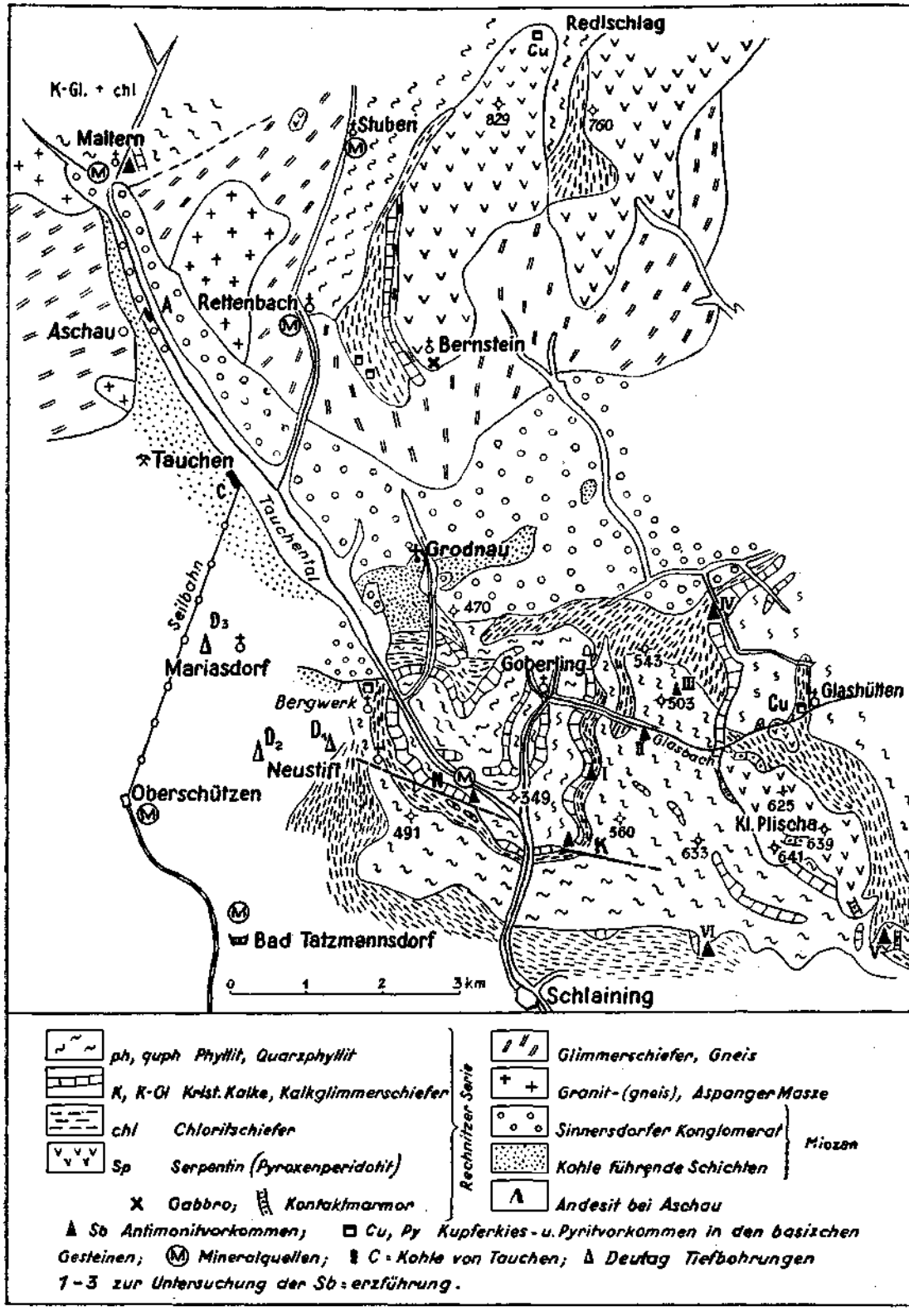


Abb. 2. Geologische Übersicht des Antimonbergbaurevieres Schlaining-Maltern. (Vereinfacht nach den geologischen Aufnahmen von Hofmann, Chlebus, Bandát, Wiesneder und eigenen Vermerken). Antimonvorkommen: N = Neustift, K = Kurt I = Schlaggraben, II = Glasbach, III = Ost-Goberling, IV = Bergmeierhof (Nd.-Kohlstätten), V = Schwarzer Graben, VI = Rauhriegel; ferner Maltern.

Die Grauwackenserie im Bereiche der Aufschlüsse des Schlaininger Antimonbergbaues umfaßt: Phyllite, quarzlagenreiche Phyllite, erstere z. T. serizitisch und graphitisch; ferner graublaue kristalline, massige bis schiefrige Kalke und Kalkschiefer, Glimmer führend, bis zu Marmor mit Serizithäuten auf der einen Seite, bis Kalkserizitschiefer und Kalkphyllite nach der anderen Seite reichend. Phyllite und Kalke mit gegenseitigen Übergängen, aber auch scharf herausgehobene Kalkzüge bilden in mehrfacher Wiederkehr, primär wechsellagernd aber auch tektonisch wiederholt, das eigentliche Grundgerüst des Gebirges. Quarzite treten im Bergbaubereich zurück. Das Bohrprofil der Deutagbohrung a NW von Neustift bei Schlaining verzeichnet unter dem Hauptkalkhorizont ein „Anthrazitflöz" in Grauwackensandstein. — Der vulkanische Einschlag in dieser Sedimentserie ist bedeutend: diabasische Laven und Tuffgesteine im Metamorphosekleid der diversen Grünschiefer und Chloritschiefer haben ausgedehnte Verbreitung. Die enge Bindung einzelner Chloritschiefer an kalkige Horizonte ist vielfach augenscheinlich.

Jenseits der österreichischen Grenze, SW von Güns, ist nach Bandát (8) ein konglomeratischer Kalkhorizont erschlossen, das „Dolomitkonglomerat von Cak", das die Kalkserie eröffne, darüber erst stelle sich die Folge von graphitischem Phyllit, Graphitschiefer, nach oben weiterhin serizitischer Quarzphyllit und Phyllit ein. Derselbe Autor zählt die Gesteine des Rechnitz—Günser Schiefergebirges nach vorhandenen Analogien zur Grauwackenzone des Paltentales zum Oberkarbon und sieht in dem Basalkonglomerat eine Diskordanz angedeutet, welche die weiter südlich bei Hannersdorf Nord Eisenburg im Burgenland bekannten devonen Korallen-Dolomite übergreife. Quarzite, besonders die roten serizitischen Quarzite von Lockenhaus im Nordabfall des Gschriebenstein, als auch die Hanptmasse der Quarzphyllite, die im Bereich Hirschenstein—Gschriebenstein sich breit entfalten, werden von Bandát für Permokarbon gehalten.

Nach Mohr (27) und Schwinner (34) liegt allerdings der blaue bis grauweiße dolomitische Kalk von Hannersdorf, dessen Korallen von F. Toula (Verh. G. R. A. 1878) als Mitteldevon bestimmt wurden, vermittelst dünnschichtiger Tonschiefer der „Kalkphyllitserie von Rechnitz" auf. — Oder ist er in gestörter Lagerung noch als Glied dieser Phyllitserie zu betrachten, für die dann auch höheres Alter als Oberkarbon in Frage käme?

Fossilfunde aus dem paläozoischem Gebirge im engeren Bergbaubereich von Schlaining sind bisher nicht bekannt geworden, Altersaussagen bauen sich in erster Linie auf Vergleichen auf.

Meist eng an die Chloritschieferhorizonte dieser Grauwackenserie angeschlossen, treten Serpentine in massiven Stöcken oder engbegrenzten Linsen auf. Zum Teil liegen noch relativ frische Pyroxenperidotite vor, teils wehrlitischer, teils harzburgitischer Art. Anteile von Massiven und Linsen sind aber auch in antigoritisierte und auch talkisierte Massen umgewandelt. Talkisierung ergreift beispielsweise in Bernstein vorzüglich die pyroxenitischen Schlieren in Peridotitserpentin und macht sie zu weichem schnitzbarem Talkserpentin.

Wo ein Angrenzen der Serpentine an hochkristalline Serien vorkommt, wie südöstlich Bernstein, liegt wohl unzweifelhaft tektonischer Kontakt vor, zu Altkristallin besteht hier keine unmittelbare Bindung des Serpentins. Innerhalb der Peridotitmassen zeigen sich vereinzelt gabbroide Gangschlieren, z. B. Süd Bernstein. Echte, grobkristalline, zähe, dunkle Amphibolite mit wenig Feldspat, ohne etwaiger

gabbroider Reststruktur, begleiten den eigentümlichen Serpentinlinsenzug, der im Neustiftbereich des Antimonitbergbaues Schlaining obertags und in den Grubenbauen des Asbeststollens erschlossen ist. Eine diabasische Randzone zeichnet die vordere schollenartige Serpentinmasse, Horizont + 55 im Profil des Vincenzstollen Kurt-Ostfeld aus.

An der Grenze des Serpentins zu den Kalkhorizonten der Phyllitserie ist an einer Reihe von Örtlichkeiten ein mineralisch ausgezeichneter Kontaktmarmor entwickelt, der frühzeitig die Beobachtung der Geologen (Vacek, Jugovics, Bandát) und der Natursteininteressenten angezogen hat. In der Hauptsache handelt es sich um grobkörnige, weiße bis hellgrüne Calcitmarmore mit Aktinolith, Epidot, Magnetit. In Aufschlüssen des Milchbründlgrabens NW Schlaining, aber auch im Schwarzengraben NW Schlaining habe ich in solchen Kontaktmarmoren überdies das reichliche Auftreten von blauer, im Handstück fast schwarzer Hornblende, im Dünnschliff als Glaukophan erkennbar, festgestellt, der gleiche Marmor birgt große, einfach verzwillingte, graphitbestäubte Anorthitkristalle. Einige weitere geologische Beobachtungen an diesem Vorkommen bringe ich in einer anderen Arbeit; mineralogische Einzelheiten der blauen Alkali-Hornblende sind von einer Bearbeitung des Minerals durch das Mineralog. Universitätsinst. Graz, Prof. Heritsch, zu erwarten.

Gabbroamphibolit aus dem Bernsteiner Gebiet mit glaukophanitischer Hornblende wird von A. Erich (12) als metamorph gewordener Zubringer der diabasischen Grünschiefer angesehen.

Zur regional-tektonischen Stellung der Grauwackenserie in diesem Abschnitt des Alpennordostsporns sei kurz erwähnt: Ähnlichkeit in Ausbildung und Bau mit der Tauernschieferhülle fiel bereits den ersten Beobachtern auf. Die Beziehung zum Grazer Paläozoikum wird von H. Mohr (27) diskutiert. Die Unterlage der Grauwackenserie wird übereinstimmend als Bewegungshorizont gedeutet, weniger bestimmt lauten die Aussagen über Fern- oder Nahtransport. Das vorpaläozoische Grundgebirge der Grauwackenserie fügt sich aus altkristallinen Gesteinen, Paragneisen, Granatglimmerschiefern, Glimmerschiefern, wenig Amphiboliten zusammen, die von ausgedehnten Granitgneismassen durchdrungen und auch metamorphisiert werden („Aspanger Masse", „Kernserie" von Mohr, „Grobgneisserie" von Wieseneder u. a.).

R. Schwinner (34), der die Rechnitzer Phyllitserie seinem Raabalpensystem angliedert, sieht in der Oststeiermark die Grobgneise vielfach nur als Augengneise, Augenschiefer entwickelt, als Injektionsgneise mit reichlich aplitischer Ausstrahlung in die Hüllschiefer und breiten Albitiserungshöfen; für den Grobgneis träfe der Vergleich mit den Tauerngraniten als syntektonische Intrusionen des alpidischen Baues zu.

Die Grauwackenserie des Rechnitzer Gebirges zeigt keinerlei Beeinflussung von der Granit-Grobgneis-Seite her; auch zur tieferen, unter der Kernserie auftauchenden Wechselserie mit ihren Albitgesteinen bestehen keine unmittelbaren Beziehungen. — Die hochmetamorphe „Sieggrabener Serie" (Kümel, Wieseneder), welche sich aus biotitreichen Gneisen, Eklogiten, Granatamphiboliten usw.

zusammensetzt, bleibt auf den Nordostrand des Grauwackengebietes beschränkt, dasselbe unterteufend.

Im Profil von Bernstein nach Langau grenzen chloritische, ersichtlich diaphtoritische Gneisglimmerschiefer und aplitische Geise unmittelbar an das Serpentinmassiv. Nach J. Köhler (22) würde es sich um Überschiebung der Grauwackenserie durch die „Glimmerschiefergruppe der zweiten Streßzonenstufe mit Diaphtorese der dritten" handeln, die weiter westlich das tektonische Liegend der Grauwackenserie bildet. Bei der eigenen Begehung stand ich vor wenig bezeichnenden Aufschlüssen und der Eindruck hinterblieb, daß ein stumpfes Anstoßen der Serpentinmasse langs Störung an das Kristallin stattfände.

Die Grundnote des Gebirgsbaues in diesem Grauwackenabschnitt scheint von variszischer Tektonik bestimmt zu sein. Hiefür hat sich, v. Loczy folgend, der eine ähnliche Serie vom Plattensee beschrieb, auch H. v. Bandát ausgesprochen. Nach Bandáts Vorstellungen lägen im Rechnitz-Köszeger Schiefergebirge gegen Ost überkippte karbonische Faltengebilde vor, wobei die tieferen Schichten, die Kalkphyllite, in den Kern der Antiklinalen gedrückt, die hangenden Quarzphyllite in die Mulden der Synklinen gebracht wurden. Ähnliches geht auch aus dem neuesten Aufnahmsbericht von A. Erich über das Gebiet von Bernstein hervor. Daneben besteht aber auch Schuppungs- und Überschiebungstektonik. In der Gesamtheit sieht Bandát einen variszischen Horst, zerschnitten und randlich eingefaßt von junger Bruchtektonik. Letztere greift freilich auch, wie die Aufschlüsse der Bergbaustollen erweisen, tief in den Horst selbst hinein.

Die Unabhängigkeit der dominierenden strukturellen Richtungen von der alpinen Hauptrichtung ist unbestreitbar vorhanden. Hierin läge ein Gemeinsames mit der Wechseldecke vor, die ja auch inmitten alpidischer Überschiebungstektonik weitreichend ihre ältere tektonische Eigenart, ihr Querstreichen, bewahrt hat.

Die Streichrichtungen der Grauwackengesteine um Schlaining befolgen vorwiegend N—S und NNW—SSO-, bei Bernstein auch NNO-Verlauf. Erst in Nähe zum südlichen Grünschieferzug bei Rechnitz findet fallweise ein Abdrehen in O—W-Richtung statt.

Nicht nur Faltungs-, auch Überschiebungstektonik dürfte gemäß gleicher Streichrichtungen und Bewegungstendenzen zum großen Teil von spätvariszischer Gebirgsbildung überkommen sein. Mit ihr in Hand arbeitete die uns heute gegenübertretende Metamorphose der Grauwackengesteine. Hiebei hat z. T. fließende Gesteinsumformung stattgefunden, wobei allerdings der Metamorphismus nirgends über Erscheinungen der ersten Streßzonenstufe hinausgeht. Am schönsten kommt die fließende (plastische) Durchbewegung in Faltenbildern der kristallin gewordenen tonreichen Kalksedimente zum Ausdruck; beispielsweise bringt Abb. 3 (Originalstück im Geolog. Institut d. Universität Graz) eine schon 1933 (15) erwähnte Beobachtung an einem Faltenknie des Hauptkalkzuges im Vincenzstollen (Kurtfeld des Schlaininger Bergbaues): die mit Glimmerschuppen belegten Schichtflächen des Kalkes sind im westwärts gerichteten Faltenscharnier

nach dem Gesetz der Stauchfaltengröße (Sander) in Stauchfalten gelegt unter Ausplättung des Glimmers in s.

Mit eingehender petrographischer Untersuchung nach neueren Gesichtspunkten hat J. Köhler (22), der leider dem Kriege zum Opfer fiel, für das Gebiet von Bernstein—Maltern den Anfang gemacht: das Altkristallin („Kernserie") besteht hier aus kristallinen Schiefern der zweiten Streßzonenstufe mit Diaphtoriten drittstufiger Gesteine, und zwar Granat-Staurolith-Glimmerschiefer, granatführende, biotitreiche Schiefer, Quarzite mit Disthen sowie Andalusit und Pinit, ferner Dolomitmarmore mit Quarz und Muskowitgehalt usw.; in diese Serie intrudieren nebst aplitischem turmalinführendem Ganggefolge Granite vom Typus der Tauerngranite unter erststufiger Verformung zu Mylonitgranit. Dieser Gesteinsgruppe gegenüber stehen Gesteine der ersten Streßzonenstufe, Phyllitgruppe

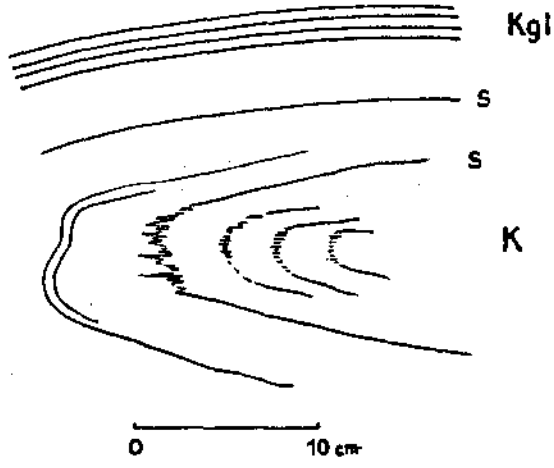


Abb. 3. Gegen West gerichtetes Faltenknie im Hauptkalkzug K, dessen Schichtflächen S durch Glimmerbelag hervortreten; Kgl = Kalkglimmerschiefer. Vinzenzstollen, Grubenfeld Kurt, Schlaining.
Glimmerbelag in der Umbiegung stauchfaltenmäßig angeschoppt und in der zur Schieferung gewordenen S-Fläche ausgeplättet — damit Art und Grad der met. Umprägung bekundend (Original seinerzeit dem Geologischen Institut Graz, Prof. Heritsch, abgegeben).

mit Metabasiten in Grünstein-, Grünschiefer- und Epidotamphibolitfazies, Antigoritserpentin usw. — also die Grauwackenserie. (Hiezu ist bemerkenswert, daß das Gesteinsbild der Grauwackenserie von Bernstein gegenüber Schlaining in Richtung leicht zunehmender Metamorphose etwas verändert erscheint: Prasinitähnlichere Grünschiefer, Ausbildung pigmentarmer, nicht mehr blauer Marmore und Glimmermarmore; aber auch faziell ein etwas verändertes Bild gegenüber Schlaining, Zurücktreten der Kalkphyllite, reinlichere Scheidung von Kalk und Phyllit usw.). — 1945 ist A. Erich (12) mit einer Mitteilung speziell der Grauwackengesteine von Bernstein gefolgt, die er der oberen Grauwackendecke im ostalpinen Deckenschema zuweist, also wohl auf Grund des sichergestellten Devons von Hannersdorf die ganze metamorphe Serie von Grauwackentypus

für altpaläozoisch auffaßt: eine basale Phyllit-Kalkphyllitgruppe mit Graphitschiefern und schließlich Quarzphylliten zu oberst ist mit einer hangenden Grünschieferserie, mit der Serpentinvorkommen einhergehen, verfaltet. Die Grünschiefer sind nach Erich in epidot- und albitführende Chlorit- und Amphibolprasinite nebst Epidotchloritschiefer aufspaltbar. Der Gabbroamphibolite in dieser Serie mit glaukophanitischer Hornblende wurde bereits Erwähnung getan. Die großen Serpentinstöcke, nur randlich antigoritisiert, lassen mit rhombischem Pyroxen harzburgitisches Ausgangsmaterial erkennen. R. Schwinner (34) hat aber wohl mit Recht betont, daß gegenüber den echten Prasiniten der Tauern in den Grünschiefern der Rechnitzer Serie doch geringere Metamorphose zur Geltung kam.

Von den jungen Ablagerungen im Raume des Antimonerzrevieres Schlaining—Maltern spielen die tertiären Beckenfüllungen die bedeutsamste Rolle; in ihren Verbreitungen kommen bereits fallweise die älteren Phasen der Bruchtektonik zum Ausdruck, deren Höhepunkt jedoch an das Ende des Sarmat fällt. A. Winkler hat dem Anteil der Tertiärbildungen in der Pinkafelder Teilbucht West und Nord von Schlaining zuletzt 1943 (34) eine ausführliche Betrachtung gewidmet: die älteste miozäne Beckenfüllung wird vom vortortonischen Sinnersdorfer Konglomerat bestritten, das aus Blockschuttmassen, vornehmlich aus Gneisgeröllen zusammengesetzt, besteht. Nach Abtrags-Zwischenphase folgt unter scharfer Diskordanz die tortonische flözführende Formation (Tauchener Kohlenhorizont, zweite medit. Stufe) mit marin brackischen Hangendschichten. Marines Sarmat legt sich konkordant dem Torton auf.

A. Winkler (42) und H. P. Cornelius (10) haben bei Aschau, zwischen Neustift und Maltern, einen Gang von Glimmerandesit beobachtet, der Sinnersdorfer Konglomerat unter Frittungsanzeichen durchbrochen hat. Der Glimmerandesit zeigt nach Cornelius eigentümliche, zu hornartigen Aggregaten wachsende Säulenformen des Glimmers. Nach einem unveröffentlichten Bericht von H. Lackenschweiger wurde ein saures, zersetztes Tuffgestein von ihm im Steinbruch SW Kote 491 (Neustiftberg) bei Tatzmannsdorf angetroffen.

Die hauptsächlichste jugendliche Oberflächengestaltung, überhaupt der Talbildungen um Schlaining und Maltern, fällt in oberpliozäne Zeit.

Aus der Geologie des engeren Bereiches der Grubenfelder Kurt und Neustift des Schlaininger Antimonbergbaues ist unter Berücksichtigung der jüngsten Aufschlußlage des Bergbaues folgendes hervorzuheben, wobei das Längsprofil der Abb. 1, Tafel I, zur Übersicht dient.

Die Schichtfolge im allgemeinen wurde bereits gekennzeichnet. Ein schärferes Erfassen der Schichtfolge im Bereich der Lagerstätte, etwa sicheres Trennen der liegenden und hangenden Phyllitschiefer nach petrographischen Gesichtspunkten, Eingliedern sich wiederholender Kalkhorizonte in stratigraphische Niveaus, ist bislang noch nicht geglückt. Wohl scheinen im Liegendphyllit, also in der Phyllitserie unter dem Kalkhauptzug, die Einschaltung der Kalkphyllite

spärlicher zu werden und quarzig-serizitischen Tonschiefern unter Zunahme der Quarzgängchen und -lagen Platz zu machen, aber ähnliches zeigt sich auch in höheren Horizonten, wo auch Kalke und Kalkphyllit mehrfach wiederkehren.

Das Profil der Abb. 1, Tafel I, folgt der Gangspalte der Antimonitlagerstätte, es stellt ungefähr auch einen Flachriß durch die Gangspalte dar und zeigt die allgemeinen Lagerungsverhältnisse auf, wie sie im Kurtabschnitt der Erzzone meiner geologischen Grubenaufnahme 1929 (15) und 1946, im Neustiftabschnitt den älteren Aufnahmen von Ramboušek, Chlebus (9) entsprechen. Ergänzung findet das Profil für den Neustiftabschnitt und den gegen Westen darüber hinausliegenden Mariasdorfer Bereich durch die verwerteten Ergebnisse meiner geologischen Aufnahme des Hoffnungsstollens und der älteren und neueren Bohrresultate. Das Profil ist durchaus nicht immer auch Querprofil durch die Gebirgsschichten, die oft sehr wechselndes Streichen einnehmen und manchmal recht spitz zur Profil-, bzw. Gangebene zuscharen.

Das Längsprofil vermittelt den Eindruck eines fürs erste recht einfach erscheinenden Baues des paläozoischen Gebirges: flachwellige, von jüngeren Störungen unterbrochene Mulden und Sättel, denen konform sich auch die in einem bestimmten Schichthorizont zur Ausbildung gekommene Antimonitlagerstätte anpaßt. Dieser Bau steht einigermaßen im Gegensatz zu der gedrängten Schuppenstruktur, die weiter östlich des Plischaberges, der geologischen Karte von Bandát (8) zufolge, das Rechnitzer Schiefergebirge beherrscht. Anzeichen starker tektonischer Beanspruchung und Durchbewegung der paläozoischen Gesteine sind auch im Abschnitt Kurt—Neustift nicht wenig zahlreich vorhanden und auch hier einer älteren Gebirgsbildungsphase zuzuschreiben; bruchlose Umformung tritt in Kleinfaltenbildern der kristallin gewordenen Kalke und Kalkschiefer entgegen, aber auch unter dem scheinbar ruhigen Wellenbau des Gebirges scheinen stärkere tektonische Störungen des alten Gebirgsbildungszyklus verborgen zu sein, z. T. auch in der noch nicht völlig klarzustellenden Serpentinintrusionsmechanik und Serpentintektonik angedeutet.

Ist etwa die Serpentinscholle im Horizont +55 des Kurt-Ostfeldes tektonisch von der Hauptmasse des Kl. Plischa abgeschuppt, oder doch — nach den gegenwärtigen Aufschlüssen wahrscheinlicher — selbständig intrudiert? Unklar ist für die Serpentinschollenreihe, welche von Amphibolit begleitet in den Aufschlüssen des „Asbeststollens" bei Neustift verfolgt wurde und auch an der Werksstraße zum seinerzeitigen Bergdirektionssitz zutage tritt, auch von dort zum Dorf Neustift, ob Schollenaufstieg längs einer nachträglich gestörten Intrusionsbahn vorliegt oder ob die Kette der kleinen und schmalen Serpentinlinsen ein rein tektonisches Phänomen begleitet. Einige Gründe sprechen vorläufig noch zugunsten der ersteren Annahme, darunter auch das Verhalten des Liegendkalkes, der sich von einer angenommenen Serpentinüberschiebung kaum beeinflußt zeigen würde und dadurch auch gestattet, daß sich in diesem Bereich der an junger Gangspalte hochgekommene Erzabsatz ebenso ungehindert ausbreiten konnte wie entfernt von dieser Stelle. Jedenfalls verrät das geologische Grubenbild der Vererzung nichts von einer solchen älteren tektonischen Struktur des Erzabsatz-Horizonts.

Die tiefen Bohrlöcher a und b (Profil Abb. 1, Tafel I; D_{1-3} auf Abb. 2 im Text) haben Serpentin, an Chloritschiefer gekettet, im Hangend des Hauptkalk- bzw. Liegendkalkzuges nachgewiesen, während der Serpentinstock des Kl. Plischa vom Hauptkalkzug überlagert wird. Dies spricht dafür, daß im Dach der geschlossenen stockförmigen Serpentinmassen noch ein zweiter, hier aber deckenförmig ausgebreiteter, mit Diabasen uud Diabasschiefern (Chloritschiefern) innig verknüpfter Peridotithochstieg erfolgte. Diesem höheren Serpentinhorizont wäre auch die erwähnte Scholle des Laufes + 55 Kurt-Ostfeld zuzuordnen.

Die fallweise Asbestführung der Schlaining—Rechnitzer Serpentinvorkommen steht in Zusammenhang mit den Vorgängen der allgemeinen Gesteinsmetamorphose. Neben Chrysotilasbest tritt an Serpentinkontakten und im Chloritschiefer auch feinstrahliger, dichtverfilzter Hornblendeasbest, Strahlsteinasbest, auf, öfters zu hartem, zähem, nephritartigem Gestein werdend. Der Chrysotilasbest ist recht kurzfaserig, Mikroasbest zum Teil. Über die technischen Verwertungsversuche der Mikroasbestvorkommen bei Rechnitz berichtet H. Rosenberg (31). Die jüngsten Arbeiten auf Asbestgewinnung im sogenannten Asbeststollen bei Neustift, hier hauptsächlich Hornblendeasbest antreffend, hatten nicht den erstrebten Erfolg.

Die Bildung der Gangspalte selbst als Ergebnis jüngerer tektonischer Einwirkung ist im Alter nach oben durch die sie durchsetzenden nachtortonischen Brüche zu fixieren. Die Gangspalte streicht über 4 km Längsentwicklung in WNW—OSO-Richtung, einen leichten Knick und auch leichte Versetzung im Mittelabschnitt, Tauchentalbereich, aufweisend.

Ein einfacher Verwerfer ist die Spalte nicht, zumindest nicht im westlichen Abschnitt, wo die älteren Beobachter stets betonen, daß die von der Spalte durchschnittenen Gesteinsschichten zu beiden Seiten der Spalte vollständig zusammenpassen, eine Verschiebung also nicht eingetreten sei. Anders allerdings im Ostabschnitt des Kurtfeldes, wo sich aus der Gangspalte deutlich unter Zunahme der Schrägneigung ein Verwerfer mit schließlich über 20 m Verschiebungsbetrag herausbildet. Diese Bewegung ist aber jüngeren Datums wie die Gangspaltenbildung samt der sie auffüllenden Vererzung.

Westlich des Tauchentales, um Neustift, ist die Gangspalte ein einfacher, steil südwestwärts fallender Riß. Östlich des Tauchentales setzen am Hang zwei Gangspalten ein, im Ausbiß ungefähr 50 m voneinander abstehend, gegen Ost bei m 1000 ab Mundloch Vincenzstollen wieder scharend. Der nördliche Gangast, Mathildegang, fällt steil gegen Nord, der südliche Gangast ebenso wie der Neustifter Gang steil gegen Süd (Abb. 4). Würde es sich demnach bei der Gangspaltenbildung um Zugrisse einer Gewölbespannung handeln, wäre nach dem Auseinanderstreben der beiden Gangrisse im Fallen auf die Unterseite einer Synkline zu schließen. Da aber parallele Spalten mit gleichanhaltendem Streichverhalten nicht weiter vorkommen, auch nicht die Erzführungen der benachbarten kleineren Antimonerzvorkommen beherrschen, also in der Hauptspalte doch ein mehr singulärer, weit sich erstreckender und jedenfalls tiefreichender Riß vorliegt, ist die Ursache dieser Rißbildung wohl in einem Phänomen höherer Ordnung der Gestaltungskräfte zu suchen als es die örtliche

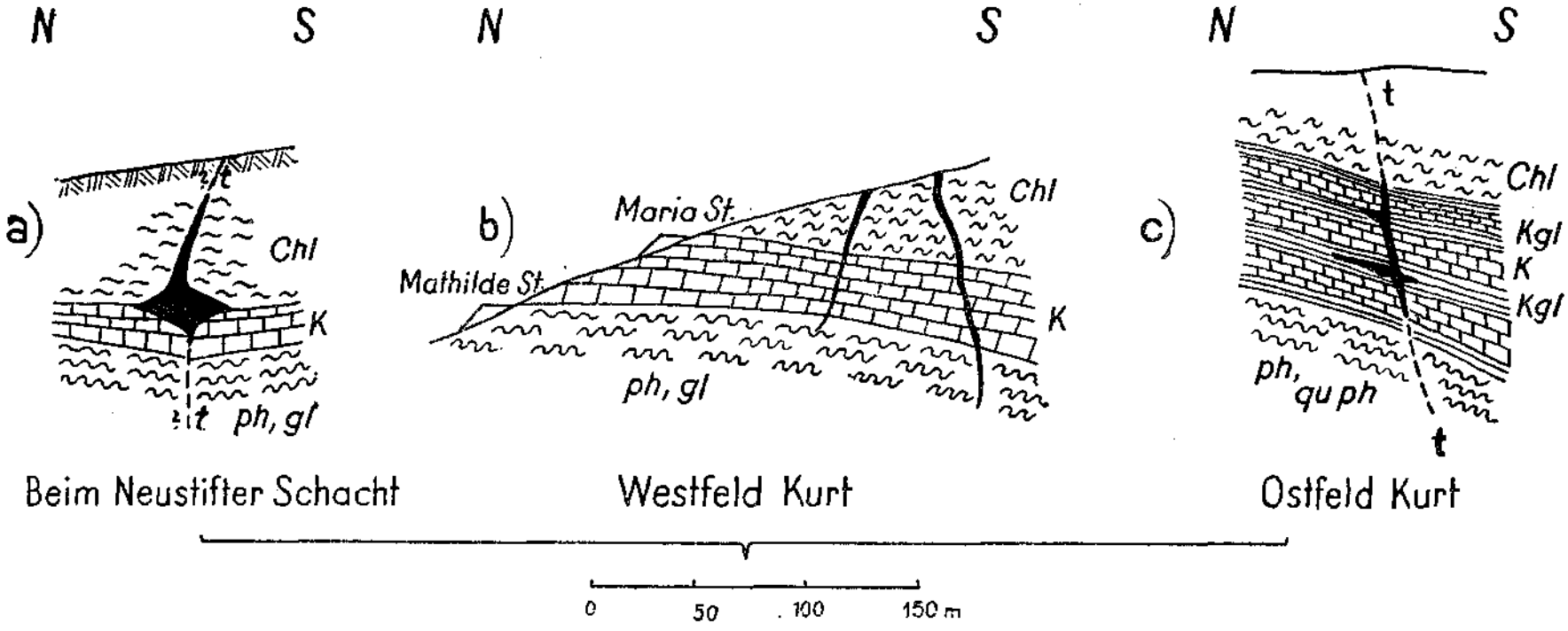


Abb. 4. Querprofile durch die Lagerstätte Schlaining.
a) Gangschoppung an Grenze Kalk-Chloritschiefer beim Neustifter Schacht.
b) Doppelgang im Westfeld Kurt (a und b aus Chlebus, Lit. 9).
c) Schematisches Querprofil durch Gang- und Lagergangausbildung in Grubenfeld Kurt (aus Hießleitner, Lit. 15).

Chl = Chloritschiefer, K = paläoz. Krist. Kalk, Kgl = Kalkglimmerschiefer; pb, quph = Pbyllit, Quarzpbyllit; schwarz = Antimonvererzung; t = taube Gangspalte.

Tektonik ist; wahrscheinlich liegt die Ursache bereits in magmatotektonischen Zusammenhängen. Der Streichverlauf des Andesitganges bei Aschau (A. Winkler, 42) wäre nach der Darstellung von F. E. Klingner (20) allerdings NNW—SSO, stünde also mit der Spalte der Erzführung ohne Beziehung. Um Zerr-Risse muß es sich gehandelt haben, dafür sprechen auch die von P. Chlebus namhaft gemachten Breccienstrukturen mit Nebengesteinsschollen auf den heute nicht mehr zugänglichen und ausgebauten Gangteilen der vorderen Kurtgrube.

Die tektonische Intensität der Gangspalte klingt unter Verarmen der Erzführung gegen Ost, in Annäherung an das Serpentinmassiv des Kl. Plischa langsam ab. Gegen West, wo das paläozoische Grundgebirge unter die tertiäre Beckenfüllung absteigt, ist das endgültige Verhalten der Gangspalte noch unbekannt, jedenfalls war in den westlichen Neustifter Grubenbauen zufolge den älteren Berichten ein natürlicher Abschluß von Erzführung und Gangspalte noch nicht erreicht.

Die junge postmineralische Tektonik, von der bereits Gangspalte und Vererzung betroffen wurden, läßt sich aus Grubenaufschlüssen und Bohrungen einigermaßen überblicken. Am augenscheinlichsten sind die Querstörungen: die „Tauchentalsprünge" und der „Serpentinsprung" des äußersten Ostfeldes Kurt. Diese Sprünge gehören dem System des „Heinrichsprunges" an, welcher in der Kohlengrube Tauchen am Ostrand des Flözes dieses gegen die Muldenmitte um 200 m tiefer versetzt (Klingner, 20; Liebscher, 25). Der Heinrichsprung mißt sich im Querschlag der 200 m-Tiefbausohle von Tauchen mit 225°/45—53° fallend. Ähnliches Streichen und gleiche Bewegungstendenz mit Absinken der westlichen Scholle gegen Beckenmitte befolgt auch der Serpentinsprung; die Bewegungsrichtung ist hier an der Aufschleppung des Kalkes abzulesen. Gleiche Bewegungsrichtung ist auch für die Tauchentalsprünge im Zwischenstück des Ganges zwischen Neustift und Kurt vorauszusetzen, die überdies in die Streichfortsetzung des Heinrichverwurfes ungefähr einspielen. An sich sind zwar die tektonischen Verhältnisse in diesem Zwischenstück auch durch die Bohrungen der Jahre 1943/44 noch nicht endgültig geklärt, eine Deutung der zu erwartenden geologischen und tektonischen Verhältnisse in diesem Abschnitt auf Grund der Bohrresultate bringt Abb. 2 auf Tafel I.

Es mag immerhin zutreffen, daß später bei Ausführung des Blindschachtprojektes wesentlich kompliziertere Verhältnisse angetroffen werden; das geologische Querprofil durch den „Hoffnungsstollen" (Abb. 3, Tafel I), auch die Gruppe der mittelsteil S- bis SO-fallenden Störungen, welche den flachliegenden, blauen kristallinen Kalk des Neustift-Steinbruches (Westseite Tauchenbach, im Walde gegenüber Werksanlage Vincenzstollen) zerhacken und mylonitischen Graphitschiefer einschleppen, sind hierfür verdächtig. An dem stark gestörten Charakter dieser Zwischenzone sind auch schon ältere Bohrungen (nach J. Schnablegger, 33, bereits 1871 abgebohrt) hinsichtlich Auswertbarkeit ihrer Resultate gescheitert.

Jene Bewegung im Streichen der Gangspalte, welche im Ostfeld Kurt aus der Gangspalte einen Verwerfer macht mit Absinken des südlichen Lagerstättentrumes (siehe Abb. 5 in 15), kann vielleicht als

Relais- oder Fiederspaltenbewegung, ausgelöst durch die Tauchentalsprünge, betrachtet werden.

Kennzeichnung der Vererzung im Neustift- und Kurtfeld.

Ausführliche lagerstättenkundliche Darstellungen liegen bereits in früheren eingangs zitierten Arbeiten vor (Hinterlechner, Chlebus, Hießleitner). Die wesentliche Charakteristik der Lagerstätte, kurz zusammengefaßt, ist im folgenden ausdrückbar und hinsichtlich formaler und nebengesteinsbedingter Ausbildung der Lagerstätte etwas vereinfacht in den Gang- und Lagergangquerschnitten der Abb. 4 vor Augen zu stellen.

Die Vererzung erfolgte in Form von Gang nnd Lagergang. Der Gang zeigt eine engbeschränkte adelige Teufenspanne, streng horizontgebunden an den Grenzraum Kalk zu Chtoritschiefer. In der Kalkschieferzwischenlage zwischen beiden, die oft graphitisch ist, macht sich vornehmlich der Lagergang in Neustift breit, im Kurtfeld nimmt der Lagergang eine anscheinend für den Erzabsatz besonders geeignete, jedenfalls unter dem Chloritschiefer die nächtsliegende Kalkschieferlage im Kalk ein. In Neustift hat die Hauptentfaltung der Gangvererzung im Chloritschiefer selbst stattgefunden und wurzelt nur mehr wenig tief in der Kalkunterlage, seine adelige Teufenspanne beträgt meist um 30—40 m, darüber und darunter ist der Gang taube Gangspalte. Der Lagergang, hier den Gang nach unten praktisch abschließend, erstreckt sich seitlich 3—10—20 m einseitig oder beidseits von der Gangspalte in den Kalkschieferhorizont hinein, mituuter sind kurze Lagergangsabzweigungen auch noch im Chloritschiefer entwickelt gewesen. Im Kurtfeld vollzieht sich der Erzabsatz in der Gangspalte schon vor Erreichen des Chloritschieferniveaus ab, wahrscheinlich begünstigt durch die gute Aufnahmefähigkeit für Erzlösungen, welche die erwähnte Kalkschieferzwischenlage im Kalk gewährt und damit ein vorzeitiges Entladen der Lösungen von ihrer Metallfracht bewirkt. Die vertikale Teufenspanne erreichte in Ausbißnähe der Kurtvererzungen bis zu 70 und 80 m, ostwärts auf 30 m und darunter absinkend. Nach Vereinigung von Mathilde- und Hauptgang im Vincenzstollen gewinnt die Lagergangausbildung die Oberhand, die Vertikalerstreckung der Gangspaltenvererzung geht immer mehr zurück und ist schließlich völlig unterdrückt, dabei bleibt es auch bis ins Ostfeld hinaus, wo allmählich ein allgemeiner Rückgang der Vererzungsintensität festzustellen ist.

Die geschlossene Mächtigkeit der Erzführung im Gang hat 0·2—0·5 m betragen, ausnahmsweise mehr, ist im allgemeinen schwankend bis zu linsiger Auflösung oder gar bis zu Lettenbesteg verdrückt. Die Mächtigkeit der Lagergänge stieg bis auf einige Meter, ja bis 6 m an, im Durchschnitt des Ostfeldes Kurt hielt sie sich an 1·0 m, in die Kalkschiefer hinein keilförmig abnehmend.

Daß über Wellentälern der Liegendkalkformation größere Mächtigkeiten auftreten als über Wellenbergen, glaubt J. Schnablegger (33) seinerzeit beobachtet zu haben.

Eine schwache Imprägnation mit Antimonit unter Bauwürdigkeitsgrenze reicht öfters über die eigentliche Lagerstättenbegrenzung hinaus.

Die Vererzung ist als typisch monomineralische Lagerstätte mit Antimonit als einzigem Haupterz entwickelt: derb feinkristallin bis grobkristallin, strahlig-stengelig, aber auch drusig mit Kristallnadeln Antimonit, deren spießige Köpfe gut ausgebildete Endflächen zeigen können.

Kristallmessungen wurden von A. Schmidt (32) durchgeführt, der auch auf die häufig gekrümmte Ausbildung dieser Drusenkristalle hinweist. In den gekrümmten Kristallen des Antimonits kommt die vorzügliche Translatierbarkeit in der Fläche 010 zum Ausdruck. Mitunter zeigt sich auf einer und derselben Druse von Schlaininger Antimonit neben geraden Kristallen solche mit S-förmiger Verkrümmung, auf beidseitiges Anwachsen oder Anstoßen an die Drusenwände schon während des Wachstums zurückzuführen.

Besonders für Lagergangsausbildung ist wirres Kristallstengelwerk Antimonit in Kalkletten bezeichnend, aber auch knollige Erzbildung.

Die in z. T. verschwindendem Maße beteiligten Nebenerze sind in erster Linie und auch in technisch nachteilig fühlbarer Menge, aber immer unter wenige Prozentanteile bleibend, der Pyrit (auch Markasit); zufolge Arsengehalt der Pyritschliche (bis zu 12 %) ist der Pyrit wahrscheinlich Arsenopyrit, sofern nicht mikroskopisch fein verteilter Arsenkies vorhanden ist. Dem Arsengehalt zuordenbar sind fallweise winzige Au- und Ag-Gehalte (z. B. Einzelproben mit 0·0021 % Au und 0·0108 % Ag nach C. Rochata, ausnahmsweise bis 60 g Au/t Pyritschlich). Ganz selten, z. B. in dem zuletzt geöffnet gewesenen Steinbründlstollen in Neustift, wurde Zinnober in Butzen gefunden, nach Chlebus auch als Anflüge auf Antimonit von Kurt. Seltene Nebenminerale der Lagerstätte sind Gips und Schwefel.

Unter den Oxydationserzen des Antimonits steht der gelblichweiße, erdige Stiblith ($SbO_2 . {}^1/_2H_2O$) an erster Stelle. Auch Senarmontit und Kermesit werden erwähnt.

Die Oxydation hat insbesondere in Neustift und im tagnahen Abschnitt des Kurtfeldes die sulfidische Lagerstätte unter Einfluß von Sickerwässern aus der Bildungszeit der tertiären Altfläche weitgehend zersetzt. Diese in der Tertiärzeit gebildete Oxydationszone reicht mit freilich recht unregelmäßiger Begrenzung nach unten bis 50, ja 70 m unter die heutige Tagoberfläche.

Die Gangart der sulfidischen Mineralisation wird in der Hauptsache von Quarz bestritten. Zu den Seltenheiten zählen Calcit und in Kurt Baryt. Ältere und jüngere Quarzphase schließen den Antimonitabsatz ein.

Einwirkung auf das Nebengestein von Seite der mineralisierenden Lösungen ist beträchtlich. Besonders der Kalkschiefer

des Lagerganges erleidet oft vollständige Auflösung zu weichem Kalkletten und liefert dann das „Lettenerz", in dem die quarzige Gangart zurücktritt. Zwischenstadien der Zersetzung rufen Matterwerden und Erweichen des kristallinen Kalkes hervor, ältere Quarzbestände der Schiefer zergrusen zu Sand. Wo der Kalkphyllit reichlicher kohlige oder graphitische Substanz beigemengt enthielt, verwandelt er sich zu schmierigen, schwärzlich glänzenden Graphitletten, mit oft kaum mehr erkenntlicher oder unterscheidbarer Erzführung. Der vehemente Lösungsangriff der Thermen ruft mitunter an der Lagerganggrenze zum Liegendkalk in diesem karrenartige Anlösungsformen hervor (siehe Abb. 4 in 15). Chloritschiefer verwandelten sich im Thermenbereich in Talkschiefer, die aber auch an Serpentinkontakten bevorzugt auftreten.

Die Vorstellung von Genesis und Alter der Antimonitlagerstätte von Schlaining hat verschiedene Wandlungen durchgemacht. Aus früher lokaler Beobachtung heraus glaubte Schnablegger 1871 die Erzbildungen in die Steinkohlenzeit versetzen zu müssen, wohl mit Rücksicht auf ihr Auftreten im paläozoischen Gebirge. In einem unveröffentlichten Berichte 1926 macht H. Lackenschweiger Hinweis auf mögliche Abhängigkeit der Antimonitterzbildungen von den nächst benachbarten basischen Massengesteinen, den Serpentinen. Mit Recht hat aber K. Hinterlechner schon 1918 jedwede ursprüngliche Beziehung der Antimonitvererzung zu Chloritschiefer (Diabasen) und Serpentin abgelehnt, als erster auf die Verknüpfung der Vererzuug mit der jugendlichen Tektonik und dieser verbundenen Mineralquellenlinien aufmerksam gemacht (Tauchenbachtal: Mineralquellen bei Maltern, Goberling, Neustift, hiezu die seither erbohrte, mit vadosem Wasser vermischte Mineralquelle von Drumlin Süd Schlaining, alle zumeist alkalische, eisen- und schwefelreiche Säuerlinge. Weitere Qnellreihen: Stubental West Bernstein, Tatzmannsdorf-Oberschützen u. a.). Damit in Zusammenhang sucht Hinterlechner die Vererzung an die nächstliegenden Vulkanite zu binden und sieht diese in den Basalten von Pullendorf und Gfins. P. Chlehus hat zu gleicher Zeit sich ebenfalls mit dem genetischen Problem der Schlaininger Vererzung eingehend beschäftigt, die Erzbildung als Lösungsabsatz unter Beteiligung hydrometasomatischer Vorgänge sehr richtig betont, doch für deszendentes Zuströmen der mineralisierenden Lösungen, die er aus Lateralsekretion herleitet, Stellung genommen; spurenweise Sb-Gehalte im Nebengestein etwas abseits der Lagerstätte haben ihn zu dieser Annahme verführt, die aber bereits P. Krusch in seinem Lehrbuch der Lagerstättenkunde zugunsten Aszendenz richtiggestellt hat. Eine regional begründete Einstufung der zeitlichen und magmatischen Abhängigkeit der aszendenten Schlaininger Antimonitvererzung hat G. Hießleitner (15) 1933 ausgesprochen und letzten Endes auch nach Erfahrung in dem viel ansgedehnteren jugoslawischen Anteil der südosteuropäischen Antimonerzprovinz diese Erzbildung der Metallogenese des tertiären Andesitvulkanismus überantwortet; im Abschnitt 3 der hier vorliegenden Arbeit wird diese Bindung noch näher auseinandergesetzt.

Die Antimonitvorkommen der nächsten Umgebung der Neustift—Kurter Antimonerzspalte.

In der Absicht, von den bestehenden Stollenbauen der Neustift—Kurtgrube aus erzführende Parallelspalten zu erschließen, wurden während der zurückliegenden Bergbau-Betriebsepochen größere Querschlagsarbeiten ausgeführt. Ein beachtenswertes Ergebnis haben diese Arbeiten nicht erbracht, ja nicht einmal erzleere tektonische Spalten gleicher Intensität wurden so erfolgversprechend angetroffen, um darin längere Suchstrecken im Streichen vorzubringen. Die Tektonik der Hauptspalte findet also — wie schon vorhin dargetan — keine richtige Wiederholung.

Im Neustift-Revier mußten die von Norden her querschlägigen Zubauten bereits einige hundert Meter des Liegendraumes der Gangspalte durchörtern, ehe sie in die Lagerstättenzone kamen; vorausliegende Erzführungen wurden hiebei im allgemeinen nicht gequert.

Von diesen älteren Querschlägen: Augusti-Zubau, Maria-Louisstollen usw., erreichte der Steinbründstollen als westlichster Querschlag mit über 300 m tauber Auffahrung im liegenden nördlichen Gebirge die größte Länge. Der Vincenz-Schurfstollen ging als einziger auch in das hangende südliche Gebirge hinein und erreichte hier ebenfalls 300 m tauber Auffahrung.

Der „Hoffnungsstollen"-Querschlag im Ostabschnitt des Neustift-Grubenfeldes, für das Abteufen eines künftigen Blindschachtes in Aussicht genommen (Abb. 2, Tafel I), hat vor der Hauptvererzungszone eine etwas beachtenswerte, wenn auch noch unbauwürdige Vererzung verschnitten, die möglicherweise dem bis hierher reichenden Mathildegangast entsprechen könnte, welcher erst östlich des Tauchentales in günstige Entwicklung kommt.

Planmäßige Querschlagsarbeiten wurden auch im Kurt-Feld durchgeführt, ohne Erfolg.

Der „Nordschlag", der ungefähr bei km 1·0 ab Mundloch Vincenz-Förderstollen (V.St.) von diesem abzweigt und tief in die liegenden Schichten der Gangspalte vordrang, hat über 500 m Länge erreicht; bei seinem 200. und 400. m ab Vincenzstollen querte er nicht sonderlich ausgeprägte tektonische Klüfte mit ungefährem Streichverlauf wie die Erzzone, eine Streichausrichtung führte jedoch in kein Erz. In weiterer Absicht war gedacht, den Nordschlag bis unter die Schlaggraben-Indikationen vorzutreiben, wozu noch weitere 500 m Auffahrung vonnöten wären.

Auch nach Süden, in die hangenden Schichten vorstrebend, wurden vom Vincenzstollen aus noch bis in jüngste Zeit hinein Querschlagsversuche unternommen; ein 70 m langer Querschlag hat getrachtet, bei m 75 ab Mundloch V. St. unter die weiter südlich an der Tagoberfläche aufgefundenen Rollstücke von Antimonit zu gelangen, kam aber nicht so weit. Neben 2 weiteren kürzeren Südschlägen besteht bei km 1·6 ab Mundloch V. St. ein Südquerschlag, der bereits über 250 m Länge erreicht hatte, noch 1944 in Betriebstand und bis (oder nahe bis) zu den langsam aus Norden niedersteigenden Chloritschiefern vorgekommen war, kein Erz fand, auch keine erzverdächtigen Klüfte, dafür aber reichlich Wasser erschrot.

Der engste Umkreis der Gruben Kurt—Neustift hat also über die Hauptlagerstätte einschließlich Mathildegang hinaus kein weiteres Antimonerzvorkommen erschlossen. Aber in größerem Abstande umgibt ein Kranz allerdings spärlich gestreuter und vorerst bergbaulich unbedeutender Antimonitausbisse die Hauptlagerstätte.

Das Vorkommen „Schlaggraben", ca. 1 km nördlich des Kurt-Feldes, hat im gleichen Erzhorizont wie Kurt—Neustift und an der Grenze des gleichen Kalk- und Chloritschieferzuges eine engbegrenzte Sb-Mineralisation aufzuweisen.

Ältere bergmännische Stollenversuche sowie 2 Bohrlöcher aus jüngster Zeit blieben ohne tauglichen Erfolg. Eine regelmäßig ausgebildete Gangspalte ist hier nicht vorhanden, wohl aber einige sich kreuzende Störungen mit Vererzungsspuren ohne intensiver ausgelöster Erz-Metasomatose, hingegen starker Verlettung des Kalkschiefers. Der östliche Stollen, im Liegendphyllit, ist ohne Erzführung; der westliche, in Grünschiefer angesetzt, hat Kalk und Erz erreicht. Der Erzbefund nach Chlebus (9) besteht hier in dem südwärts vorgetriebenen Stollen bei m 70 aus einigen schwachen Antimonitschnüren, ONO-fallend, bei m 290 abermals Erzspuren.

Die übrigen Fundpunkte sind ebenfalls kleinsten Ausmaßes, über mineralogische Bedeutung noch kaum hinaus gediehen; sie liegen, ebenso wie der Schlaggraben, sämtlich im Osten des Tauchentales, bzw. der Tanchentalstörung. Zwar hat Bandát (8) versucht, diese Vorkommen als bestimmten tektonischen Linien zugehörig zu betrachten, bergmännische Bedcutnng kommt diesem Versuch noch nicht zu. Von Wichtigkeit ist aber das vielfach gleiche geologische Auftreten dieser Vorkommen an der Kalk-Chloritschiefergrenze. Gelingt es, auch noch eine entsprechend ausgreifende Tektonik mit Sicherheit diesem Vorkommen zuordenbar nachzuweisen, so kann unter Umständen doch auch größeren Schurfversuchen eine Leitlinie gegeben werden.

Schwierigkeiten stellen sich dem Erfassen genauerer geologischer Zusammenhänge an der Tagoberfläche durch die ausgedehnte und tief reichende Verwitterungsdecke der Tertiärzeit entgegen, autochthone Zersetzungskrusten, Schwemmböden, Roterden, besonders in Serpentinnachbarschaft, sind verbreitet und erschweren das Schürfen.

An weiteren Vorkommen erwähnen bereits die älteren Berichte — neben Schlaggraben — noch Antimonerzausbisse bei Goberling und Grodnau.

Nächst dem von Süden her in den Glasbach Ost Goberling einmündenden Grundgraben befindet sich eine Schachthalde aus älterer Zeit, von den seinerzeitigen, angeblich reichen Sb-Erzfunden ist im Haldenmaterial nichts mehr zu entdecken; der Schacht war in der hangenden Phyllitserie angesetzt.

P. Chlehus (9) spricht hier auch von einem Stollen, der (vor 1918) reichere Erze erschlossen und an Ort und Stelle aufbereitet haben soll; die Halde ist ihm durch starken Lettengehalt eines Kalksteins bemerkenswert, der Gang sei 345°/40—50° eingefallen. Nach H. Holler ist es der obere Stollen, welcher Erz 15—20 cm stark in Kalkstein antraf, der untere Stollen kam durch Grünschiefer ebenfalls bereits in Kalk, erreichte aber noch kein Erz.

Über das Ergebnis eines Schurfstollens zwischen Goberling und Grodnau fehlen mir Angaben.

Die Örtlichkeiten weiterer Antimonerzfundstellen sind auf der geol. Karte von Bandát ersichtlich: SO und S des Bergmeierhofes, erstere an der Grenze Chloritschiefer und jenes Kalkzuges gebunden, der den Westsaum des Plischa-Serpentins begleitet und dort vielfach in Calcitmarmor (Milchbründlstollen usw.) verwandelt ist. Dieser Kalkzug ist es auch, der gegenüber den „Kalköfen" im Tälchen ONO Bergmeierhof eine weitere Sb-Vererznng aufweist. Von hier nordöstlich soll bei der Mühle von Unterkohlstätten Antimonit erschürft worden sein.

Im Schwarzengraben zwischen Großen und Kleinen Plischaberg verzeichnet Bandát einen Antimonitfund inmitten Serpentin.

Es gelang mir leider nicht, den Fund wieder zu entdecken, wohl aber fiel mir an der Grenze Serpentin—Chloritschiefer ein etwas fraglicher Haldenrest auf, ohne Erzspuren.

Wo der mächtige Chloritschieferzug, auf dem die Stadt Schlaining steht, im ONO von ihr an die Phyllitserie stößt, fanden sich bei der Örtlichkeit Rauriegel „Sb-imprägnierte Adern im blaugrauen kristallinen Kalk" (Bandát).

Im Osten des Rechnitzer Gebirges, schon jenseits der österreichischen Grenze am St. Vidberg bei Velem, besteht nach Bandát ein vereinzelter Antimonitfund, Pyrolusit kommt mit Antimonit vor, bergmännische Bedeutung gewann der Fund nicht. Schmale Kalkzüge sind auch hier in die Phyllitserie eingelagert, in Nähe treten Streifen graphitischer Schiefer auf. — Jedenfalls zeigt dieser Fund, der 10 km über das jetzt bekannte Ostende Kurt hinausliegt, wie weit sich die Bereitschaft des Untergrundes erstreckte, Sb-Metallösungen aufzufördern.

Maltern im Niederösterreichischen, hart an der burgenländischen Grenze, ist 10 km NNW Luftlinie vom Grubenfeld Neustift—Kurt bei Schlaining entfernt. Bei der Ortschaft Maltern schließen die beiden Quelläste des Tauchenbaches zusammen, um in geradlinigem Verlauf, SSO gerichtet, über die Siedlung Bergwerk bei Neustift, weiter Schlaining, dem Haupttal des Pinkaflusses zuzustreben.

Das Antimonvorkommen Maltern befindet sich am Ostrand des Ortes, am östlichen Hang des Tales, das nach Kirchschlagl führt. Der Antimonstollen ist knapp über der Talsohle angesetzt. Am gegenüberliegenden Hang des Tales befindet sich um ein weniges höher ein zweiter, der sogenannte Quecksilberstollen, der nicht mehr Antimonit, sondern nur mehr erdigen Zinnober angetroffen hat.[5])

Das Antimonitvorkommen — aber auch die kleine Quecksilberlagerstätte sind altbekannt. Die Stollen stammen aus 1857—1861 und wurden später einige Male (1906, 1915) wieder geöffnet und kurz betrieben, 1917 endgültig eingestellt. K. Hofmann (18) bringt eine geologische Nachricht über das Vorkommen. A. Sigmund (36) hat für seine Mineralogie von Niederösterreich Daten gesammelt. K. A. Redlich's (28) „Notizen über einige Mineralvokommen in den Ostalpen" enthalten Hinweise. K. Hinterlechner (17) führt geologische Stollenbefunde aus bergbehördlichen Akten des Jahres 1856 an und bringt 1918 eine geologische Darstellung des Vorkommens und seiner Umgebung in seiner ausführlichen Monographie über alpine Antimonitvorkommen; er weist auf die Beziehung dieser Erzlagerstätte zu den dort herrschenden, mineralquellenbesetzten tektonischen Linien hin, die sich auch in dem geradlinigen Verlauf der Täler zu erkennen geben (das Tauchental: Maltern—Bergwerk—Schlaining und darüber hinaus; das Tal Maltern—Kirchschlagl; das Tal des Stubenbaches, von Goberling usw.). Bei Maltern selbst entspringt ein Säuerling.

[5]) Zufolge unveröffentlichten Berichts (Archiv. Geol. B. A. 1939) hat Dr. A. Ruttner weitere Einzelfunde von Antimonit bei Maltern begangen.

In jüngster Zeit sind es vor allem die petrographischen Verhältnisse der Umgebung von Maltern, welche eingehender untersucht werden (H. Wieseneder, 41; J. Köhler, 22; A. Erich, 12).

Bei Maltern umfassen die Gesteine der Rechnitzer Serie von Norden her die hier glimmerschieferumsäumte Serpentinmasse von Bernstein. Die regional-tektonische Stellung dieses Gebirgsabschnittes wurde eingangs dieses Kapitels gestreift. Die Phyllitserie mit Chloritschiefer, Kalkphyllit, Serpentinlinsen, blaugrauen Kalken, gelblichen dolomitischen Kalken in der Epimetamorphose zeigen im Raume von Maltern sehr unregelmäßige Lagerung und werden weiter östlich von höher metamorphen Glimmerschiefern überschoben. Unweit dieser Überschiebung, doch ohne ursächliche Beziehung zu ihr, befindet sich die Örtlichkeit des vorgenannten Sb- und Hg-Vorkommens.

Mein eigener Besuch von Maltern erfolgte 1929; die Stollen waren damals schon verfallen und sind auch seither meines Wissens nicht wiedergewältigt worden. Die Halde des Antimonitstollens zeigte den erwähnten hellgelben dolomitischen, feinkristallinen Kalk, Antimonit, von Quarz begleitet, ist in seinen Klüften eingesprengt zu finden. Nach Haldenbefund hat der Stollen auch Chloritschiefer angetroffen. Knapp über dem Stollen steht ein konglomeratischer Kalk an, wahrscheinlich mit jenem vermutlichen Tertiärgebilde ident, von dem A. Köhler und A. Erich 1939 (23) Albitkristalle neben ebenso neugebildetem Quarz aus der kalkigen Kittmasse des Kalkkonglomerats beschrieben und für junge hydrothermale Bildungen erklärt haben.

Die Halde des Stollens auf der gegenüberliegenden Talseite, der nur erdigen Zinnober neben etwas Zinkblende gebracht haben soll, setzt sich ebenfalls aus Chloritschiefer- und Kalkbrocken zusammen.

Auch von der Antimonitvererzung wird gleichzeitiges Beibrechen von Zinnober überliefert, der nach Angabe von Hofmann sogar zu einer wenige Zentner umfassenden Quecksilberproduktion Anlaß gegeben haben soll.

K. Hinterlechner, der die Grube 1916 befahren konnte, als auch A. Sigmund (36) bringen neben weiteren geologischen und bergmännischen Angaben auch noch lagerstättenkundlich einiges Bemerkenswerte: Der Gang streicht NS, fällt nach W, ist 0·2 bis 0·3 m mächtig; der Antimonit war z. T. zu gelblichen Stiblith oxydiert, dem gelben Kalk sehr ähnlich; die sulfidischen Erzkörper zeigten sich „knollig, linsenförmig oder von verschiedener blockartiger Gestalt", manchmal im einzelnen über Kopfgröße. (Es scheint also keine Neigung zu einer geschlossenen Lagerstättenformation bestanden zu haben.) Aus dem Gebiete nördlich Maltern bis Hochneukirchen, hauptsächlich von Chloritschiefer, weniger Kalkphyllit aufgebaut und von einzelnen Granitstöcken der Äspanger Masse durchbrochen, fallen K. Hinterlechner die reichlichen Gangquarzbildungen auf. Große, rollige Quarzblöcke gleiten auch vom Kristallinhang Dreihütten gegen Maltern hinab.

Die **Drautalvorkommen:**

Lesnig-Radlberg bei Kleblach-Lind, Siflitz-Guginock, Gurserkammer-

Zwickenberg, Rabant, Johannigrube im Chrysanthengraben bei Nörsach, Mariengrube bei Nikolsdorf, Abfaltersbach.

44. Angel F. u. Krajicek E., Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. Carinthia I. Mitt. d. Ver. Naturwiss. Landesmuseum f. Kärnten, Klagenfurt 1939.

45. Beck H., Aufnahmen Blatt Mölltal (u. Gurktal). Verh. Geol. B.-A. Wien 1932—34.

46. Brunlechner A., Jahrb. Naturhist. Landesmuseum f. Kärnten 22, 1893.

47. Canaval R., Ein Beitrag z. K. d. Gesteine u. Erzlagerstätten in Oberkärnten, Jahrb. Geol. B.-A. Wien, 1890.

48. Canaval R., Z. K. der Erzvorkommen in der Umgebung von Irschen und Zwickenberg bei Oberdrauburg in Kärnten. Jahrb. Naturhist. Landesmuseum Klagenfurt, 1899.

49. Canaval R., Z. K. der Goldvorkommen von Lengholz und Siflitz in Kärnten, Carinthia II, Nr. 5 u. 6, 1900.

50. Canaval R., Bemerkungen über einige Erzvorkommen am Südhang d. Gailtaler Alpen. Carinthia 1906.

51. Canaval R., Die Antimonvorkommen des oberen Drautales. Mont. Rdsch. Nr. 20, 1934.

52. Furlani Marthe, Der Drauzug im Hochpustertal. Mitt. Geol. Ges. Wien 1912.

53. Geyer G., Geol. Aufnahmen Blätter Sillian—San Stefano u. Oberdrauburg. Verh. Geol. R.-A. Wien 1897 u. 1901 sowie „Erläuternngen".

54. Jahn R., (betr. Sb im Lessach- und Gailtal). Mont. Rdsch. 1925.

55. Krajicek E., Erzführende Grauwacke im oberen Drautal. Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien 1942.

56. Rochata C., (betr. Hg in Glatschach). Jahrb. Geol. R.-A. 1878.

57. Schwinner R., Paläozoikum in d. nordwestl. Goldeckgruppe. Ber. R. Bo. Fo. Wien 1943.

58. Tornquist A., Eine perimagmatische Antimon-Silber-Erzlagerstätte südlich Abfaltersbach in Osttirol. Z. D. G. G. H. 1, Berlin 1933.

59. Winkler A., Über das Alter der Dazite im Draudurchbruch. Verh. Geol. B.-A. 1929.

60. v. Wolfstrigl-Wolfskron, Die Tiroler Erzbergbaue von 1301 bis 1665, Innsbruck 1903.

Sämtliche Antimonitvorkommen des Drautales befinden sich im kristallinen Anteil der alpinen Zentralzone nahe zur Nordgrenze des mesozoischen Drauzuges (Gailtaler Alpen, Lienzer Dolomiten). Die kristallinen Gesteine der Bergbaubereiche setzen sich hauptsächlich aus teils hellen, teils dunklen Kohlenstoffpigmentreichen, auch graphitischen Glimmerschiefern zusammen, sie führen mitunter Granat, auch Biotit und Fuchsit; fallweise besteht Annäherung an Phyllite und Quarzphyllite. Die beiden letzteren bestehen auch in Einschaltungen für sich. Auch ölgrüne Schiefer, serizit-quarzitisch, gesellen sich bei. Im Bereich von Zwickenberg sind Amphibolite reichlicher, bänderig, auch zu Grünschiefer metamorphisiert; der südlichste Amphibolitzug ist dort für die Lokalisierung der Vererzung von Wesenheit. Marmorzüge setzen erst im Ostabschnitt an, bei Kleblach-Lind. Der Bergbau Rabant hat lagergangartige Intrusionen von Diabas erschlossen, massig mit noch erkenntlicher ophitischer Struktur, im üblichen Habitus der Diabase des Grauwackenpaläozoikums. Vereinzelt (Lesnig, Glatschach) sind inmitten der höherkristallinen Gesteine auch grauwackenähnliche Sandsteine nachgewiesen worden, für die Zugehörigkeit zu metamorphen Paläozoikum (E. Krajicek) vermutet wird. Die tonalit-porphyritischen

Ganggesteine der Kreuzeckgruppe treten nahe an die Lagerstätten-bereiche heran.

Die generelle Anordnung der Antimonitvorkommen des Drautales — auch einer Reihe anderer Erzvorkommen dieses Bereiches — weist eindeutig auf die großtektonischen Suturen des Drautales hin. G. Geyer, M. Furlani, F. Heritsch u. a. haben sich mit der tektonischen Bedeutung dieser Linie auseinandergesetzt. Man kann nicht gut von einer einheitlichen „Drautallinie" sprechen (vgl. Abb. 5). Die ältere, näher zu O—W-gerichtete tektonische Anlage des Drautales wird von spitzwinkelig zuscharenden jüngeren Bruchlinien dinarischer Richtung (Iseltal, Mölltal) geknickt. Das schließt aber nicht aus, daß von dem Zuwachs an jüngerer Tektonik auch noch die älteren Bruchsysteme erfaßt wurden, mit ähnlicher, vielleicht sogar verstärkter Tiefenwirkung bei verminderten Be-

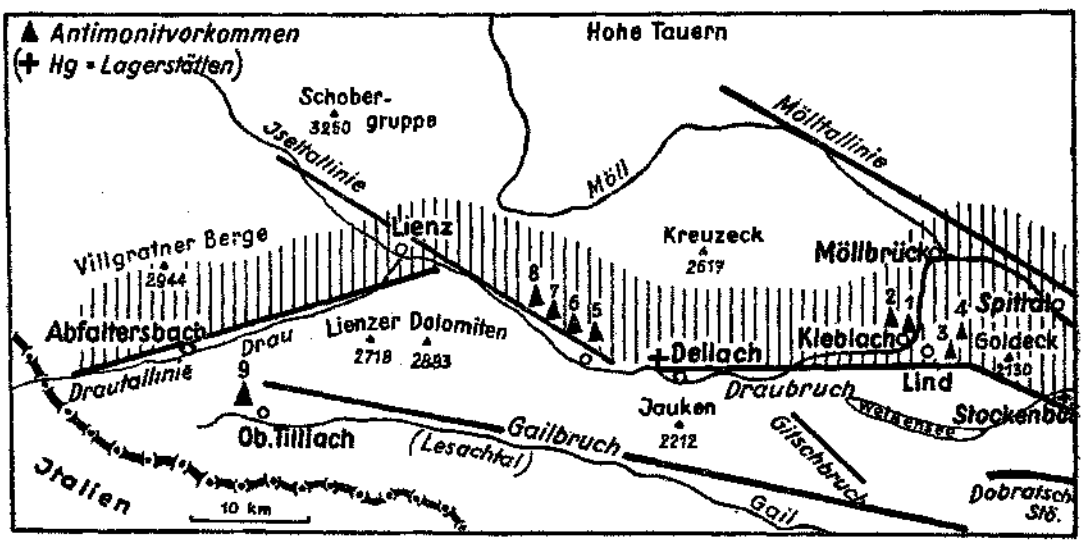


Abb. 5. Lagebeziehung der jungen Bruchtektonik im Drautalbereich Oberkärntens und Osttirols zu den Antimonit- (und Hg-)Lagerstätten.
Antimonitvorkommen: 1 = Lesnig, 2 = Radlberg, 3 = Guginock, 4 = Siflitz, 5 = Gurserkammer und Edengang, 6 = Rabant, 7 = Johannigrube, 8 = Mariengrube, 9 = Abfaltersbach. Schraffiert: Kristallinbereich einschließlich kleinem Anteil an metamorphen Paläozoikum. Unmittelbar südlich davon der mesozoische Drauzug (Gailtaler Alpen). — Dobratschstörung nach Holler und Kahler.

trägen der Seitenverschiebung. Sicher ist, daß das Vermächtnis alter Alpentektonik, welche besonders den hier betrachteten alpindinarischen Grenzraum kennzeichnet, in diesen jüngeren Bruchbildungen weiterlebt; darüber hinaus sind diese jungen Störungen Bestandteil des germanotypen Bruchnetzes, das nach den großen Massenverlagerungen der alpidischen Deckenschübe den Ostalpenraum überspannt.

Als besondere Lagerstättenkennzeichnung ist für die Drautalvorkommen hervorzuheben, daß sie zum Teil Au-führend sind und so ihre innige Verbindung zu den in ihren Nahbereichen auftretenden Goldlagerstätten bekunden.

Über die Mehrzahl der hier genannten Antimonitvorkommen im Drautal hat R. Canaval zuletzt 1934 (51) in einer Studie berichtet und weitere

Literaturhinweise gegeben. Abfaltersbach ist Gegenstand einer vornehmlich erzmikroskopischen Untersuchung durch A. Tornquist (58). Rahant, der jüngste Antimonbergbau im Drautal, hat bisher noch keine Bearbeitung gefunden, vorläufige Angaben sind in unveröffentlichten Berichten von G. Hiessleitner (1938, 1946), O. Friedrich (1940), H. P. Cornelius (1941), E. Krajicek (1942) niedergelegt. Vom erstgenannten Verfasser stammt überdies ein Erstbericht über die Mehrzahl der Drautalvorkommen aus dem Jahre 1916.

Baue auf Antimon bei Lienz aus dem Jahre 1650, die R. v. Srbik (65, S. 213) anführt, sind in der Örtlichkeit nicht näher festzustellen.

Die allgemein geologischen Verhältnisse des Drautalgebietes sind in jüngster Zeit durch die Aufanhmen von H. Beck der Geologischen Bundesanstalt behandelt, petrographische Bemerkungen hierzu trug F. Angel bei.

Lesnig—Radlberg.

Die beiden Vorkommen Lesnig und Radlberg befinden sich im selben Glimmerschiefer-Schiefergneiszug an der Westseite der Drau, wo diese, aus dem West-Ostlauf jäh nordgerichtet abbiegend, die Strecke Kleblach-Lind—Sachsenburg durchfließt.

Lesnig mit seinem Bergbau liegt kaum 60 m über Talsohle der Drau, zirka 2 km nördlich der Eisenbahnstation (560 m SH) Kleblach-Lind, Radlberg liegt hoch über Talsohle der Drau, auf der Ostseite des östlichen Ausläufers Neuberg (2279 m SH) — Thörl der Kreuzeckgruppe, in zirka 1600 m SH am Abhang zum Drautal.

Lesnig. Die Glimmerschieferzone, welche die Lagerstätte birgt, hat bei Ost—West-Streichen im allgemeinen steil nördliches Einfallen, das nördlich Lesnig auch in südliches Einfallen übergeht. Auch im Streichverlauf machen sich nördlich Lesnig und vor Sachsenburg starke Abweichungen geltend.

Die tieferen Komplexe dieser Glimmerschieferserie um Lesnig sind nach R. Canaval gebildet von hellen Schiefern, fallweise Granat- und Feldspat-, mitunter auch Fuchsit-führend; die hangenden Schiefer sind dunkler, bedingt durch Graphit(Schungit-)beimengung, die sich bis zur Graphitschieferbildung steigert. An solche Graphitreiche Schieferzwischenlagen hält sich vorzüglich die Antimonitvererzung. Auch Grünschieferzwischenlagen, oft nur als $^1/_2$ m starke Grünschieferbänke vorhanden, sind unter den Gesteinen nachbarlich zur Antimonitlagerstätte bemerkenswert. Eineu grauwackenähnlichen Sandstein erwähnt R. Canaval aus dem V-er Stollen von Lesnig. Erscheint also auch in Lesnig metamorphes Paläozoikum eingeschuppt? E. Krajicek (55) hat ähnliche Grauwackengesteine, in Altkristallin eingefaltet, als Gesteinsglied der Quecksilberlagerstätte Glatschach bei Dellach, westlich von Lesnig, nachgewiesen. (Siehe auch R. Schwinner (57) für die Goldeckgruppe.) Auf den Durchbruch von Porphyrit an der Draubrücke bei Kleblach-Lind hat R. Canaval aufmerksam gemacht; er wird allgemein zu dem besonders in der Kreuzeckgruppe verbreiteten Ganggefolge der Tonalitintrusionen gestellt. Eine lamprophyrische Abart dieser Ganggesteine ist talwärts von Lesnig, am rechten Drauufer gegenüber der Möllmündung von F. Angel und E. Krajicek (44) aufge-

funden und von ihnen als „Lurnfeldit" (nach dem Lurnfeld unterhalb Sachsenburg) beschrieben worden.

Für die Beurteilung der bergbaugeologischen Verhältnisse in den Grubenbauen von Lesnig — die Stollen sind heute größtenteils verfallen — steht der Aufsatz von R. Canaval (51) zur Verfügung, auch eine eigene Befahrungsnotiz aus dem Jahre 1916 konnte ich hiefür verwerten.[6]) Leider ist keine Grubenkarte überliefert, Cana-

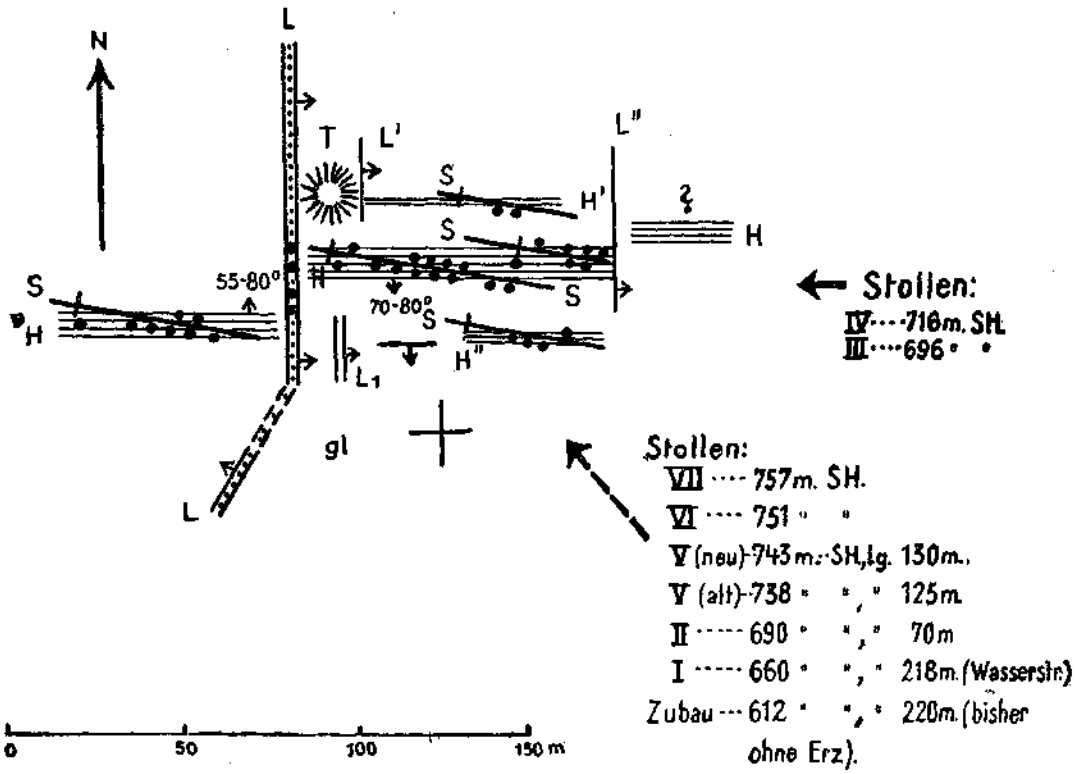


Abb. 6. Die Antimonerzgrube Lesnig bei Kleblach-Lind, Drautal.
Schematischer Deutungsversuch der Lagerungsverhältnisse, annähernd maßstäblich, nach den textlichen Angaben von R. Canaval 1934 und eigener Befahrungsnotiz 1916 (Grubenkarte 1918 vernichtet!).

H = Hauptlagerstätte (Antimonit-Imprägnation in Graphit-Schungit-Schiefer); H', H'' weitere geringmächtigere graphitische Schieferzwischenlager, erzführend, in unbestimmtem Abstande von H — (Mächtigkeiten übertrieben eingezeichnet).

S = Parallel zu H oder spitzwinkelig zuscharende, steil bis saiger fallende Klüfte mit Reicherz bei Verschnitt von H und H', H''.

Antimonerzführung (schematisch) = dicke Punkte, je nach Adelsgüte locker oder dicht.

L = Hauptlettenkluft (Wasserkluft), z. T. mit Erz (tektonisch hineingebrachter Adel?), verwirft östlichen Teil tiefer; L_1, L', L'' = zugeordnete Parallelklüfte.

gl = Glimmerschiefer; Lage der eingeschalteten Grünschiefer, nahe zu Erz, nicht mehr fixierbar. T = der „alte Trachter", großer Verhau der Alten im liegendsten Lager östlich der Lettenkluft.

---

[6]) Schon die Fahnen in Händen, stieß ich auf einen unveröffentlichten Bericht über Bergbau Lesnig aus dem Jahre 1943 von Dr. M. Munda, erliegend im Archiv der Geol. B. A.; darnach war damals der IIer Stollen teilweise zugänglich und ließ Reste von Imprägnationserz des Hauptlagerganges beleuchten.

val meldet sie als vernichtet. Ich habe versucht, in Abb. 6 nach textlichen Angaben von Canaval, die ohne Grubenbild etwas umständliche Lesart besitzen, und nach den eigenen Notizen ein schematisches Lagerungsbild zu rekonstruieren. An Hand dieser ungefähr maßstäblichen Skizze lassen sich folgende Kennzeichen der Lagerungsbedingungen als wesentlich hervorheben: Die Hauptlagerstätte ist Lagervererzung innerhalb einer bis meter- und mehrmächtigen, besonders Graphit-(Schungit-)reichen Schieferlage entwickelt. Die Graphitschieferzone wird von hellen Glimmerschiefern umgeben, darin ein bis zwei weitere, parallele Graphitschieferbänder, ebenfalls erzführend, stecken.

Außer dieser Lagervererzung sind weniger regelmäßig angeordnete doch reicher mineralisierte Kluftvererzungen als Nebenlagerstätten vorhanden; eine Anzahl dieser Erzklüfte haben ebenfalls O—W-Verlauf, durchschneiden aber bei saigerem oder fast saigerem Einfallen doch spitzwinkelig das gleiche Gesteinsstreichen. Dieses steilere Einfallen bringt die Klüfte bald aus den Graphit(Graphitoid)-schieferzonen heraus, am Verschnitt mit ihnen haben sich reiche Adelszonen entwickelt.

Es werden drei Lager-Erzklüfte gezählt, die Zahl der verquerenden Erzklüfte scheint größer zu sein.

Das Erzfeld, welches ungefähr 100 m (bis 150 m) im Streichen einnimmt, vielleicht 50 m verquerend dazu, ist stark kluft-durchstört. Sowohl vor als nach der Vererzung haben sich beträchtliche Bewegungen ausgewirkt. Eine Hauptstörung, die wasserreiche „Lettenkluft" im Westabschnitt des Erzfeldes, streicht annähernd N—S und steht meist saiger; sie ist Verwurfstörung mit vermutlichem Absinken des östlichen Trumes. Parallele Klüfte sind der Lettenkluft zugeordnet. Auch die Lettenkluft hat Erz geführt, ob dieses tektonisch darin eingekeilt war oder primären Erzabsatz bedeutete, ist heute nicht mehr aussagbar. Westlich der Lettenkluft bestand nördliches, östlich derselben südliches Einfallen, ja sogar horizontale Lagerung der Graphit- und Glimmerschiefer.

Auch längs der Flächen der Adelsklüfte fanden ebenso Bewegungen statt wie in den Graphitschieferhorizonten, unter Herausbildung glatter graphitischer Schmierblätter.

Die durch Stollenbauten bisher nachgewiesene Teufenerstreckung der zutage ausgehenden Lagerstätte hat nahe 150 m vertikale Teufe erreicht. Der tiefste Zuban traf allerdings nur mehr schwaches Imprägnationserz, keine derben Erze mehr an; ob seine Ausrichtungsaufgaben erschöpfend durchgeführt wurden, läßt sich heute nicht mehr beurteilen.

Die Mächtigkeit der Erzführung in der Hauptlagerstätte als auch in den Erzklüften war schwankend, von einigen Dezimetern bis 1 bis 1·3 m ansteigend, im einzelnen in Linsen, Butzen, Trümmer aufgelöst. Der kleinere Anteil der Mächtigkeit war Derberz in Bändern, Streifen oder irgendwie massig, die Hauptbreite haben Mittel- und Bergerze eingenommen. Die Streichlängen einzelner Adelsführungen — auch der Adel in der Hauptlagerstätte war in Linsen verteilt — erreichten 15 bis 20 m, soweit nicht schon früher Stö-

rungen abschnitten. Die Erstreckung nach dem Verflächen übertraf im einzelnen mitunter die Streichlänge.

Die Erzführung setzt sich in der Hauptsache aus Antimonit zusammen. In der Hauptlagerstätte ist dieser teils grobkristallig, teils als Imprägnation fein verteilt. Für manche Kluftvererzungen war dichter, schalig brechender Antimonit (mylonitisch?) bezeichnend. Zu Antimonit gesellt sich ganz untergeordnet Pyrit, Magnetkies, selten Kupferkies, noch seltener Arsenkies, Zinkblende und Bleiglanz. Auch Plumosit (Jamesonit) wird angeführt. Gangart wird von Quarz bestritten, mitunter hornfelsartig, ausnahmsweise von Ankerit, von Kalkspat nur selten; im Hauwerk ließ sich seinerzeit häufig Turmalin, wahrscheinlich nur aus den Glimmerschiefern stammend, feststellen. Als Oxydationserz führt A. Brunlechner Antimonocker und roten Valentinit an. Als jüngste Neubildung verkittet Aragonit altes Grubenklein. Antimonitrosetten auf sonst erzleeren Klüften schreibt R. Canaval sekundärem Absatz durch vadose Wässer zu, doch dürfte auch diese Mineralisation in den primären Vererzungsumfang einzuschließen sein.

Der Hauwerksgehalt belief sich in den letzten Betriebsjahren, wo hauptsächlich Rücklässe verhaut wurden, auf 9 bis 11% Sb; ungefähr 5% des Hauwerks war Derberz mit rund 40% Sb. Auch die graphitische zerriebene Lagermasse für sich kann nach C. Rochata in Lesnig bis 3% Sb enthalten (Beschaffenheit der Hauptlagerstätte scheint große Ähnlichkeit mit Rabant zu besitzen!).

Eine Derberzanalyse (51) gibt an: 36·79% Sb, 0·96% Cu, 0·67% As und 0·92% Pb.

Einflüsse auf das Nebengestein durch den Vererzungsvorgang bestehen in Bleichung der Glimmerschiefer sowie in örtlichen Verkieselungen der Schiefer, die dann zu bergmännisch schwer zu bearbeitenden Gesteinen werden.

Auf die Beziehung dieses und der anderen Vorkommen zur Großtektonik wurde eingangs kurz verwiesen. Das Alter der Vererzung müßte demnach an jenes der O—W-streichenden Längsstörungen angehängt werden, eine räumliche Beziehung zu den jüngeren dinarisch NW—SO-gerichteten Störungen (Spittal-Villachstörung usw.) besteht nicht mehr. Wahrscheinlich ist die N—S-streichende „Lettenkluft" des Bergbaues Lesnig einem noch jüngeren Bruchsystem zugehörig, das mit der Ausbildung der Quertalstrecke Kleblach-Lind—Sachsenburg in Zusammenhang stehen dürfte; dann ist aber die Erzführung der Lettenkluft wohl nur ein tektonischer Adelseinschub.

Radlberg. Hier muß ich ausschließlich den Angaben von R. Canaval (51) folgen, die aber auch z. T. aus Archivforschung geschöpft sind.

Der Haupteinbau 1609 m SH mit sehr großer Halde liegt im mittleren der drei Gräben, welche vom Gebirgskamm der Pirkebner-Alpe zur Pirkebnerhütte herabziehen, ober welchem Stollen in 1635, 1642, 1650 und 1663 m SH die übrigen Einbaue folgen.

Es sind mehrere Lagerstätten vorhanden gewesen. Die Erzführungen liegen konkordant im Glimmerschiefer, der mit 65° nach SW und SSW verflächt.

Hauptlagerstätte bildete ein durch taube Zwischenmittel in drei Bänke zerteiltes Lager im graphitischen Granatglimmerschiefer; man hatte anscheinend seinerzeit nur die Hangenderzbank abgebaut, sie war 0·4 bis 1·5 m mächtig, hiervon bis 0·13 m in Derberz ausgebildet.

Im Hangend des Hauptlagers sind zwei Hangendlager bekannt gewesen, von welchen das erste 13 m und das zweite 49 m vom Hauptlager abstand.

Im Pirkebnergraben beißt unterhalb SH 1609 m ein 0·1 m mächtiges Erzstreichen aus.

Eine Gewältigung der vier alten Einbaue im Sommer 1915 hat kein Derberz mehr, sondern nur Aufbereitungserz in den Rücklässen aufgeschlossen.

Ob etwa eine Verbindung vom Vorkommen Radlberg zu dem in südöstlicher, also in dinarischer Richtung davon entfernt liegenden Vorkommen Lesnig besteht, sei es auch nur eine solche postmineraliseher Tektonik, läßt sich zur Zeit ohne nähere Studien nicht aussagen.

Westlich Lesnig, bei Lengholz am nördlichen Drauufer, sind Antimonitfunde im Talkschiefer bekannt (A. Brunlechner, 61).

Siflitz—Guginock.

Östlich des Drautales bei Lind, ungefähr auf der Linie Radlberg—Lesnig gelegen, befindet sich in 1600 m SH am südlichen Hang des Siflitzbaches der alte Antimonbergbau Guginock. Nördlich des Siflitztales, in den Hängen des Gebirgskammes der Weißwände, liegen die Einbauten des Siflitzrevieres.

Guginock. Hier treten die Antimonerze in kristallinem Kalkstein auf, welcher der Glimmerschiefer-(Phyllit-)serie eingelagert ist, die gesteinsmäßig den Aufbau des Goldeck-Gebirgszuges in der Hauptsache bestreitet. Quarzit, Amphibolit und Grünschiefer nehmen in schmalen Streifen an den Gesteinsfolgen teil, die bei ost—westlichem Streichen im allgemeinen steile, meist Süd-verflächende Aufrichtung zeigen.

Der Aufnahmsarbeit von E. Krajicek (44) aus jüngster Zeit ist eine eingehende geologische Kartierung der Goldeckgruppe zu verdanken, die petrographisch-tektonischen Verhältnisse werden von ihm in gemeinsamer Arbeit mit F. Angel behandelt. Einen Ausschnitt der geologischen Karte dieser Arbeit benütze ich zur Abb. 7 und habe darin die Bergbausituation gemäß eigener früherer Kartierungsarbeit (1922) eingetragen. Phyllite und marmorisierte Kalke im Kristallin der nordwestlichen Goldeckgruppe, als eingeschuppt dem Paläozoikum zugehörig, argumentiert R. Schwinner (57) in einer jüngst erschienenen Arbeit.

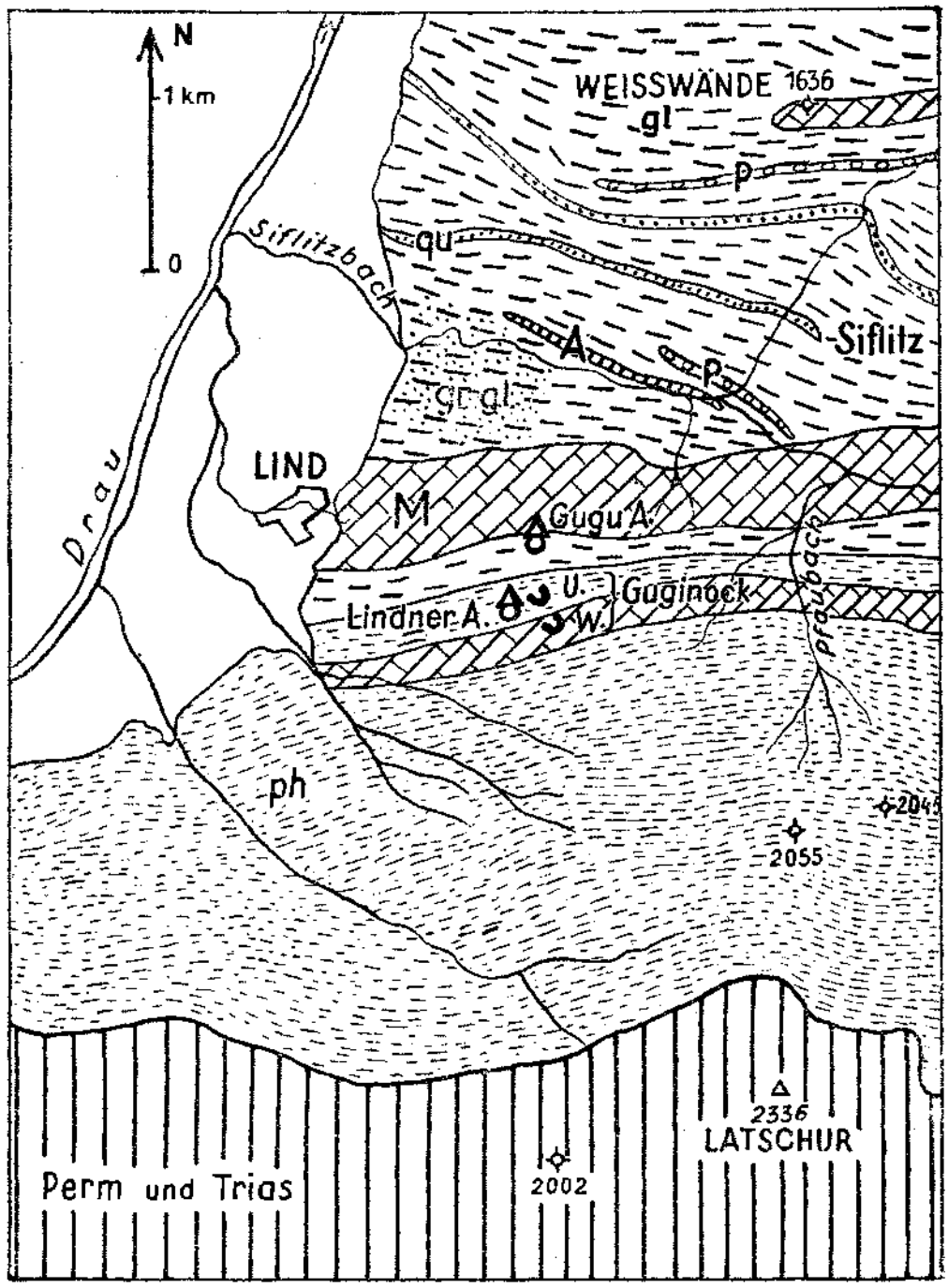


Abb. 7. Kartenausschnitt der geologischen Aufnahme der Goldeckgruppe durch E. Krajicek (Lit. 44), etwas vereinfacht. Darin eingezeichnet die Lage des Guginock-Bergbaues.

W = Wallnerstollen SH. 1553 m; U = Unterbau SH. 1532 m.

gl = Glimmerschiefer (einschließlich 2 Glimmer-Schiefer), grgl = Granatglimmerschiefer, qu = Quarzite, P = Pegmatite, A = Amphibolit, M = Marmor und kristalliner Kalk, ph = Phyllit und Quarzit.

Auch für Guginock ist es wieder R. Canaval (51), welcher die spärlichen Daten des alten Bergbaues beigebracht hat; sie werden hier angeführt, ebenso wie Angaben eigener Untersuchungsberichte 1922 (G. Hießleitner und W. Haug) sowie solche aus 1920 von Hofrat Rottleuthner, Graz.

Die Gugualpe, SH 1350 m, steht am Südrand des von Lind nach Osten streichenden Kalkmarmorzuges. Von dort nach Süden, Glimmerschiefer und phyllitische, bzw. quarzphyllitische Schiefer querend, wird die Lindneralpe und der Unterbau Guginock, SH 1532 m, am Rande des südlichen Kalkmarmorzuges erreicht.

F. Angel und E. Krajicek stellen die kristallinen Schiefer im Südabschnitt der Goldeckgruppe überwiegend zur Quarzphyllitserie und lassen die Möglichkeit offen, darin fallweise auch metamorphes Paläozoikum zu sehen, ja es fällt für den Kalkmarmor auch der Hinweis auf devon-verdächtige Kalkmassen. Das nördlich des Goldecks geschlossen auftretende Altkristallin, aus diaphtoritischen Granatglimmerschiefern und Glimmerschiefern bestehend, ebenfalls Marmorzüge bergend, ist jedoch mit den Gesteinen der Quarzphyllitserie beträchtlich verschuppt, so daß klare Grenzen nicht immer zu ziehen sind. Für die östlich des Goldecks zwischen Quarzphyllit und mesozoischem Drauzug verbreiteten, kaum metamorphen Tonschiefer wird Karbon vermutet.

Der alte Antimonbergbau mit dem Wallnerstollen, SH 1553 m — die Bergbautätigkeit reicht ins 17. Jahrhundert zurück — befindet sich innerhalb der Kalkmarmormassen selbst: „nach der Schichtung des Kalkes haben sich weiße Kalkspatadern und schmale, beiderseits ausgespitzte Linsen von Antimonit eingelagert. Mächtige solcher Linsen bis zu 1 m Breite bildeten den Gegenstand des Bergbaues ..." (R. Canaval). Der Kalk hat steil S-gerichtetes Einfallen, die Antimonitvererzung hat sich, nach einer Bemerkung des Canavalschen Berichtes schließend, mehr an den hangenden südlichen Kontakt dieses Kalkes gehalten; letzterer grenzte an eine Grünschieferbank, der sich erst phyllitischer Hangendschiefer anlegte.

Der Unterbau setzt in den Liegendschiefern (serizitische Glimmerschiefer, teils quarzphyllitisch) an, denen im etwas tieferen Dynamitstollen eine Kalkbank vorgeschaltet ist, und steht, südgerichtet, bei 60 m Gesamtlänge mit den letzten 15 m in der Masse des Hauptkalkzuges. Vorher wird eine von Kalkschollen durchspießte lokale Störungszone verschnitten (Abb. 8). Die Antimonlagerstätte war mit dem Feldort des Unterbaues noch nicht erreicht, hingegen hat die Verquerung des Liegendschiefers eine göldische Arsenkies-Schwefelkies-Imprägnation aufgedeckt, besonders reich in der erwähnten Störungszone am Kontakt. Der Quarzlinsen führende Serizitglimmerschiefer ist durch diese Kiesimprägnation auf über 12 m etwas spitzwinkelig durchquerter Erstreckung lagerstättenmäßig vererzt: Arsenkies herrscht vor, feinstkörnig bis feinkristallin-nadelig, den Schwefelkies etwas zurückdrängend, der kristallig oder in derben Körnern erscheint. Zwei Kalkzungen greifen längs Störungsflächen in die vererzte Schieferzone ein, ohne selbst Erz zu führen

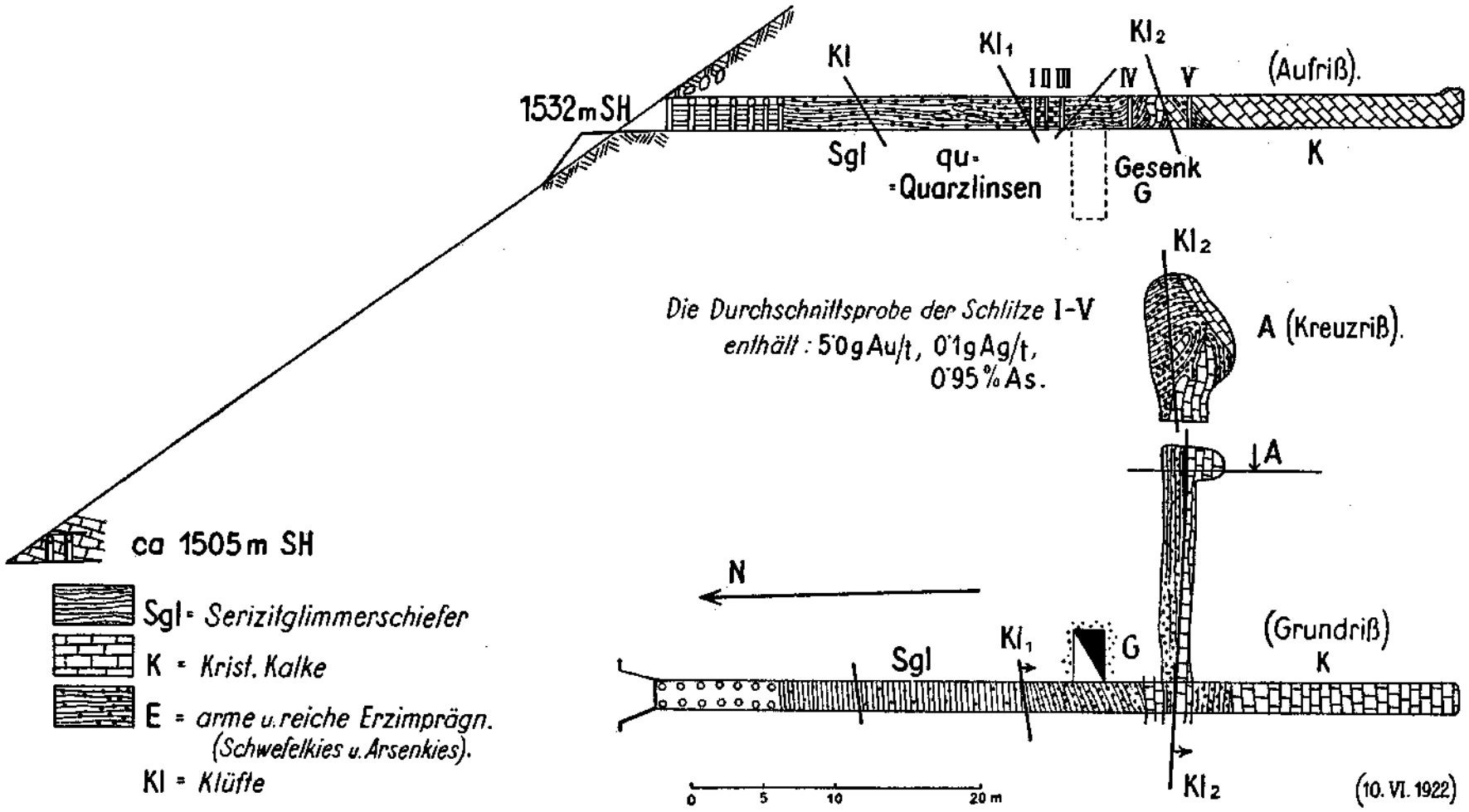


Abb. 8. Der Schurfbau Guginock im Drautal.

oder nur dort Erz aufnehmend, wo eine Verquarzung des Kalkes stattgefunden hat.

Probenahmen habe ich 1922 gemeinsam mit Bergdirektor W. Haug durchgeführt; sie bestanden aus fünf vertikalen Schlitzproben (Abb. 8), die innerhalb der 12 m-Zone über die vererzten Schiefer der Stollenulme gezogen wurden. Auskutten des Tauben — wenn überhaupt, so nur in größerem Probebetrieb durchführbar — unterblieb hierbei! Die Analyse der Sammelprobe, von mir im Laboratorium des Goldbergbaues Böckstein durchgeführt, ergab

5·0 g Au/t, 0·1 g Ag/t und 0·95% As.

Aualysen vorhergehender Probenahmen von R. Canaval, auch solche von Hofrat Rottleuthner, in anderen Laboratorien durchgeführt, haben zu fast gleichen Werten geführt; reich imprägnierte, ausgewählte Probemasse hielt nach Erstgenanntem (Goldfeld der Ostalpen usw., Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, 81, 1933) bis 20 g Au/t.

In der Saxenprobe hatte ich seinerzeit auch spärlichst Freigold nachgewiesen.

Den Alten, welche das Antimonvorkommen beschürften, blieb das Goldvorkommen des Guginock unbekannt.

Mangel an geldlichen Betriebsmitteln hatte 1922 die damalige Bergbaueignerin, die Carinthia A.-G., zur Einstellung des Unterbaues gezwungen, bevor noch die Antimonitlagerstätte erreicht und die so hoffnungsvolle Goldlagerstätte näher untersucht worden wäre.

Siflitz. Guginock gegenüber, auf der nördlichen Seite des Siflitztales (Abb. 7), sind Antimonitvorkommen auf den Abhängen der Weißwände (Kote SH 1636 m) bekannt. Der Kalkmarmorzug von Lind setzt hier auf die orographisch rechte Seite des Siflitztales über. Der Gipfelkamm der Weißwände selbst wird nach der Karte von Krajicek von einem anderen, liegenderen Kalkzug eingenommen. R. Schwinner (57) tritt ebenfalls für paläozoisches Alter der Weißwände-Kalkmarmore ein.

Auch hier sind die „Antimonit- und Ankerit-führenden dolomitischen Kalke dem Verflächen nach mit göldischen kiesigen Schiefern verbunden... Der Antimonit hat hier nicht mehr den fast muscheligen Bruch wie am Guginock, sondern den mehr körnigen von Lesnig“ (R. Canaval).

Die Golderze waren es, welche hier den Gegenstand des Abbaues der Alten bildeten und das „Goldfeld“ der Siflitz ausmachten. Wie Canaval (49 und Goldfeld, 1933) berichtet, sollen nach einer überlieferten Karte auf einer Fläche von 1140 m mal 570 m mehr als 100 Stollenmundlöcher zusammengedrängt gewesen sein; sie lagen in SH 1100 bis 1350 m. Nach F. Czermak und J. Schadler (62) reichen die alten, heute nicht mehr befahrbaren Stollen am Westhang der Weißwände oberhalb dem Gehöft Ebner von SH 880 bis 1360 m; die Halden zeigen vornehmlich Magnet- und Arsenkies, das Nebengestein ist Quarzphyllit. Ein tiefer Erbstollen, der Danielistollen im Siflitztal, 760 m lang, in SH 937 m, war anscheinend ohne Erfolg.

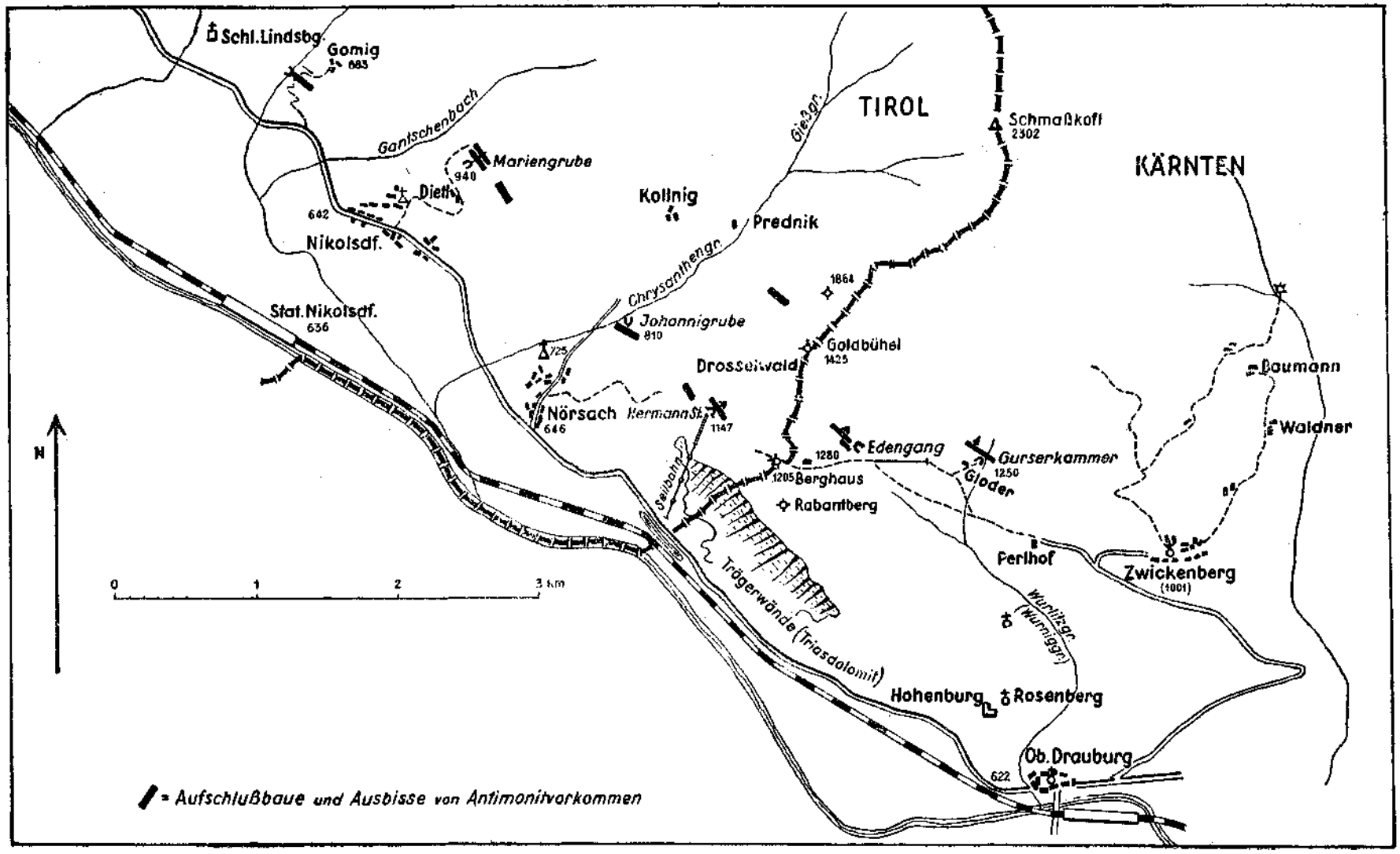


Abb. 9. Übersicht der Antimonitvorkommen zwischen Nikolsdorf und Oberdrauburg.
(Nach der Rohrer-Totschnigschen Schurfkarte ergänzt.)

E. Krajicek fand noch 11 Stollenmundlöcher in dem waldbedeckten Gebiet westlich der Weißwände.

Die Vorkommengruppe Zwickenberg bei Oberdrauburg.

Gurserkammer. Ein alter, von Tage aus in der Lagerstätte angesetzter Schrämstollen nächst dem Gehöft Gloder, bzw. Unterhuber in zirka 1250 m SH wurde 1894 von der Gewerkschaft Carinthia wiedergewältigt und nachgeschossen.

1916 hatte ich Gelegenheit, diesen Stollen gemeinsam mit Hofrat Dr. R. Canaval zu befahren, der Stollenbetrieb war kriegsbedingt 1915 wieder aufgenommen worden: nach 14 m Querschlag wurde eine Lettenkluft gequert, die unter 40 bis 45° nach NO fällt; ihr Liegend wird von stark gefälteltem graphitischem Schiefer, ihr Hangend von flach N- bis NO-fallenden plattigen, veränderten Hornblendeschiefern eingenommen. Die Lettenkluft war erfüllt von schwarzem, tonigem Graphitletten und graphitischem Schiefer, in denen linsenartig Gangquarzmassen mit Antimonit staken. Der grünschieferähnliche Hornblendeschiefer im Hangend führt imprägnativ ebenfalls Antimonit, nebst Ankeritschnüren, reichlicher Schwefelkies- und Arsenkies-Kriställchen. Für diese Imprägnationszone war ein Goldgehalt von 18 g/t nachgewiesen worden.

Der Anblick 1916 des östlichen Feldortes ist in Abb. 10 festgehalten. Hier war der Antimonit in der Quarzmasse fein verteilt, während in Gesenken der nordwestlichen Ausrichtungsstrecke noch gute Derberzanbrüche zu beleuchten waren. Auch das Feldort in NW-richtung führte bei stark verschmälerter Gangfüllung noch Antimonit in Quarz.

Die Wiederbelebung des alten Stollenbetriebes im Jahre 1916 erbrachte 40 bis 50 t Derberze.

Nach R. Canaval (48) hielt eine Derberzprobe in der Gurserkammer 65·25% Sb, Pochgänge gaben 4·6% Schlich mit 34% Sb, 11 g Au und 25 g Ag/t. Der Schlich aus der Imprägnationsvererzung des vergrünten Ampbibolits im Hangend war noch edelmetallreicher: 73 bis 84 g Au/t. Graphitischer Lettenbesteg aus dem Gang hielt 1·95% Schlich mit 24·40% Sb, 34 g Au und 141 g Ag/t, außerdem über 1% As.

Die Alten hatten das gewonnene Derberz sofort bei der Grube geschmolzen, ausgesaigert, Reste solcher Gewinnungsstätten mit Tiegelscherben und Saigerrückständen hat R. Canaval an zwei Stellen gefunden.

Die verstärkte Bergbautätigkeit während des zweiten Weltkrieges hat dem Vorkommen der Gurserkammer die schon längst vorgesehene Unterfahrung gebracht. Der neue Unterbau schlug allerdings nur 8 m tiefer unter den Stollen des Jahres 1916 an, erreichte schräg durch das Schieferstreichen hindurch bei m 75 die Lettenkluft. Die geologischen Verhältnisse waren ähnlich angetroffen wie im oberen Stollen: im Hangend, doch nur in begrenztem Umfang, der zersetzte verkieste Amphibolit von etwas eigenartigem Aussehen, mehr grünlichem Serizitschiefer ähnelnd, im Liegend der Glimmerschiefer. In der Lettenkluft erfolgte beidseits die Streichausrich-

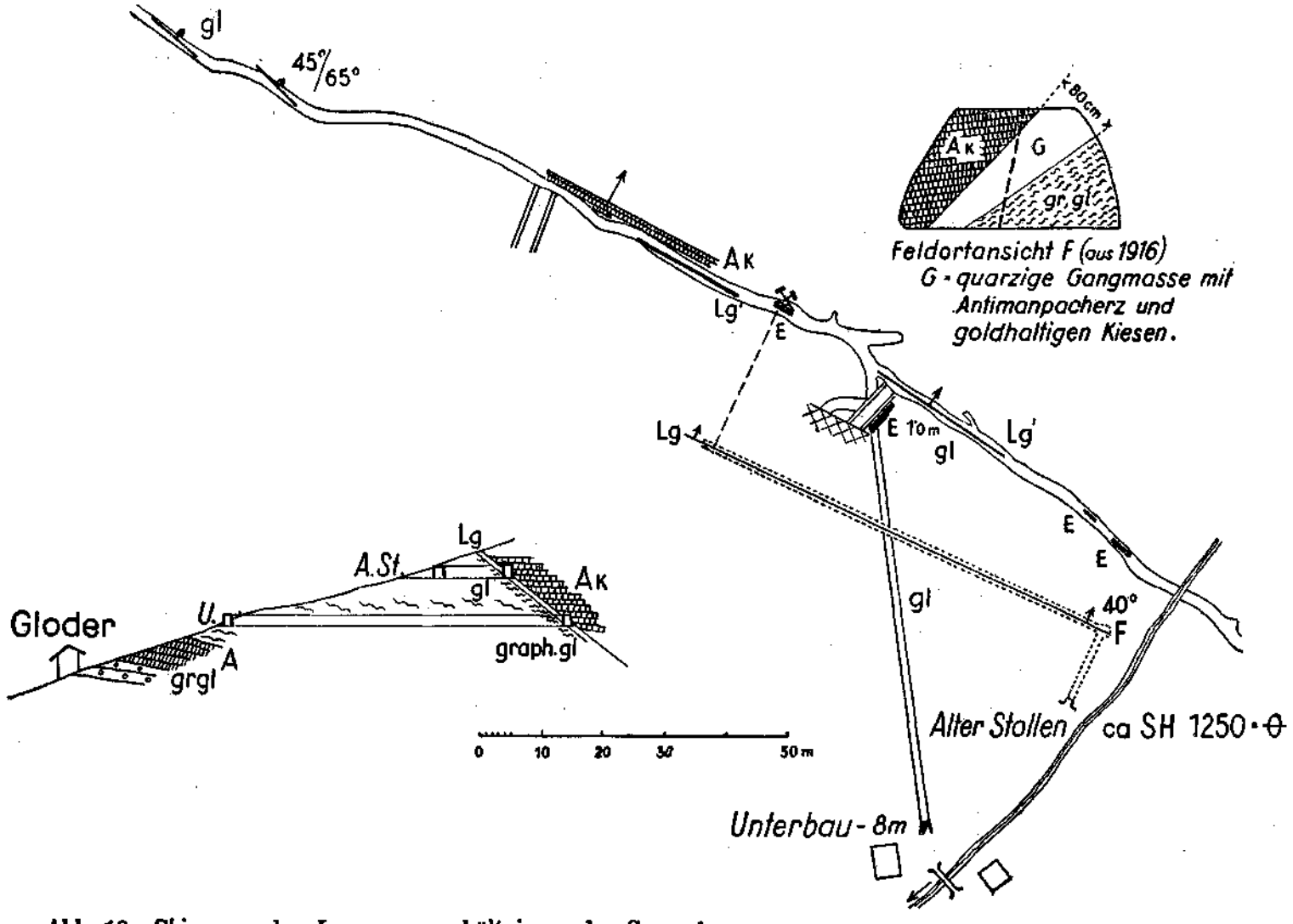


Abb. 10. Skizze zu den Lagerungsverhältnissen der Gurserkammerstollen am Zwickenberg bei Oberdrauburg.
gl = Glimmerschiefer, grgl = Granatglimmerschiefer, graph. = graphitisch, A = Amphibolit (Ak — verkiester Amphibolit), Lg, Lg' = Lettenkluft mit Gang, E = reichere Antimonitvererzungen des Ganges.

tung mit insgesamt 80 m Auffahrung. Außer der reich antimonitvererzten Quarzlinse beim Streckenkreuz, die 1 m stark in der Firste bis unter die alten Baue reichte, in die Sohle aber nicht abstieg, wurden nur vereinzelt Schmitzen von Gangquarz mit Antimonit festgestellt. Nach SO scheint die Spaltenkraft der Kluft sich zu erschöpfen, nicht so im nordwestlichen Feldort. Auch im Unterbau wurde der amphibolitische Hangendschiefer reichlich kiesimprägniert angetroffen. Eine systematische Probung, etwa auch in Richtung des Edelmetallgehaltes, ist noch nicht erfolgt; eine einzelne Schlitzprobe aus der Kiesvererzung ergab nach Professor O. Friedrich 4% Sb.

Die Ausrichtungsaufgaben, vor allem auch nach der Teufe, können noch nicht als beendet angesehen werden.

Nach dem Profil der Abb. 10 bestünde die Möglichkeit, daß an der Lettenkluft eine Aufschiebung vor sich gegangen wäre, die den oberhalb des Gehöftes über Granatglimmerschiefer bergwärts absinkenden Amphibolit hinter der Kluft nach oben bewegt hätte. Da aber zweifellos Amphibolit in diesem Gebiete auch in Wechsellagerung mit Glimmerschiefer auftritt, ist ein Entscheid vorerst noch nicht möglich, auch ein reines Verwurfphänomen ist für die Lettenkluft nicht ausgeschlossen.

Auf der Halde des Stollens sind neben Antimonit auch Pyrit, Arsenkies sowie reichlich Oxydationserze des Antimonits anzutreffen, darunter roter Valentinit (oder handelt es sich um Kermesit?). Augenblicklich steht mir kein Probenmaterial zur Verfügung).

Die vererzte Lettenkluft der Gurserkammer entspricht, ebenso wie das Vorkommen des Edenganges, hangenderen Erzzonen gegenüber der bedeutenderen Lagerstätte Rabant.

Edengang (Lok. „Beim Gloder" oder „Auf der Rabantwies"). Das Vorkommen liegt zirka 1200 m SH von der Gurserkammer 800 m in westlicher Richtung entfernt. (Abb. 9.) Die Lagerstätte ist hier ein richtiger Gang, dessen fast saiger stehende Spalte nach 310° streicht und spitzwinkelig die kristallinen Schiefer, Amphibolit, bänderigen Quarzit und dunkle Glimmerschiefer verschneidet. Die Gangfüllung besteht aus Quarz, bis 1·5 m mächtig, mit Pyrit- und örtlich Antimoniterzführung. Eine graphitische Ruschelzone ist nicht stetig ausgebildet. Zur quarzigen Gangart tritt spärlich ankeritisches Karbonat. (Abb. 12.)

Auch hier bestand älterer Bergbau, Schrämstollen und Schachtpinge zeugen für ihn. Um 1840 wieder in Betrieb genommen, hat die Grube derbe Antimonerze geliefert, wurde aber bei unvollendetem Zubau 1848 wieder eingestellt (R. Canaval, 48).

1916 war der obere Zubau 60 m lang und stand in taubem Glimmerschiefer.

Die jüngst vergangenen Kriegsjahre haben auch hier eine Wiederaufnahme des Schurfbetriebes gebracht. Der obere Zubau kam unter die Lagerstätte vor, stellte dieselbe in schmaler Ausbildung als steil SO-fallende Gangspalte fest, vererzt in Sohle setzend. Der 25 m tiefer angelegte neue Unterbau steht von seinem Ziele noch ungefähr 80 m entfernt. (Abb. 11.)

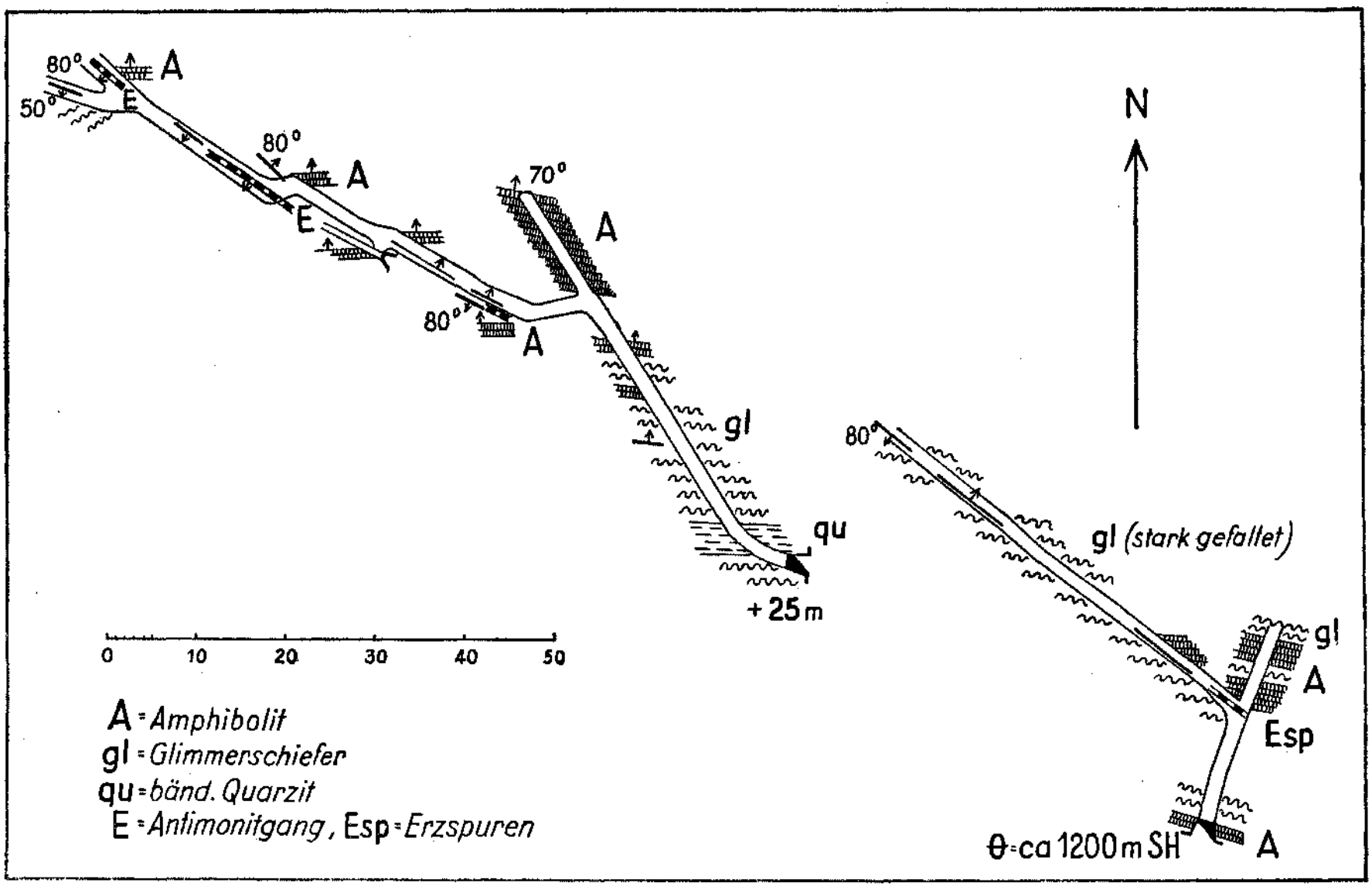


Abb. 11. Der Edengang beim Gloder (Zwickenberg bei Oberdrauburg).

Rabant. Das Antimonitvorkommen des Rabantganges, im Drosselwald 1100 bis 1200 m SH westlich der Rabantalm ob Oberdrauburg gelegen, ist unter den Vorkommen dieser Gruppe das am jüngsten erschlossene und steht als planmäßig geführter und mit maschineller Ausrüstung versehener Schurfbetrieb noch heute in Entwicklung.

Auch hier bestand ein alter Stollen des vorigen Jahrhunderts, der 1937 durch Hermann Rohrer aus Lienz wieder geöffnet wurde, wobei sich ein Antimonitgang, 20 bis 50 cm stark und im Feldort anhaltend, feststellen ließ. Daraufhin wurde 1937/38 ein querschlägig angelegter Schurfstollen 8 m tiefer ausgeführt, der einen Gang mit 10 bis 60 cm Mächtigkeit, 35 bis 40°/55° fallend, in einer graphitischen Ruschelzone erschloß; in wenigen Metern Abstand von diesem wurde verquerend ins Hangend ein zweiter Gang gekreuzt. Die Sohlfortsetzung zeigte sich bei beiden Gängen günstig. Das Nebengestein der Ruschelzone war chloritischer und serizitischer Quarzphyllit. Auch obertags wurden Ruschelzone und Gangspalte erkannt, letztere allerdings mit kleinerer Mächtigkeit, die Erzfüllung linsenförmig an- und abschwellend 5 bis 15 cm stark.

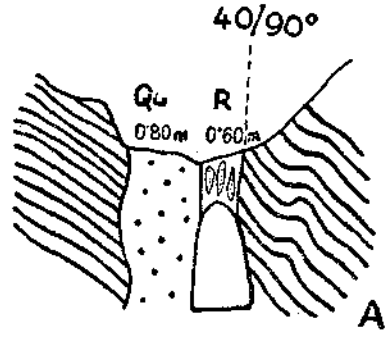


Abb. 12. Alter Schrämstollen auf den Edengang (Zwickenberg).
A = diapht. Amphibolit; Qu = massiger Gangquarz mit verquarzten Nebengesteinsschollen und Antimonit; R = Reibungsgangmasse mit linsigen Quarzgängchen, Antimonit und Schwefelkies.

Schon 1938 war 40 m tiefer als der Schurfstollen und 150 m im Streichen von ihm westlich entfernt, in der Bachschlucht die Fortsetzung der graphitischen Gangkluft und darin auch Gangquarz mit Antimonit aufgefunden worden. Die Aussichten für eine großzügigere Untersuchung konnte darum schon 1938 als nicht ungünstig bezeichnet werden.

1939, bzw. 1940 wurde auch tatsächlich ein mit modernen Betriebsmitteln geführter Schurfbau aufgezogen. 10 m unter dem neuen Schurfstollen wurde in SH 1145 m der Hermannstollen angeschlagen, dem später der Hermann-Unterbau in SH 1095 m folgte. Ein Bremsseilberg besorgt die Verbindung mit dem Drautal, Berghaus und Holzgas-Kraftinstallation wurden am Ostrand der Rabantalm errichtet.

Durch die beiden Hauptstollen wurde bis heute die lagerartige graphitische Gangkluft auf 600 m Streichen ausgerichtet. Ein Blindschacht, 340 m ab Mundloch Hermann Unterbau abgestoßen, hat anfangs 1948 die Sohle minus 100 m erreicht. Streichstrecken, Zwischenläufe, Auf-

brüche und Blindschacht bringen bisher in mehr als 25.000 m² ideelle Gangfläche einigermaßen Einsicht.

Der Hauptgang der Rabant, der eigentliche „Rabantgang", ist in Glimmerschiefer als mylonitisch-graphitische Ruschelzone ausgebildet, in der sich lagerlinsig Gangquarzmassen teils reich, teils ärmer von Antimonit durchzogen, in absätziger Weise ausbreiten.

Die Raumlage der Gangfläche und Ruschelzone ist bei NW—SO-streichen 55° bis 70° nach NO fallend, ihr Abstand von der weiter südlich durchziehenden Triaskalkgrenze („Pusterer Linie") des mesozoischen Drauzuges, der hier auch auf die nördlichen Drau-

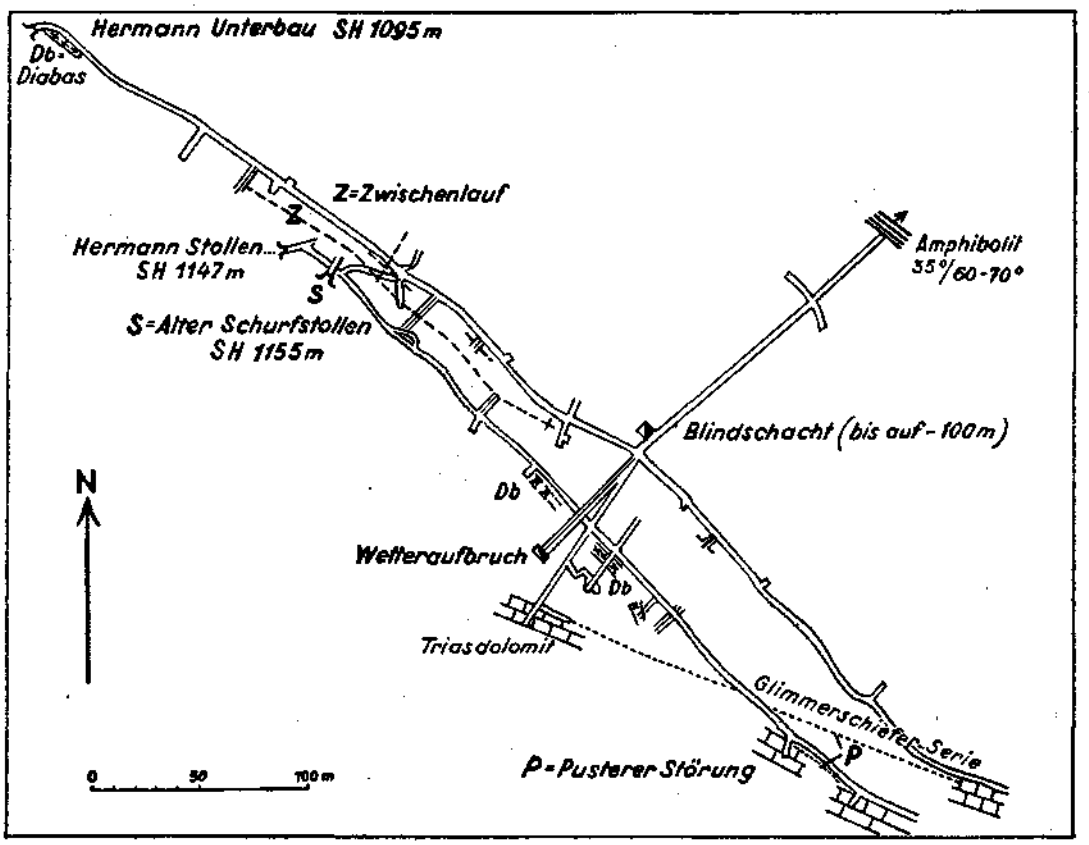


Abb. 13. Grubenkarte der Stollenbauten auf den Rabantgang. (Nach der Aufnahme von Dipl.-Ing. E. J. Czuray.)

hänge übergreift, beträgt im Querschnitt durch den Blindschacht Niveau Hermann Unterbau zirka 80 m. Die Pusterer Linie hat jedoch bei steilerem Einfallen hier einen mehr WNW—OSO-gerichteten Verlauf, so daß Ruschelzone und Triasgrenzfläche im Unterbauniveau bereits 220 m südöstlich Blindschacht zum Verschnitt kommen, nach der Tiefe aber auseinanderstreben. In südöstlicher Streichrichtung sind also der Vererzung festlegbare Grenzen gesetzt.

Ruschelzone und darin die Gangausbildung streichen und verflächen annähernd konform mit den sie einhüllenden Kristallinschichten. Das herrschende Nebengestein ist ein Glimmerschiefer, örtlich und auch da nur spärlich Granat führend, letzterer in

chloritischer Diaphtorese; reichliches Kohlenpigment, z. T. wohl Graphit (Graphitoid), bedingen die Dunkelfärbung. Über quarzlagenführenden Glimmerschiefern bestehen Übergänge zu Quarzphyllit, auch Übergänge serizitischer Glimmerschiefer in Phyllit. Vereinzelt sind quarzitische Lagen, auch feingebänderter Quarzit. Noch näher zu besehen sind ölgrüne quarzitisch-serizitische Schiefer, sie werden von den Grubenbauen in Nachbarschaft zur Ruschelzone mehrfach gekreuzt. Ein zweites wichtiges Element am Gesteinsgerüst ist der Amphibolit. Es sind mehrere Amphibolitzüge vorhanden. Von Wesenheit für die Ruschelzonen- und Lagerstättenbildung ist anscheinend der liegendste, ab Triasgrenze erste Amphibolitzug. Dieser Amphibolit bildet beim Mundloch Hermann-Unter-

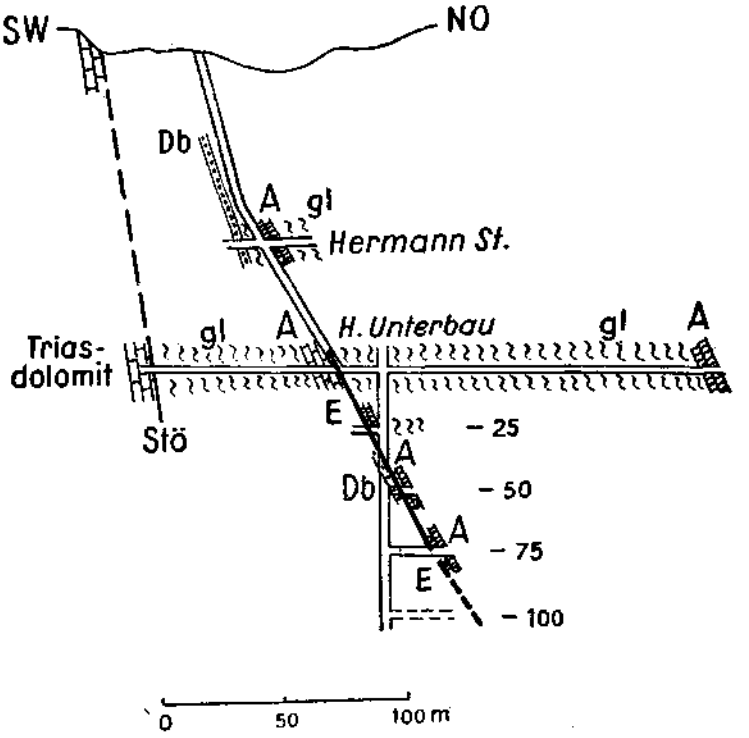


Abb. 14. Querschnitt durch den Rabantgang in der Adelszone III (EE).
gl = Glimmerschiefer, A = diapht. Amphibolit, Db = Diabas.
E = Antimonerzführung, linsig, Stö = Pusterer Störung.

bau das Hangend der Erz führenden Ruschelzone. Derselbe Amphibolitzug, vielfach zu Grünschiefer verändert, diaphtoritisiert, erscheint in den Tiefbauaufschlüssen bald im Hangend, bald im Liegend der Ruschelzone. 250 m im Hangend des die Erzführung begleitenden Amphibolits steht das Feldort des Hauptquerschlags im Hermann-Unterbau in einem zweiten Amphibolit, für den bisher noch keine Beziehung zu einer Erzführung erkannt wurde.

Diabas bildet ein weiteres Gesteinsglied; er ist von schmutziggraugrüner Farbe, im Handstück massig, öfters auch sekundär verkalkt, trotz starker Umwandlung noch mit fallweise erkennbarer ophitischer Struktur. Auch der Diabas setzt annähernd lagergangartig durch den Glimmerschiefer, linsig zerdrückt und bis zu 6 m

anschwellend; er erscheint in zwei Linsenkörpern am Liegend der Ruschelzone: eine kurz anhaltende Linse im Unterbaustollen nahe Mundloch, in größerer Stetigkeit begleitet ein Diabaslagergang das Liegend der Ruschelzone im Bereich Blindschacht.

Der mylonitische Charakter der Ruschelzone tritt durch zerriebenen bis lettigen graphitischen Schiefer, durch Faltungen und Stauchungen desselben, durch geröllähnliche, tektonisch ausgewalzte Quarzmugel und -linsen hervor. Die Mächtigkeit der Ruschelzone beträgt einige Dezimeter bis 1·0 m und darüber. Häufig ist ein spiegelblankes, graphitisches Gangblatt der Ausdruck jüngster hier vor sich gegangener Bewegungen; schräge Rillung und Rutschstreifen auf dem Gangblatt weisen nach SO in die Tiefe, z. T. sind auch horizontale Bewegungsspuren vorhanden.

Die Ruschelzone ist zugleich Gangfläche. Innerhalb dieser Gangfläche ist jedoch die Antimonitvererzung auf einzelne linsen- bis schlauchförmige Adelszonen beschränkt, für die ein schräges Absinken unter 35 bis 50° nach SO als geneigter Adelseinschub erkennbar ist. Bezeichnend, daß die Richtung der letzten Bewegungsspuren an den Gangharnischen auf die gleiche Richtung weisen, als wäre auch tektonischer Adelsvorschub an der Schrägstellung beteiligt. Zahl, Lage und Umfang der bisher erschlossenen Adelszüge, die zu einer verhältnismäßig dicht geballten Gruppe zusammentreten, ist an der Abb. 15 abzulesen.

Die vererzte Mächtigkeit der einzelnen Linsen schwankt, sie liegt zwischen Zentimeter-, bzw. Dezimeterstärke und 1 m, erreicht ausnahmsweise 2 m und darüber. Es sind die üblichen Mächtigkeiten, wie sie auf jungen Antimonitgängen vorzufinden sind.

Der Flächenumfang der Ganglinsen ist für die drei Hauptadelssäulen noch nicht abschließend erkennbar, überall besteht noch Sohlfortsetzung. Die 4 bis 5 kleineren Linsen bedecken im einzelnen etwa 20 bis 50 m².

Der mächtigste der Adelszüge, auch der ausgreifendste, ist der Adel III bei Meter 350 ab Mundloch Hermann-Unterbau; er reicht 12 m über Sohle-Unterbau hinauf, nach oben durch ein annähernd schwebendes Blatt begrenzt; in der Unterbaustollensohle schoppt sich bei 35 m Streicherstreckung die Mächtigkeit von 0·5 bis 1·5 m, 2 m und örtlich auch darüber an, in einen Derberzanteil von durchschnittlich 15 bis 30 cm und eine wechselnd dicht vererzte Gangmasse gegliedert. Der Blindschacht ist auf den Adel III hin angelegt. Die erste Tiefbau-Streichstrecke —25 m steht mit 65 m Erzauffahrung immer noch mit dem östlichen Feldort im Adel, ähnlich auch —50 m. In —75 m wurde anscheinend gerade das Dach der nächstliegenderen Adelssäule angeschlagen.

Die Gangfüllung besteht aus dichtem, weißem bis grauweißem Quarz, in den vererzten Teilen spärlich bis reichlich mit meist feinkristallinem oder derbkörnigem Antimonit verwachsen. Entweder innerhalb der Hauptquarzmasse, auch an ihrem Rande oder selbständig in der Ruschelzone verlaufen die Derberzstreifen, ein bis zwei an Zahl, von Zentimeter bis einige Dezimeter Stärke, von Quarz durchsetzt. Selten kommt es zu bänderiger Derberzstruktur, Erz mit

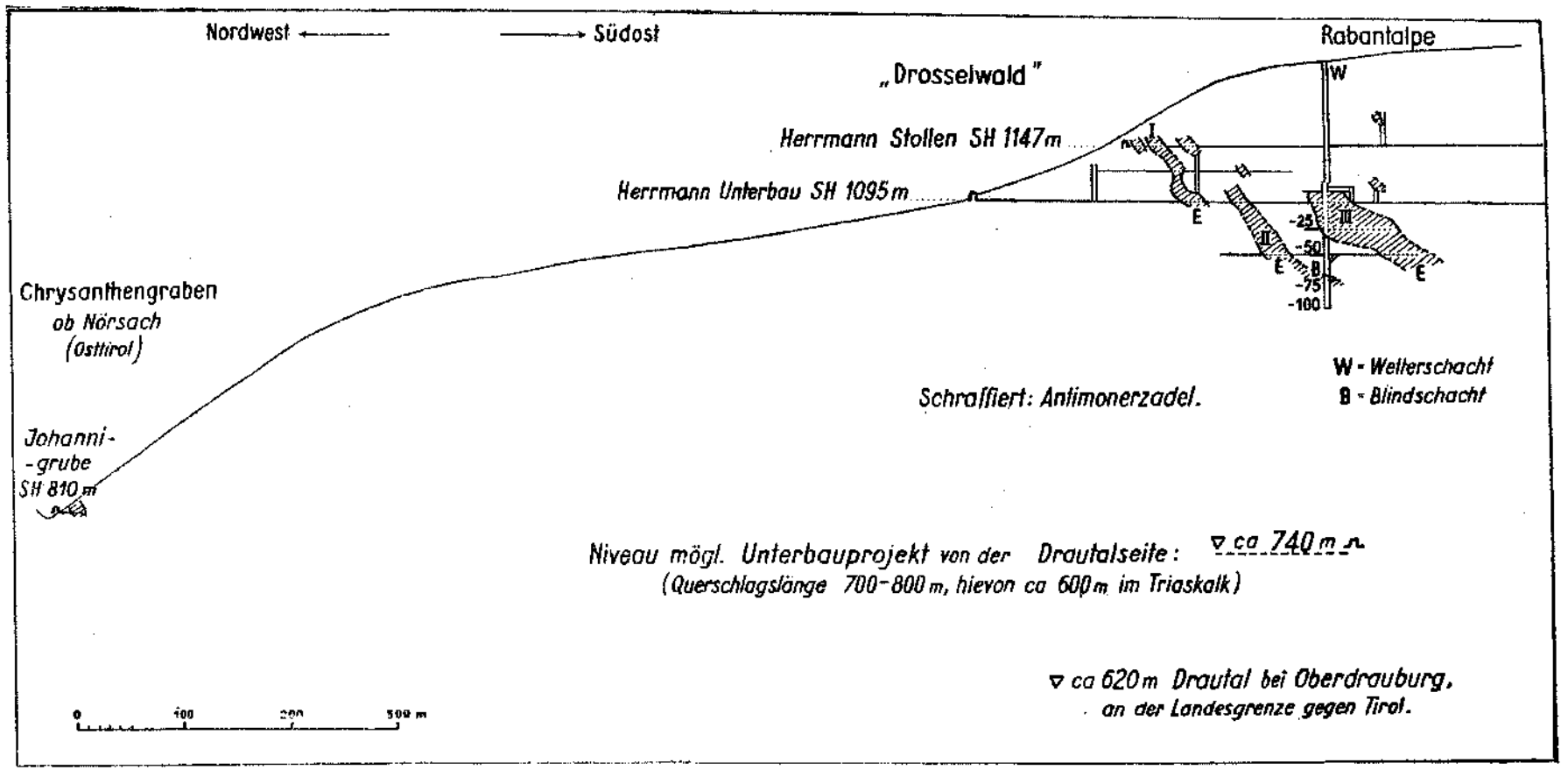


Abb. 15. Berghau Rabant: Flachriß im Gangverflächen mit Adelszonen E (Aufschlußstand anfangs 1948).
Die Gangfläche innerhalb und ungefähr im Streichen der Glimmerschiefer verlaufend, behält im Westabschnitt beiläufig gleichen Abstand zur „Pusterer Linie", der tektonischen Trennungsfuge zwischen kristalliner Zentralzone und Triaskalk des Gailzuges im Süden; gegen Osten schart die Gangfläche mit der Pusterer Linie und ist bereits vorher im Erzadel erschöpft.

Quarz abwechselnd in Lagen. Neben Antimonit tritt auch Pyrit, feinkörnig bis kristallig, wechselnd stark doch stets untergeordnet in Erscheinung. Wo zu Bändern verdichtet, erweist sich Pyrit älter als Antimonit, Kristallrasen Pyrit sind jünger. Der stete Arsengehalt der Proben deutet auf Anwesenheit von Arsenopyrit oder auch Arsenkies [7]). Der Arsengehalt steigt bisweilen in Gangschlitzproben bis 2%, ja bis 4%, hält sich aber in der Regel unter 1%. Goldgehalt wurde in Spuren, vereinzelt auch in höheren Werten, so 13 g und 35 g/t nachgewiesen, wobei diese Werte nicht einmal mit höheren Arsengehalten einhergingen.

Oxydische Antimonminerale spielen in den Grubenbauen mit zunehmender Tiefe keine Rolle mehr. Das Gebirge ist auch heute, beispielsweise im Blindschacht, ziemlich trocken.

Nachdem ein systematischer Abbaubetrieb im Rabantgang noch nicht stattfand, muß für das Vorausbeurteilen künftiger Hauwerksgehalte regelmäßiges Proben nnd Anlage eines Analysenplanes platzgreifen. Die bisher noch nicht überall durchgeführten Gangschlitzproben im Abstand von 5 zu 5 m lassen immerhin schon den Umfang des bauwürdigen Adels festlegen; die Darstellung der Abb. 15 ist auf diesen Probenplan basiert. Die Adelserwartung läßt sich unter Bedachtnahme auch auf abbau- und aufbereitungstechnische Überlegungen vorerst mit durchschnittlich 3 bis 5% Sb im Hauwerk absehen, bei durchschnittlichen Mächtigkeiten von 0·3 bis 1·0 m.

Die Beeinflussung des Nebengesteins von Seite des Lösungsdurchsatzes ist geringfügig. Die Frage der ölgrünen Schiefer ist in dieser Beziehung noch zu untersuchen.

Jüngere, nach der Vererzung wirksame Tektonik ist auf Ruschelzone und Lagergangführung von nicht großem Einfluß gewesen. Schon das Grubenbild mit dem regelmäßigem Verlauf der Streichstrecken läßt dies erkennen. Neben postmineralischen Bewegungen entlang der Ruschelzone gibt es eine Reihe W- und NW-fallender querer Störungsklüfte, die Gang und Ruschelzone um Geringes versetzen. Nicht recht erkannt in ihrer tektonischen Bedeutung sind bisher die schwebenden oder ganz flach einfallenden Klüfte, an denen mitunter der Adel abstößt.

Auf die genetischen Bedingnisse dieser Gangbildung wird zusammen mit jenen der übrigen Antimonitvorkommen in einem späteren Abschnitt näher eingegangen. Nichts spricht dagegen, daß auch diese Lagenstätte wie alle übrigen Antimonitvorkommen des Drautales in die tertiäre südosteuropäische Antimonitprovinz einzureihen ist. Abhängig in ihrer Anordnung von jungen, ja jüngsten großtektonischen Linien des Alpenbaues, nach den großen Massenverlagerungen zustande gekommen, tragen sie auch in struktureller und mineralogischer Hinsicht, hier im besonderen noch durch die Verflechtung mit den Goldlagerstätten der Tauernaureole, alle Kennzeichen der jungen ostalpinen Vererzung.

---

[7]) Ergebnisse erzmikroskopischer Prüfung von Schlaining und der anderen alpinen Sb-Vorkommen — Abfaltersbach ausgenommen — stehen noch aus, ich hoffe, sie gelegentlich in einem Nachtrag bringen zu können.

Eine primärmagmatische Beziehung Diabas-Antimonitvererzung — Diabas als Erzbringer — besteht selbstverständlich nicht. Höchstens jene Beziehung, die auch den Grünschiefer- und Amphiboliteinlagerungen zukommen kann: ausfällende Wirkung auf Lösungen vermöge katalytischer Funktion, eventuell auch besonderen elektrostatischen und Wärmeleitungsverhalten der femischen Gesteine. Wahrscheinlich besteht auch mechanische, bzw. tektonische Begünstigung durch Diabase und Amphibolite, Aufreißen, leichteres Öffnen der Gangspalte längs der Kontakte, Klüftigkeit.

Der Diabas zeigt trotz tektonischen Beanspruchtsein in der Tat keine nennenswerte Dynamometamorphose. Das besagt aber nicht, daß er doch auch alt, paläozoisch sein kann und verhältnismäßig frisch der vorpaläozoischen Kristallinmetamorphose gegenübersteht. Nicht anders im Habitus sehen gewisse paläozoische Diabase der Grauwackenzone aus. Alte frühpaläozoische oder vorpaläozoische Gebirgsbildung („Tauriskisches Gebirge" nach H. Mohr) ist ja im Kristallin nördlich der Drau nachgewiesen. Die Kristallinserie lag bereits aufgerichtet vor, als die Überschiebung seitens des südlichen Kalkzuges erfolgte. Die in der Kristallinserie hochgebrochenen Diabase vermögen also noch gut in den paläozoischen Effusivvulkanismus heineinzupassen.

Johannigrube bei **Nörsach.**

Der Stollenbau der Johannigrube im Chrysanthengraben ob Nörsach in Osttirol liegt mit 810 m SH ungefähr 200 m tiefer als die derzeit tiefsten Erzaufschlüsse im Tiefbau des Rabantganges, von diesem zirka 1000 m in nordwestlicher Richtung entfernt.

Die Bedeutung dieses kleinen Antimonschurfes liegt vor allem darin, daß seine Vererzung in gleichem Nebengestein und in ungefähr gleichem Abstand zur Pusterer Störungslinie angeordnet ist wie der Rabantgang. An Stelle der graphitischen Ruschelzone tritt hier allerdings ein mit den Schiefern steil in die Tiefe setzendes Gangblatt. Graphitreichere Schiefer neben grünlichen chloritischen Schiefern gehören auch hier zum unmittelbaren Nebengestein.

Im Sammelbild der Abb. 15 wurde demnach die Erzlinse der Johannigrube im Flachriß des Rabantganges untergebracht; sollte sich die Lageruug in absolut gleicher Ebene auch nicht bewahrheiten, so scheint die Vererzung der Johannisgrube doch annähernd in den Flächenraum des Rabantganges hineinzupassen und darf als Zwischenteufenmarke für ein wahrscheinliches Hinabreichen der Adelszone des Rabantganges zumindest in diese Teufe angenommen werden.

Art der Aufschlüsse des Johannisstollens vermittelt Abb. 16, wobei ich Notizen aus meiner Befahrung 1916, solche Hofrat Canavals (51) und Beobachtungen, die ich 1946 gelegentlich einer kurzen Befahrung der jetzt stark verschmandeten Grube anstellen konnte, vereinigt habe.

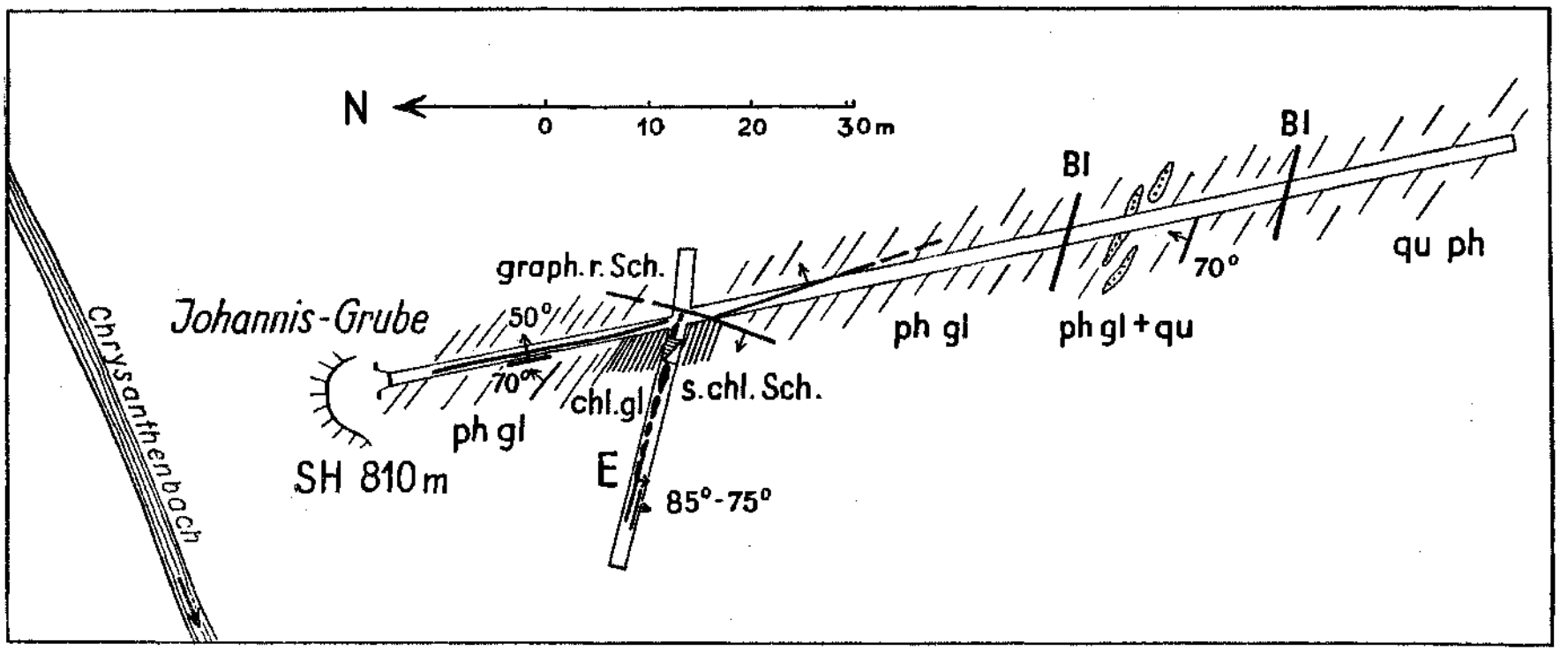


Abb. 16. Skizze der Lagerungsverhältnisse im Johanni-Stollen bei Nörsach, Osttirol.
phgl, ph Sch. = phyllitische Glimmerschiefer, s. chl. = serizitisch, chloritisch, graph. r. = graphit-reich, qu = quarzlinsenreiche Glimmerschiefer bis quph = Quarzphyllit.
E = Antimonvererzung längs Gangblatt, Bl = taube Gangblätter.

Im Jahre 1916 stand das westliche Feldort der Ausrichtung im vererzten Gangblatt noch in Adel: innerhalb zwei saigerer, 1 m voneinander entfernter Gangblätter hat sich eine 2 bis 3 cm starke Quarz-Antimonit-Schnur aufgetan; die übrige Gangausfüllung bestand in chloritischem und serizitischem Schiefer, brecciös, mit Ankerit- und Kiesnestern. Näher zum Streckenkreuz wuchs die reine Erzmächtigkeit auf 5 bis 7 cm, im Streckenkreuz auf 30 cm an. Hier ist auch später ein Gesenk 6 m tief niedergebracht worden, jetzt wassererfüllt.

Im Jänner 1915 hat der kleine Schurfbau aus der Ausrichtungsarbeit 1 t Derberz geliefert, die abgeführt wurde; auf der Halde lagerteu 1916 noch unbedeutende Mengen durch Handscheidung zu gewinnender Derberze und Quetscherze.

Der Antimonit der Johannigrube ist dicht-feinkörnig, von stahlgrauer Farbe, von Quarz durchwachsen. Auch das Salband des Ganges ist von Quarz eingenommen gewesen. In der Gangfüllung erscheint Ankerit; Schwefelkies und Arsenkies sind fein verteilt oder zu Nestern gehäuft.

Rosenrote Ausblühungen an Erzstufen hielt ich 1916 für Kobaltblüte, doch hatte ich keine Nachprüfung angestellt, ob nicht auch das rote Antimonoxydationserz Kermesit (Sb_2S_2O) vorlag. Inzwischen hat R. Canaval Kobaltblüte neben Ankerit auf Antimonerzstufen der Mariengrube bei Nikolsdorf beschrieben (51).

Die Mariengrube bei **Nikolsdorf in Osttirol.**

Am steilen Hang des Plonnerberges nordöstlich Nikolsdorf liegen in etwa 900 m SH, ober dem Dietlbauerngehöft, Stollenmundloch und Halde der Mariengrube. Der Grubenbau wird auf schmalem Fußsteig erreicht. Über phyllitische Schiefer stellt sich ein fester gebankter Muskowitgneis, z. T. massiger Augengneis, ein, in welchem auch die Lagerstätte aufsetzt. Es dürfte sich um einen ausgedehnten Gneiszug handeln, der im Streichen der Glimmerschieferserie eingepackt ist; stark gepreßter grobkörniger Gneis folgt z. B. dem Hangend des Rabantganges, im Profil zum Angerboden, in Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer eingelagert; aus dem Querprofil durch die gleiche Gesteinsserie bei Lienz ist ein Augengneiszug bekannt.

Der Stollen fährt nach 20 m Vortrieb in hartem Gneis, dessen Bankung unter 25 bis 40° nach N und NNW verflächt, die Erzführende Gangspalte an. Der Streichverlauf des Ganges ist NW, das Fallen ist 80° nach Richtung 40° oder ist fast saiger. Die streichende Ausrichtung, vom Querschlag nach beiden Seiten vorgebracht (Abb. 17), erreicht insgesamt 70 m.

Mein erster Befahruugsbericht stammt aus 1916, wo ich gemeinsam mit R. Canaval die Grube besuchte; letzterer hat seine damaligen Beobachtungen bereits in seiner Antimonitstudie (51) niedergelegt. Im Frühjahr 1938 habe ich die Befahrung wiederholt und fand seither nur die nordwestliche Ausrichtungsstrecke um zirka 15 m vorgetrieben, alle übrigen Strecken bei gleichem Feldortstand.

Eine nennenswerte Produktion kam aus diesem Schurfbau niemals heraus. Nach den Archivstudien von R. Canaval erscheint das Vorkommen bereits 1650 als verliehen.

Die Gangkluft ist eine Querkluft, die Gneisbankung steil, fast saiger durchsetzend. An der Gangspalte können Liegend- und Hangendblatt, nach 40° unter 80° fallend, beobachtet werden; zu wesentlicher Gangöffnung kam es jedoch nicht.

Die Erzführung des Ganges ist absätzig, Gangquarz und Antimonit folgen als schmale linsenartige Gängchen einmal am Hangend-, dann wieder am Liegendblatt, oft nur 1 bis 2 cm dick, mit Dezimeterstärke die größte Mächtigkeit erreichend.

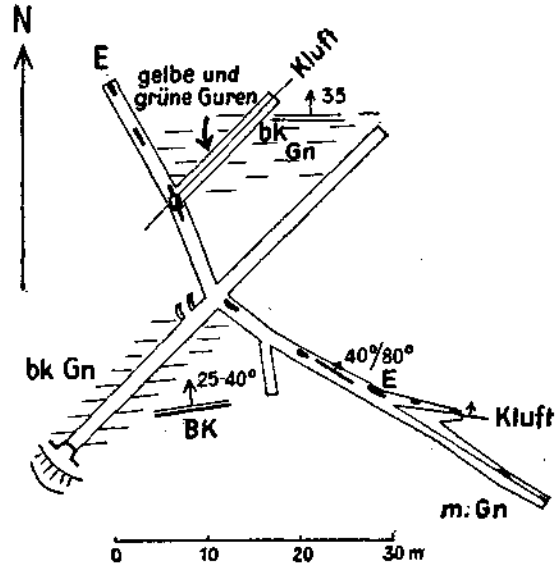


Abb. 17. Die Mariengrube bei Nikolsdorf in Osttirol.
gn = granitischer Augengneis, bk = gebankt, m = massig, BK = Bankung. E = Andeutung der Erzführung, linsenartige Anschwellungen längs Gangblatt.

Der Antimonit ist dicht, blättrig und stenglig, mit weißem Quarz verwachsen oder enthält grauen Quarz in kleinen Körnern. Weißer Quarz tritt — neben Kiesbändern — besonders auch an den Salbändern auf, so daß Lagenstruktur augenscheinlich ist. In Hohlräumen des Quarzes finden sich feine Nadelkriställchen von Antimonit.

Eine Gangdurchschnittsprobe enthielt nach einer Analyse der k. u. k. Bergwerksinspektion (1916) 17·08% Sb, solche einer Derberzprobe 55·62% Sb. R. Canaval (51) führt die Vollanalyse einer Derberzprobe aus der Mariengrube an mit 52% Sb, 0·25% Pb, 0·15% As, 21·60% S und 25·40% Gangart.

Schwefelkies ist in der Gangmasse verteilt enthalten oder bildet ein kiesiges Salband oder imprägniert auch den angrenzenden Gneis. Arsenkies kommt vor, ist jedoch zufolge daraufhin abgestellten Analysenbefunden der Antimonerze goldfrei.

Rote und grüne Überzüge auf Gneis dürften auf Co- und Cu-gehalt der Kiese zurückzuführen sein. In der westlichen Querkluft (siehe Abb. 17) entströmten 1916 noch solche rote und grüne Guren

R. Canaval (51) hat ebenfalls das Vorkommen von Co-blüte von der Mariengrube angemerkt.

Die Beeinflussung des Gneises von Seite der Thermen zeigt sich in Bleichung, Verkieselung und Kiesimprägnierung.

Jüngere tektonische Einwirkungen auf den bereits mineralisierten Gang sind vorhanden, doch im Bereich des bisherigen Aufschlusses unbedeutend.

Nach der Rohrerschen Schurfkarte sollen im Hangend des Ganges, also bergwärts, zwei weitere Tagausbisse sich befinden, der eine 70 m, der nächste 130 m von dem beschürften Gang abstehend. (Siehe auch Abb. 9.)

Dieselbe Karte verzeichnet im Zappernitzgraben, zirka SH 850 m, unterhalb des Gehöftes Gomig in nordwestlicher Richtung von der Mariengrube entfernt, ein weiteres Gangstreichen. Es wäre dies das äußerste Vorkommen im Westen auf der nördlichen Drautalseite. Die besagte Karte deutet ein Stollenmundloch an, im Streichen eines West—Ost-verlaufenden Ganges angesetzt, das Vorkommen wurde von mir nicht besucht.

Abfaltersbach. Diese Antimonitvorkommen zählen nicht mehr recht zu den Drautalvorkommen, sondern gehören bereits dem Kristallin des Gailaufbruches an, tektonisch in weiterem Sinne — der Gailbruch als ein Trabant der Drautallinie — können sie aber noch zur Draugruppe gerechnet werden, auch das tragende Nebengestein ist mit dem Draukristallin verwandt.

Bisher hatte ich nicht Gelegenheit, die Vorkommen um Abfaltersbach aus eigenem Augenschein kennenzulernen, und ich beschränke mich darauf, im Rahmen der bisherigen Betrachtungsweise die wesentlichen Daten aus der Arbeit von A. Tornquist (58) zu schöpfen; diese Arbeit legt allerdings auf die chalkographische Untersuchung des Erzmateriales ihr Hauptgewicht, enthält aber doch sonstige lagerstättenkundliche Angaben, die auch ein montangeologisches Bild geben.

In der Skizze Abb. 18, welche die allgemeine geologische Situierung dieser Vorkommen vor Augen stellen soll, habe ich die Örtlichkeiten der wichtigeren Vorkommen unter Zuhilfenahme der Tornquistschen Angaben fixiert.

Die Gruppe der Erzvorkommen und alten Grubenbaue im oberen Bereich des Auenbachtales SW von Abfaltersbach kommen vorerst, für die Darstellung der reinen Antimonitvorkommen, nicht in Betracht. Es handelt sich um Baue auf Fahlerz, Cu-hältigen Pyrit und Magnetkies sowie Ag-hältigen Bleiglanz und Zinkblende.

A. Tornquist beschreibt zunächst die Erze des sogenannten „Römerstollen" (R der Abb. 18); hier ist ein ausgedehnter, wohl mittelalterlicher Bergbau auf Cu-Kies und Ag-hältiges Fahlerz umgegangen. Die Lagerstätten, Gänge und Lagergänge liegen in dunkelgefärbten, weichen serizitischen Schiefern der Kristallinserie nahe zum tektonischen Kontakt mit Grödnersandstein an der Südgrenze der Gailtaler Alpen.

M. Furlani (52) hat, den Aufnahmsarbeiten von G. Geyer (53) nachfolgend, den „mesozoischen Drauzug" der Gailtaler Alpen im besonderen untersucht: die Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer des Gailtal-Kristallins machen an der Südgrenze der Trias grauen und schwarzen

Phylliten Platz, die stark gestört, mitunter zu einem schwarzen Mylonit reduziert sind.

Das Grubengebäude des Römerstollens hat sein Mundloch in 1500 m SH und erstreckt sich, reichlich verzweigt, auf nahe 1 km in südöstlicher Richtung. Das Fahlerz der Lagerstätte, von sideritischer Gangart begleitet, hielt in einer Durchschnittsprobe guten Erzes neben 6·25% Cu auch 4·09% Sb! Ja, zwei Stollen, 50 und 80 m über dem Römerstollen, werden geradezu als Antimonstollen I und II bezeichnet. Antimonit ist aber auch hier nicht zugegen, sondern reichlich Boulangerit $Pb_3Sb_2S_6$ und nadeliger Jamesonit $(PbAg)_2Sb_2S_5$, seltener Bournonit $CuPbSbS_3$. Das Strukturbild der Lagerstätten trägt keine Spuren metamorpher, etwa rekristallisierender Überprägungen.

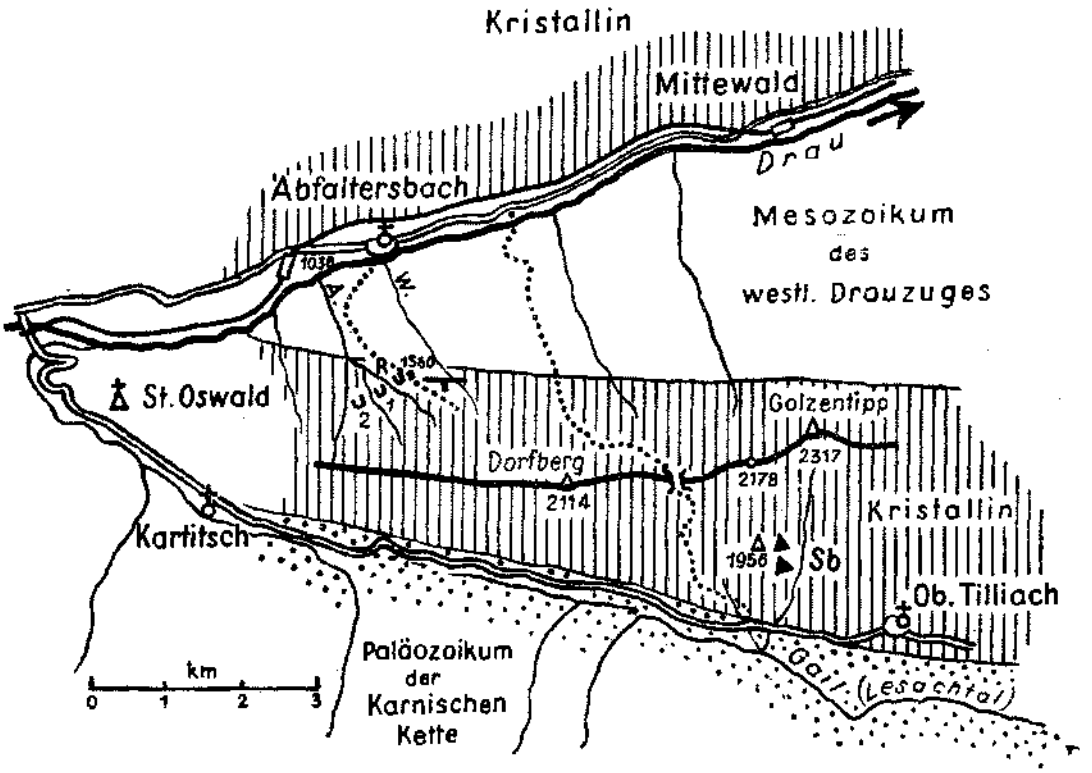


Abb. 18. Lagenskizze zum Vorkommen Abfaltersbach.
Ausbiß- und Stolleneinzeichnung nach A. Tornquist (Lit. 58); Kristallingrenzen nach der geologischen Karte der Republik Österreich von H. Vetters.
A = Auenbach, W = Wildbach, R = Römerstollen (Fahlerzbaue), 1 = Baue auf Cu-hältigen Magnetkies-Pyrit, 2 = Baue auf Ag-hältigen PbS, ZnS; Sb = Antimonbaue.

Die 400 m westlich vom Römerstollen gelegene Pyrit-Magnetkieslagerstätte (1 der Abb. 18), mit geringfügigem Kupferkiesanteil, steht als metamorphe Kieslagerstätte genetisch außerhalb der übrigen für jung und posttektonisch angesehenen Vererzungen.

Noch weiter westlich gerückt, in einer hangenderen Zone der hier allgemein südwärts verflächenden kristallinen Schiefer ist der ebenfalls von den Alten bebaut gewesene Bleiglanz-Blende-Erzzug. Silberhältiger Bleiglanz, dunkle Blende, Pyrit und etwas Cu-kies stehen in inniger Verwachsung mit Quarz und füllen neben jüngerem Kalzit eine O—W-verlaufende steilstehende Kluft, welche einer durch graphitische Schiefer ausgezeichneten Bewegungsfläche folgt. Auch diese Vererzung ist jung.

Abseits dieses reicher vererzten Kristallinausschnittes, zirka 6 km ostsüdöstlich vom Mundloch des Römerstollens im Auenbachtal, tritt auf der südlichen, dem Gailtal zugekehrten Seite des Sattels

zwischen Kote Dorfberg 2114 und Golzentipp 2317 ein System von Antimonitgängen- und -lagergängen zutage. „Die Ausbisse und die auf sie angesetzten Schurfstellen befinden sich in 1700 bis 1800 m SH in den steilen Bachrissen westlich oberhalb Ober-Tilliach." Das Nebengestein bilden flaserige Muskowitglimmerschiefer.

Im einzelnen nach A. Tornquist, S. 72: „Hoch in einem steilen Felsabriß tritt auf 40 m im Streichen ein vollkommen unverwitterter Ausbiß eines mit 10 bis 15° West fallenden Antimonitganges von zirka 0·3 m Mächtigkeit zutage. Das Lager quert die hier steilstehenden Glimmerschiefer. Das Hangende des Lagers bildet ein 5 cm mächtiges Quarzband. Der Erzgang wird von kleinen Verschiebungen mit Erzspiegeln durchquert, er besteht teilweise aus reinem Erz, teilweise aus einem graphitischen Quarzmittel mit eingesprengtem Erz. Etwa 100 m tiefer ist ein Antimonit-Lagergang in einem kurzen Schurfstollen aufgeschlossen worden, welcher im Ausbiß eine starke Auslösung inmitten verwitterten Gesteins gezeigt hatte. Hier liegt ein mit 30 bis 32° in N fallender Erzkörper vor, welcher in den Schieferflächen des Glimmerschiefers eingelagert ist, auch er führt in seinem Hangenden ein weißes Quarzband. Das Liegende dieses Lagerganges besteht aus rostbraun verwittertem, dicht verquarztem, glimmerarmem Glimmerschiefer. Der Antimonit tritt hier in Erzlinsen von ansehnlicher Ausdehnung in quarzigem Gangmittel auf. In den Berg hinein keilt sich das Erzlager nach der Tiefe zu aus, es verbleibt nur das weiße Quarzband im Hangenden und graphitisches Quarzmittel des Liegenden. In der Verwitterungszone des Erzkörpers ist in teilweise ausgelösten Hohlräumen des Erzes blutrote Antimonblende (Rotspießglanz $2 \cdot Sb_2S_3 \cdot Sb_2O_3$) sekundär entstanden. Im Hangenden dieses Lagerganges fand sich inmitten der Glimmerschiefer eine andere bis 1 m mächtige Antimonitterzlinse."

Eine Vollanalyse von Reicherz der Antimonitlagerstättengruppe wird S. 60 angeführt (%): 65·46 Sb, 0·08 Cu, 1·18 Fe, 23·48 S, 6·80 SiO_2, 1·47 CaO, 0·76 MgO, As in Spuren, Ag 15 g/t, Au in Spuren.

Die chalkographische Untersuchung ließ A. Tornquist neben Antimonit auch noch Jamesonit sowie Antimonsilber, den Dyskrasit Ag_3S, erkennen. Wenn letzterer tatsächlich als Zementationserz, wie Tornquist meint, aufzufassen ist, so kommt wohl nur aszendente Zementation in Frage. Gangart ist sideritisches Karbonat, der vorhandene Quarz wird auf Reste von Glimmerschiefer zurückgeführt, dessen Glimmer der Anlösung zuerst zum Opfer fiel.

In Übereinstimmung mit einigen der später, im Abschnitt 3 der hier vorgelegten Arbeit herausgestellten allgemeinen Beziehungen der ostalpinen Antimonitvererzung wird bereits von A. Tornquist für den Abfaltersbacher Erzbezirk ausgeführt: die Antimonitgänge entsprechen der jüngsten Vererzungsphase, für sich allein fast nur mehr in monomineralischen Absatz wirkend, nur dort, wo die Therme bereits auf die älteren Bildungen von Kupferkies und Bleiglanz traf, war Anlaß zur Bildung von Boulangerit, Jamesonit und Fahlerz gegeben; der Vererzungsvorstoß kam mit der Tektonik von Süden her.

Die Antimonitvorkommen an der Inntallinie. (Siehe Tafel II.)

61. Czermak F., Ein bemerkenswerter Fund bei Wattens im Unterinntal. Z. Ferdinandeum, Innsbruck, 1931.

62. Czermak F. und Schadler J., Vorkommen des Elementes Arsen in den Ostalpen. Min. Petr. Mitt. 44, Leipzig, 1933.

63. Gasser G., Die Mineralien Tirols, Vorarlbergs und der Hohen Tauern. Innsbruck, 1913.

64. Klebelsberg, R. v., Geologie von Tirol. Berlin, 1935.
65. Srbik, R. v., Bergbau in Tirol und Vorarlberg, Innsbruck, 1929.

Der Innlauf zwischen Landeck und Wörgl ist als Längstal, durch geologische Grenzen bestimmt, ungefähr eiu spiegelbildliches Gegenstück zum Drautal zwischen Abfaltersbach und Lienz; auch der Inn hält sich im allgemeinen an die tektonische Scheidelinie zwischen Mesozoikum der Nordtiroler Kalkalpen einerseits, südlich anstoßenden Paläozoikum und Kristallin anderseits. Dem System der Längsstörung ordnen sich auch hier noch jüngere Querstörungen zu. Alte, noch aus dem Deckenbau übernommene großtektonische Bewegungsflächen leben in junger Bruchtektonik weiter, Erzlagerstätten stehen in der Großanordnung mit ersteren, in der Kleinanordnung auch mit den Querstörungen in Beziehung; rezente Mineralquellenaufstiege zeugen von noch wirksamer Aktivität des Untergrundes.

An den nahen Inntalbereich gebunden, ungefähr in Verlängerung der Linie Rattenberg—Hall gelegen, finden sich bei Igls südlich Innsbruck als postglazialer Gang durch Moräne, bei Köfels im Ötztal als Gang durch Granitgneis, blasenreiche bimssteinähnliche vulkanische Gesteine. Diese jungen Magmatite standen gerade wieder in den letzten Jahren im Mittelpunkt lebhafter Erörterung (W. Hammer 1924, O. Reithofer u. a., zuletzt R. v. Klebelsberg (1935).

Das Auftreten von Antimonit im Inntalbereich ist, soweit nicht Eintritt von Antimonit in Kupfer-Fahlerz-paragenesen vorliegt, nur sporadisch und in mineralogischem Ausmaße bekanntgeworden; es handelt sich also um keine nutzbaren geologischen Vorkommen, um keine Lagerstätten, aber doch um gruppenweises Auftreten von Mineralvorkommen. Das Auffanggestein der rein antimonialischen Tiefenlösungen ist in diesem Falle meist ein Gestein der Quarzphyllitserie, seltener Schwazer Dolomit. Die Vorkommen sind rasch aufgezählt, wobei ich mich auf G. Gasser (63), R. v. Klebelsberg (64), F. Czermak und J. Schadler (62) beziehe, wo weitere Literaturhinweise sich finden.

Einzelfunde von Antimonit sind aus dem Erbstollen von Schwaz bekannt; ferner aus den alten Erzgruben von Volderer Wildbad, aus dem Wattental und Weertal im Osten von Innsbruck. Seltenheitsfunde von Antimonit, bezeichnenderweise auch von Realgar und Auripigment, sind vom Salzbergbau Hall genannt (R. v. Klebelsberg). Auch am Patscherkofel, hier allerdings in Begleitung von Arsenkies, und in einem Steinbruch bei Innsbruck wurde Antimonit gefunden. — Schon etwas abseits der Inntallinie werden Antimonitfunde im Serpentin der Tarntaler Serie von Matrei am Brenner und solche bei Trins im Gschnitztal angeführt.

Von der Inntallinie im Westen von Innsbruck wird kein Antimonitfund mehr namhaft gemacht, doch setzt auch hier und bei Landeck ins Stanzertal abzweigend die Zone der Sb-Fahlerze, z. T. Hg-führend (Pettneu), und sonstigen Sb-sulfosalze fort, wie sie im Osten Innsbrucks die Schwaz—Kitzbüheler Erzzüge auszeichnen und dort wie hier aus Quarzphyllit, bzw. Kristallin auch in die Trias hinein fortsetzen.

Die vorgenannten Antimonitfunde lassen deutlich ihre Lagerungsgruppierung zur Inntallinie erkennen, aber bei der geringen Vererzungsintensität ist auch hier in Zukunft kaum eine Lagerstättenhöffigkeit für reine Antimonitvorkommen zu erwarten.

In weiterem Sinne dürften auch Antimonitfunde bei Hochfilzen, in abgebeugter Fortsetzung der Inntallinie nach Osten sich befindend, hierher zu zählen sein; Kunde über dieses Auftreten vermittelt ein unveröff. Bericht von Dr. W. Heißel, 1940, Archiv G. B. A. Wien.

Die Antimonitvorkommen an der Lavanttaler Störungszone.
(Siehe Tafel II.)

66. Brunlechner A., Minerale des Herzogtums Kärnten. Klagenfurt, 1884.
67. Kieslinger A., (Betr. Lavanttalstörungszone), Jahrb. G. B. A., 1933.
68. Mitteregger J., Kärntens Mineral- und Heilquellen. Jahrb. naturhistorisch. Landesmuseum Kärnten, Klagenfurt, 1899.
69. Schwinner R., in Schaffers Geologie der Ostmark, Wien, 1943.

Mit der Bedeutung der Lavanttal-Linie allgemein für den Reigen der sich ihr anschließenden auch nicht-antimonigen Erzlagerstätten haben sich F. Czermak und J. Schadler (62) sowie in nachfolgender Diskussion R. Schwinner (99) auseinandergesetzt.

Die Lavanttallinie oder Lavant—Pöls—Linie, wie sie umfassender R. Schwinner nennt, erstreckt sich als tertiäre Bruchzone in NNW—SSO-Richtung über 160 km quer durch die östlichen Zentralalpen. Im Norden zersplittert die Störung bei St. Johann am Tauern, im Südverlauf biegt sie an der Drau in dinarische S—O-Richtung ab und lehnt sich dabei an die Dazitdurchbrüche südlich des Drautales an.

Auch die Lavanttallinie enthält älteres voralpidisches Erbgut. Später ist Miozän an dieser Linie grabenbruchartig versenkt, im mittleren und unteren Lavanttal an 2 km tief. Die bis in Jetztzeit reichende Aktivität dieser Linie macht sich durch Mineralquellenaufstiege und fallweise schwache Seismik bemerkbar.

Aus dem mittleren Abschnitt des Lavanttales sind die wenigen Antimonit-Funde bekannt, die A. Brunlechner (66) in seiner Übersicht der Minerale Kärntens anführt: Antimonit von Loben bei St. Leonhard, drusenhaft in großen Nadelkristallen auf Siderit; ferner Wölch bei St. Gertraud, derbkörnig auf Quarz; von letzterem Fundort auch Bindheimit (H. Meixner, 2). Die Eisenspatlagerstätten von Loben und Wölch gehören in die Fortsetzung der von Friesach und Hüttenberg ostwärts innerhalb der altkristallinen Schiefer sich erstreckenden, vererzten Kalkzüge (H. Haberfelner, B. u. H. Jahrb. Leoben, 1928, H. 3).

Die Angaben über die Antimonvererzung reichen nicht hin, um mit Sicherheit daraus zu entnehmen, ob es sich bei diesen alten Funden jeweils um unabhängiges Auftreten von Antimonit oder um Funde dieses Minerals angeschlossen an dort bekannte $FeCO_3$- und Sulfidparagenesen handelt. — Vielleicht ist auch Waldenstein, der Grubenbereich der bekannten Eisenglimmerlagerstätte, hierherzustellen, wo gediegen Antimon, daneben auch Antimonsilber Dyskrasit

gefunden worden sind (A. Brunlechner, 66). Die chalkographische Bearbeitung von Waldenstein durch O. Friedrich (B. u. H. Jahrb. Leoben, Bd. 77, 1929) brachte zwar keine Wiederholung dieser Funde, wohl aber werden Sb-sulfominerale, Fahlerze und Bournonit nachgewiesen, die einem jüngsten postorogenetischen, der Fe-glimmerbildung nachfolgenden Vererzungsvorgang zugehörig sind.

Auch die altberühmte Silberlagerstätte Zeyring in Obersteiermark kommt an der Lavant—Pöls—Linie zu liegen. Von Zeyring hat H. Meixner (2) (Z. f. Min. usw., Abt. A, Nr. 2, 1937) das wasserhaltige Pb-antimoniat Bindheimit (Bleiniere) beschrieben, aus Zersetzung von Bournonit hervorgegangen; Bleiglanz und Bournonit bildeten Nester iu Siderit. Der Siderit fand sich in den höheren Horizonten des alten Bergbaues, wo er als Eisenerz noch gegen 1900 gebaut wurde (K. A. Redlich, Berg- und Hüttenm. Jahrb., Leoben, 1904), während der mittelalterliche Bergbau auf Ag-hältigen Bleiglanz in seinen Schächten längst ersoffen war.

Handelt es sich also bei Zeyring nicht um ein eigentliches Antimonerzvorkommen, so verdient es doch hier Anmerkung vermöge Eingehen von Sb in seine Sulfiderzparagenese und mit Hinsicht auf die Lage zum Lavanttalbruch; wie auch die Sb-reichen Fahlerze und Verwandte von Brixlegg und Schwaz für die Inntallinie verbucht werden können.

Antimonerzminerale in Paragenesen gemischter sulfidischer Erzlagerstätten.

70. Aigner A., Die Mineralschätze der Steiermark.
71. Canaval R., Metasomat. Lagerstätten am Umberg zwischen Velden am Wörthersee und Heiligenstadt am Ossiachersee. Jahrb. naturh. Landesmuseum Kärnten, 22., Klagenfurt, 1893.
72. Fugger E., Die Mineralien des Herzogtums Salzburg. 1878.
73. Hatle E., Die Mineralien des Herzogtums Steiermark. Graz, 1885.
74. Rosthorn F. v. und Canaval J. L., Übersicht der Mineralien und Felsarten Kärntens usw. Jahrb. naturhist. Landesmus., Jg. 2, 1853.

Antimonit beigesellt anderen sulfidischen Paragenesen.

Ungeachtet der fast steten Gegenwart von Sb in Metallösungen der Tiefe, welchen die ostalpinen sulfidischen Erzlagerstätten ihre Entstehung verdanken, kommt es auf ihnen verhältnismäßig selten und nur in mineralogischer Bedeutung zur Antimonitbildung. Vor allem sind es die hauptsächlich aus Kupferkies und Fahlerz zusammengesetzten Cu-Lagerstätten der Grauwacken- und alpinen Zentralzone, welche reichlicherer Sb-Gehalt auszeichnet, der aber meist im Fahlerz aufgenommen wird, nur selten zu Bildung von Bournonit, bei reichlicherer Pb-gegenwart zur Entstehung von Boulangerit und Jamesonit Veranlassung gibt; höchst selten erscheint hierbei auch Antimonit. Zwar begleitet Sb in verdünntem Anteil die aus magmatischen Tiefen in die mesozoischen Kalkalpen aufsteigenden schwefeligen Pb-Zn-lösungen, vermag aber bei sinkenden P-T-bedingungen nicht mehr Antimonitmineralbildung hervorzurufen.

Auf den Tauerngoldgängen wird vereinzelt Antimonit gefunden. E. Fugger (72) erwähnt unter den Mineralien Salzburgs Antimonit vom Radhausberg, vom Hohen Goldberg der Rauris, von den Brennkogel-gängen, die an der Glocknerstraße liegen. Im Jahre 1920 konnte ich Antimonit in feinnadeligen Drusen nicht gerade

selten auf Erzstufen des Strabelebenganges (Mittellauf) des Imhofunterbaues im Naßfeld bei Böckstein beobachten.

Antimonit führen C. Schmidt und J. H. Verloop (Z. f. pr. G. 1909) von der Zinkwand in den Schladminger Tauern an, jedoch nicht aus der Ni-Co-Mineralisation der Scharungskreuze von Branden und Quergängen, sondern aus den Quergängen selbst. Weder mir (B. u. H. Jahrb. Leoben, 1929), noch O. Friedrich (B. u. H. Jahrb. Leoben, 1933) gelang es später den Fund zu wiederholen, wohl aber wies O. Friedrich chalkographisch Antimonarsen, Allemontit, nach.

In der Paragenese der Kieslagerstätte Walchen bei Öblarn in Steiermark figuriert Antimonit (K. A. Redlich, Berg- u. Hüttenm. Jahrb., Leoben, 1903 und Mineral. Lex. usw. von Zepharovich). Die Mineralisation dieses Kiesvorkommens kann nach R. Schwinner (99) einem Ausläufer der Lavant—Pöls—Linie zugeordnet werden.

Aus der Grauwackenzone des Salzachtales führt Fugger noch einige Einzelfunde von Antimonit an: Bergbau Schwarzleo, West-Saalfelden, wo bezeichnenderweise auch Hg und HgS in die Erzparagenese der As-Ni-Co-sulfide eintreten. Näher zur Längstalfurche der Salzach liegen die Vorkommen von Antimonit bei Limberg nächst Zell am See und Mittersill.

Bei Olsa östlich Friesach in Kärnten findet sich Antimonit über älteren Siderit in ähnlicher geologischer Lage und Paragenese wie die Cu-reichen, Sb-hältigen Sulfiderze von Wölch im Lavanttal und Waitschach bei Hüttenberg; von letzterem Fundort ist das Ni-As-Sb-sulfid Korynit bekannt.

Aus den Cu-lagerstätten der tirolischen Grauwackenzone ist Antimonit von Schwaz und von Brixlegg angeführt, bedeutsam ob der Lage beider Vorkommen an der Inntallinie. Das Vorkommen von Antimonit auf Pb-Zn-gängen in der Tribulaun trias wird in einer Arbeit von E. Clar (siehe Tab. 2) angedeutet.

Aus Quarzgängen, welche den Pinolitmagnesit von Eichberg am Semmering durchsetzen und die auch Kupferkies und Fahlerz führen, hat K. A. Redlich (C. f. Min. 1908, S. 281) Antimonit beschrieben.

Sonstige Sb-hältige Erzführung.

Was hier in Betracht kommt, sind — neben fallweise älteren metamorphen Schwefelkieslagern — die jüngeren sulfidischen Erzgesellschaften von vornehmlich Cu und Pb, die von kleinsten Vorkommen an bis zu Lagerstättengröße, als Einzelvorkommen oder in Gruppen gehäuft, oft auch an Siderit-Ankerit-vorkommen geheftet, in großer Zahl, wenn auch in veränderlicher Dichte, über schier sämtliches vortertiäres Gesteinsgerüst der Ostalpen gebreitet sind. Lagebeziehung zum jungtertiären germanotypen Bruchnetz der Ostalpen ist wohl in den meisten Fällen nachweisbar, ja umgekehrt, das Auftreten solcher Sulfidvorkommen kann als Indikator von Alter und Tiefenintensität solcher Brüche dienen.

Antimon ist gleich Arsen zumindest als Spurenelement auf allen diesen Sulfidvorkommen in gemeiner Verbreitung; lagerstättenmäßige Besonderheiten der Sb-vererzung gehen in dem komplexen sulfidischen Lagerstättentypus unter.

Es ist selbstverständlich hier nicht Aufgabe, alle diese mehr minder Sb-hältigen Sulfidlagerstätten im einzelnen aufzuzählen und in ihrer genetischen Gebundenheit zu kennzeichnen. Über das Wesen der ostalpinen Metallisation haben sich zahlreiche Arbeiten verbreitet, ich verweise auf die jüngste Sammelarbeit von O. Friedrich (80) 1937. Hier soll nur einiges Wesentliche, das die Erscheinungsweise des Antimons hervortreten läßt, an einer Reihe von Beispielen herausgegriffen werden, wobei auf allgemeine genetische Beziehungen noch einmal kurz im Abschnitt 3 zurückgekommen wird.

Im großen und ganzen wird der Sb-gehalt der aufsteigenden Tiefenlösungen bei der Lagerstättenbildung, wie vorhin bereits angemerkt, innerhalb Kristallin und Grauwackenserien der alpinen Zentralzone verdichtet zurückgehalten, nur ausnahmsweise oder als Spurenelement steigt Sb noch mit Pb und Zn in die Trias hoch.

In Kristallin- und Grauwacken-Serien spielen die Fahlerzparagenesen für Sb-beheimatung eine wichtige Rolle, also ein Cu-lagerstättentypus, der aber infolge seines fast immer gegenwärtigen Ag-gehaltes eine wichtige Rolle im Edelmetallbergbau der Alten spielte.

Der bedeutendste Vertreter unter den ostalpinen Fahlerzlagerstätten ist der Fahlerzhorizont des paläozoischen Schwazer Dolomits. Das Fahlerz von Schwaz in Nordtirol, der Schwazit, ist ein As-hältiges Sb-Fahlerz mit beträchtlichem (bis 15·6%) Hg-gehalt; Baryt ist seine vorzügliche Gangart. Die Beziehung der Schwazer Vorkommen zur Inntallinie wurde bereits erwähnt, daneben besteht Abhängigkeit zu Querstörungen, die aus dem Paläozoikum in die Trias übersetzen (Th. Ohnesorge, Öst. Z. f. Berg- u. Hüttenw., 1911)). Westlich Innsbruck sehen wir am Tschirgant bei Imst die Fahlerzführung ausnahmsweise auch noch mit Pb-Zn-erzen in die Trias hochsteigen. Hg-hältige Fahlerze halten auch in Westtirol Nachbarschaft zur Inntallinie: Rotenstein bei Serfaus, Obergand bei Pettneu im Stanzertal u. a. (zit. in R. v. Klebelsberg, 64).

Eine ähnliche Funktion wie jene der Inntallinie gilt auch für die Drautallinie und ihren tektonischen Trabanten gegenüber Metallaushauchungen der Tiefe: Sb und Hg finden hier teils verknüpft, teils selbständig ihren Aufstiegsweg zu lagerstättenbildenden Absatz. Hg ist außer in selbständigen Vorkommen (Glatschach, Stockenboi) auch mit Fahlerz verbunden in der schon außerhalb der österreichischen Grenze, doch knapp südlich am Gailbruch gelegenen Hg-Fahlerzlagerstätte Forni Avoltri am Mt. Avanza in Italien (R. Hörnes, Verh. G. B. A. 1876).

Auf den Mitterberger Cu-gängen im Salzburgischen und im Cu-revier von Kitzbühel in Nordtirol spielt neben vorwaltendem

Cu-kies Fahlerz eine geringe Rolle[8]). In Mitterberg ist es ein As-Sb-fahlerz, das nach E. Böhne (Archiv f. Lagerstättenforschung, Berlin, 1931) 14% As und 5% Sb enthält, bei Spuren Hg.

Auf der Mitterberg benachbarten S-kieslagerstätte Schwarzenbach in der Dienten, wo trotz genetischer Verwandtschaft mit Mitterberg auch Kupferkies fast völlig zurücktritt, halten die Kiesabbrände 0·07% Sb.

Das herrschende Fahlerz auf der Ni-Co-Lagerstätte der Zinkwand an der Tauerngrenze Salzburgs mit Steiermark ist ein Tennantit, obwohl gediegen Sb in Tröpfchenform (O. Friedrich) innerhalb gediegen Arsen, paragenetisch mit gediegen Bi verbunden, eingelagert ist (Antimonarsen, Allemontit).

Vom Kiesbergbau Walchen bei Öblarn führt R. v. Zepharovich (43) aus der Schwefelkies- und Kupferkiesparagenese neben Antimonit noch an Sb-hältigen Erzen an: Ag-hältiges Fahlerz und Pyrargyrit. (Siehe auch bei K. A. Redlich: „Die Walchen bei Öblarn", B. u. H. Jahrb., Leoben, 1903).

Wo Pb zum Metallinhalt der sulfidischen Sb-hältigen Cu-lagerstätten hinzutritt, besteht bei entsprechenden P-T-bedingungen Gelegenheit zu Bildung der Sulfoantimonide Bournonit ($CuPbSbS_3$), Boulangerit ($Pb_3Sb_2S_6$), Jamesonit ($Pb_2Sb_2S_5$). Beispiele sind die von O. Friedrich eingehend beschriebenen Kupferlagerstätten und Bleiglanz-Fahlerzlagerstätten der Schladminger Tauern (B. u. H. Jahrb., Leoben, 1933); weiters der alte Silberbergbau Gasen östlich St. Erhard in der Breitenau, Steiermark, von dem F. Czermak und J. Schadler (63) neben Ag-Fahlerz auch Jamesonit und Bournonit anführen. Hierher zählen die jungen Sulfidparagenesen auf älterem Spateisen des Hüttenberger Bezirkes in Kärnten (Maria Waitschach, Olsa bei Friesach, beide mit Bournonit neben Fahlerz und Kupferkies; im Schottenauergraben bei Mosinz sitzt Jamesonit dem Siderit auf; siehe H. Haberfelner, B. u. H. Jahrb., Leoben, 1928). Die von A. Tornquist (58) untersuchten Fahlerz-Kupferkies-Lagerstätten von Abfaltersbach, mit sämtlichen der oben genannten Sb-Sulfoerzen, sind hier einzubeziehen. Auch der Bindheimit von Zeyring (beschrieben von Freyn, Meixner) wäre nochmals hier zu erwähnen.

Vom italienischen Südtirol ist die ZnS-PbS-Lagerstätte von Schneeberg im Passeyer, im zentralalpinen Kristallin, durch Beibrechen von Sb-Erzen bemerkenswert: Boulangerit, Jamesonit, Antimonsilber, Schneebergit, letzterer ein F- und Na-hältiges Ca-antimoniat (Pošepny, Weinschenk, Granigg, Clar u. a. in R. v. Klebelsberg, Geologie von Tirol, 1935). Schneeberg ist eine metamorphe Lagerstätte, zumindest von der Tauernkristallisation überdeckt. Über die Rolle der Antimonerze während der metamorphen Umbildung stehen mir keine Angaben zur Verfügung.

Die Sb-hältigen reichen Silbererze Pyrargyrit ($3\ Ag_2S . Sb_2S_3$) und Antimonsilber Dyskrasit (Ag_3Sb) werden aus ostalpinen Lagerstätten

[8]) Herr Bergverwalter K. Zschocke in Böckstein zeigte mir kürzlich aus seiner schönen Aufsammlung von Mitterberger Erzen als Seltenheit eine Stufe derben Kupferkies mit kleinen Hohlräumen, worin sich Drusen feiner roter Nädelchen von Kermesit ($2\,Sb_2S_3 . Sb_2O_3$) befanden, der sich wahrscheinlich aus Umwandlung von Antimonit gebildet hat.

nur selten gemeldet. Fugger (72) führt Pyrargyrit vom Bergbau Weißwandel im Lungau an; aus dem Kiesbergbau Walchen bei Öblarn ist dieses seltene Erzmineral bei Zepharovich (43) genannt. Am Matzenköpfl bei Brixlegg, in der Fahlerzformation des Schwazer Dolomits, treten Enargit und Pyrargyrit zusammen als mineralogische Vorkommen auf. Noch seltener macht sich Dyskrasit. In Waldenstein in Kärnten wurde Dyskrasit neben Bournonit in Siderit beobachtet. Antimonsilber glaubt A. Tornquist (58) als zementatives Erz auf Antimonit der Lagerstätte Abfaltersbach deuten zu müssen. Von der hochmetamorphen Kieslagerstätte Panzendorf—Tessenberg in Osttirol hat derselbe Autor (Sitz. Ber. Ak. Wiss. 144, Wien, 1935) neben Bournonit auch Berthierit erkannt, beide jünger wie der begleitende Kalzit.

In einzelnen gutadeligen Teilen der Naßfeldgänge bei Böckstein, Hohe Tauern, waren 1920 spröde, glaserz-ähnliche Mineralpartikelchen, auch vom Bergmann als „Glaserz" bezeichnet, etwas häufiger. Leider unterblieb die Feststellung, ob es sich tatsächlich um das eigentliche Sprödglaserz Stephanit (Ag_5SbS_4) gehandelt hat. A. Tornquist (Ak. d. Wiss. Wien, 1933, Vererzung und Wanderung des Goldes in den Erzen der Hohen-Tauern-Gänge) hat bei der chalkographischen Untersuchung von Erzmaterial des Naßfelds kein Glaserz, doch u. a. Boulangerit und den seltenen Geokronit $Pb_5Sb_2S_8$ in Bleiglanz eingeschlossen nachgewiesen.

Polybasit, $(Ag,Cu)_9SbS_6$, ein spezifisches Erzmineral der Silbergänge, bis 10% Ag-hältig, dem Stephanit mineralogisch nahestehend, hat A. Tornquist (101) unter den Erzen der kleinen Kupferlagerstätte Offberg bei Remschnigg (nördlich der Drau, schon in Jugoslawien) bestimmt. Im übrigen ist Polybasit auf ostalpinen Lagerstätten höchst selten nachgewiesen worden, u. a. führt ihn O. Friedrich von Waldenstein in Kärnten an (B. u. H. Jahrb. Leoben, 1929).

O. Friedrich hat 1937 aufmerksam gemacht, daß die kompliziert gebauten Ag-reichen Sulfoerzminerale, wie Pyrargyrit usw., den ostalpinen Lagerstätten im allgemeinen fremd sind; dies sei auf die Bildungsbedingungen unter hohen P und T und langsamen P-T-Gefälle dieser Erzprovinzen zurückzuführen, während mitteldeutsche oder erzgebirgische Gangreviere bei niedrigeren P-T-Bedingungen und raschem Abfall beider den empfindlichen Bildungsbedingungen von Pyrargyrit und ähnlichen Erzmineralen anscheinend besser gerecht werden.

In gleicher Seltenheit wie die Sb-Ag-Verbindungen steht in der Ostalpenvererzung die Bindung von Sb an Ni: das Nickelantimonsulfid Ullmannit NiSbS auf den Fahlerzparagenesen der Sideritlagerstättenzüge von Hüttenberg; dort auch der Korynit Ni(AsSb)S bei Olsa und Maria Waitschach (H. Haberfelner). Auf Erzstufen der Zinkwand hat O. Friedrich (zit. S. 59) neben Wismutglanz und gediegen Wismut den Breithauptit NiSb erkannt. Ullmannit scheint in der Zinkwandparagenese zu fehlen. Von Waldenstein in Kärnten ist neben anderen Sb-hältigen Erzen auch Ullmannit gefuuden worden (A. Brunlechner, 66).

Schließlich sind die geringfügigen, aber regional vorhandenen Sb-Gehalte anzumerken, welche den fast silberfreien Bleiglanz

auf Lagerstätten der südlichen alpin-triadischen Kalkformation auszeichnen. Die folgenden ziffernmäßigen Werte großer Durchschnitte verdanke ich der von der Bleiberger Bergwerks-Union erbetenen Mitteilung: im naßmechanisch gewonnenen Bleischlich mit 76·43% Pb und 3·31% Zn der Produktionsstätte Bleiberg—Kreuth wurde 0·021% Sb festgestellt; Flotationsschlich von Bleiberg hielt demgegenüber 0·0028% Sb, von Mieß 0·0067% Sb, Schlich von Raibl 0·003% Sb. Herdofenblei, aus Röstgut von Bleiberg, Mieß und Raibl im Verhältnis 8 : 4 : 3 erschmolzen, wies 0·003% Sb, Schachtofenblei gleicher Herkunft 0·042% Sb auf. Bedeutsam, daß in den silberreichen Bleierzen der Nordtiroler Trias, Analysenbeispiel Nassereith, kein Sb nachgewiesen wurde.

Für das Auftreten der Sb-Sulfosalze auf den hier schon erwähnten mehr oder minder metamorphen Kieslagern der Ostalpen, z. B. Panzendorf—Tessenberg, Walchen (von Kallwang, in diese Lagerstättengruppe gehörend ,hat W. E. Petrascheck in seiner Gefügestudie kein Sb-Erzmineral nachgewiesen), aber auch auf der metamorphen Pb-Zn-Lagerstätte Schneeberg in Südtirol ist letztlich noch nicht entschieden, wie weit durch Metamorphose in Lösung gegangener alter Sb-Bestand (etwa in Fahlerz) neu abgesetzt wurde oder Frischzufuhr antimonialischer Lösungen in die metamorphe Lagerstätte hinein stattgefunden hat. Vergleichend hierfür sind die Erfahrungen bemerkenswert, welche A. Maucher für ähnliche Vererzungen von der Kieslagerstätte der Grube Bayerland bei Waldsassen in der Oberpfalz (Z. f. angew. Min., Februar 1938) gewonnen hat: Pb-Spießglanze, Geokronit, Gudmunit, gediegen Sb und andere Sb-Minerale (kein Antimonit!) sind als jüngere Mineralisation einer alten, durch hohe Metamorphose hindurchgegangenen, wahrscheinlich sedimentären Kieslagerstätte aufgepfropft, wobei aber fallweise die Sb-Erzführung als selbständige Gangspaltenfüllung an das Kieslager herantretend zu beobachten ist.

3. Allgemeines über die genetischen Bindungen der österreichischen Antimonerzvorkommen innerhalb der alpinen Vererzung sowie im Gesamtrahmen der südosteuropäischen und sonstigen Antimonerzprovinzen.

75. Ahlfeld F., Die Antimonitlagerstätte von Acora, Südperu. Z. f. pr. G., 1926.

76. Ahlfeld F., Die Realgarformation. Z. f. pr. G., 1933.

77. Ahlfeld F., Die Antimonit- und Zinnoberlagerstätten im Alai. N. Jahrb. f. Min. 69. A. 1935.

78. Ahlfeld F. und Munoz Reyes, Die Bodenschätze Boliviens. Berlin. 1939.

79. Angel F. und Heritsch F., Das Alter der Zentralgneise der Hohen Tauern. C. f. Min. B. 1931.

Czermak F. und Schadler J., unter 63.

80. Friedrich O., Überblick über die ostalpine Metallprovinz. Z. f. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Deutschen Reich. H. 85. Juni, 1937.

81. Friedrich O., Die ostalpine Hauptvererzung und ihre magmatischen Beziehungen. Festschr. Leobner Bergmannstag. B. u. H. Jb. 1937.

82. Friedrich O., Kurzer Überblick über die Metallprovinz der Ostalpen und ihre Vererzung. Z. D. G. G. 89, H. 5, Berlin, 1937.

83. Friedrich O., Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. Berg- und Hüttenmänn. Monatshefte, Leoben, 1942.

84. Granigg B., Über die Erzführung der Ostalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, 1912.

84a. Hermann F. (Sb in Jugoslawien), Z. f. pr. G., H. 2, 1942.

85. Hießleitner G., Sulfidisch-arsenidisches Ni-Co auf alpinen Erzlagerstätten. Z. f. pr. G., 1931.

86. Holler H., Die Tektonik der Bleiberger Lagerstätte. Carinthia, Klagenfurt, 1936.
87. Huttenlocher H. F., Die Erzlagerstätten der Westalpen. Beitrag z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie Nr. 4, Bern, 1934.
88. Klingner E. F., Das Alter der Vererzung des Bleiberger Erzberges. Carinthia, Klagenfurt, 1936.
89. Krusch P., Beitrag z. K. der Schwefelkies- und Antimonerzlagerstätten der Kleinen Karpathen. Z. f. pr. G., 1916.
90. Krusch-Vogt-Beyschlag, Die Lagerstätten d. nutzb. Minerale und Erze. 2. Auflage, 1921.
91. Lachmann R., Antimon und Schwefelkies bei Pernek in Ungarn. Z. f. pr. G., 1915.
92. Lambrecht W., Über den Antimonbergbau im Slowak. Erzgebirge. Met. u. Erz, 1931.
93. Maucher A., Das Antimonit- und Gudmunitvorkommen von Turhal im nördl. Kleinasien. Fortschr. d. Min. Krist. Petr. Bd. 22, 1937.
94. Petrascheck W., Metallogenetische Zonen in den Ostalpen, C. r. XIVième Congrès Int. Géol., Madrid, 1928.
95. Quiring H., Der Antimonitgangzug von Ceuta, Nordmarokko. Met. u. Erz, 1944.
96. Redlich K. A., Das Bergrevier d. Schwarzleotales b. Leogang. Z. f. pr. G., 1917.
97. Schneiderhöhn H., Erzlagerstätten-Kurzvorlesungen. Jena, 1944. (Unter Lit. 6: Lehrb. d. Erzlagerstättenkunde.)
98. Schneiderhöhn-Ramdohr, Lehrbuch d. Erzmikroskopie. Berlin, 1931.
99. Schwinner R., Die Verbreitung des Elementes Arsen in ihrer Beziehung zum Gebirgsbau der Ostalpen. Min. Petr. Mitt., Leipzig, 1934.
100. Schwinner R., Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. Z. D. G. G., Bd. 94, 1942.
101. Tornquist A., Die perimagmatische Pb-Cu-Zn-Lagerstätte vom Offberg bei Remschnigg (Jugoslawien). Sitz. Ber. Ak. Wiss. 138, Wien, 1929.
102. Tornquist A., Die Vererzungsperioden in den Ostalpen, Met. u. Erz, 1929.
103. Tornquist A., Perimagmatische Typen ostalpiner Lagerstätten. Sitz. Ber. Ak. Wiss. 139, Wien, 1930.
104. Tornquist A., Die Erzlagerstätten der südl. Karawanken und ihres Vorlandes. Naturhist. Landesmus. Kärnten, Klagenfurt, 1930.
105. Tornquist A., Die Vererzungsphasen der jungen ostalpinen Erzlagerstätten. Sitz. Ber. Ak. Wiss. 140, Wien, 1931.

In den hier gebrachten Darstellungen der reinen und gemischten Antimonerzvorkommen unserer Ostalpen zeichnet sich bereits eine Reihe genetischer Beziehungen ab, die nun zusammenfassend und in weiteren Ausblicken kurz erörtert werden sollen.

Es ist hier nicht Anlaß, ausführlicher zu den allgemeinen Grundfragen der alpinen Metallogenese Stellung zu nehmen. Die wachsende Einheitlichkeit, welche sich heute in der genetischen Beurteilung der ostalpinen Metall-Mineralisation herausgebildet hat, tritt in ausgezeichneter Weise in den Sammelarbeiten 1937 von O. Friedrich hervor: „Überblick über die ostalpine Metallprovinz" (80), „Kurzer Überblick über die Metallprovinz der Ostalpen und ihre Vererzung" (82), schließlich „Die ostalpine Hauptvererzung und ihre magmatischen Beziehungen" (81). In diesen Sammelarbeiten, mit reichlichen Literaturangaben versehen, spiegelt sich die Frucht vielseitiger Bemühungen wider, die vor 1914 mit K. A. Redlich und B. Granigg einsetzten, von H. Mohr 1925, W. Petrascheck 1928 und 1932, A. Tornquist 1929 und ff., G. Hießleitner

1931, O. Friedrich und E. Clar 1933, F. Czermak und J. Schadler 1933, R. Schwinner 1934, E. Haberfelner 1937 weitergeführt wurden, um jeweils aus der Fülle der laufend zuwachsenden Einzelarbeiten das Bild des allgemeinen Entwicklungsganges der ostalpinen Vererzung zu entwerfen versuchen.

Für die Antimonitlagerstätten im besonderen hat frühzeitig K. Hinterlechner (1918) die ihm bekannten Vorkommen dieser Art in Ostalpen und Dinariden in den Blickpunkt regionaler Vergleiche gestellt. Für die Drauprovinz und die ihr angeschlossenen Antimonitvorkommen brachte H. Holler in seiner „Tektonik der Bleiberger Lagerstätte" (86) ebenfalls bereits allgemeinere Gesichtspunkte zonarer Erzverteilung zur Geltung.

Auch nach 1937 kam nochmals die Diskussion über die Einheitlichkeit der ostalpinen Metallogenese in Fluß, als 1941 H. Schneiderhöhn's umfassendes und weithin begrüßtes „Lehrbuch der Erzlagerstätten" erschien, worauf R. Schwinner (100) und O. Friedrich (83) unter gleichem Titel „Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen" erneut in weitem Überblick Bezng nahmen.

Es könnte also scheinen, als sei es noch zu früh, als wäre zu wenig Abstand von den bisherigen Darstellungen der ostalpinen Metallogenese, um wesentlich Neues zur Klärung des allgemeinen Lagerstättenproblems der Antimonitlagerstätten hinzuzufügen, nachdem diese Lagerstätten ohnedies und übereinstimmend ihren Platz in den Endphasen der ostalpinen Vererzung zugewiesen erhalten haben [9]).

Wenn hier trotzdem versucht wird, in einigen allgemeinen Bemerken zum speziellen Problem der Antimonitvererzung Stellung zu nehmen, so mögen dies folgende Gründe rechtfertigen:

1. Die Geologie der Sb-Vererzung in den Ostalpen hat bisher — von Teilversuchen abgesehen — noch keine einheitliche Darstellung gefunden, wie sie in gröberer oder feinerer Durchbildung für Ni und Co, für As und Fe bereits vorliegen. Einer solchen Zusammenfassung für Sb kommt gerade zur Zeit, wo an den Wiederaufbau des österreichischen Erzbergbaues zu schreiten ist, auch ein zu beachtender bergmännischer und bergwirtschaftlicher Wert zu, damit verbunden muß auch das genetische Problem, an der Wiege jeglicher Lagerstättenbeurteilung stehend, erhöhtes Interesse gewinnen.

2. Mit dem Herausheben der reinen spezifischen Antimonitlagerstätten — und auf diese hat ja die vorliegende Arbeit in erster Linie ihr Augenmerk gerichtet — aus den komplexen, Sb-hältigen übrigen Sulfidvererzungen der Ostalpen ist ein ähnlicher Schritt getan, wie ihn der Geologe tut, wenn er aus der Beschäftigung mit weiter zurückreichenden historisch-geologischen Epochen etwa in Tertiär- oder gar Diluvialgeologie eintritt: zwar sind auch diese beiden mit den älteren geologischen Perioden durch die aktualistische Wirkungsweise der geologischen Kräfte verbunden, doch der Beobachter sieht

[9]) Daß aber doch schon wieder Anreiz zu einer Überschau bestand, geht aus der jüngst erschienenen Arbeit von W. Petrascheck hervor („Die alpine Metallogenese", Jahrb. Geol. B. A., Wien, 1945, ausgegeben anfangs 1948), die aber hier nicht mehr mitverwertet wurde.

sich in seinen Ideen und Vergleichen von der rezenten Erlebnisgeologie kräftiger unterstützt und vermag so klarer und sicherer von dieser Seite her in die Probleme einzudringen als es ihm für die älteren Epochen gelingen mag. Diese Unmittelbarkeit der Phänomene in der Diluvial- und Tertiärgeologie bildet ja den eigenen Reiz dieses Ausschnittes geologischer Forschungsarbeit, ein Ähnliches kann auch für das Studium der jungen und jüngsten Lagerstättengebilde, darunter der Antimonitlagerstätten, gelten.

Und schließlich 3. ist es das vergleichende Moment, das für die alpine Antimonitvererzung als Ausschnitt der südosteuropäischen Sb-Erzprovinz neues Licht zu bringen vermag. Ich selbst hatte Gelegenheit, einen Teil der balkanischen Sb-Erzreviere als auch einen Ausschnitt des karpathischen durch eigene Untersuchung näher kennenzulernen, so daß ich mich bei diesen Vergleichen auf eigene Anschauung zu stützen vermag. Die Entwicklung des Sb-Bergbaues in den Dinariden und am Innensaum der Karpatenbögen hat fast überall in sinnfälligster Weise das unmittelbare Gebundensein der Sb-Vererzung an den andesitisch-trachytischen Vulkanismus des jüngeren Tertiärs enthüllt, so daß auch für den alpiuen Anteil der südosteuropäischen Sb-Provinz genetische Schlüsse wesentlich bestimmter als bisher gestaltet werden können.

Der Magmatismus des Untergrundes als eine der lebendigen Kräfte der Erdentwicklung ist die Voraussetzung für die Bildung von primären Erzlagerstätten: die aus Magmenbildung und -umbildung hervorgehenden Stoffkonzentrationen metallischer Art und die damit erwachsende Bereitschaft des Untergrundes zu Stoffabgabe nach außen ist das Erstentscheidende, die vom Magmatismus im weiteren Sinne, vom Kontraktionsprozeß der Erde ausgelöste Tektonik öffnet die Ventile nach unten und entläßt die für das Gleichgewicht überschüssigen Magmenmassen als auch bereits angesammelte verdichtete Stoffkonzentrationen nach oben. Immer ist es der Magmatismus, der zuerst den Anstoß zur Bildung von Lagerstätten, Metallprovinzen gibt, willfährige Tektouik findet sich im Entwicklungsgang der Erdkrustenbildung mittelbar hinzu.

Die magmatische Abhängigkeit der ostalpinen Vererzung ist selbstverständlich schon nach vielen Richtungen diskutiert worden: Zentralgranit, die periadriatischen tonalitischen Intrusionen (mit ihrem Ganggefolge der Porphyrite, Malchite usw.) und Andesit(-Dazit) werden für die Erzführung verantwortlich gemacht. Soweit nicht überhaupt das Schwergewicht an Metallisationskraft in der Andesitepoche liegt, bestehen zweifellos Übergänge und Überdeckungen solcher Abhängigkeiten entsprechend einem kontinuierlichen, wenn auch Paroxysmen zustrebenden Magmenbildungsprozesse der Tiefe. Hofbilden der As-Au-Lagerstätten um Granitfladen, Erfaßtwerden gewisser Lagerstättentypen von der Tauernkristallisation als regional-alpidisches Metamorphosephänomen scheinen solche Lagerstättengruppen in granitische Magmenverwandtschaft zu drängen.

O. Friedrich (80) hat diese Verhältnisse 1937 zusammenfassend herausgestellt; seine Vorstellung geht dahin, daß nur ein Teil der Vererzungen das Abstoßen einzelner Magmenkuchen unmittelbar

begleitet und die Lagerstättenaureolen As, Au bildet, während die Exhalationen von Fe, Cu, Pb, Zn in viel weiter gespanntem Zeitrahmen von dem am Ursprungsherd in der Tiefe verbleibenden Stamm-Magma geleistet werden.

Allerdings gibt sich der magmatisch leblos gewordene Granit der Einzelkuchen oft nicht viel mehr als ein guter Spaltenbildner und Wegbereiter der Lösungsaufstiege zu erkennen; alkalisierende Wirkung nach außen ist übrigens auch andesitischen Magmenbereichen nicht ganz fremd. Wahrscheinlich ist es auch weniger der stabilisierte Magmenzustand der Tiefe als vielmehr die Magmenumbildungsepoche in der betreffenden Tiefenzone, etwa die Wende Granit zu Tonalit, Tonalit zu Andesit-Dazit, oder die Wende des letzteren zur Ausbildung des basaltischen Magmasubstratums, was zur Ausstoßung der Metallüberschüsse in Gasaureolen und Restlösungen führt.

Palingenetische Herkunft, die Frage von Lithogenesis der alpinen Granite berührt das Vererzungsproblem anscheinend weniger als daß ein großes, stufenweise wirksames magmatisches Geschehen auch die Lagerstätten geschaffen hat. In den Alpen geht die Entwicklung von hochorogenem syntektonischem Tauerngranit über spätorogenen, örtlich auch noch verschieferten[10]) Tonalit zu postorogenen, im Sinne H. Stille subsequenten, unverschieferten sialischen Andesit-Dazit. Auch für Andesit-Dazit käme nach Stille ebenfalls lithogene Bildungsweise in Frage. Im Innern der Alpen stünden in der Reihe der jüngsten Jungvulkanite noch die blasenreichen Bimssteinvorkommen an der Inntallinie.

Wenn die Metallisation der Ostalpen erst von dem Zeitpunkt an näher ins Auge gefaßt wird, wo ihre Antimonitlagerstätten erscheinen, haben metallogenetische Beziehungen zu den Tauerngraniten im großen und ganzen bereits ihr Ende gefunden. Auch die genetische Rolle der periadriatischen Eruptiva mit ihren ungleichförmigen und inkonsequenten Lagebeziehungen zu Erzvorkommen erscheint umstritten, worauf R. Schwinner aufmerksam macht. Für die Antimonitvererzungen ist kaum mehr eine gesicherte und stete Lagebeziehung zu den periadriatischen Eruptivdurchbrüchen und deren Ganggefolge nachzuweisen; ist im Drautal etwa eine ungefähre Nachbarschaft dieser Art hierfür lageverdächtig, fehlt eine solche Nachbarschaft in den übrigen Sb-Erzgebieten vollständig. Die Erzgänge (Cu, Pb) im Val Sugana, Südtirol, mit Porphyrit der tertiären periadriatischen Eruptivreihe verbunden, sind bei reichlicher As-Führung praktisch ohne Antimoniterze (A. Pferschy, B. u. H. Jahrb. Leoben, 1929; G. Hießleitner, Z. f. pr. G. 1931). Nicht nur die Antimonitvorkommen bleiben entlang der tonalitischen Aufbruchslinie im Weiterstreichen in die Westalpen hinein aus, auch der sonstige Lagerstättenkranz fehlt[11]). Wo etwa Sb-reiche Metallkombinationen als Sulfidlagerstätten vereinzelt in den äußersten West-

[10]) Z.B.W. Senarclens-Grancy, Die geol. Verhältnisse am Ostende des Tonalits der Riesenferner. Z. f. Min. 1930 B und 1932 B.

[11]) Nach dem Gmelinschen Handbuch, Bd. Antimon, 1943: Unbedeutende Gangvorkommen Antimonit im Mont Blanc-Gebiet.

alpen auftreten, z. B. die Vorkommen Allemont östlich Grenoble auch mit Hg eingeschlossen sowie La Taillat NW Grenoble (H. Huttenlocher, 87), beide jung, nichtmetamorph, ist möglicherweise schon der Einfluß der tyrrheno-afrikanischen Metallprovinz und ihrer Eruptiva bemerkbar. Zinnober- und sonstige spezifische Hg-Vorkommen fehlen den Westalpen fast gänzlich; Valalta bei Agordo (Tafel II) ist von Osten gezählt der vorgeschobenste Posten [12]).

Das Auftreten der Antimonitvererzung in den Ostalpen ist geleitet von jungen tektonischen Linien, die über den fertigen Deckenschub, über ein erstorbenes granitisches Magmenfeld des Untergrundes hinweggreifen und zu einem neuen jüngeren magmatischen Entwicklungsprozeß der Tiefe, jenem des Andesitvulkanismus in Verbindung stehen. Ist zwar im Innern des Ostalpenraumes diese Lagerstättenbeziehung zu Andesit verdeckt, nicht unmittelbar in die Augen springend, weil in den Kern des Gebirges diese Eruptivdurchbrüche nicht mehr an die Oberfläche gelangen, so stoßen wir doch noch innerhalb des Südsaumes der Alpen an Andesit- (und Dazit-) aufbrüche und damit an den Andesitstrom der Tiefe, welcher von hier südwärts unter die Dinariden fortsetzend, seine Existenz mit kurzen Unterbrechungen immer wieder kundgibt. An diesen unterirdischen Andesitstrom der Dinariden knüpft sich die Fülle der Metallagerstätten des Balkans, darunter in klarster Weise auch seiner Antimonitvererzungen.

Die geologischen Bedingnisse der Antimonitvorkommen in den Dinariden lassen sich mit Übergangsvorkommen (Trojane, Littai, Schönstein [13]) usw.) unmittelbar an jene der Ostalpen anreihen. Kernland und besonders Ostflanke der Dinariden sind durch den ganzen Balkan hindurch im großen gesehen siebartig durchlöchert von den jungkretazisch-tertiären Andesit-(Dazit-Trachyt-)Durchbrüchen, gewaltige Areale von Andesitmassiven breiten sich aus und zeigen damit die geschlossene Magmadecke auch der Tiefe an. Auch der dinarische Überschiebungs- und Schuppungsbau lag fertig vor, ein totes, in weite Tiefen hinabreichendes Gebirgsgerüst wird von den Jungvulkaniten durchstochen, nur wenig mehr werden für den Bau der andesitischen Großmassive alte Strukturlinien als Aufstiegswege benützt, vielmehr bricht sich der junge Vulkanismus, fallweise noch von jungem Plutonismus begleitet, mit vehementer Durchschlagskraft neue Bahnen aus, quert, zerschneidet ältere Bewegungsflächen. Ein neues, germanotypes Bruchnetz, ein Sackungsmechanismus großen Maßstabes mit Absinktendenzen zu einzelnen Beckenzentren arbeitet mit der Magmenbewegung des Untergrundes Hand in Hand. Dabei mögen örtliche

[12]) Die „Realgarformation", aus ähnlicher magmatischer Beziehung hergeleitet und nachstehend erörtert, reicht von den Ostalpen her noch weiter westlich, bis ins Binnental der zentralen Südschweiz.

[13]) Eine Feststellung im vorhin erwähnten Gmelinschen Handbuch 1943, Bd. Antimon, verdient in diesem Zusammenhang Interesse: Die 2·5 m mächtige Lettenmasse, welche den Tüfferer Aufbruch erfüllt und andesit-vulkanischer Thermalwirkung ihre Entstehung verdankt, hält 2 bis 3% Sb.

Hebungserscheinungen, ja begrenzte epirogene Hebungsfelder mit einhergehen, das Hauptprinzip bleibt doch das Nachsacken, der große Einbruch zum Mittelmeerbecken.

Mit dem jüngeren, miozänen Abschnitt des dinarischen Andesitvulkanismus ist die balkanische Antimonitvererzung verkettet. Das Zusammentreffen der Vererzung mit Vulkanit ist nicht willkürlich, es braucht darum kein in der Tiefe schlummernder Pluton als Erzbringer angenommen werden, sondern die Verkettung steht häufig unmittelbar vor Augen: erzbegleitete Kontaktwirkung auf das Nebengestein, thermale Zersetzungserscheinungen, intern, extern, mit Vererzung usw. (z. B. Alchar, Lojane bei Kumanovo u. a.). F. Hermann hat kürzlich (84 a) die zahlreichen und vielfach reichen Antimonitvorkommen Jugoslawiens in geologischer Übersicht zusammengestellt, aus der ebenfalls die unmittelbare genetische Bindung an Andesit überzeugend hervortritt. Selbst die Lagerstätte Bujanowce im Bereich des südlichen Morawatales in Südserbien, ein Ganggruppenvorkommen in Granit, möchte ich nach eigener Einsicht in dieses Gebiet nicht mit Granit, sondern mit dem Granit-anrainenden Andesit-Dazit-Areal in Zusammenhang bringen.

Die gleiche Bindung an Andesit gilt für die Realgarlagerstätten (AsS), die auch am Balkan vielfach in engster Gemeinschaft mit Antimonit auftreten. Hat zwar Fr. Ahlfeld in seiner erfahrungsreichen Studie über die Realgarformation (76) ausgesprochen: „Keine der größeren Realgarkonzentrationen steht in sichtbarem genetischem Zusammenhang mit Eruptivgesteinen" — daher von ihm in großer Tiefe steckengebliebene Granite als Erzbringer angenommen werden — trifft dies für die Balkanvorkommen gewiß nicht zu. Beispielsweise entwickelt sich eines der größten, dort zur Zeit erschlossenen Realgarvorkommen, die Realgarlagerstätte des Suharekatales bei Lojane, Mazedonien, aus einer gemischten Antimonit-Realgar-Vererzung, die eine von Andesit zu Hornstein verkieselte Serpentinmasse erfüllt; vom Andesit-Serpentin-Kontakt weg reicht die Lagerstätte noch als verkieselter Brezziengang weit in den Serpentin hinein.

Die reine Quecksilberformation — von Quecksilberfahlerz und seinen Zersetzungsprodukten abgesehen —, die sich in der Lagerstättenfolge meist zwischen Sb- und AsS-Formation einschiebt,[14]) sehr oft auch fehlt, hat über Idria hinaus im eigentlichen balkanischen Abschnitt der Dinariden geringe Verbreitung. Im Norden und Nordost von Idria, in Annäherung an die geologische Alpengrenze, stellt die Quecksilberformation eine Reihe lagerstättenkundlich bedeutsamer, größenmäßig unbedeutender reiner Zinnober- und gediegen Hg-Vorkommen (Krain, Südrand der Karawanken), welche überleiten zu den auf österreichischem Boden befindlichen HgS-Hg-Vorkommen — und in Parallele Realgar-Auripigment-Vorkommen — insbesondere Kärntens. (Siehe Übersicht Tafel II und Tabelle 2.)

---

[14]) Zu den bekannten Hg-Vorkommen, die Antimonit als selteneres Nebenmineral führen, zählt Almaden in Spanien, Nikitowka im Donezbecken u. a.

Tabelle 2: Erzvorkommen aus der Entwicklungsreihe der spezifischen Sb_2S_3 - → HgS (Hg) - → AsS (As_2S_3) - formation in den österreichischen Ostalpen

Hierzu Tafel II

Zusammengestellt unter Benutzung der Arbeiten:

Aigner A., Mineralschätze der Steiermark, Wien 1907; Brunlechner A., Die Minerale des Herzogtums Kärnten, Klagenfurt 1884; Commenda H., Übersicht der Mineralien Oberösterreichs, Jahresbericht Staatsgymnasium Linz 1887; Czermak F. und Schadler J., Vorkommen des Elementes Arsen in den Ostalpen, Min. Petr.-Mitt., Leipzig 1933; Friedrich O., Notizen über kärntnerische und steirische Hg-Vorkommen, B. u. H. Monatshefte, Leoben 1939; Fugger E., Die Mineralien des Herzogtums Salzburg, 1878; Gasser G., Die Mineralien Tirols einschließlich Vorarlberg und Hohe Tauern, Innsbruck 1913; Hatle E., Die Minerale des Herzogtums Steiermark, Graz 1885; Klebelsberg, R. v., Geologie von Tirol, Berlin 1935; Meixner H., Neue Mineralfunde in den österreichischen Ostalpen, Naturw. Verein f. Steiermark, 1936; Redlich K. A., Die Mineralquellen des Villachertales in Kärnten und ihre Beziehungen zu den daselbst befindlichen Erzlagerstätten, Jahrbuch G. B. A., Wien 1936; Sigmund A., Die Minerale Niederösterreichs, Wien 1909/1937; Teller Fr., Ein Zinnoberführender Horizont in den Silurablagerungen der Karawanken, Verh. G. R. A., Wien 1896; Voss W., Mineralien Krains, Laibach 1885.

Länderweise Übersicht	Reine spezifische Antimonit-Vorkommen	Zugehörige Nr. auf Tafel II	Spezifische Zinnober-Quecksilber-Vorkommen	Zugehörige Nr. auf Tafel II	Selbständiges Auftreten von Realgar-Auripigment	Zugehörige Nr auf Tafel II	Anmerkung
Nied.-Österr. Burgenland	Schlaining-Maltern	1	Maltern	1			
Kärnten	Drautalvorkommen (Lesnig — Radlberg — Guginock — Zwickenberg — Rabant).	2	Karawanken-Nordabfall: Kočna (im Kalk d. Oberkarbon),	2	Keutschach (Karawanken N, im Lignit).	1	Die Zinnobergänge von Wrekarca (S.O. Eisenkappel) treten nach K. A. Redlich in Diabas auf. Realgar u. Auripigment häufig in d. miozänen Kohlen d. Nordkarawanken; W. Petrascheck („Ist Arsen für d. magmatische Abfolge unserer Erzlagerstätten beweisend?", Sitz.-Ber. u. Abh. nat. Ges. Isis, Dresden 1931) weist auf Möglichkeit sedimentärer As-Anreicherung in Kohlen hin. (Doch Eibiswald AsS mit Chalzedon!) HgS-Vorkommen bei Thörl in Oberkärnten hierher?
	Lavanttallinie (Loben bei St. Leonhard, Wölch bei St. Gertraud, z. T. in beiden Sb_2S_3, wohl nur paragenetisch wie in Waldenstein).	3	Loibl,	3	Luschariberg (im Triaskalk).	2	
	Commendatoralpe bei Seeland, Karawanken.	4	Waidisch und Zell,	4	Sachsenburg a.d.Drau (im Dolomit).	3	
	Schifling, südl. Wörthersee.	5	Wrekarca.	5	Stein b. Dellach.	4	
			Im Gailtal: Kerschdorf.	6	St. Stefan im Lavanttal (im Hangendschiefer des Lignits).	5	
			Im Drautal: Dellach.	7	Stelzing bei Lölling (Zersetzungserz?).		
			Stockenboi (Bucholzgraben).	8			
			Magdalensberg (St. Veit).	9			
			Reichenau.	10			
			Hohes Kohr (Turrach, Steiermark).	11			

Tirol Vorarlberg	Fortsetzung Drautallinie (Nikolsdorf, Nörsach, Abfaltersbach). Inntallinie (Schwazer Erbstollen, Wattental, Weertal, Hall, Innsbruck). Patscherkofel (mit Arsenkies). Matrei (Tarntaler Serie, Serpentin) und Trins? (Triasdolomit).	2 6	Zwar zahlreiche Hg-Fahlerzvorkommen doch kein selbständiges Zinnobervorkommen. (HgS-Auftreten, meist mit Baryt, als nicht seltene jüngere Teilphase nicht nur der tirolischen sondern der gesamten ostalpinen Spateisen-Kupferkies-Fahlerzvererzung).		An der Inntallinie: Schwaz (Hl. Kreuzstollen), Hall (Salzberg), Innsbruck—Zirl, Imst. Silberleithen (paragenetisch?). Piz Lat bei Nauders (Oberinntal, Schweizer-Grenze).	6 7 8 9 10 (11)	Realgar auf der Fahlerzlagerstätte Falkenstein bei Schwaz nur Zersetzungserz? Unsicher ob Trins im Gschnitztal, auch Matrei, zu d. selbständigen Antimonitvorkommen zu zählen ist oder letztere nur die Antimonitführung der Obernberger Pb-Zn-Gänge in der Trihulauntrias einbegreifen (E. Clar, Schneeberg in Tirol, C. f. Min. 1931).
Salzburg	Rainberg b. Salzb. (in Nagelfluh). Viell. noch hieher z. stellen: Limberg b. Zell a. S. (mit Kupferkies). Rettenbach bei Mittersill (m. Arsenkies).		Liechtensteinklamm. (Bei Mitterberg nächst Mühlbach, Schwarzleo u. a. a. O. HgS nur paragenetisch oder als Zersetzungserz [Fahlerz]).	12	Leogang. Mitterberg bei Mühlbach. (As S in beiden Vorkommen viell. nur paragen. od. Zersetzungserz?).	12	Für Zinnober im Brauneisen d. Bergbaues Vorderhöllen bei Werfen (basale Trias!) ist nähere genetische Stellung nicht bekannt.
Oberösterr.							Das Land liegt außerhalb der großen tektonischen Längstalfurchen in den Ostalpen.
Steiermark			Krumpendorf b. Trofaiach (im devonen Kalk). Gratwein und Rein (im devonen Kalkstein). Zinnober im Johnsbachtal [A. Muchar, Steierm. Z., alte Folge 1833] aus Fahlerz?)	13 14	Fohnsdorf (auf Kohle). Eibiswald (auf Kohle). Knittelfeld (Forcherit = durch As_2S_3 gefärbter Opal, b. d. Holzbrückenmühle, Ingering).	13 14 15	In Hinsicht auf die HgS-Vorkommen v. Gratwein ist das Hg-Sb-Fahlerzvorkommen im Wetterbauergraben bei Mixnitz bemerkenswert [Siehe O. Hohl, Naturw. Ver. für Steiermark 1929).
(Ital. Grenzbereich zu Südtirol)	Tanzberg i. Sarntal (Antimonitgang im Bozener Porphyr).	(7)	Valalto-Sagron bei Agordo (Nahbereich der Suganer Linie).	(15)			Bezügl. Valalto: s. Stelzner-Bergeat, Erzlagerstättenkunde 1904/1906. Die Hg-Fahlerzlagerstätte am Monte Avanza bei Forni Avoltri (Nr. 16) ist auf Tafel II wegen Lagebeziehung zum Gailbruch eingezeichnet.

Am Balkan sind Antimonit- und Realgarvererzung in die jüngste Phase des miozänen Abschnittes der Andesitepoche zu stellen. Das Vorkommen Alchar in Mazedonien steht beispielsweise mit der Eruptionswirkung von Hornblendeandesit des Dudicevulkans in unmittelbarem Zusammenhang, dessen Tuffe in miozäne Süßwasserschichten eingestreut sind. Älter oder auch zum Teil nur magmanäher sind die Pb-Zn-Vererzungen am Balkan, die Cu-Formation mit Enargit und die komplexen Cu-Pb-Zn-Fe-S-Metallisationen in Andesitabhängigkeit. Der seltene, an bolivianische Antimonitvorkommen (auch Idaho) erinnernde Fall des Zusammentretens von Antimonit mit Wolframit (Ferberit) ist in einem Vorkommen bei Lahanas, Nord Saloniki, verwirklicht.

Für die bolivianische Antimonitprovinz findet Fr. Ahlfeld (75) bezeichnend, daß die metallspendenden Eruptivgesteine der Ostkordillere sich aus Tiefen- und Ergußgesteinen, Quarzmonzoniten, Graniten und zugehörigen Porphyren zusammensetzen, damit die Brücke zu Sn, W, Bi, Ag schlagend. Im andinen Peru fehlen die Ergußgesteine, damit weichen auch die genannten Elemente zurück, Sb_2S_3 tritt spärlich, Au reichlicher in Erscheinung. (Siehe auch Fr. Ahlfeld und Munoz Reyes, 78.)

Mit der Antimonit- und Realgarvererzung hat im allgemeinen die tertiäre Lagerstättenbildung auf dem Balkan ihren Abschluß gefunden. Die anschließende Epoche des basaltischen Vulkanismus, in seinen oberflächlichen Äußerungen auf kleineres, erst gegen die Mittelmeerachse wachsendes Areal beschränkt, greift in magmatische Tiefenräume hinab, in denen metallische Konzentrationen förderfähig nicht mehr bereitstehen.

Der Andesit im Alpen-Dinariden-Raum ist durch seinen in den Dinariden bedeutenden Anteil am Bau der obersten Erdkruste vorzüglich ein dinarisches Bauelement; damit sind auch Antimonit- (Hg-) und Realgar sozusagen rein dinarische Erzminerale, ähnlich, wie ich an anderer Stelle (G. Hießleitner, Das Enargitvorkommen von Dudice in Mazedonien, Jahrb. G. B. A., Wien, 1945) den Enargit als spezifisches Erzmineral des kretazisch-tertiären Orogenvulkanismus bezeichnen konnte.

Mit den reinen Antimonitlagerstätten taucht also ein einwandfrei dinarisches Erzelement im Innern der Alpen auf. Wir sehen an diesen Lagerstätten gewissermaßen den seitlichen Pegelstand, den Frontbereich der unterirdischen Andesitausbreitung. Die an der Oberfläche ablesbare Grenze des andesitischen Untergrundes bleibt am Südostrand der Alpen zurück, die Übersichtskarte Tafel II deutet diese Grenze an. Die Tiefenfront des andesitischen Untergrundes liegt weiter im Norden, durch die Antimonit- und Realgarvorkommen signalisiert. Der Versuch eines Tiefenprofils bis an das magmatische Substratum zu endandesitischer Zeit, bringt in vereinfachter Darstellung, unter diesen Vorstellungen entstanden, Abb. 19. Die subterrane Andesitflut,[15]) deren Dynamik nicht als tatsächliche Massenbewegung, sondern als Fortentwicklung der Magmenentfaltenden Kräfte von Süden her zu verstehen ist, brandet an den

[15]) In anderem Sinne formuliert W. G. Tyrrel („Flood basalts and fissure eruptions", Bull. volcanol. II, 1937) den Begriff des Flutbasalts und bezeichnet damit die oberflächig-deckenhaft ausgebreiteten Basaltmassen.

Alpenkörper an, ihn von Süden her erobernd und untergreifend. Das Andesitsubstratum steigt gegen Nord in größere Tiefen ab und dünnt wahrscheinlich aus, dämmt aber doch den Alpenkörper nach der Tiefe ab, glättet die Wunden, welche die Wildheit des Alpenbaues nach der Tiefe des Erdleibes zu reißen vermochte.

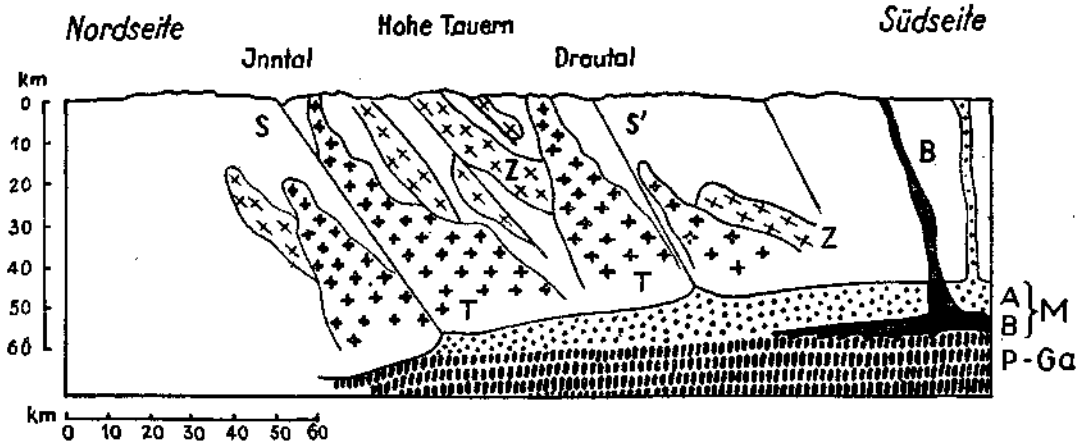


Abb. 19. Deutungsversuch in vereinfachter Darstellung der tiefenmagmatischen Verhältnisse zu endalpidischer Zeit im Ostalpenquerschnitt und die Beziehung zur Sb-Erzschöpfung.

Z = die Zentralgneise als syntektonisch-alpidische Intrusionen, in den Deckenschub einbezogen und noch während der magmatischen Phase von der tiefer gelegenen Magma(bezw. Migmatit)front abgerissen, in massive und selbständige Kuchen aufgelöst und in die alpinotype Tektonik eingebaut.

T = Tonalite und Granodiorite der periadriatischen Massen, nach dem Deckenschub in der konsolidierenden Phase des Alpenbaues intrudiert; die Magmenbahnen bereits Vorläufer der germanotypen Tektonik.

M = Magmenbildungszonen in tertiärer bis rezenter Zeit: A = andesitisches (-dazitisch-trachytisches) Substratum, von Süden gegen Norden sich entfaltend, allmählig tiefer absteigend und auskeilend. Einzelne tiefreichende Störungszonen S, S', aus dem System germanotyper Tektonik, vermögen bis an die Oberfläche der Andesitkalotte hinabzureichen und dort metallische Ausbauchungen (Sb, Hg sowie As als AsS) abzufangen und emporzuleiten.

Mit dem Ersterben des Andesitvulkanismus ersteht an der Unterseite der Andesitmagmenschicht, in Berührung mit der simatischen Zone (Peridotit, Gabbro) P-Ga, die basaltische Magmenschicht und der auf sie gegründete Vulkanismus, welcher zugleich mit Restherden des Andesitmagmas bis in die Jetztzeit reicht.

Auch das bisher erkannte Schwerebild des Alpenraumes (Schweredefizit der Alpenkette!, siehe u. a. R. Schwinner, „Das Schwerebild der Tauernbahn", Gerlands Beiträge zur Geophysik, Leipzig 1931) steht nicht in Widerspruch zu diesen Vorstellungen.

Wahrscheinlich war im Alpenuntergrund das granitische Magmenregime länger als in den Dinariden wirksam, bis es der Auseinandersetzung mit der Andesitmagmenentfaltung unterlag. Auch die Bildung der Erzlagerstätten empfing davon ihre von den Dinariden abweichende Erscheinungsweise; die Verkettung mancher As-Au-Vorkommen mit Fahlerz- und Antimonitlagerstätten leitet sich von Übergang und Ablöse im magmatischen Untergrund her. Die germanotype Bruchtektonik, zum Teil schon zwischen Phasen der alpidischen Schubbewegungen einsetzend, war es auch hier, welche eine fast regionale Thermendurchflutung aus der Tiefe

ermöglichte und dem Verteilungsprinzip der ostalpinen Lagerstätten ihren gewichtigen Stempel aufdrückte. Die großen Längstalfurchen als altüberkommene tektonische Schwächelinien treten hierbei erneut in Wirksamkeit.

Mit den Darlegungen über die magmatische Verbundenheit der alpinen Antimonitlagerstätten ist zugleich eine im groben gesehen ungefähre Gleichaltrigkeit sowie Altersauffassung mit „miozän" für diese Lagerstätten zum Ausdruck gebracht. Am Alpenostrand scheint höheres Miozän wahrscheinlicher zu sein, nachdem nachbarlich zur Schlaininger Lagerstätte ein Andesitgang basale Schichten des Miozäns durchbricht. Im Draugebiet hielt sich anscheinend das granitische Magmenregime länger und hat sich, in der Typenbildung der Lagerstätten widerspiegelnd, weniger abrupt zu andesitischem fortgebildet, wie überhaupt hier mehr die intrusiv höherthermale, in Schlaining mehr die extrusiv niedrigerthermale Abfolge der Vererzung zur Geltung kommt.

Für den ganzen Ostalpenraum und wohl nicht nur für diesen zutreffend, kann die Antimonitvererzung — mit ihr die jungen Hg- und AsS-Absätze — als der jüngste, nach Epochen zu rechnende erzene Jahresring angesehen werden, welchen die metallischen Aussonderungen der subkrustalen Magmenzone im Laufe der Erdentwicklung in die Erdkruste einbauen.

Nachdem W. Petrascheck 1928 (94) zum erstenmal die Andesit-Abhängigkeit der gesamten alpinen Metallogenese und damit Miozänalter derselben zur Diskussion gestellt hat, versuchte frühzeitig A. Tornquist (101, 105) eine verfeinerte Altersgliederung der ostalpinen Vererzung festzulegen. Nach seiner ursprünglichen Einteilung würden die Antimonitlagerstätten z. T. in den jungkretazischen Vererzungszyklus einspielen, während Hg-Idria und Sb-Schlaining ins Miozän gestellt werden, denen erst im Pliozän perimagmatisch Au-As der Hohen Tauern und apomagmatisch Pb-Zn in Bleiberg—Kreuth sich anschlössen. Die pliozäne Vererzung entstamme dem basaltischen Vulkanismus. Aber auch die Ansicht von altmiozäner Antimonitvererzung der Ostalpen wird von A. Tornquist (104) vertreten.

Für die magmatisch z. T. viel besser mit Altersmarken versehenen Lagerstätten der Dinariden ist eine solche ins einzelne gehende Altersgliederung noch nicht gewagt. Auch für die Ostalpen hat vorerst wohl nur das grobe Schema Gültigkeit, solange es eben nicht gelingt, neue Maßstäbe der Altersbeurteilung an die vielfach sich überkreuzenden tektonischen Bewegungsspuren anzulegen und zugehörige Metamorphoseerscheinungen zu differenzieren.

Die Bindung einer pliozänen Vererzungsphase an basaltischen Vulkanismus erscheint noch überaus fraglich. Die balkanischen Basalteruptionen, ametallisch, bieten hierfür keinen Anhalt. Nach H. Stille[16]) ist ja Basalt rein simischer Endvulkanismus, in ein orogenetisch fertiges Vollkraton wirkend. Magmatische und tektonische Vorgänge sind damit bereits in ein Reifestadium eingetreten, metallogenetische Ereignisse spielen sich hier kaum mehr ab. Das Erbteil der Tektonik, von der Andesitepoche übernommen, erlahmt in seiner Wirkung und mündet schließlich in seismische Bewegungen der Jetztzeit. Die sich langsam erschöpfenden Metallisationskräfte aus Magmendifferenzierung usw. können mit der basaltischen Magmenbildung noch fallweise gleichzeitig einherlaufen und finden in Mineralquellenaustritten und Thermen, vereint mit solchen basaltischer Abkunft, ihren Fortgang bis heute.

[16]) „Zur Frage der Herkunft der Magmen". Preuß. Akad. d. Wiss. Berlin 1939/40.

An die magmato-tektonischen Beziehungen knüpfen sich noch einige ergänzende Bemerkungen zur Stellung der Antimonitbildung in der Mineralisationsabfolge ostalpiner Vererzungen. Die alpinen Antimonitlagerstätten sind aus hydrothermalen Restlösungen entstanden, im Sinne H. Schneiderhöhn epi- bis telethermal; apomagmatisch findet m. E. für die Andesit-abhängigen Lagerstätten weniger in der Bedeutung langer Wanderung als zeitlich am Ende eines Metallisationszyklus stehend Anwendung. So klar sich die monomineralischen Vorkommen von Sb_2S_3, Hg (HgS) und AsS (As_2S_3) aus älteren Lagerstättenfolgen herausheben, sind doch Vorzeichen dieser Entwicklung in der Sb-Beteiligung an älteren komplexen Sulfidparagenesen angedeutet: Sb-Minerale stehen auch dort am Ende der internen Mineralisationsfolge. Also auch hier ein Übergang, ein gewisses Durchläufertum des Sb-Gehaltes — von der Elemente-Paragenese her gesehen —, wie es noch ausgeprägter und mit mehreren Höhepunkten für As gilt.

Als erster Höhepunkt der As-Aufförderung kann für die alpine Vererzung in der Bildung von magmanahem Milchquarz und Arsenkies (O. Friedrich 1937) angesehen werden; der letzte Höhepunkt liegt in der Realgarformation, die, wie Fr. Ahlfeld (76) hervorhebt, den Orogengürtel des gesamten neoeurasischen Raumes begleitet, weniger die circumpazifischen Gebirge.

In den Realgarvorkommen verkörpert sich der am längsten zurückgehaltene Metallinhalt der andesitischen Mineralisation.

Die Kupferkies-Fahlerzepoche der alpinen Vererzung liegt zeitlich vor der Antimonitbildung; Kupferkies (ebenso Pyrit) ist hierbei zum größten Teil älter wie Fahlerz. Nach O. Friedrich 1937 ist Arsenfahlerz in der Regel älter wie Antimonfahlerz, letzteres vermittelt von der Cu- zur Pb-Zufubr, mit welcher die Bildung der Pb-Sulfoantimoniate verbunden ist. Ni-Co-Sulfide gehen der Fahlerzbildung voraus und folgen meist unmittelbar dem frühen Siderit-Magnesit-Absatz (K. A. Redlich für Schwarzleo, Z. f. pr. G. 1917; O. Friedrich, 1937).

Der monomineralische Charakter ist in den reinen Hg- und HgS-Lagerstätten sowie in der Realgarformation z. T. noch schärfer betont wie in der Antimonitformation.

Eine Querverbindung zu Selenlagerstätten wie fallweise anderwärts (H. Schneiderhöhn) besteht für die alpinen Antimonitvorkommen nicht.

Begleiterzminerale des Antimonits der spezifischen alpinen Antimonitvorkommen beschränken sich hauptsächlich auf Pyrit in früher und später Phase, Arsenopyrit, Arsenkies, Markasit, in Ausnahmefällen Zinnober. ZnS, aus anderen Antimonerzrevieren öfters gemeldet, z. B. Čemernica in Bosnien (F. Hermann, 84a) ist bisher von alpinen Vorkommen ganz vereinzelt bekannt. PbS und ZnS erwähnt R. Canaval von Lesnig. Über die interne Altersfolge dieser Begleiterze zu Antimonit wird erst die chalkographische Bearbeitung ein genaueres Bild geben können.

Von besonderer genetischer Bedeutung erscheint die Verbindung Antimonit mit Enargit, die Fr. Ahlfeld (77) auf Antimonit-Zinnober-Realgarvorkommen im Alaigebirge bei Ferghana in Turkestan nachwies. Enargit ist zwar dort nur in mikroskopischem Anteil als älteres Erz in Antimonit einge-

schlossen. Aber Enargit ist am Balkan in hervorragender Weise ein Erzmineral des andesitischen Orogenvulkanismus (Jahrb. Geol. B. A., Wien, 1945) und die unmittelbare Verknüpfung Enargit mit Antimonit, die beispielsweise am Matzenköpfl bei Brixlegg auch auf alpiner Lagerstätte zn finden ist, vermag in den Vorstellungen über andesit-magmatische Abhängigkeit der alpinen Vererzung zu bestärken.

Die chemischen Bedingnisse der tragenden Thermallösungen als Lagerstättenbildner der alpinen Antimonitvorkommen fallen nach dem Mineralisationsbild in ihren Eigenschaften nicht aus der Reihe der üblichen für diesen Lagerstättentyp angenommenen und in den Lehrbüchern der Erzlagerstättenkunde — zuletzt H. Schneiderhöhn 1941 (6) — näher bezeichneten. Leichte Löslichkeit von Sb_2S_3, aber auch von HgS in Na_2S, K_2S, leichte Verbindbarkeit von AsS und As_2S_3 mit Alkalisulfiden, läßt alkalische bis schwach alkalische kiesel- und schwefelreiche, verhältnismäßig eisenarme Lösungen für diesen Metalltransport als wahrscheinlich annehmen. Die Temperaturen waren mittel- bis niedrigthermal, etwa in Grenzen unter 150° bis 200°. Antimonitabsatz geht fast durchwegs kristallin vor sich — für Sb-Metall bestehen einige amorphe und kolloidale Modifikationen —, während bekanutlich Zinnober sich auch kolloidal absetzen kann.

Von bolivianischen Lagerstätten ist auch Geltextur des Antimonits bekannt, wie auch dort Chalzedon an Stelle von Quarz tritt: Fr. Ahlfeld und J. Munoz Reyes (78). — Ähnliches von Vorkommen in Argentinien[17]).

Der vehemente Lösungsangriff auf Kalk, wie er sich beispielsweise im Lagerstättenbild von Schlaining offenbart, macht aber auch fallweisen Säurecharakter der Thermen durch mitgeführtes Cl, H_2, SO_2 nicht ausgeschlossen. Gips, Schwefel, das Sb-Oxysulfid Kermesit und andere Minerale sind nach Ahlfeld und Munoz Reyes (78) für Antimonitlagerstätten kennzeichnend, deren Mutterthermen sauren Lösungscharakter getragen haben. Gips, Kermesit und Schwefel zählen auch zu den Nebenmineralen der Schlaininger Lagerstätte.

SiO_2 ist in Gangart und Verkieselungserscheinungen evident. In Schlaining spielt allerdings Verkieselung eine geringere Rolle wie in den Drautalvorkommen. Rezenten Absatz von kolloidaler SiO_2 als Sb-Erzbegleiter hat Fr. Ahlfeld von Acora in Südperu [75] beobachtet. H_2S-Gegenwart in den Lösungen dürfte meistenteils zutreffen und an dem Metalltransport mitwirken, wie ja auch anderwärts H_2S-Beladung auch noch in die Solfatarentätigkeit hineinreicht. Es gibt bekanntlich Beispiele rezenter Solfataren, die in der Gegenwart Antimonit, Zinnober, auch Realgar absetzen. Für alpine Thermaltätigkeit ist bezeichnend, daß in der As- und Cu-hältigen Eisenvitriolquelle von Levico-Vetriolo in Südtirol Sb noch qualitativ nachweisbar ist (F. Czermak, J. Schadler, 62). H_2S-Geruch macht sich zur Zeit im Gangspaltenbereich des Hoffnungsstollen, Schlaining, bemerkbar. Die Zahl der Mineralquellenaustritte in der Schlaininger Umgebung ist groß, die Quelle von Bad Tatzmannsdorf

[17]) F. Ahlfeld, An unusual Antimony Deposit in NW-Argentina, Econ. Geol. 1948. Der Autor beschreibt von hier ein primär-kolloides Antimonerz, von ihm Jujuit genannt: Kompakterdig, limonitähnlich, dunkelbraunviolett, s = 4·15, d = 4·5; mit 18·59% Sb_2O_3, 65·2% Fe_2O_3, 11·7% SiO_2 und 0·2% MnO.

unter ihnen enthält wirkungsvolle Mengen von schwefelsaurem Na, Prüfung auf metallische Spurenelemente ist anscheinend noch nicht erfolgt.

Die Thermenentwicklung in Richtung auf AsS-As_2S_3-Absatz läuft nach Fr. Ahlfeld (76) auf stark verdünnte, mehr neutrale Wässer hinaus, zu deren juvenilen Komponenten As, H_2S, Cl, F, reichlich aus dem Nebengestein gelöste Bikarbonate von Ca und Mg, gelegentlich auch Ba hinzutreten.

Unter den sonstigen Eigentümlichkeiten der alpinen Antimonitvererzungen sei kurz hervorgehoben und in allgemeine Vergleiche gestellt:

Gangart ist vorwiegend Quarz, und zwar kristalliner Quarz, nicht Chalzedon, wie er ausnahmsweise z. B. in Toskana den Antimonit begleitet (G. Frattini, Die Antimonitlagerstätte der Maremme von Grosetto. Ref. N. Jb. 1942) und sonst mehr den kühleren Hg-Thermen eignet. Kalzit und Dolomit sind selten, noch seltener der von Schlaining angegebene Baryt. Auf den gemischten Sulfidlagerstätten der Inntallinie, mit spärlichem Antimonitauftreten hingegen regelmäßigerer Hg-Beimengung, ist barytische Gangart vorherrschend. Flußspat, der schon auf kühlere, magmafernere Absätze weist, findet sich meines Wissens auf reinen Antimonitvorkommen der Alpen nicht, steigt aber in die vereinzelt von Fahlerz, Sb-hältig, begleiteten Pb-Zn-sulfidischen Erzabsätze der Kalkalpen hoch, im Inntal in Nähe von Realgarfunden. Mit Realgar allein ist CaF_2 auf bosnischen Vorkommen beisammen. Wo Realgar sich noch mit Antimonit- und Hg-Formation auf ein und derselben Lagerstätte verbindet, wohl im Wege des Überdeckens der Erzabsätze, kann auch CaF_2 als Gangart erscheinen, z. B. gilt dies nach Fr. Ahlfeld für die schon erwähnten Antimonit- und Zinnoberlagerstätten im Alaigebirge bei Ferghana, Turkestan.

Die thermale Wirkung auf das Begleitgestein besteht bei alpinen Antimonitlagerstätten hauptsächlich in Zerstörung, Auflösung des Kalksteins und Kalkschiefers unter Herausbilden von residualer Lettensubstanz; ferner in Verkieselungswirkungen auf die kristallinen Schiefer. Nebenher gehen Bleichung, Entpigmentisierung, Zersetzung und Lettenbildung auch bei den Schiefern.

Daß die Druckverhältnisse der Lösungen eher etwas höher waren als bei üblicher Gangspaltenfüllung, läßt sich aus der Fähigkeit und Neigung der Thermenaufstiege für Aufsuchen von Ruschelzonen als Aufstiegswege ableiten; damit verbunden steht auch die Häufigkeit der Lagergangausbildung von Antimonitvererzung. Ruschelzonen sind zumeist Ausdruck von Bewegung unter dichter Packung der Gesteinspakete, also von Bewegung bei Raummangel. Unter höheren Drucken wird die Passage der Erzlösungen durch Ruschelzonen sowie durch relativ dicht schließende Schichtflächen eher eine pulsierende sein, Drucksammlung wechselt mit Druckentlastung, so daß die Erzkörper Formen von linsenförmigen Erzfällen annehmen werden, wie sie bei Antimonitvorkommen häufig wahrzunehmen sind.

Eine Eigentümlichkeit, die nicht nur den alpinen Antimonitvorkommen zukommt, sondern als ein sehr verbreiteter Faktor der Antimonitlagerstättenbildung gelten kann, ist die so häufig vertretene Mächtigkeit von einigen Dezimeter bis rund 1 m, so selten darüber hinaus. Auch Metasomatose bringt es hier in der Mächtigkeitsausbildung oft nicht viel weiter. In den Lehrbüchern der Lagerstättenkunde ist die Feststellung über die in der Regel niedrigen Sb-Erzmächtigkeiten längst gemacht. Diese Mächtigkeitsbegrenzung ist Glied der Reihe übriger Gemeinsamkeiten des Antimonitgangtypns. Wahrscheinlich spiegelt sich in der beschränkten Mächtigkeit neben ungefähr gleichen P—T-Bedingungen, gleichen Ionenkonzentrationen usw. auch noch ein gleicher Zeitfaktor wider. Damit wäre wenigstens für einen Ausschnitt der Endphase des subvulkanischen Metallisationsvorganges ein absolutes Zeitmaß sichtbar geworden.

Die Ausfällungsbedingungen der Sb-tragenden Thermen werden außer von Temperatur- und Druckabfall, Gasentladung usw. auch von seiten der physikalischen Eigenschaften gewisser Nebengesteine an der Thermenberührung beeinflußt. Karbonatgesteine erweisen sich auch gegenüber Sb-Lösungen zu metasomatischem Umsatz geeignet. Es sind vor allem elementare C-Führung der Gesteine, Graphit oder Bitumen im allgemeinen, als auch die komplexen Eigenschaften basischer Gesteine, welche die Sb-Ausfällung begünstigen. Reduzierende Wirkung von C, katalytische Eigenschaften, erhöhte elektrische Leitfähigkeit, wie überhaupt das Mitspiel elektromotorischer Kräfte, welche die ionenreiche Thermenpassage auszulösen vermag, und andere noch unbekannte Wirkungen scheinen graphitischen Schiefern und basischen Gesteinen, wie Diabas und Serpentin, die Eigenschaft zu verleihen, Erzausfällung in besonderem Maße zu begünstigen [18]). Ausbildung reicher Adelszonen kann sich an diese Gesteine knüpfen. Nicht nur für Antimonitlagerstättenbildung sind dies fördernde Faktoren: für Hg-Erzabsatz ist seit langem bekannt (Idria), daß er vom Bitumengehalt des Nebengesteins gesteigert wurde. Aber auch die Grüngesteine spielen für HgS-Absatz, noch weiter zurück in der Metallisationsabfolge z. B. auch für solchen der Ni-Co-Erze (G. Berg, „Nickel u. Kobalt", in der Schriftenreihe „Metall. Rohstoffe", 1944) eine begünstigende Rolle.

Graphitische Schiefer haben die alpinen Antimonitvorkommen recht oft in unmittelbarer Nachbarschaft. Für Sb-Kostajnik in Serbien betont F. Hermann (84a) die ausfällende Wirkung von seiten des Bitumengehaltes der permokarbonen Schiefer. Die Sb_2S_3-HgS = Vorkommen von Ferghana in Russisch-Turkestan halten sich an kohlige paläozoische Schiefer (F. Ahlfeld).

---

[18]) Im eingangs erwähnten Bd. Antimon des Gmelinschen Handbuches f. anorg. Chemie, 1943, wird auf die Beziehung „dunkle C-reiche Schiefer (sowie Paläozoikum als häufiger Träger derselben) und der in ihnen bevorzugt abgesetzten „Sb-Erze" noch in anderem Sinne hingewiesen: engere genetische Bindung der C-Führung mit Sb-Erzabsatz könne durch subaquatischen Vulkanismus in Faulschlammsedimentation hinein bewirkt sein. (Für die Bildungsweise der alpinen Sb-Vorkommen scheidet aber diese Vorstellung sicherlich aus. H.)

Serpentin ist Träger von Hg-Lagerstätten Kaliforniens, des HgS-Vorkommens Avala in Serbien usw. Für Antimonitlagerstätten, die in sehr großer Zahl Gesteine paläozoischer Serien zum Nebengestein haben, ist vornehmlich Diabas der absatzbegünstigende. Man kann hier die Zahl der Beispiele weit ausdehnen. In Schlaining ist der Chloritschiefer als metamorpher Diabastuffschiefer eine Erzabsatzgrenze; auf örtliche Lokalisierung von Sb-Vererzung der Drautalvorkommen wirken sich Diabasgänge und -lagergänge aus. Für die karpathischen, pyritreichen Antimonitvorkommen von Pernek (P. Krusch, 89; R. Lachmann, 91) und weiter östlich bei den Antimonitvorkommen des slowakischen Erzgebirges (W. Lambrecht, 92; ferner K. Rösner, R. Klein, B. u. H. Monatshefte, Leoben 1931, bzw. 1940 u. 1942) scheint der Einfluß der auch dort vorhandenen Grünschiefer in paläozoischer Serie der Anziehung günstiger Spaltenwege durch Quarzporphyr unterlegen zu sein. Unter den jugoslawischen Vorkommen tritt der subvulkanische Charakter der Antimonitlagerstätten, Bindung an das Eruptiv, unmittelbarer hervor, aber doch sind Beispiele für Serpentin als Träger der Antimonitvererzung anzuführen (Lojane, und wohl auch Nikuštak, beide in Mazedonien).

Das interessante Antimonitvorkommen von Turhal im nördlichen Kleinasien (A. Maucher, 93) sitzt paläozoischen metamorphen Schiefern auf und entwickelt sich an der Grenze von Graphit-Serizitschiefer und Grünschiefer-Diabas; Ni-haltige Silikate und Ni-Magnetkies des letzteren treten mit der Metallbeladung der Thermen in Reaktion und führen zur Bildung von Gudmunit (FeSbS), Berthierit ($FeS . Sb_2S_3$) und Ullmannit (NiSbS).

Die Antimonitvorkommen im Paläozoikum des deutschen Vogtlandes sind von Diabasgängen begleitet.

Die Antimonitgangspalte von Ceuta in Nordmarokko ist nach H. Quiring (95) von ihr parallel verlaufenden Diabasgängen begleitet; Erzspalte und Diabas durchsetzen altpaläozoische Schichten. An Altpaläozoikum halten sich auch Antimonitvorkommen in Südspanien und Portugal. — Die größte Antimonitanhäufung der Erde, die Lagerstätten von Hunan in China, haben paläozoische Sandsteine, Schiefer und Kalke zum Nebengestein (H. Schneiderhöhn, 97).

Nicht nur für Hg-, auch für Sb-Lagerstätten sind in Kalifornien basische Gesteine bevorzugtes Aufnahmsgestein; z. B. zeigen die Antimonitlagerstätten Wildrose im Canongebiet (D. White, U. S. Geol. Survey Bull. 922—K, Washington 1940) in präkambrischen Chloritschiefern und Amphiboliten besonders reiche Entwicklung.

In allen diesen Fällen ist bei der Genesis der Antimonitlagerstätten die Rolle des basischen Gesteins eine passive, Lagerstätten und Serpentin wie Diabas stehen in Alter und Genese weit auseinander.

Die Bevorzugung paläozoischer Serien im allgemeinen durch die Antimonitvererzung — zu den vielen schon hier genannten Beispielen für paläozoisches Auffanggestein treten auch die in neuerer Zeit Bedeutung gewinnenden Vorkommen Boliviens (Ahlfeld und Munoz Reyes, 78) — stellt sich natürlich nicht nur beim Antimonitabsatz ein, sondern gilt in den Ostalpen auch für den gesamten Komplex der höher- bis mitteltemperierten Sulfidvererzungen, welche die hochaufgetürmten Pakete der mesozoisch-alpinen Kalk- und Mergelschichten meiden. Mit der unteren Triasgrenze ist in den Ost-

alpen überall, wo nicht Mesozoikum einer ausgiebigen Tiefenmetamorphose und kristallinen Verschweißung unterlegen war, ein bedeutender Temperatursprung vorhanden gewesen, eine untere Grenze des hier besonders tiefreichenden vadosen Wasserkreislaufes, welche Grenze gerade noch die Pb-Zn-, auch die AsS-Lösungen (Realgarvorkommen der Inntallinie) der Tiefe überschreiten ließ, alle übrigen Sulfidvererzungen aber zurückhielt; die paläozoischen Serien schieben sich wie ein Filter vor.

In den Karpathen eine Ausnahme: Mit Antimonit verbundene Realgarvorkommen, sogar Antimonit in zwei mit Quarz verbundenen älteren Generationen, finden sich im Flysch der Marmaroser Karpathen (v. Szadecky-Kardoss E., Z. f. Min. 1941).

Die Tiefe, in welcher der Absatz reiner Antimonitvererzung im Thermenaufstieg begonnen hat, unterschreitet wohl in den meisten Fällen 600—1000 m. In den extrusiv-hydrothermalen Vorkommen sind geringere Bildungstiefen anzunehmen, für Schlaining etwa 100—200 m. Entsprechend dem höherthermalen Charakter der Drautalvorkommen stehen dort 500 m und mehr als Bildungstiefe in Frage. — Für Hg-Vorkommen — hier sei an Glatschach im Drautal erinnert, das an derselben antimonitvererzten tektonischen Linie liegt — wird ungefähr 500 m als Bildungstiefe abgeleitet.

Entsprechend der Bildungstiefe und dem Temperaturgefälle treten große Schwankungen in der vertikalen Reichweite, in der Teufenspanne des Antimonabsatzes auf. Größere Empfindlichkeit der Ausfällungsbedingungen wirkt sich bei den niedrigstthermalen Vorkommen in sehr beschränkter Teufenspanne aus. Für Sb-Schlaining kann die Teufenspanne mit 30—80 m angegeben werden, darüber und darunter befindet sich taube Gangspalte. In den Vorkommen des Drautales, mit höherer Bildungstiefe, wird die Teufenspanne einige 100 m übersteigen. Von den slowakischen, z. T. turmalinführenden und Au-hältigen Antimonitvorkommen ist mir z. B. für die Grube Cučma bei Rošnava die Teufenspanne mit 300 m bekannt, dann tritt nach der Tiefe Verarmung ein.

Zementationsvorgänge spielen auf Antimonitlagerstätten ebensowenig wie auf Hg-Lagerstätten eine Rolle. Vom Sb-Vorkommen Abfaltersbach, das nach A. Tornquist (58) dem perimagmatischen Typus ostalpiner Vererzung zugezählt werden kann, fand der genannte Beobachter Dyskrasit, Antimonit — aszendent? — zementierend. H. Schneiderhöhn-P. Ramdohr (98) sehen für das seltene Auftreten von gediegen Sb sowohl deszendente als aszendente Abkunft für gegeben.

Oxydation kann den jungen oberflächennahen Antimonitlagerstätten um so leichter zusetzen, sobald sie unter die geologischen Bedingnisse tiefreichender tertiärer Verwitterung geraten, wie es für Teile der Schlaininger Lagerstätte zutraf. Schwefelkies, das häufigste Begleitmineral des Antimonits, vermag die Oxydationsvorgänge zu beschleunigen. (G. Berg, 1: In feuchter Berührung mit Antimonit entwickelt Schwefelkies stärkere elektromotorische Kräfte wie Sb_2S_3, so daß sich der O der Elektrolytflüssigkeit an Sb_2S_3 abscheiden wird.) Die Umwandlung des Antimonits vollzieht sich verhältnismäßig rasch

und leicht in oxydisches Sb-Erz, dessen verbreitetstes Erzmineral der Antimonocker (Stiblith, Cervantit) ist. Von Schlaining erwähnt Chlebus außerdem Senarmontit und den roten Kermesit. Über Valentinit habe ich keine Angaben.

Mit dem oxydischen Zustand hat das Antimonerz eine gewisse Resistenz erreicht, die es befähigt, in alluviale Seifenlagerstätten einzugehen (China).

Regionale Metamorphose erleiden die alpinen reinen Antimonitlagerstätten nicht mehr, sie stehen bereits außerhalb der Tauernkristallisation. Leichte Löslichkeit, leichte Translationsfähigkeit würden Antimonit zu einem Überdauern der Metamorphose auch gar nicht recht befähigen. Der Wechsel von kristallig-blättrig-stengeliger Ausbildung des Antimonits mit dichtkristalliner fällt eher auf primäre Absatzbedingungen zurück, als — ausuahmsweise — auf örtliche Mylonitisierung. Die leichte Translationsfähigkeit im Antimonitgitter führt zu gebogenen Kristallformen bereits im Drusenraum, z. T. mögen hiebei leichte tektonische oder auch Lösungsspannungen während der Drusenfällnng, z. T. Wachstumstau von seiten der beiden Salband- oder Drusenwände mitgewirkt haben.

Diese knappe durchaus nicht erschöpfende Übersicht der gemeinsamen lagerstättenkundlichen Züge im Antlitz der Antimoniterzlagerstätten, insbesondere der südosteuropäischen Sb-Erzprovinz, läßt ersehen, daß es mitunter berechtigt erscheint, aus der Fülle der Gemeinsamkeiten dort bestimmtere Schlüsse hineinzutragen, wo minder günstige Aufschlußlage, Überdecken von Vererzungsvorgängen, Abseitigkeit zu plutonischen oder vulkanischen Phänomenen usw. das Vorstellungsbild von der Genesis mit Unsicherheit belasten. Solche Tragkraft darf manchen dieser Schlüsse zugemutet werden, daß in gewissen Fällen der umgekehrte Weg beschritten werden kann: aus der Tatsache der Mineralisation von Sb_2S_3 — ihr angeschlossen aus der verwandten Mineralisation von HgS und $AsS = As_2S_3$ — läßt sich auf Alter der betreffenden erzleitenden Tektonik und der Lagerstätte selbst, auf Vorhandensein entsprechender magmatischer Wirkquellen in der Tiefe mit Bestimmtheit schließen. Für die alpinen Vorkommen wurden in Auswirkung der lagerstättenkundlichen Vergleiche mit dem Kerngebiet der südosteuropäischen Antimonerzprovinz bereits Schlüsse dieser Art gewonnen.

4. Bisheriger Prodnktionserfolg der österreichischen Antimonerzförderung lagerstättenmäßig betrachtet und gegenübergestellt der Preisentwicklung des Antimonmetalles und seiner Rolle in der Metallwirtschaft.

106. Balling C. A. M., Antimongewinnung und Verhüttung in Banya (Schlaining). Chem.-Zeitg. 1885/1886.

107. Baum H., Seltenere Metalle unter Kriegseinflüssen (2. Antimon). Met. und Erz 1943.

108. Chem. Industrie, Nachr. Ausgabe 64, 1941.

109. Granigg B., Die Bodenschätze Österreichs und ihre wirtschaftliche Bedeutung, Wien. 1947.

110. Hildebrandt H., Lehrb. der Metallhüttenkunde. Hannover, 1906.

111. Jahn R., Das Antimon und seine Verhüttung. Mont. Rsch. Nr. 7, 1925.
112. Krusch P., Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten. Stuttgart, 1907.
113. Reuleux F., Die chem. Behandlung der Rohstoffe. Leipzig-Berlin, 1886.
114. Sommeregger V., Über die Möglichkeit der Wiederinbetriebsetzung des Antimonwerkes in Schlaining. Mont. Rdsch. 1937.
115. Wendt W., Der heutige Stand der Antimonverhüttung, Berg- u. Hüttenm. Monatshefte, Leoben, Bd. 93, 1948.

Mit diesen Fragen ist die wirtschaftliche und volkswirtschaftliche Seite des österreichischen Sb-Erzbergbaues berührt. In jeder Rohstoffgewinnung spiegeln sich aber auch Momente des friedlichen und kriegerischen Völkerwettbewerbes und der Weltwirtschaft wider.

Zum besseren Verständnis seien in knappester Form einige allgemeine technisch-wirtschaftliche Daten in Erinnerung gebracht, welche die Herkunft, Darstellung, Verwendung und Verbrauchsentwicklung des Antimonmetalles betreffen:

Antimon (lat. stibium; der Name nach Reuleux aus dem Arabischen al ithmidu = das Antimon, in verderbter Sprachentwicklung[19]) entstanden) ist heute in erster Linie Legierungsmetall. Spez. Gew. = 6·7, At. Gew. = 120 (121·6), Schmelzpunkt 630°.

Wichtigstes Antimonerz ist der Antimonit und dessen Oxyde. Daneben wird Sb-Gehalt gewisser Bleierzförderungen zugute gebracht.

Das Mineral Antimonit findet bereits im grauen Altertum in den Süd- und Ostländern Verwendung, bis heute herauf in der Kosmetik dienend (Augenbrauenfärben), als Arzneimittel und Vieharznei[20]). Die Leichtflüssigkeit des Antimonits (550° Schmelzpunkt, Siedepunkt 990°) erleichtert die Reinigungs(Saiger-)arbeit im Tiegel-, stehenden Retorten- oder Flammofenverfahren und führt zur Darstellung des Schwefelantimon Antimonium crudum.

Dem Metall ist man nach F. Reuleux (113) durch Alchymistenarbeit auf die Spur gekommen (Sb macht Gold spröde!).

Die Abscheidung des Metalles Sb aus dem sulfidischen Erz geschieht: a) Durch Niederschlagsarbeit im Flammofen oder in Tiegeln; dem ungerösteten Erz wird Eisen zugesetzt ($Sb_2S_3 + 3\,Fe = 3\,FeS + 2\,Sb$). Dieses Verfahren war auch zuletzt in Schlaining in Anwendung: es erfordert im allgemeinen reiche Derberze oder Konzentrate mit min. 50% Sb. Ausbringen günstigsten Falles 90%. In Schlaining waren bedeutende gasförmige Verluste an Sb und Ausbringen nur 70 bis 80%. b) Röstreduktionsverfahren in Flammöfen, Schachtöfen oder Tiegeln. Nach oxydierender Röstung erfolgt Reduktion der Sb-Oxyde mit Holzkohle. Der Schachtofenprozeß verträgt auch ärmere Erze, herab bis 10% Sb. Auch in Schlaining (Banya) wurde nach Hildebrandt (110), R. Jahn (111), zeitweise dieser Prozeß geübt. c) In moderneren Verfahren wird sulfidisches Erz in Wälzofen zu Sb_2O_3 oxydiert und dann in Flammofen das Metall erschmolzen. Wälzofenanlagen fordern 7% Sb min. in der Aufgabe. In Serbien tritt an Stelle der Wälzofenarbeit auch der Konverterbetrieb.

Das erzielte Rohantimon hält 90 bis 92% Sb. Reinigung auf Handelsantimon Regulus Antimonii mit 99% Sb erfolgt in Flammofen, Tiegeln, unter Sodazusatz; auch Elektrolyse wird angewendet. Direkte elektrolytische Sb-Metallerzeugung aus Erzen oder Erzkonzentraten ist noch in Durchbildung begriffen. Auch Laugungsverfahren wurden versucht.

---

[19]) Diese Ansicht wird vom Orientalischen Institut der Universität Wien, Dr. R. F. Kreutel, dem ich freundliche Beantwortung einer Anfrage danke, als unwahrscheinlich empfunden.

[20]) In Gmelins Handbuch der anorg. Chemie, Bd. Antimon, 1943, wird über die Verwendung des Sb in geschichtlicher und vorgeschichtlicher Zeit eine gründliche Untersuchung angestellt, vor- und frühgeschichtliche Funde von Sb-Metall und Sb-Legierungen werden eingehend erörtert.

Verwendung des Antimons: Als Metall vor allem als Weißmetall, Lagermetall (Achsenlagermetall mit 15% Sb, 9% Cu, 76% Sn): Hartbleilager (bis über 80% Pb, 12 bis 20% Sb und etwas bis 10% Sn und Cu); ferner Letternmetall (Antimonblei zum Beispiel 60% Pb nebst 25% Sb und 15% Sn, nach Hildebrandt, 110); Zusatz zu Lötzinn; Schrottherstellung. Neuzeitlich in steigendem Maße Sb im Akkumulatorenblei (Automobilindustrie, besonders in USA..). Als Schwefelantimon: Außer in der pharmazeutischen Industrie wird Crudum verwendet in der Feuerwerkerei, Munitionsindustrie (Initialzündungen); Bleistiftindustrie (Zusatz zu Graphit); Farbzwecke u. a. Schiffsanstrich, Glasuren, Schmelzmalerei: weiße, rote, schwarze Farben usw.; als Brechweinstein (weinsaures Sb-Oxyd-Kalium), Zusatz von Gummi, in der Zeugdruckerei u. a.

Welterzeugung und Verbrauchsentwicklung des Antimons.

Nach H. Baum (107) war die Welterzeugung an Sb-Metall im Jahre 1927 rund 28.000 t, 1937 37.000 t, 1938 nahe 30.000 t, ohne Sb-Inhalt in Hartblei. Der Verbrauchsanstieg der letzten Friedensjahre war ermäßigt gegenüber der vorhergehenden Periode, z. B. 1904 nach P. Krusch (Untersuchung u. Bewertung usw.) rund 16.000 t Sb-Erz als Weltproduktion, 1895 um 11.000 t.

Mit der Verbrauchsentwicklung im Krieg schnellt die Sb-Produktion hinauf: Munitionserzeugung, Schrott, aber auch Mehrverbrauch an Lagermetall; nach H. Baum haben die USA., die in den letzten 25 Jahren zwei Drittel der Welterzeugung Sb verbrauchen, im Jahre 1918 noch 11% des Gesamtverbrauches für die Munitionserzeugung verwendet. 1928 weist in den USA. der Sb-Verbrauch für Akku. der motorisierten Fahrzeuge 28% auf. Der Kriegsverbrauch bringt aber auch Verschiebungen hinsichtlich der Produktionsländer.

Der erfahrene Kenner der Sb-Wirtschaft Dr. F. Hermann, Wien, schätzt die Welterzeugung an Sb in den letzten Kriegsjahren an 40.000 Jahrestonnen herangekommen, darin ca. 10.000 t Sb in Hartblei (briefl. Mitt.).

Die Herkunft der Welterzeugung an Sb hat heute ein wesentlich anderes Bild als vor 15 und 20 Jahren.

H. Schneiderhöhn gibt für 1929 an: 31.000 t Weltproduktion, hiervon leisten China 72%, Mexiko 10%, Bolivien 10%, Frankreich (Zentralplateau, Algier) 3%, Tschechoslowakei 3%.

Stand z. B. 1927 noch China mit seiner reichen Sb-Erzprovinz Hunan (geschätzte Vorräte fast 4,000.000 t Sb-Erz mit 5 bis 20% Sb) mit zwei Drittel der Weltproduktion an der Spitze der Großerzeuger, auch noch 1935 mit der Hälfte derselben, so teilt sich später China — Folgen des Bürgerkrieges — in der Weltproduktion mit Bolivien und Mexiko zu je ungefähr gleichen Teilen. Bolivien [21]) brachte 1939 die Förderung auf nahe 10.000 t Sb-Inhalt, die Erze gingen größtenteils als Konzentrat in die USA. Auch Peru weist ansteigende Sb-Förderkapazität auf, z. T. sind es hier Hg-Sb-Mischerze.

In der europäischen Produktion war um 1900 noch Frankreich an erster Stelle (hier allerdings auch die algerische Produktion, Senarmontit, eingeschlossen). Im vergehenden Jahrzehnt kam Jugoslawien, z. T. freilich auch durch die Kriegsentwicklung, in Führung: 1928 betrug die Förderung an Sb-Erz rund 1000 t, 1940 24.000 t, 1943 fast 30.000 t, bei einer Reinantimonherstellung im Lande selbst

[21]) Die Sb-Erzvorräte der bolivianischen Lagerstätten werden als verhältnismäßig gering bezeichnet, mit 50.000 t Sb-Metallinhalt geschätzt (108).

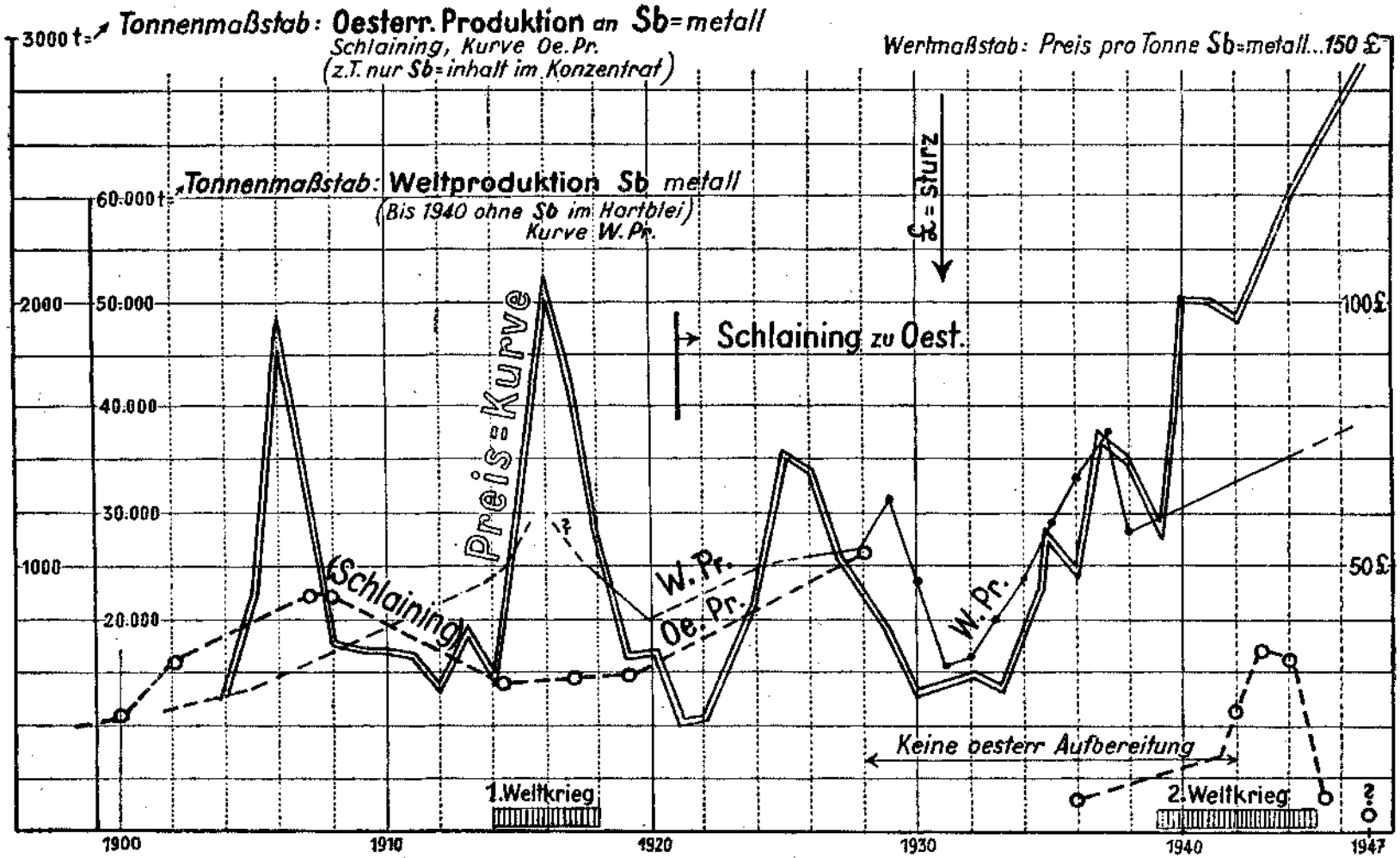


Abb. 20. Die Entwicklung der österreichischen Sb-Erzeugung, gegenübergestellt der Preisentwicklung des Sb-Metalles und der Welterzeugung an Sb, in den letzten 50 Jahren.
Benützte Zahlenangaben u. a. nach P. Krusch (112), W. Lambrecht (92), K. Richter (5), H. Baum 107).

in den letzten Kriegsjahren von 1200 bis 1700 t. Demgegenüber erreichte die slowakische Produktion auch in den Kriegsjahren nicht über 20.000 t Erz, allerdings mit 1 ‰ Au-Gehalt.

Die Preisentwicklung des Sb-Metalls zeigt ein fortwährendes Auf und Ab, Kriegseinwirkungen, Vorkriegshortungen sich darin spiegelnd und den friedlichen Entwicklungsfluß in Verbrauch und Wert dieses Metalls fast ganz verdeckend. Das Kurvenbild der Abb. 20 zeigt, lückenhaft, den unruhigen, in Preisspitzen alternierenden Entwicklungsgang der Sb-Preise und stellt diesen zugleich auch einige Sb-Produktionsdaten Österreichs gegenüber. Auch die gegenwärtige (1947), alle bisherigen Preissätze übersteigende Preisspitze — 145 bis 150 £ pro Tonne regulus — wird zweifellos bald wieder zu einem Preistal absteigen, sobald die europäischen Verhältnisse sich stabilisieren.

Die österreichische Sb-Erzproduktion und der österreichische Verbrauch.

Von einer urösterreichischen Sb-Produktion kann man eigentlich nur hinsichtlich der Drautalvorkommen sprechen; diese lag, am heutigen Wirtschaftsmaßstab gemessen, zu aller Zeit sehr niedrig. Schlaining kam erst 1920 mit dem Burgenlande an Österreich.

Für Lesnig und Radlberg im Drautal hat R. Canaval (51) einige Produktionsdaten erhoben; z. B. für 1845—1851 Jahreserzeugungen bis 19 t Sb-Crudum und bis 22 t regulus. Die älteste überlieferte Produktionsangabe von Lesnig 1784—1790 sagt 3½ t crudum Jahreserzeugung an. Auch die Produktion von Lesnig in der Zeit des ersten Weltkrieges war äußerst bescheiden, sie betrug bis 1919 insgesamt 200 t aufbereitetes Hüttenerz mit 40—48 % Sb; die Aufbereitung war einfachster Art, Pochstempel, Handsetz- und mechanische Stauchsiebe usw.

Für Schlaining im österreichischen Burgenland, das frühere Szallonak in Ungarn, das seit 80 Jahren, nach anderen Angaben seit 120 Jahren in Produktion steht, sind stichprobenweise für die ungarische Betriebszeit einige Jahresproduktionen an Sb-Metall anzuführen: 1900 450 t, 1902 682 t, 1914 560 t regulus und 1100 t crudum. Die österreichische Produktion lief 1921—1929 und erbrachte beispielsweise 1928 1100 t Sb im Konzentrat — die Hütte lag damals bereits still. Mit dem Brande der Schlaininger Flotation im Herbst 1929 kam, mitbeeinflußt durch die ungünstige Metallpreislage, auch der Grubenbetrieb zum Stillstand. Im kleinen wurde die Erzeugung 1936 wieder aufgenommen (1938: 1500 t Roherz mit 125 t Sb-Inhalt). 1938 wurde Schlaining wieder auf breiter Basis in Betrieb genommen und in den Jahren 1940—1945 der Lagerstätte 55.000 t Hauwerk und den Halden 4000 t hältiges Material entzogen, die neue Flotationsanlage mit 80—100 t Tagesdurchsatz arbeitete seit 1942.

Die Konzentraterzeugung der Gesamtflotation Schlaining betrug im einzelnen:

1942	811 t mit 62·7 % Sb	511 t Sb-Metall
1943	1202 t mit 57·0 % Sb	683 t Sb-Metall
1944	1093 t mit 58·9 % Sb	640 t Sb-Metall
1945	266 t mit 59·4 % Sb	158 t Sb-Metall
	3372 t mit 59 % Sb	1992 t Sb-Metall

Die Verhüttung erfolgte, wie schon in den Jahren vor dem Kriege, außerhalb der österreichischen Grenzen.

Einen bescheidenen Beitrag an Sb-Metallproduktion bringt die Verarbeitung der Schwazer Fahlerze in der Hütte Brixlegg hervor.

Nach B. Granigg 1947 (109) liegt die österreichische Einfuhr von Sb-Metall, das hauptsächlich dem österreichischen Bedarfe für die Herstellung von Letternmetall, Erzeugung von Hartblei und Lagermetall dient, im Werte von S 200.000·— pro Jahr. Beispielsweise 1936: 122·2 t im Werte von 188.000 S (1935 S/t Sb), wobei die Tschechoslowakei (Slowakei) nahezu 90% der Einfuhr bestritt. Im vollbeschäftigten Jahre 1928 lag die Einfuhr bei 200 t im Werte von S 275.000·—.

5. Wie sind die Entwicklungsaussichten des österreichischen Antimonbergbaues zur Zeit geologisch beurteilbar?

Der Versuch, diese Frage zu beantworten, muß vor allem für die reinen spezifischen Antimonitvorkommen interessieren. Die übrigen Auftreten von Antimonerz, als Antimonit in Paragenesen sonstiger Sulfidlagerstätten oder als Sb-hältige Fahle oder sonstige Sulfoerze, führten bisher zu keiner eigentlichen Sb-Gewinnung; Fahlerzvorkommen größerer Ausdehnung, die auch für ständige Sb-Gewinnung bedeutungsvoll sein könnten, fehlen in den Ostalpen, es sei denn, daß der Ag-Sb-Hg-Fahlerzhorizont im paläozoischen Dolomit von Schwaz-Brixlegg noch einmal größere Bedeutung erringt.

Unter den eigentlichen Antimonlagerstätten ist zur Zeit an erster Stelle das Vorkommen **Schlaining** für die Zukunft der österreichischen Sb-Produktion von Wichtigkeit. Nahezu ein Jahrhundert anhaltende, in ihren Wirtschaftserfolgen gut überblickbare Bergbautätigkeit einerseits, sowie der eingerichtete, in Betrieb befindliche Bergbau von Schlaining mit eingearbeiteten Bergleuten und einem Aufbereitungsaggregat für 80—100 t Tagesdurchsatz Hauwerk ausgestattet, auferlegen die Obsorge, den Fortbetrieb und die Stetigkeit der Produktion nach Möglichkeit zu erhalten.

Der Antimonbergbau Schlaining kam 1929, mitten in normaler Produktion befindlich, durch äußere Umstände (Aufbereitungsbrand) vorübergehend zum Erliegen. Auf Grund der geologischen Verhältnisse zur Zeit der Einstellung des Betriebes konnte ich einige Jahre nach der Stillegung (Hießleitner, 15) die Aussage treffen: bei 10.000 t aufgeschlossener Hauwerkreserve bringt jeder Meter Ausrichtungsfortschritt in der Grube Kurt gegen Ost 40—60 t Hauwerk der weiteren Vorrichtung zu, die Vererzungsfläche sei im Zunehmen.

Diese Voraussage wurde durch die tatsächlichen Ergebnisse seit Wiedereröffnung des vollen Betriebes 1939 — eine Teileröffnung ging

1936 voraus — bestätigt und übertroffen. In den Jahren 1940—1945 hat die Kurtgrube vornehmlich im Ostfeld über 50.000 t Hauwerk mit 4—5% Sb geliefert. Die Ausrichtung in der Lagerstättenzone Kurt nach Ost wurde dabei seit 1929 um 250 m vorgetrieben, jedoch in der letzten Zeit unter erlahmenden Erfolgskoeffizienten.

Mit dem Anstoßen des erzführenden Kalk- und Kalkschieferhorizonts an den Plischaserpentin im Feldortbereich des Vincenzstollens schien überhaupt der Lagerstättenerstreckung gegen Ost ein Schlußpunkt gesetzt zu sein: eine scharf ausgeprägte Störung bringt den Serpentin in den Stollenraum. Die Intensität der Sb-Vererzung sinkt allerdings sowohl in Gang als in Lagergang bereits vor Erreichen der Serpentinstörung bis an die Bauwürdigkeitsgrenze ab.

Die Auffassung über die örtliche geologische Situation von Kurt-Ostende ist aus dem Profilabschnitt Abb. 1 der Tafel I ersichtlich; eine mögliche Fortsetzung der Lagerstätte wäre im Dach der Serpentinmasse zu suchen, entsprechend hätte auch ein Bohrversuch von der Vincenzstollensohle gegen Ost schräg aufwärts dorthin abzuzielen. Auf ausgiebige Gangausbildung ist in diesem Raume wenig mehr, eher noch auf Ausbildung des Lagerganges im Kalkschiefer über Serpentin zu hoffen.

Was an „eventueller" Erzflözfläche des Lagerganges östlich der Serpentinstörung günstigsten Falles vorhanden sein könnte, von der Serpentinstörung bis zum Ausgehenden des Liegendkalkzuges im Norden des Kl. Plischa gemessen, ist 600 m Längserstreckung der möglicherweise vorhandenen Zone. Allerdings fehlt bislang der unter dieser Annahme zu erwartende Ausbiß einer Sb-Vererzung Nord Kl. Plischa (verrollt?). — Nach Erfahrung 1929, wo jeder m Ausrichtung Ost 40 bis 60 t Hauwerk erschloß, würden für 600 m Zonenerstreckung selbst bei verarmender Erzführung noch 15.000 bis 20.000 t Hauwerk in Frage kommen können. Doch ist eine solche Schätzung vorläufig nur unter Vorbehalt auszusprechen, da immerhin eine völlige Erschöpfung der Lagerstätte schon westlich der Serpentinstörung platzgegriffen haben könnte.

Zwischenstück Kurt—Neustift (Bereich Tauchental). Diesem Abschnitt hat sich, wohl angesichts zunehmenden Verarmens der Erzführung gegen Ost, bereits in den letzten Kriegsjahren das bergmännische Interesse zugewendet. Ein neuerliches Bohrprogramm wurde hier durchgeführt, nachdem früher schon Bohrungen in diesem Abschnitt vorausgegangen waren. Die vermutbare Erzzone verläuft hier unter der Sohle des Tauchenbachtales, kann also mit Stollenbau nicht mehr erreicht werden.

Soweit es gestattet ist, sich an die in Bohrprofiten überlieferten Resultate der 7 hier in den letztvergangenen Jahren (1943/45) niedergebrachten Crälius-bohrungen (I—VII, Tafel I) zu halten, können die Ergebnisse als günstig bezeichnet werden: fast alle Bohrungen waren mehr oder minder fündig, die nachgewiesenen Mächtigkeiten betrugen einige dcm bis 2 m, die Halte von $^1/_2$—2—9% Sb. Dabei handelt es sich um Vertikalbohrungen, also irgendwie abseits der eigentlichen steil niedersetzenden Gangspalte, so daß wohl nur Lagergangabzweigungen durchbohrt worden sein dürften.

Die durch Bohrungen I—VII (Tafel I) umrissene erzhöffige Zone dieses Abschnittes hat eine Streichausdehnung von 700 m, ausgehend vom Hinabtauchen der Erzführung am Ostende der Grubenbaue Neustift unter die Talsohle Tauchenbach bis zur vermuteten Tauchentalstörung. Für letztere wird nach Bohrlochbefund III (Sb-Erzfund

Tm 54) angenommen, daß sie zwischen III und Vincenzstollen-Mundloch durchsetze, bei mittelsteiler Neigung gegen SW, ähnlich wie der Heinrichsprung in Tauchen, zu dessen System sie gehört.

Der auf 700 m sich erstreckende Hoffnungsraum ist für 500 m durch die fündigen Bohrungen in seinen Aussichten besser begründet als für die östlich anschließenden 200 m mit nur spurenhafter Vererzung im Bohrloch III.

Bei einer, im bekannten Neustifter Feldesteil vorhanden gewesenen Ausdehnung der Vererzung in der Gangfläche vertikal von 20—30 m, von 5—20 m Reichweite der beidseitig abzweigenden Lagergänge, können für den 700 m-Hoffnungsraum etwa 50.000 t Hauwerk als minimaler Hoffnungswert erwartet werden. Kommen weitere Gangausbildungen dazu, wie sie aus Fortsetzung Mathildegang nach Westen, Erzfunde im Hoffnungsstollen, Angaben älterer Berichte (Rochata) angedeutet sind, so kann eine wesentliche Mengenvermehrung hinzutreten. — Dem durchschnittlichen Halt nach aber wären die zu erhoffenden Erzmengen entsprechend der historischen Bergbauerfahrung in Neustift um mehr als das Doppelte höher einzuschätzen wie die Erze des Kurtfeldes Ost, die im Hauwerk nur mehr bei 3—4% Sb im Mittel liegen. — Allerdings muß für das Zwischenstück infolge dauernder starker Grundwasserdurchfeuchtung mit stark lettiger Beschaffenheit des Hauwerks gerechnet werden.

Die Erschließung des Zwischenstückes kann nur mit Tiefbau erfolgen. Die geologischen Verhältnisse, die dem Vorschlag eines Blindschachtprojekts zugrunde liegen, sind auf einer Profilabb. 2 der Tafel I dargestellt.

Die Frage des endgültigen Westendes der Lagerstätte ist ebenfalls noch ungeklärt.

Nach den Angaben in der Arbeit P. Chlebus (9) ist anzunehmen, daß das Wiedereröffnen des westlichen Grubenabschnittes mittelst Gewältigung des Steinbründlstollens 1918 bis ins westlichste Feldort der alten Grubenbaue vorgekommen ist. Chlebus (S. 118) gibt an: „...es ist jedoch bisher nicht festgestellt, in welcher Weise die Erzablagerungen gegen Westen ihr Ende finden. Die seinerzeit zuletzt aufgeschlossenen Partien zeigen eine allmähliche Abwärtsbewegung des Lagerganges, doch keinen Abschluß!" Daß der Chloritschiefer nicht auskeilt — dem Auskeilen desselben gegen Westen glaubt Chlebus mit der einmal eintretenden Vertaubung in Zusammenhang bringen zu müssen — zeigt Bohrlochbefund der Deutagbohrung a (Profil 1, Tafel 1).

Jedenfalls wären 1—2, von obertags schräg abwärts gerichtete Cräliusbohrungen, 80—100 m westwärts des bisher bekannten äußersten Lagerstättenaufschlusses in die vermutete Gangzone niedergebracht, geeignet, die Frage zu klären.

Von Restabbauen im Westfeld Kurt und in Neustift sind ebenfalls noch kleinere Zusatzmengen an Hauwerk abzusehen.

Zusammenfassend stellte sich Ende 1946 das Bild der Erzreserven für die Grubenfelder Kurt und Neustift des Schlaininger Antimonbergbaues etwa wie folgt dar: wahrscheinliche (bis mögliche) Erze ca. 70.000—80.000 t, hievon bereits 10.000 t als nahezu erschlossen geltend. — Einschließlich älterer Haldenerze ist die Größenordnung für verwertbares Aufgabegut der Aufbereitung mit etwa 100.000 t wahrscheinlicher, z. T. darin vorerst nur möglicher Erze mit 3—5% Sb im Durchschnitt zu bezeichnen. Darüber hinaus kann noch mögliches Erz aus unbekannter Westfortsetzung, aus günstigerer Entwicklung der Kurtgrube und des Zwischenstückes

Neustift—Kurt sowie aus Schurfbauten der engeren Umgebung (Goberling, Schlaggraben, Grodnau u. a.), zuwachsen.

Die Bedeutung der letztgenannten Außenseiter-Lagerstätten für weitere Schurftätigkeit ist noch unklar, jedenfalls haben die bisher geführten Suchbetriebe noch nicht befriedigt.

Auch für Maltern, im Norden von Schlaining, wo in ähnlichem Begleitgestein ein bisher als recht absätzig erkanntes Gangvorkommen steckt, das in den sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts eine kurzlebige Produktion gab, sind bestimmtere Erfolgsaussichten für eine Wiederaufnahme der Schurfarbeiten nicht auszusagen. Die kurze Wiedergewältigung 1915—1917 hat keine Ermunterung gebracht. Die allgemeine Höffigkeit scheint jedoch gegeben zu sein.

Im Vergleich zu den präziseren Formulierungen, mit denen gegenwärtig Erzreservenlage und Zukunftsaussichten im Schlaininger Antimonerzrevier zu bezeichnen sind, können Aussagen für die zweitwichtige Gruppe der österreichischen Antimonerzvorkommen, für die Drautallagerstätten schwieriger und unsicherer getroffen werden. An Erzeugungsbetrieb war bisher immer nur Kleinstbetrieb in Gang, der zudem Jahrzehnte zurückliegt und nur brachliegende, zumeist verfallene Gruben zurückgelassen hat. Nur das neu erschlossene und noch in Erschließung befindliche Vorkommen Rabant läßt sich in seinen Chancen etwas besser übersehen.

Im Flachriß durch die Gangzone Rabant (Abb. 15) sind die bis Ende 1947 erschlossenen Erzlinsen dargestellt, sie verkörpern einen Erzinhalt von ca. 20.000 t bei 3—5% Sb durchschnittlich. Von Sohle —100 des Tiefbaues bis zu den Tagausbissen der Lagerstätte ist für die Antimoniterzführung bereits eine Teufe von 180 m nachgewiesen. Weitere 200 m kämen hiuzu, wenn der Erzaufschluß der Johannigrube im Chrysanthengraben, 800 m westlich vom Rabantstollen, 300 m tiefer wie dieser, sich ohne zwischenliegende Verwurfstörung an die Rabanterzzone anschlösse. Damit wäre schon eine Teufenspanne von annähernd 400 m angezeigt, Ausmaße, die im allgemeinen die Teufenspanne vieler der Antimonitlagerstätten übersteigen. Für Rabant haben eben höher als üblich epithermal temperierte Lösungen den Erzabsatz gebracht, worauf auch der vorhandene Übergang zu den Au-Lagerstätten deutet.

Gilt für den Teufenabschnitt +12 bis —100 m des derzeit umgrenzten Lagerstättenzuges von Rabant ein Erzinhalt von 20.000 t, so können bei den geologisch begründbaren Aussichten auf weiteres Anhalten der Lagerstättenbedingnisse nach der Teufe, zumindest bis zum Niveau des 200 m tieferen Johannistollens herab, weitere zahlenmäßig umreißbare Erzvorräte liegen, die sich zusammen mit noch unbekannten doch wahrscheinlichen Adelzonen in der Weite der Gangfläche dazwischen zu einer Vorstellung möglicher Erzreserven in der Größenordnung 80.000—100.000 t Hauwerk fügen. Diese Vorstellung ist um so berechtigter, wenn im Zuge der Weiterentwicklung des Aufschlußbetriebes später der Unterbau von der Drautalseite und Tiefenaufschlüsse der Außenseitervorkommen Gloder und Gurserkammer hinzutreten.

Von den übrigen Vorkommen des Drautales ist es weitaus schwieriger, sich bestimmte Vorstellungeu über die möglichen Erzreserven zu machen.

Für Lesuig, das 1922 noch befahrbar[22]) war, und ich selbst 1916 noch iu Betrieb sah, und über dessen Produktionsbedingungen R. Canaval (51) eingehend berichtet hat, wäre heute kurz zu sagen: ein systematischer Schurfbetrieb fand in den letzten Betriebsjahren nicht mehr statt, hauptsächlich war es Rücklässebau, alles in Handbetrieb. Der Hauwerksgehalt war auch zuletzt höher als in Schlaining, an 10% Sb. Es ist anzunehmen, daß bei wiedergeöffneter Grube ein genaueres Studium der Tektonik, die, gerade in den seinerzeitigen Grubenaufschlüssen von Lesnig als von wesentlicher Bedeutung zu erkennen, doch nicht unter weiter gespannten Gedankengängen beachtet war, neue Ideen für den Aufschlußbau beizubringen vermöchte. Nach R. Canaval wäre von Lesnig eine Jahresproduktion von 400 bis 500 t Hüttenerz mit ca. 60% Sb zu erwarten.

Die längst geschlossenen Stollenbauten des Radlberg-Vorkommens verwehren vorläufig eine Stellungnahme zu den Aussichten einer Wiederaufnahme von Schurftätigkeit.

Guginock ist nicht ungünstig beurteilbar, bedingt vor allem, weil der jüngste Stollenbau daselbst eine mächtige, im Ausmaße zwar noch unbekannte, im Halte aber sehr wahrscheinlich bauwürdige Goldlagerstätte anschnitt. Dabei hat dieser Querschlag die von den Alten bebaute Antimonitlagerstätte noch gar nicht erreicht, sondern bedarf noch 150—200 m Vortrieb in kristallinem Kalk, um an der Kalksüdgrenze unter die Antimonbaue der Alten zu kommen.

Für Siflitz, ebenso für Abfaltersbach, sind die Schurfaussichten wenig bekannt. Die Mariengrube bei Nikolsdorf bietet mit ihrer dünnen und höchst absätzigen Gangspaltenöffnung keine besonderen Hoffnungen.

Die für allgemeine Überlegungen interessanten, doch nicht als Lagerstätten aufzufassenden Antimonitvorkommen, welche bisher an der Inntallinie und Lavanttalstörungszone bekanntgeworden sind, haben dem Schürfer noch keinen Anreiz gegeben.

Die bergbaulichen Bedingnisse im allgemeinen, welchen sich der österreichische Antimonerzbergbau gegenübersieht, sind die üblichen der in nicht allzu exponierter Gebirgslage befindlichen alpinen Bergbaue, die Vorkommen sind auf kleine bis mittelgroße Lagerstätten verteilt und veranlassen so nur kleinen Bergbaubetrieb oder günstigsten Falles kleineren Bergbaumittelbetrieb, wie letzteres sich etwa in Schlaining darbietet. Immerhin ist auch ein gewisses gruppenweises Auftreten der Einzellagerstätten vorhanden und gestattet demgemäß ein Zusammenfassen der bergbaulichen Führung, wie überhaupt für die Meisterung der gesamten, meist gleichartigen Aufschluß-, Aufbereitungs- und Verhüttungsprobleme in der österreichischen Antimonproduktion einheitliche Gesamtplanung schon aus wirtschaftlichen und volkswirtschaftlichen Gründen erwünscht sein muß.

---

[22]) Stollen 2 ist seit 1943 teilweise wiedergeöffnet (M. Munda, zit. S. 30).

Entsprechend umfangreicher und geologisch kontrollierter Hoffnungsbau gehört auch hier zum Rückgrat der Bergbautätigkeit. Großes Gewicht liegt demnach auf Erzielen guter Stollenfortschrittsleistungen; Kraftinstallationen für maschinelles Bohren, gründliche Organisation des Aufschlußbetriebes, vorzügliche Gezäheausstattung gehören u. a. zu den Voraussetzungen erfolgreicher Arbeit. Für größere Querschlagsauffahrungen wäre das Einführen von Lademaschinen zu erwägen. Verkieselungszonen im Bereich der Antimonitvererzung werden fallweise zu Spülbohren und Verwendung von Hartmetallkronen zwingen. Schurfbohrmaschinen können untertags für kleine Ausrichtungsaufgaben vorteilhaft Anwendung finden.

Geophysikalische Schurfmethoden, besonders elektrische, können in Frage kommen; gute Leitfähigkeit der Graphitschiefer als auch basischer Gesteinslagen, beide als Nebengestein der Sb-Vererzungen nicht selten, legen jedoch besondere Vorsicht in der Auswertung von Meßergebnissen auf.

Dem Abbau werden bei den kleinen vorkommenden Mächtigkeiten keine besonderen Schwierigkeiten erwachsen; möglichst verlustfreies Hereingewinnen der Metallsubstanz — besonders dann, wenn ein verwendbarer Goldgehalt mitgeht — wird Hauptaufgabe sein.

Mit der Bergbauentwicklung allein ist allerdings der österreichischen Antimonerzeugung noch nicht geholfen. Die Erze, in Sicht stehende und noch zu erwartende, bedürfen der Aufbereitung. Für Schlaining besteht eine, in ihren Dimensionen ausreichende Gesamtflotation; ihr Standort beim Vincenzstollen ist auch für die Verarbeitung etwaig aufzuschließender Erze der bekannten Nebenvorkommen nicht ungünstig. Für die Drautalvorkommen wäre eine eigene Aufbereitung erforderlich, ihr Standort im Drautal hätte sich an Rabant, der zur Zeit besterschlossenen Grube, zu halten; der Anschluß an die Nachbarvorkommen könnte mit kurzen Straßen- oder Bahntransporten gefunden werden. Der Entwurf dieser Anlage hat zu berücksichtigen, daß bei einigen der Drautal-Antimonerzvorkommen, so Gurserkammer, Guginock, auch ein beachtliches Goldausbringen aus den begleitenden Kiesen erreichbar ist. Guginock verspricht überhaupt mehr als Goldlagerstätte wie als Antimonbergbau von Bedeutung zu werden. Es sei erinnert, daß beispielsweise die slowakischen Antimoniterze mit ihrem durchschnittlich unter 1 g/t Hauwerk nie herabsinkenden Au-Gehalt durch diesen mindestens die Verhüttungskosten bezahlt haben.

Auch der Frage der Verhüttung auf österreichischem Boden, gemeinsam für alle erzeugten Antimonerze, ist näher zu treten. Die in Schlaining geübten Verhüttungsverfahren wurden bald nach dem ersten Weltkrieg aufgegeben, da die großen, 20—30% betragenden gasförmigen Hüttenverluste nicht zu unterdrücken waren. Die Konzentrate gingen seither ins Ausland, an belgische Lohnhütten. Versuche in Richtung verbesserter metallurgischer Verfahren, etwa auch solche direkter Elektrolyse der Konzentrate, wären mit der Wiederbelebung des österreichischen Antimonbergbaues zu verknüpfen.

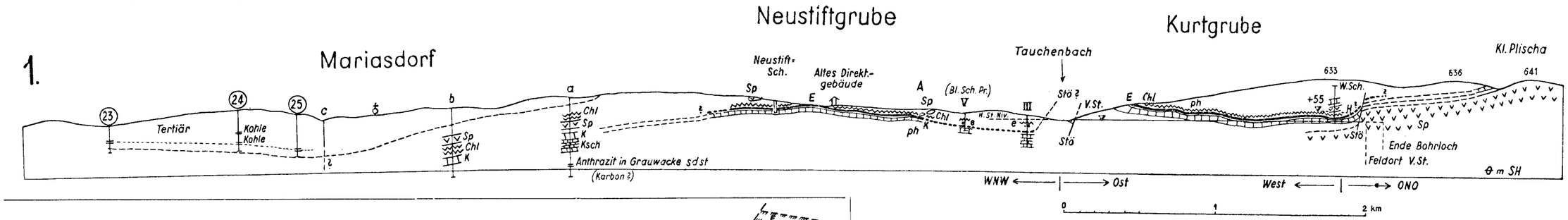
Damit soll die praktische Bewertung beschlossen werden, welche sich aus dem in diesen Ausführungen gezeichneten Lagerstättenbild

der österreichischen Antimonerzvorkommen ergeben hat. Wie immer im Erzbergbau, kann nur ein vorläufiger, auf derzeitige Aufschlußkenntnis und geologische Erfahrung gestützter Standpunkt eingenommen werden. In der Entwicklung liegt es, daß sich die praktischen Folgerungen nach Jahren oder Jahrzehnten wieder ändern können.

Zusammenfassend sind die geologischen Aussichten für die Zukunftsentwicklung des österreichischen Antimonerzbergbaues nicht gerade durchschlagend günstig zu nennen, aber sie sind doch dazu angetan, alle Anstrengungen zu rechtfertigen, um Wiederanstieg und Stetigkeit der Sb-Produktion zu erzielen. Fest steht die geologische Tatsache, daß die österreichischen Sb-Lagerstätten in Gesamtheit Teil der südosteuropäischen Antimonerzprovinz darstellen. Die Sb-Ergiebigkeit dieser Provinz, welche den Kern des Alpen-Karpathen-Bogens erfüllt, in diese Gebirge selbst ausstrahlt und über die Ostflanke der Dinariden nach Kleinasien, Armenien und Persien fortsetzt, ist gerade im letzten Jahrzehnt durch ein stetes Anwachsen der Förderung hervorgetreten.

Für Österreich kommt es dabei nicht allein auf die Frage an, ob der eigene an sich nicht große Antimonmetallbedarf, der bei Stillliegen der Gruben aus dem Ausland gedeckt werden muß, mit einem größeren oder kleineren Betrag ins Gewicht fällt, sondern es geht auch darum, daß die geologischen Voraussetzungen wie dargetan überhaupt gegeben sind, im eigenen Lande entsprechende Lagerstättensubstanz bei planmäßig geführtem Bergbaubetrieb vorzufinden. Auch wenn, wie für den Sb-Bergbau in Österreich vorauszusehen, nur kleiner bis höchstens mittelgroßer Erzbergbaubetrieb hiebei entstehen kann, sind doch eine Fülle wirtschaftlicher und kultureller Momente mit einem solchen verbunden. Nicht nur der materielle Bergsegen ist es, der örtlich wie auch der gesamten Volkswirtschaft auf dem Wege zu Wohlstand hilft, auch die geistigen Belange des Aufsuchens und der Gewinnung, des Erzanreicherns und der Metallherstellung fallen in die Waagschale, sie wecken Fähigkeiten, drängen vorwärts und vermögen völkerverbindend am friedlichen Fortschreiten der Zivilisation mitzuwirken.

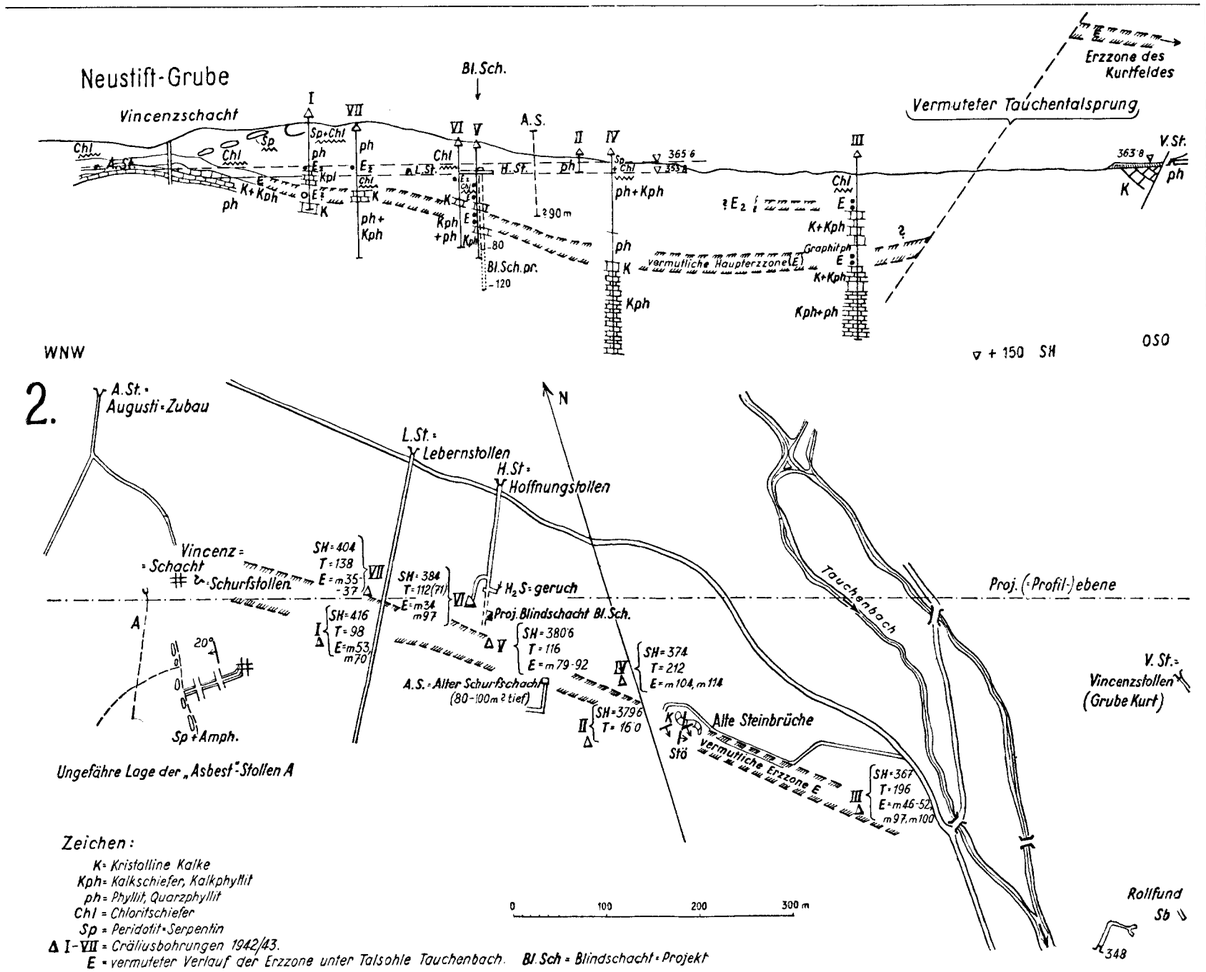
Für die Förderung zur Drucklegung der Tafeln und Textabbildungen wird der Geofulgur, Unternehmen für geophysikalische Untersuchungsarbeit, Wien, sowie der Direktion der Erzhütte AG., Wien, der verbindlichste Dank zum Ausdruck gebracht.



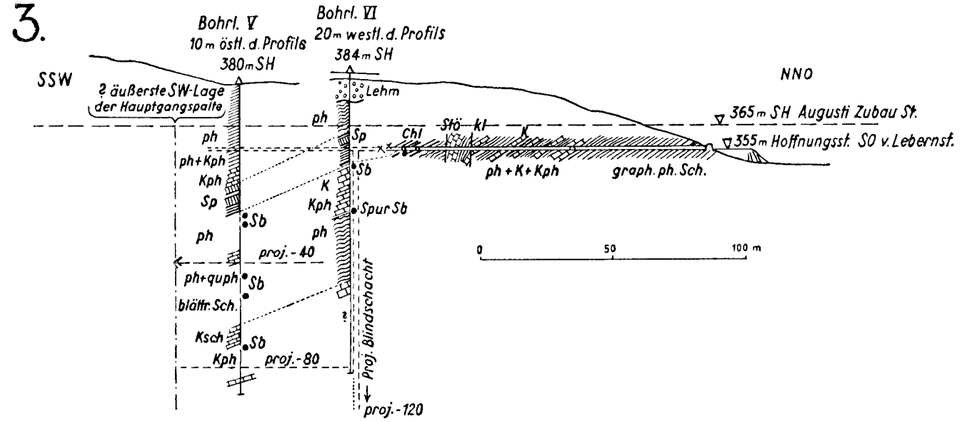
1. Längsprofil durch die Antimonlagerstätte Schlaining.

(23) bis (25) = alte Szallonaker Bohrungen, a, b, c = Deutagbohrungen 1944/45
III, V = Cräliusbohrungen 1942/43.

A = Bereich der Asbeststollen, V. St. = Vincenz-Stollen Kurtgrube, H = Heinrich Aufschlagpkt. (V. St.), H. St. Niv. = Niveau Hoffnungs-Stollen, Bl. Sch. P. = Blindschachtprojekt, E = Haupterzzone (e = höhere Erführung in Bohrlöchern), K = Krist. Kalk und Kalkschiefer, ph = Phyllit, Chl = Chloritschiefer, Sp = Serpentin, Stö = Störung.

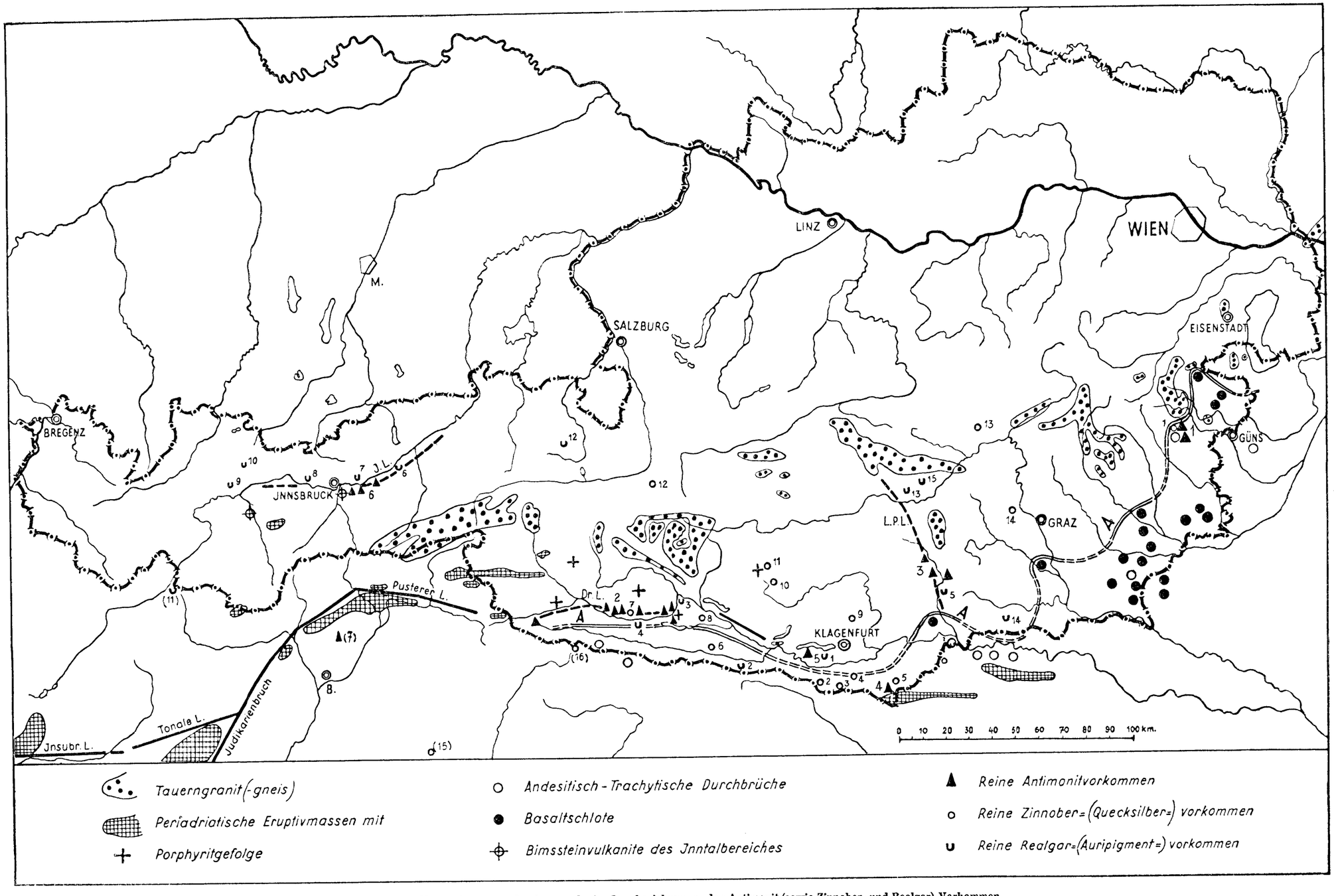


2. Geologische Deutung von Zwischenstück Neustiftgrube und Kurtgrube im Antimonerzbergbau Schlaining im Burgenland.



3. Geologisches Querprofil durch den Hoffnungs-Stollen zwischen Kurtgrube und Neustiftgrube, Schlaining.

K = Krist. Kalke, Kph = Kalkphyllite und Ksch = schiefrig-glimmer. Kalke, ph. Sch. = phyllit. Schiefer, quph = Quarzphyllit, Chl = Chloritschiefer, Sp = Serpentin, Sb = Antimonvererzung, Stö = Störung.



Der jüngere Magmatismus der Ostalpen und seine Lagebeziehung zu den Antimonit (sowie Zinnober- und Realgar)-Vorkommen.
Entworfen unter Benützung der geologisch-tektonischen Karten der Alpen von L. Kober, E. Kraus u. a.]
I.L. = Inntallinie, Dr.L. = Drautallinie, L.P.L. = Lavant-Pöls-Linie.
A = Andesit(Dazit-Basalt)front am Alpensüdostrand; Dazitaufbrüche südlich der Gailtallinie nach F. Heritsch „Die Karnischen Alpen", Graz 1936; Nummernbezeichnung der Erzvorkommen siehe Tabelle 2, Seite 70/71.

Otto Ampferers geologisches Lebenswerk

Von **R. Klebelsberg**, Innsbruck.

Als um die Jahrhundertwende die letzten noch unerstiegenen Felstürme der Ostalpen fällig wurden, standen im Vordergrunde der Bergsteiger ein paar Studenten vom Akademischen Alpenklub Innsbruck. Einer von ihnen war Otto Ampferer[1]). Sein Stern leuchtete am Alpinistenhorizont, als ihm zusammen mit seinem Freunde Karl Berger 1899 die erste Ersteigung der Guglia di Brenta gelang: es war eine Leistung, die die Grenze des Möglichen und die alpine Schwierigkeitsskala um einen Grad weiter vortrieb. Alsbald nachher verschwand Ampferer vom Schauplatz der Alpinistik. Die Liebe blieb, er lebte weiterhin den Bergen, Zweck und Ziele aber setzte nun die Wissenschaft. Er schrieb wohl noch ab und zu in der „alpinen" Literatur, es waren aber nur mehr Nebenprodukte, Ampferers Lebensarbeit gehörte fortan der Alpengeologie.

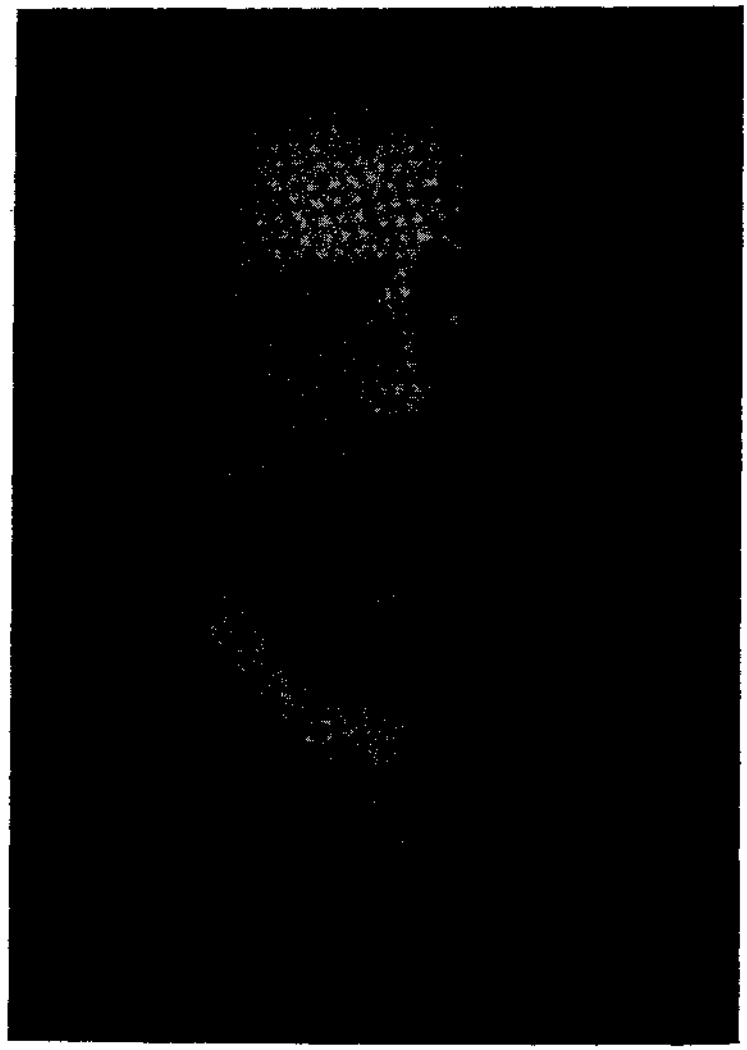
Es wurde die Arbeit eines halben Jahrhunderts. Sie begann schon gleich in den ersten Semestern am Geologischen Institut der Universität Innsbruck, bei Professor Blaas, mit der Neuaufnahme (gemeinsam mit Wilhelm Hammer) der südlichen Karwendel- (Innsbrucker „Nord"-) Kette, auf Grund deren Ampferer, nach anfänglichem Physikstudium, 1899 zum Dr. phil. promoviert wurde.

Die Aufnahmsgeologie blieb weiterhin leitend. Wie er sie betrieb, bestätigte aufs neue ihren Rang und ihre Bedeutung, das zugleich Elementare und Souveräne, das sie für alle geologische Erkenntnis bietet. Das zeitliche und räumliche Ausmaß aber von Ampferers Aufnahmsarbeit findet, von einem Einzelnen geleistet, in den Alpen kaum seinesgleichen.

An die Dissertation schloß sich, von der k. k. Geologischen Reichsanstalt aus, in die Ampferer 1902 eingetreten, die Aufnahme des ganzen übrigen österreichischen Karwendelgebietes. Von da schritt sie zunächst nach Osten ins Sonnwendgebirge, dann nach Westen in den Wetterstein und in die Mieminger Berge, weiterhin in die Lechtaler Alpen bis gegen den Arlberg fort. Nach dem ersten Kriege wandte sich Ampferer weiter ostwärts, in die Gegend von Kuf-

[1]) Geb. am 1. Dezember 1875 zu Hötting bei Innsbruck. Über Ampferers Lebenslauf s. Verh. d. Geol. B.-A. 1947 (G. Götzinger), „Berge und Heimat" (hg. v. Österr. Alpenverein) 1948, Heft 4 (R. Klebelsberg), „Geologie und Bauwesen" 16, 1948, Heft 3/4 (J. Stiny).

stein, dann über das Kaisergebirge, die Waidringer Alpen, Loferer und Leoganger Steinberge bis ins Saalachtal. Als damit der ganze Tiroler Anteil der Nördlichen Kalkalpen aufgenommen war, kehrte Ampferer, um 1927, nach Westen, in die Lechtaler Alpen, zurück und setzte nun dort, auf Vorarlberger Boden, die Aufnahme der Kalk-



O. Ampferer

alpen geologischen Sinnes vom obersten Lech bis ins Rhätikongebirge und an das Rhein-Quertal in Liechtenstein fort.

In die außerordentliche Arbeitsleistung teilte sich ab 1902 Ampferers Frau Olga, geb. Sander; jahrein, jahraus war sie seine Begleiterin und Helferin auf allen Begehungen, sie wich nicht von seiner Seite, wie immer Wetter und Wege auch waren, und assistierte in mannigfacher Weise.

Das Ergebnis dieser 40jährigen Aufnahmstätigkeit ist handschriftlich niedergelegt in rund 30 „Sektionskopien", den topographischen Original-Aufnahmsblättern 1:25.000 zur Österreichischen Spezialkarte 1:75.000, die auf 11 Blätter[2]) der Geologischen Spezialkarte übertragen wurden, von denen 9 bereits im Druck erschienen sind, ein Blatt (Bludenz-Vaduz) noch aussteht. Es ist in seiner Geschlossenheit das größte zusammenhängende Gebiet Österreichs und der ganzen Ostalpen, für das eine geologische Karte gleicher Güte vorliegt, und das größte der ganzen Alpen, das eine so einheitliche Darstellung gefunden hat. Würdigt man dazu noch die orographische und geologische Beschaffenheit des Gebietes: abgesehen von den schmalen Sohlenstreifen und Fußhängen der paar Haupttäler großenteils Hochgebirge mit äußerst frequenter Höhenbewegung im Ausmaße bis 2000 m, von kompliziertem Bau, so ergibt sich schon rein physisch ein kaum erreichter Leistungsrekord. Auch er aber tritt noch zurück gegenüber dem inneren Wert der Aufnahme, sowohl absolut, als insbesondere, wenn man sie an dem Fortschritt gegenüber der bisherigen Kenntnis mißt. Sie ist so, um eine pädagogische Folge als Wertmaßstab anzuführen, daß es bis auf weiteres kaum angeht, hier, 20, ja auch 30 Jahre nach Ampferer, geologische Dissertanten zu Neuaufnahmen anzusetzen — man kann weder erwarten, noch verlangen, daß sie über Ampferer hinaus jenes „wesentlich Neue" fänden, das für Dissertationen vorgeschrieben ist. Den Raum des Unterinntaler Tertiärs stellte Ampferer noch in einer besonderen Karte 1:40.000 dar (1922).

Der Ausführung nach hat Ampferer selbst die Geologische Spezialkarten noch überboten, indem er im Auftrage des D. u. Ö. Alpenvereins das ganze große Gebiet der Lechtaler Alpen und des Kaisergebirges, mit mancherlei neuen Begehungen, auch auf den vorzüglichen Alpenvereinskarten 1:25.000 dieser Gebiete geologisch darstellte. Diese dann vom Alpenverein bei der Kartographischen Anstalt Freytag & Berndt-Wien in Druck und von der Geologischen Bundesanstalt mit einem Textbuch herausgegebenen Karten stellen Höhepunkte alpengeologischer Karten überhaupt vor.

Zum Zwecke einer gleichen Darstellung des östlichen Karwendelgebietes einschließlich der Osteinfassung des Achensees führte Ampferer nach seiner Pensionierung als Direktor der Geologischen Bundesanstalt (mit Ende 1937) in den Jahren 1938—1940 im Auftrage des Alpenvereins eine Neuaufnahme dieses Gebietes auf Grund der Alpenvereinskarte 1:25.000 durch. Und hier kann eine hocherfreuliche Mitteilung gemacht werden: dank der tatkräftigen Initiative des Technischen Leiters der Vorarlberger Illwerke A. G., Direktor Ammann, haben die Direktionen dieser Werke, der Tiroler Wasserkraft A. G. und der Österreichischen Verbund-Gesellschaft, sowie die Landesregierung von Tirol und die Stadtgemeindevorstehung Innsbruck die Mittel zur Drucklegung dieser geologischen Karte bereitgestellt, nach-

---

[2]) Innsbruck—Achensee (Aufnahmssommer 1896—1902), Zirl—Nassereith (1902/3), Achenkirch (1904), Rattenberg (1905/6, 1908), Lechtal (1905, 1907, 1912), Landeck (1908—1916), Kufstein (1919—1923), Lofer—St. Johann (1921—1924, 1926), Kitzbühel (1926), Stuben (1927—1932, 1935), Bludenz—Vaduz (1932—1937).

dem der große alte D. u. Ö. Alpenverein als Opfer des Krieges leider ausgeschieden war[3]).

Aufnahme und Kartendarstellung waren Ampferer stets Selbstzweck. Er vermied gewissenhaft, Theorien hineinzulegen, die Karten geben ein möglichst objektives Bild des Tatsachenbestandes, so, wie er der Beobachtung zugänglich war. Darin liegt ihr besonderer Wert, der Deutungen und Theorien überdauern wird. Aus der Karte aber und der Fülle von Erfahrungen, die die Aufnahme so großer Gebiete vermittelte, leitete Ampferer wichtige Erkenntnisse ab und drang er auch weit in die Theorie vor.

Rein sachliche Fortschritte der Kenntnis danken wir Ampferer znnächst in stratigraphischer Richtung. Die Stratigraphie der Nordtiroler Kalkalpen war zwar zu Ende des vorigen Jahrhunderts im wesentlichen schon geklärt, in ein paar Punkten aber hat Ampferer doch noch recht wichtige neue Beiträge dazu geliefert. Im Verbande der Raibler Schichten des obersten Lechtales entdeckte er das größte bisher bekannte Vorkommen vulkanischer, melaphyrischer Eruptivgesteine in den Nördlichen Kalkalpen. Für die Hornsteinbreccien im mittleren Jura des Sonnwendgebirges neigte Ampferer als erster (1908) zu sedimentärer Deutung, wie sie später von B. Sander mit Hilfe neuer, sedimentpetrographischer Methoden als zutreffend erwiesen wurde. Am wichtigsten ist wohl Ampferers Erkenntnis (1908—1914) des Kreidealters der in den westlichen Lechtaler Alpen weitverbreiteten dünnschichtigen dunklen Mergel und Sandsteine, die seitdem als „Kreideschiefer" in die Literatur eingegangen sind und nach paläographischen und tektonischen Gesichtspunkten eine große Rolle spielen. Es gelang Ampferer, in kalkig-quarzigen Breccieneinlagerungen Versteinerungen zu finden, welche R. Schubert als oberkretazisch bestimmte, besonders Orbitulinen. Alsbald konnte Ampferer dann auch schon feststellen (1914), daß diese Kreideschiefer transgressiv auf stark erodiertem Untergrund liegen, und in weiterer Verfolgung wahrscheinlich machen, daß sie cenoman und von den senonen Gosauschichten getrennt zu halten sind, die hier im Westen schon von C. A. Haniel erkannt worden waren. Beiderlei Oberkreideschichten wurden zwar nicht in unmittelbarer Berührung miteinander angetroffen, in den Gosauschichten des Muttekopfs aber fand Ampferer Gerölle von Sandsteinen und Breccien, die jenen cenomanen vergleichbar sind. Damit war auch hier im Westen die für die ostalpine Geschichte so bedeutsame Gliederung des kretazischen Aktes der jungen Gebirgsbildung in eine ältere prä- und eine jüngere postcenomane Phase wahrscheinlich geworden.

Auch zur Stratigraphie der Gosauschichten hat Ampferer viel beigetragen, indem er sowohl am Muttekopf als auch im Brandenberger Gebiete exakte Detailprofile aufnahm und, in Brandenberg, die dünnen Kohlenflözchen und die bituminösen Kalke

---

[3]) Auch das mittlere und westliche Blatt der Alpenvereins-Karwendel-Karte 1:25.000 sind im Auftrage des Alpenvereins, von Dr. G. Mutschlechner (1934—1940), geologisch aufgenommen worden und im Manuskript fertiggestellt.

stratigraphisch näher festlegte und weithin verfolgte, die dort den Gosausandsteinen eingeschaltet sind. Bemerkenswert ist auch die Auffindung von Windkantern im Verbande der Gosauschichten (später auch in jenen des Ostens, in den Vorbergen der Ennstaler Alpen). Auch die Stratigraphie des Unterinntaler Tertiärs verfeinerte Ampferer, womit die Phasengliederung des tertiären Gebirgsbildungsaktes gefördert wurde.

Regionalgeologisch wichtige Neufunde sind die paläontologisch sichergestellten Vorkommen paläozoischer Gesteine am Südrande der Kalkalpen im Stanzer Tal (Arlberg-Ostseite) und im Silbertal (Vorarlberg). Mit ihnen konnte nunmehr die Nördliche Grauwackenzone in einem wenn auch nur schmalen und unterbrochenen Streifen westwärts bis ins Rhätikongebirge verfolgt werden. Ein anderer wichtiger Fund westlich des Arlbergs sind die Talk- und Serpentingesteine, die Ampferer 1935 an der Nordseite des Klostertals fand und die umgekehrt die „Zone von Arosa" ostwärts gegen den Arlberg fortsetzen.

Das Hauptaugenmerk richtete Ampferer allenthalben auf die Tektonik. Hier trieb er die Kenntnis in außerordentlichem Maße voran. Von der schier unübersehbaren Menge neuer Feststellungen ist nach Zeit und Wichtigkeit besonders hervorzuheben der Nachweis der großen Karwendelüberschiebung. Schon im Sommer 1901 (erste Veröffentlichung 1902), also noch vor Termiers Übertragung westalpiner Vorstellungen auf die Ostalpen, hat hier Ampferer zum erstenmal so weit im Osten eine mehrere Kilometer weite flache Aufschiebuug der Karwendeltrias auf Juraschichten nachgewiesen — sie ist seitdem zu einem vielbesuchten Glanzstück geologischer Ostalpenexkursionen geworden. Nach und nach machte Ampferer solche schöne flache Überschiebungen auch von anderen Stellen, besonders in den Lechtaler Alpen, bekannt — er wurde damit zum Bahnbrecher der Vorstellung flach übereinander greifender, weithin entlang verfolgbarer Schubdecken in diesem Gebiete, aber nicht Überfaltungsdecken westalpinen Sinnes, sondern Scherdecken, ohne jede Spur inverser Mittelschenkel, etwa aus einem Raume nahe südlich des Kalkalpensüdrandes. Die in den Allgäuer Alpen schon von Rothpletz und seiner Schule angebahnte „Steintreppe ohne Anstieg", Allgäu—Lechtaldecke, setzte Ampferer mit der Inntaldecke bis an den Südrand der Kalkalpen fort, sie ist zur allgemein gebrauchten Bauformel der Nordtiroler Kalkalpen geworden (erste strikte Durchführung im „Querschnitt" 1911). Für kleine Teilbereiche im Süden ergänzte sie Ampferer noch mit einer vierten, obersten, der Krabachjochdecke. Umstritten blieb Ampferers „Kaisergebirgsdecke".

So kritisch Ampferer in seiner ersten Karwendelarbeit Rothpletz gegenüber getreten war, soviel Richtiges fand er später nach und nach an Rothpletz' von anderen so bekämpften Ost—West-Bewegungen. Ampferer stellte solche am Westrand der Mieminger Berge und des Wetterstein fest, er fand sie wieder an vielen Stellen der Lechtaler Alpen, bestätigte sie für die Allgäuer Alpen,

wies sie im Achenseegebiet, besonders am Unnutz nach, brachte sie auch im „Querschnitt" zu Ehren, besonders aber würdigte er ihre Bedeutung im Rhätikon und am Prätigauer Rande, wo er schließlich dem Ost—West-Vorschub der Ost- auf die Westalpen grundsätzlich, wenn schon nicht im einzelnen, ähnliche Bedeutung für die West—Ostalpengrenze zusprach wie Jahrzehnte früher Rothpletz — kurz, wer heute dieser Bewegungskomponente wesentlichen Anteil am Alpenbau zumißt, kann sich schon fast mehr auf Ampferer als auf Rothpletz stützen. Doch ging Ampferer nicht soweit, sie den Süd—Nord-Bewegungen überzuordnen, die letzteren blieben für ihn die primären, übergeordneten.

Von Ampferers Ergebnissen an der West—Ostalpengrenze, der er von 1933 an eingehende Studien widmete, ist im übrigen für die Synthese besonders bemerkenswert, daß er dazu neigte, den Südflysch des Bregenzer Waldes unter den Drei Schwestern und der Falknisgruppe durch mit den Bündner Schiefern zu einer gemeinsamen tektonischen Einheit, Decke, zu verbinden, eine Verbindung, die ihn später zur Annahme weitgehender Selbständigkeit von Flysch und Bündner Schiefern führte — sie hätten ursprünglich „außerhalb des Alpenbaues" gelegen und wären „erst später in diesen hineingezogen" worden — wie sich Ampferer das vorstellte, ist offen geblieben, es scheint hier eine Überlegung angedeutet, die er weiter ausbauen wollte. Andere Eindrücke aus den Glarner Alpen ließen Ampferer die „Rationalisierung" tektonischer Profildarstellungen zur Diskussion stellen.

Eine andere wichtige tektonische Vorstellung, die Ampferer in den Nordtiroler Kalkalpen, zuerst am Stan(s)er Joch (1924) südlich des Achensees begründet und die dann ein lebhaftes Echo gefunden hat, ist die der Reliefüberschiebungen. Manchen einschlägigen Gedanken hatte zwar schon (1906) Arnold Heim geäußert, so recht als solche herausgestellt aber hat sie doch erst Ampferer: die Schubmassen seien häufig über ein durch Erosion geschaffenes Relief vorbewegt worden, wobei die Erhabenheiten dieses Reliefs umgelegt, abgetragen und ihre Trümmer in den Vertiefungen angeschoppt worden oder die vorbewegten Schubmassen, an entgegenstehenden Aufragungen gebremst, gestaut, „übereinander emporgeklettert" wären, die tieferen sich an der Stirne „eingerollt" hätten („Rollstirnen" von Scherdecken), höhere darüber hinweggegangen wären. Den Beweisen, die Ampferer dafür beibrachte, vermochten zwar nur wenige exakt zu folgen — je mehr die Überschiebung von sich aus das Relief der Unterlage verändern und gestalten konnte, um so schwieriger ist der Nachweis eines sicheren Erosionsreliefs —, er selbst aber war davon so befriedigt und sprach später von seinem eigenen „Staunen" darüber, „wie sehr die Idee der Reliefüberschiebungen das Verständnis des Gebirgsbaues hier zu erhellen vermag", und von dem „Ärger", den er empfand, „so spät erst auf diese wichtige Auflösungsformel gekommen zu sein", daß der Gedanke vertrauensvoll weiter übernommen wurde. Neuestens (1948) hat ihn Max Richter wieder aufgegriffen und in großem Stil auf das Verhältnis der Nördlichen Kalkalpen zur Flyschzone angewendet: der

letzte große Vorschub der Kalkalpen nach Norden wäre über schon weitgehend erodierten Flysch erfolgt.

Für manche Fälle sprach Ampferer geradezu von der Erhaltung alter Landformen „im Schutz von Überschiebungen" (Karwendel, Sellagruppe). Anderseits sind seiner Meinung nach tiefe Erosionseinschnitte, die in einem von starkem Zusammenschub betroffenen Gesteinspaket bestanden, zum Ausgangspunkt von Überschiebungen geworden (tektonische „Kerbwirkung") — hier kommt Ampferer dem Begriff der „Erosionsüberschiebungen" nahe, den F. Koßmat in seinen letzten Wiener Vorlesungen (um 1909) geprägt hatte — oder, am entgegengesetzten Hang der Kerbe hätte sich die vorgeschobene Masse gestaut. Auch ablenkend und beugend hätten sich Reliefzüge auf die Überschiebung auswirken können.

Beziehungen zwischen Tektonik und Morphologie fühlte Ampferer auch sonst nach, wobei ihn gerade das Problematische solcher Beziehungen reizte, wenn er zum Beispiel der „tektonischen (Form-) Konservierung" (1925) tektonische Formänderungen (1926) gegenüberstellte. In weiterer Folge schlägt hier auch die Verknüpfung von Tektonik und Erosion — Akkumulation ein.

Von den Nordtiroler Kalkalpen aus legte Ampferer gemeinsam mit Hammer den in der Alpengeologie berühmt gewordenen neuen „Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee" (1911). Er stellt eine Tat von besonderer regionalgeologischer Bedeutung vor, den dritten Versuch dieser Art nach F. v. Hauer (1857, mit F. Foetterle) und A. Rothpletz (1894), in jenem Profil, in welchem die neuen Aufnahmen (Spezialkarten 1:75.000) der Geologischen Reichsanstalt dank Ampferer und Hammer fast geschlossen vom Nord- zum Südrand der Alpen reichten. Ohne Schmälerung des Verdienstes Hammers darf man die geistige Leitung des Werkes Ampferer zuschreiben. Es brachte zum erstenmal für den ganzen Alpenqnerschnitt insoferne eine grundsätzliche Annäherung der ostalpinen Aufnahmsgeologie an die westalpine Deckenideologie, als es sich, „von beiden von vornherein verdammt", ohne „Nappismus" von dem Glauben an die Autochthonie lossagt und damit „die Freiheit nimmt", zwischen den „Orthodoxen der ausschließlichen Lokalforschung" und den „reinen, überzeugungstreuen Nappisten" einen eigenen Weg zu gehen —, „gegen den Nappismus und für die Deckentektonik" hat Ampferer seine letzte große Stellungnahme zur Theorie des Alpenbaues (1940) überschrieben.

In anderer Richtung liegen weit außerhalb des bisher besprochenen Arbeitsgebietes Ampferers Aufnahmen in den Kalkalpen des Enns- und Ybbstales (Spezialkartenblatt Admont—Hieflau, Aufnahmen 1920, 1923, 1928, 1930/31, 1934). Sie gingen aus von Studien für die Wasserkraft-Projekte an der Enns und Ybbs und gipfelten in der im Auftrage des D. u. Ö. Alpenvereins hergestellten, von der Geologischen Bundesanstalt mit einem Führer herausgegebenen Geologischen Karte der Gesäuseberge 1:25.000, mit der Alpenvereinskarte als Grundlage, einer ähnlichen Spitzenleistung geologischer Hochgebirgskartographie wie jene des Kaisergebirges und der Lechtaler Alpen. Es ist die erste und bisher einzige geologische Karte dieses

Ranges aus dem Osten der Alpen; vom Alpenverein dem Wiener Ausflugsbereiche zugedacht, vermittelte sie auch hier eine Probe von Ampferers Aufnahmskunst — dadurch hebt sie sich relativ noch um eine Note stärker hervor als die gleichen westlichen Kartenwerke. Ampferers Arbeiten hier im Osten brachten neues Licht, allerdings auch neue Komplikation, in die Tektonik der viel studierten „Weyrer Bögen", sie wiesen für sie Zusammenhänge mit einer großzügigen, weit südwärts reichenden Querstörung nach, „welche das Ostende der Ostalpen von dem Hauptzug derselben abgliedert".

Im Jahre 1919 beteiligte sich Ampferer auch an der Fertigstellung der geologischen Aufnahme des Spezialkartenblattes Schneeberg—St. Ägyd.

Als Berater der hochverdienten schottischen Geologin Mrs. M. Ogilvie-Gordon war Ampferer in den Jahren 1926, 1928 und 1935 auch in den Südtiroler Dolomiten geologisch tätig.

Die Weitfahne kommt Ampferers gemeinsam mit W. Hammer teils in militärischem, teils im Auftrag der Wiener Akademie der Wissenschaften unternommenen geologischen Forschungsreisen in den Jahren 1917 und 1918 in Albanien, Montenegro und Westserbien zu. Sie lieferten wertvolle Beiträge besonders zur Stratigraphie.

Schon früh begann sich Ampferer auch mit weittragenden grundsätzlichen Fragen der Tektonik zu befassen. Seine Studie über „Das Bewegungsbild von Faltengebirgen", die er schon 1906 veröffentlichte, ist in dieser Hinsicht zu einer von Ampferers bedeutsamsten Arbeiten geworden. Sie fesselt heute noch durch die großzügige, tiefgehende Intuition und die Prägnanz der Darstellung, Ampferer wurde mit ihr zum Begründer der „Unterströmungstheorie". Ausgehend von der relativen Dünne der „Erdhaut" und ihrer Abhängigkeit vom Untergrund, sowie von den Schwierigkeiten der bewegungsmechanischen Vorstellungen der westalpinen Deckentheorie nach Gesichtspunkten der Festigkeitslehre und Drucküberragung, der „Unmöglichkeit der Summation tangentialer Druckkräfte über die ganze Erdoberfläche hin" auf einige wenige schmale Zonen, kam Ampferer zum Schlusse, daß die gebirgsbildenden Bewegungen zu viel größeren Anteilen, als bisher angenommen wurde, in Bewegungen des Untergrundes wurzeln, wo dank der Plastizität viel eher mit großen Gleitungen und seitlichen Verschiebungen gerechnet werden könne... „so haben wir die Theorie der ‚Unterströmung' vor uns, welche die Gleitung als eine Teilerscheinung umschließt"... „nach dieser Annahme werden die oberflächlichen Faltungen und Überschiebungen von Bewegungen des tiefsten Untergrundes bedingt und getragen". Sie stellen die „tektonische Abbildung der Veränderungen des Untergrundes in der Erdhaut" vor. „Nach diesen Anschauungen sind die Formen der Erdoberfläche nicht Folgen einer allgemeinen Zusammenpressung, die sich je nach der verschiedenen Stärke des Erdgewölbes verschieden äußert. Wir sehen in ihnen Wirkungen von tieferliegenden Vorgängen und fassen so die gesamte Erdhaut als die Abbildung ihres lebendigen beweglichen Untergrundes"... „wir suchen die Begründung der Züge des

Mienenspiels im Antlitz der Erde aus den verborgenen Nervenregungen des Inneren abzuleiten". Die Zonen der Gebirgsbildung, die großen Geosynklinalstreifen, werden damit nach Ampferer zu Zonen eigener Prägung aus der Tiefe her — „Ausquetschung zwischen Schraubstockbacken" lehnte er in der Folge ab. Aber auch im positiven Sinne trug Ampferer die Idee der Unterströmung an größte Entwicklungsräume der Erde wie den Atlantik heran (1941).

Für eine konkrete Anwendung ist Ampferer im „Querschnitt" (1911) auf diese Vorstellung zurückgekommen, um sie der Frage nach der Herkunft der nordalpinen Schubdecken nutzbar zu machen. Zur Erklärung der Verhältnisse zwischen Nordalpen und Silvretta nahm hier Ampferer „Einsaugungen nach der Tiefe hin" an, durch die breiten Gesteinspaketen an der Oberfläche der Untergrund entzogen worden wäre, worauf sie durch den gleichzeitigen Zusammenschub schollen-, deckenförmig (Scherdecken) übereinander geschoben worden wären. Diese „Verschluckungszone" würde die vielgesuchte und nirgends gefundene Wurzelzone ersetzen, aus der jene Decken abzuleiten wären, und unter einem das so weitgehende Untertauchen bis fast völlige Verschwinden der Grauwackenzone erklären, durch das der große Hiatus zwischen Kalkalpen-Süd- und Zentralalpen-Nordrand zustandekommt.

An Verschluckungsvorgänge dachte Ampferer auch, als er die Glarner Überschiebung — die ihn gewaltig beeindruckt hatte — im Sinne einer großen Gleitung deutete und sich nach deren Herkunft fragte.

Die Unterströmungstheorie hat viel Beachtung gefunden. Eduard Sueß hat ihr zwar, wie Ampferer selbst gelegentlich bemerkte, ein „stilles Begräbnis" zuteil werden lassen, Albert Heim hat ihr lebhaftes Mißfallen bekundet, Heritsch, Schwinner, Koßmat aber haben viel von ihrem Gedankengut übernommen, auch Fernerstehende wie J. Andree, S. v. Bubnoff, W. Salomon ihr viel Verständnis entgegengebracht, die „Verschluckungs"-Idee ist dann besonders in E. Kraus' „Abbau" (richtiger wäre „Hinabbau") neu aktiviert worden — heute darf man sagen: wenn schon sie, die Unterströmungstheorie, eine Flucht ins Unbekannte bedeutet, von der Oberfläche in unzugängliche Tiefe, ist ihr Grundgedanke doch aus der Theorie der Gebirgsbildung und der Krustenbewegungen gar nicht mehr hinwegzudenken.

Zum Unterschied von der großen Mehrzahl der „zünftigen" Alpengeologen, für die alles Posttertiäre und Posttektonische „nur" „junges Zeug" ist, hat Ampferer — wohl dank des Einflusses seines Lehrers Blaas — von seiner ersten Karwendelarbeit an auch auf die quartären Bildungen, auf die Glazialgeologie geachtet. Sie wurde zu einem zweiten Hauptfeld seiner Betätigung und seiner Erfolge. Es waren vor allem die schon vorher von Blaas und Penck eingehend untersuchten „Inntal-Terrassensedimente", denen er seinen Spürsinn zuwandte. Zunächst (1904) hielt er sich dabei noch an das alte Schema von der Abdämmung und Aufstauung durch einen Zillertaler Gletscher, der das Inntal unterhalb Jenbach früher erreicht hätte als der Inngletscher selbst. Mit dem Fortschreiten der

Untersuchung aber kam er (ab 1908) zu völlig anderen, neuen Erkenntnissen: die Terrassensedimente des Inntals schneiden nicht am Zillertal ab, sondern reichen weit darüber hinaus bis an den Ausgang ins Alpenvorland und sind hin und hin von Moräne bedeckt; sie rühren von einer Zuschüttung des Inntals in der letzten (Riß-Würm) Interglazialzeit her, der letzte große (Würm-) Gletscher ist über sie noch hinweggegangen. Die Höttinger Breccie, die in Geröllen in den Terrassensedimenten enthalten ist, muß in eine ältere Interglazialzeit zurückverlegt werden.

Je fester gefahren die alte Vorstellung dank der Übereinstimmung Blaas-Penck in diesem Punkte war, je höher das Profil der Höttinger Breccie für die Eiszeitgeschichte der ganzen Alpen und darüber hinaus gewertet wurde, um so revolutionärer wirkte Ampferers neue These. Auch die große fluviatile Talzuschüttung an sich, mehr als 300 m über die heutige Talsohle hinan, bedeutete für die Ostalpen ein novum, wenn schon aus der Schweiz ähnliches bereits bekannt war. Es entspann sich ein großer Meinungsstreit, der 1921 mit der vollen Anerkennung der Ampfererschen These durch Penck endigte, einem Erfolge für Ampferer, wie er kaum überboten werden konnte. Penck verlieh dem ein paar Jahre später, nach seinem großen Vortrag über „Das Antlitz der Alpen" bei der Versammlung der Deutschen Naturforscher und Ärzte 1924 in Innsbruck, noch besonderen persönlichen Ausdruck, indem er Ampferer, der als zweiter sprach, auf dem Podium der Halle, unter dem Dröhnen des Föhnsturms, das Du antrug — es mag wissenschaftlich und menschlich ein Höhepunkt in Ampferers Leben gewesen sein; in seiner freudigen Bewegung gab er den Ausdruck der Freundschaft an mich, den dritten Vortragenden, weiter.

In dem alten Streite der Mono- gegen die Polyglazialisten hinsichtlich der primären Unterlagerung der Höttinger Breccie durch die „Liegendmoräne" stand Ampferer von allem Anfang an auf der Seite Penck-Blaas. Ihm wurde dann auch (1913) die wissenschaftliche Leitung des von der Berliner Akademie der Wissenschaften finanzierten Stollenbaues und die Berichterstattung darüber (1914) anvertraut, mit der dieser Streit zu Grabe getragen wurde. Ampferer war es auch, der die Höttinger Breccie als Teil einer in den Kalkalpen nördlich des Inntals weit verbreiteten alten Schuttverkleidung erwies.

Mit der Zustimmung Pencks war Ampferers Deutung der Inntal-Terrassensedimente zu allgemeiner Annahme gelangt. Es liegt eine gewisse Tragik darin, daß später (1939/40) Ampferer selbst auf Grund neuer Beobachtungen mit ersten Anstoß dazu gab, dieses, wie man glauben mochte, nun festgefügte Gebäude wieder zu erschüttern: er fand isoliert inmitten feinsandiger Terrassensedimente des Unterinntals vereinzelt so große kantige erratische Blöcke, daß er sie nicht ohne Gletschernähe erklären zu können glaubte; er hielt zwar noch an der interglazialen Deutung der Terrassensedimente fest, konnte aber nicht umhin, das nahe Ende wenigstens eines Lokalgletschers anzunehmen (seither haben sich, in Weiterverfolgung der Angaben H. Bobeks, 1935, die Anhaltspunkte dafür gemehrt, daß

wenigstens beträchtliche Oberteile der Inntal-Terrassen nicht inter-, sondern paraglazial sind).

In naher Beziehung zu den Terrassensedimenten steht eine Veröffentlichung Ampferers, die außer in glazialgeologischer auch in morphologischer Hinsicht viel Aufsehen machte: sein Bericht über die Tiefbohrung von Rum bei Innsbruck, die „dem Mangel an Kohlen und dem Überfluß an Vertrauen auf die Angaben von Wünschelrutentechnikern" zu danken war. Durch diesen Bericht wurde erstmals, beziehungsweise weit nachhaltiger als anläßlich der Bohrung von Wörschach im Ennstal, die ungeheure Verschüttungstiefe der großen Alpentäler bekannt: 200 m unter der heutigen Talsohle ist noch nicht der felsige Grund des Inntals erreicht worden. Aus der Wiederholung der „Verlandungsserie" innerhalb der Füllmasse — ein seither viel gebrauchtes Argument — und aus der anscheinend (nur vereinzelte Bohrungen, kein Bohrprofil) höheren Lage des Felsgrundes bei Wörgl schloß Ampferer auf tektonische Einbiegung, eine Annahme, die viel Anklang fand und gerade auch in Pencks späteren Arbeiten über das inneralpine Inn- und Isartal eine große Rolle spielte. Es war damit wieder eine neue fruchtbare Idee in die Diskussion der Eiszeitgeschichte der Alpentäler geworfen, die zusammen mit den in nordischen Vergletscherungsgebieten geprägten Vorstellungen von der Glazialisostasie in hohem Grade anregend wirkte — solche Mobilisierung der Geister bedeutet nächst Entdeckungen und neuen Methoden größten wissenschaftlichen Gewinn.

Von etwa 1930 an hat Ampferer sein besonderes Augenmerk auch auf die „Stadien" gerichtet. Auf Grund eines reichen Beobachtungsmaterials erwuchs ihm die Ansicht, daß diese Stadien nicht einfach Etappen des Rückzugs der Würm-Vergletscherung sind, sondern zu einer besonderen „Schlußeiszeit" (1926) oder wenigstens „Schlußvereisung" (1931) zusammengehörten. Er fand dabei mancherlei Zustimmung, die Diskussion darüber ist noch im Gange (vgl. Z. f. Gletscherkunde 28, 1942, S. 60 f.).

Zur Morphologie der Alpen gewann Ampferer besonderen Anschluß bei seiner zweiten Karwendelaufnahme (ab 1938). Da ging er mit Bedacht den Formen nach, die durch Ablösung randlicher, hangwärtiger Teile steil aufragender Felsmassen an Rissen, Klüften, zufolge Zugspannung, Schwerewirkung entstehen: der Wandbildung, die in der Formenwelt des Hochgebirges, unter anderem auch bei den Karen, so maßgebend ist. Ampferer sprach von „Bergzerreißung" und widmete diesem Thema eine Reihe von Veröffentlichungen.

Außerhalb seiner Aufnahmsgebiete hat sich Ampferer auch in Oberkrain (Save-Bereich) dem Studium quartärer Ablagerungen gewidmet. In den Jahren 1932 und 1933 befaßte er sich auch mit dem Flimser Bergsturz im Vorderrheintal (Graubünden) und gab der Meinung Ausdruck, daß unter dem Bergsturz ein Mylonitkern vorhanden sei.

Aus der Tatsache, daß Ampferer der beste geologische Kenner so weiter Gebiete Österreichs war, ergab sich ganz von selbst seine

ausgedehnte und zum Teil wirtschaftlich sehr wichtig gewordene Gutachter-Tätigkeit. Besonders für die großen in neuerer Zeit aufgekommenen Kraftwerks-Projekte wurde er zu einem der gesuchtesten Fachberater. J. Stiny, der für ein solches Urteil wohl Berufenste, hat ohne Zweifel recht, wenn er sagte, daß Ampferer auf dem Gebiete der Bauberatung „wohl kaum von einem anderen österreichischen Geologen übertroffen" wurde. Literarischen Niederschlag haben gefunden die Gutachten zum Spullersee-Werk der Österreichischen Bundesbahnen (1925), zum Achensee-Werk der Tiroler Wasserkraft-A. G. (1927), zum Ybbstal-Werk (1930) und über das Längenfelder Becken im Ötztal (1939). Die Projekte zur Ausnützung der Enns (ab 1918) hatten Ampferers Aufnahmetätigkeit in den Gesäusebergen (s. o.) veranlaßt. Bergmännischen Zwecken diente die Bearbeitung der Tiefbohrungen am Halleiner Salzberg (1936). Fallweise wurde Ampferer auch ins Ausland berufen (zum Beispiel nach Rumänien). Die wichtigsten der Gutachten verzeichnet J. Stiny in seinem Nachruf. Bis kurz vor seinem Tode beriet Ampferer die neue Quellfassung der Innsbrucker Wasserwerke im Mühlauer Graben (Karwendel).

Leistung und Horizont, Höhe und Tiefe weisen Ampferer als einen Großen im Fache aus. Ein hervortretender Zug seines geistigen Schaffens war Originalität. Er ging immer und überall eigene Wege. Wohl trafen sie sich ab und zu mit denen anderer, einen schon betretenen Pfad einzuschlagen aber oder gar auf einem solchen zu wandeln, schloß sich wie von selbst aus. Jeder Konvention war er abhold. Ja, schon die Bezugnahme auf Gedankengänge anderer, Berücksichtigung und Verarbeitung älterer Literatur beschränkte er auf ein Mindestmaß. Fast alles ist Eigenbau. Manchmal ist ihm darum der Vorwurf gemacht worden, er kümmere sich zu wenig um die Arbeit anderer — doch es geschah nicht aus Mißachtung oder Eigendünkel, einfach in dem Bestreben, mit neuen, eigenen Versuchen zur Lösung beizutragen. Darum sind seine vielen Aufsätze und Abhandlungen eine Fundgrube immer wieder neuer Anregung für den, der sie aufmerksam liest: man findet hier anderes als in den Schriften anderer, besonders jenen der „großen Schulen" mit ihrer öden, unfruchtbaren Gleichschaltung, wo man schier am Anfang schon weiß, was am Ende herauskommt. Ampferers Veranlagung war dabei ausgesprochen analytisch, weniger synthetisch gerichtet.

Mag Ampferers tektonischem Gedankengut in manchem auch die Bewährnng der Zukunft versagt sein, manches wird bleiben oder, mutatis mutandis, wiederkehren. Erhaben über allen Wechsel der Theorie aber ist das Wissen, das Ampferer in so reichem Maße, besonders eben auf tektonischem Gebiete, zur Kenntnis beigetragen hat. Davon zehren alle, auch die, die es nicht sagen, von den Wortführern der hohen Schulen über die bescheideneren „Kleinen", über die Techniker und Wirtschaftler bis zu den, vielleicht dankbarsten, Landes- und Heimatkundlern: Ampferers Karten sind zum täglichen Brot für alle geworden, die hier etwas Geologisches wissen wollen.

Durch und durch original ist auch Ampferers Textierung. Seine besondere Vorliebe galt der Schilderung geologischer Befunde.

Da legte er schier dichterischen Schwung hinein, in einem knappen Stil, kurzen Sätzen von monumentaler Einfachheit und Plastik. Wie mit dem Meißel geschlagen reiht sich Zug an Zug, ohne Umschweife und Beiwerk, später oft jeder Satz ein Absatz. In dem Bildhaften der Sprache klingt die Romantik bergsteigerischer Naturschilderung nach, ab und stößt ein Kraftausdruck etwas gesucht auf. Zur Erläuterung dienen außer Profilen üblicher Art kleine schematische Zeichnungen, meist sehr instruktiv, manche mehr dekorativ. Zusammenfassungen vermißt man häufig, sie paßten nicht recht zur Kürze und Bündigkeit des Haupttextes. Diskussionsbemerkungen wirken bisweilen etwas schroff — sie korrespondieren mit der rauhen Schale, hinter der sich Grundgüte verbarg, so sehr, daß es Ampferer schwer fiel, erbetene wissenschaftliche Empfehlungen, Befürwortungen für Subventionen, Drucklegungen u. dgl. abzulehnen. Für Systematik hatte er nicht viel übrig; darum wohl hat er das Tektonik-Buch, das man sich von ihm erhoffte, so lange zurückgestellt, bis es leider zu spät geworden.

Vortragen, engeren Sinnes, zumal vor großem Forum, lag Ampferer nicht. Von Haus aus, nach schlichter Tiroler Art, die er zeitlebens bewahrte, mehr scheu und verschlossen — kraftsprühend im vertrauten Kreise —, wagte er sich nicht zu freier Rede vor. So wohlgesetzt und gehaltvoll seine Lesung war, ein Genuß für den, der aufmerksam folgte, so ging doch durch den Verzicht auf alle Rhetorik die größere Wirkung verloren, die der Inhalt verdient hätte. Das war es wohl, warum Ampferer nicht die akademische Laufbahn betrat — gerade Wien wäre wie geschaffen gewesen für einen Tektoniker von seinem Range und seiner Erfahrung. Um so mehr hingen die an ihm, die in persönlichem Umgange von seiner Meisterschaft lernten. Lebhaft ist mir in Erinnerung, welches Gewicht der Name Ampferer schon um 1909 für uns Jünger im Uhlig-Institute, dem Gegenpol der k. k. Reichsanstalt, hatte, welchen Eindruck es uns machte, wenn Ampferer „in offener Feldschlacht" unserem Herrn und Meister opponierte — nur eine Komponente Uhligscher Gewandtheit dazu und der Eindruck wäre durchschlagend gewesen. Und die, die ab und zu mit ihm gehen durften, erzählten begeistert, allen voran Uhligs Neffe, der hochbegabte, so tragisch verunglückte Raimund Folgner; und auch unser nach Jahren und Wissen unbestrittener Primus, der scharfsinnige, äußerst kritische Albrecht Spitz, mit dessen vorzeitigem, mir so nahegegangenem Tod die Ostalpengeologie einen der Besten nächst Ampferer, in dessen Richtung, verloren hat, war erfüllt von Respekt. Beiden hat Ampferer Nachrufe geschrieben, die einen Blick in die Tiefe des Menschen tun lassen, wie warm sein Herz für den Nachwuchs schlug.

Aber auch ohne akademische Verbrämung war Ampferers wissenschaftliche Persönlichkeit stark und bedeutend genug, um sich, trotz seiner äußeren Zurückgezogenheit, durchzusetzen. An der Geologischen Reichs-, später Bundesanstalt, hat Ampferer, seiner Leistung gemäß, raschen Aufstieg genommen, er wurde 1919 Chefgeologe, 1925 Vizedirektor, erhielt 1921 den Titel eines Oberbergrats, 1930 den eines Hofrats, um schließlich, nach seinem um ein paar Dienstjahre älteren Freund Hammer 1935 die Direktion der An-

stalt zu übernehmen, die er bis zu seinem Übertritt in den Ruhestand Ende 1937 führte. Außeramtlich hatte es zwar lange gebraucht — Ampferer selbst klagte gelegentlich über die kalte Schulter der Päpste —, dann aber wurde ihm auch da reiche Anerkennung zuteil. Und gerade der Einsame, Abgeschlossene war dafür empfänglich. Ein erstes solches Fest für ihn war es, als wir 1924 im Geologischen Institut der Universität Innsbruck, in der alten „Kinderstube", an den gleichen „Schulbänken" wie 1899, im Beisein Professor Blaas' feierlich sein und Wilhelm Hammers 25jähriges Doktor-Jubiläum begingen. Schon 1925 — ohne Hochschulrang hieß das auch für einen Wiener was Besonderes — wurde er zum korrespondierenden, 1940 zum wirklichen Mitglied der Wiener Akademie der Wissenschaften, 1936 zum Mitglied der Deutschen Akademie der Naturforscher in Halle a. d. S. erwählt. Das Museum Ferdinandeum in Innsbruck verlieh ihm 1933 in dankbarer Würdigung seiner Verdienste um die geologische Erforschung Tirols die Franz v. Wieser-Medaille. Die Wiener Geologische Gesellschaft folgte 1937 mit der Verleihung der Ehrenmitgliedschaft und der Eduard Sueß-Medaille, die Geologische Vereinigung (Bonn a. Rh.) 1939 mit der Gustav Steinmann-Medaille. Die Universität Innsbruck hatte ihm ihrerseits 1944, zum Beginn seines 70. Lebensjahres, das Ehrendoktorat zuerkannt, die Auszeichnung konnte nur nicht durchgeführt werden, da die politische Obrigkeit die vorgeschriebene Zustimmung versagte. Das wahre, schönste Denkmal aber hat sich Otto Ampferer selbst gesetzt mit seinem geologischen Lebenswerk.

Verzeichnis der Veröffentlichungen Otto Ampferers *)

Abkürzungen: J. = Jahrbuch, V. = Verhandlungen der Geologischen Reichs-, Staats- bzw. Bundesanstalt Wien, M. = Mitteilungen, S. B. = Sitzungsberichte, D. = Denkschriften, Anz. = Anzeiger der Akademie der Wissenschaften in Wien, Math.-Naturwissensch. Klasse I, D. Ö. A. V. = Deutscher und Österreichischer Alpenverein, Z. = Zeitschrift, Z. f. Glkde. = Zeitschrift für Gletscherkunde.

Regionale Geologie

a) Geologische Karten

Zugehörige Aufnahmsberichte und Erläuterungen.

1. Österreichische Geologische Spezialkarte 1:75.000 (Aufnahme, Druck, Herausgabe: Geologische Reichs-, bezw. Bundesanstalt Wien.) Blätter (von West nach Ost):

5143 Bludenz und Vaduz (mit O. Reithofer; im Druck). — Aufnahmsberichte V. 1933, S. 35—37; 1934, S. 32—34; 1935, S. 30—31; 1936, S. 29—31; 1937, S. 30—31; 1938, S. 27—28.

5144 Stuben. 1937 (mit O. Reithofer). — Aufnahmsberichte V. 1928, S. 45—46; 1929, S. 41; 1930, S. 51—54; 1931, S. 52—53; 1932, S. 43—44; 1933, S. 35—37; 1936, S. 29—31; 1937, S. 139—143.

4945 Füssen (Österreichischer Anteil). — Aufnahmsbericht V. 1918, S. 13—14; 1919, S. 16—17.

5045 Lechtal 1914. — Erläuterungen 1924, 55 S. — Aufnahmsbericht V. 1906, S. 13—14.

5145 Landeck (Kalkalpiner Anteil) 1922. — Erläuterungen 1924, 88 S. — Aufnahmsbericht V. 1917, S. 14—15.

*) An dieser Zusammenstellung hat Herr Dr. Georg Mutschlechner wesentlichen Anteil genommen.

5046 Zirl und Nassereith (Kalkalpiner Anteil) 1912. — Erläuterungen 1924, 68 S. — Aufnahmsbericht V. 1904, S. 16—17.

5047 Innsbruck und Achensee (Kalkalpiner Anteil) 1912. — Erläuterungen 1924, 108 S. — Aufnahmsberichte V. 1902, S. 16—17, 274—276; 1903, S. 14; 1904, S. 16—17; 1905, S. 9.

4947 Achenkirch—Benediktbeuern. 1912. — Erläuterungen 1914, 31 S.

5048 Rattenberg (Kalkalpiner Anteil). 1918. — Aufnahmsbericht V. 1906, S. 13—14; 1907, S. 13.

4948 Kufstein. 1925. — Aufnahmsberichte V. 1921, S. 13; 1922, S. 13—14; 1923, S. 13—15; 1924, S. 12—13.

4949 Lofer—St. Johann (mit F. v. Kerner-Marilaun). 1927. — Aufnahmsberichte V. 1922, S. 13—14; 1923, S. 13—15; 1924, S. 12—13; 1925, S. 15—17; 1927, S. 47—48.

5049 Kitzbühel und Zell am See. 1936. — Aufnahmsbericht V. 1927, S. 47—48.

4953 Admont und Hieflau (mit W. Hammer). 1933. — Aufnahmsberichte V. 1921, S. 12—13, 1924, S. 12—13; 1926, S. 171—197; 1927, S. 47—48; 1931, S. 50—51; 1932, S. 44—46.

4855 Schneeberg und St. Ägyd am Neuwalde (mit E. Spengler). 1931. — Aufnahmsbericht V. 1920, S. 16—17.

2. Alpenvereinskarten 1:25.000

(Aufnahme und Drucklegung: D. u. Ö. Alpenverein, Herausgabe mit Erläuterungen, bezw. Führern: Geologische Bundesanstalt; von West nach Ost):

Lechtaler Alpen. Blatt I. Klostertaler Alpen (mit Th. Benzinger u. O. Reithofer); II. Arlberggebiet (mit O. Reithofer); III. Parseierspitzgruppe (mit W. Hammer u. O. Reithofer); IV. Heiterwand und Muttekopfgebiet (mit W. Hammer). — Erläuterungen 1932/33. 125 S.

Östliches Karwendelgebiet mit Achensee. 1 Blatt (im Druck). — Aufnahmsbericht M. des Alpenländischen Geolog. Vereins (M. d. Geolog. Ges. Wien) 32, 1939 (ersch. 1940), S. 119—123.

Geologische Formenwelt und Baugeschichte des östlichen Karwendelgebirges. Denkschriften, 196. Bd., Wien 1942.

Kaisergebirge. 1 Blatt. 1933. — Geologischer Führer 1933, 132 S.

Gesäuseberge. 1 Blatt. 1935. — Geologischer Führer 1935, 178 S.

3. Sonstige Karten

Geologische Karte des südlichen Teiles des Karwendelgebirges 1:50.000. Hg. v. d. Geologischen Reichsanstalt Wien 1898.

Geologische Karte des Unterinntales zwischen Rattenberg und Kufstein 1:40.000. Hg. v. d. Geol. Bundesanstalt Wien 1922.

b) **Abhandlungen und Aufsätze**

Alpen im Ganzen und größere Teilgebiete (Chronologisch)

Die neuesten Fortschritte der geologischen Erforschung der Ostalpen. M. D. Ö. A. V. 1904, S. 87—89, 97—98.

Mit W. Hammer: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. J. 61, 1911, S. 531—710.

Über die Trennung von Engadiner- und Tauernfenster nach Zeit und Art der Entstehung. V. 1916, S. 191—195.

Geometrische Erwägungen über den Bau der Alpen. M. Geol. Ges. Wien, 1919, S. 135—150.

Mit B. Sander: Über die tektonische Verknüpfung von Kalk- und Zentralalpen. V. 1920, S. 121—131.

Über NW-Beanspruchungen in den Nordalpen. J. 71, 1921, S. 198—202 (Tirol).

Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. J. 73, 1923, S. 99—119; 74, 1924, S. 35—73; 76, 1926, S. 125—151; 78, 1928, S. 327—355; 80. 1930, S. 309—338; 81, 1931, S. 637—659.

Über die Tektonik der Alpen. „Die Naturwissenschaften" 12, 1924, S. 1007 bis 1014.

Über weitere Ziele der geologischen Landeserforschung (Vortrag anläßlich des 75jährigen Jubiläums der Geologischen Bundesanstalt). V. 1925, S. 131 bis 138.

Über die tertiäre und diluviale Schuttausstrahlung der Alpen. V. 1925, S. 147—150.

Über die Einfügung der Salzstöcke in den Bau der Nordalpen. Zeitschrift „Kali und verwandte Salze", 22, 1928, S. 58—62.

Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt über das Jahr 1935. I. Bericht über die Tätigkeit der Anstalt. V. 1936, S. 1—28.

Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt über das Jahr 1936. I. Bericht über die Tätigkeit der Anstalt. V. 1937, S. 1—30.

Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt über das Jahr 1937. I. Bericht über die Tätigkeit der Anstalt. V. 1938, S. 1—27.

Neue geologische Erfahrungen von 1939. M. des Alpenländ. geologischen Vereines (M. d. Geologischen Gesellschaft in Wien), 32, 1939, S. 167—172.

Über einige tiefere Bauverbände der Alpen. „Natur und Volk" (Frankfurt a. M.), 70, 1940, S. 373—388.

Über die Bedeutung von Gleitvorgängen für den Bau der Alpen. SB. 151, 1942, S. 9—26.

Östlichste Westalpen — Westliche Ostalpengrenze
(Chronologisch)

Beiträge zur Geologie und Mechanik des Westrandes der Ostalpen. SB. 142, 1933, S. 145—155.

Tektonische Studien im Vorderrheintal. Anz. 1934, S. 327.

Neue Wege zum Verständnis des Flimser Bergsturzes. SB. 143, 1934, S. 123—135.

Reisebericht über den Flimser Bergsturz im Vorderrheintal. V. 1934, S. 6.

Über die Gleitformung der Glarner Alpen. SB. 143, 1934, S. 109—121.

Über die Begegnung der Ost- und Westalpen am Rheindurchbruche. SB. 146, 1937, S. 317—331.

Der Bauplan im Grenzgebiet von Ost- und Westalpen. Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen geologischen Vereines. Neue Folge 29, 1940, S. 46—55.

Nördliche Ostalpen
(mit Rhätikon, außer Glazialgeologie)

1. Vorarlberg, Liechtenstein
(Chronologisch; „Lechtaler Alpen" bei 2. Nordtirol).

Zur neuesten geologischen Erforschung des Rhätikongebirges. V. 1907, S. 192—200.

Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales. Mit einem petrographischen Teil von W. Hammer. J. 80, 1930, S. 103—146.

Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales und des Großen Walsertales. J. 81, 1931, S. 177—216.

Zur Großtektonik von Vorarlberg. Mit Beiträgen von Otto Reithofer. J. 82, 1932, S. 31—64.

Beiträge zur Geologie des Rhätikons. J. 83, 1933, S. 137—172.

Geologische Bauformen und Baufragen des Rhätikongebirges. J. 84, 1934, S. 13—40.

Über die Auffindung von Arosazone im Klostertale. SB. 145, 1936, S. 1—8.

Über den Schubplan in den Sulzfluhkalken des östlichen Rhätikons. J. 86, 1936, S. 359—372.

Geologische Bewegungsbilder vom Westende des Rhätikons. J. 87, 1937, S. 275—310. Jahrbuch des Historischen Vereins für das Fürstentum Liechtenstein, 38, 1938, S. 5—53.

Die Bergwelt der Schesaplana in der Umgebung der Straßburger und Zalim-Hütte. Ihre geologische Geschichte. Festschrift aus Anlaß des goldenen Jubiläums der Sektion Mannheim des D. A. V. 1939, S. 1—16.

Probleme der Arosazone im Rhätikongebirge. M. des Alpenländischen Geologischen Vereines (M. der Geologischen Gesellschaft Wien), 33, 1940, ersch. 1942, S. 97—109.

2. Nordtirol
(Chronologisch)

Mit W. Hammer: Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. J. 48, 1898, ersch. 1899, S. 289—374.

Über den geologischen Zusammenhang des Karwendel- und Sonnwendjochgebirges. V. 1902, S. 104—113.

Die Mieminger Kette (Zur Geologie). Z. d. D. Ö. A. V., 33, 1902, S. 219—223.

Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges. V. 1902, S. 170—180.

Geologische Beschreibung des nördlichen Teiles des Karwendelgebirges. J. 53, 1903, S. 169—252.

Die neueste Erforschung des Sonnwendgebirges im Unterinntal. V. 1903, S. 41—51.

Über Wandbildung im Karwendelgebirge. V. 1903, S. 197—204.

Einige allgemeine Ergebnisse der Hochgebirgsaufnahme zwischen Achensee und Fernpaß. V. 1905, S. 118—125.

Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. J. 55, 1905, S. 451—562.

Die Triasinsel des Gaisberges bei Kirchberg in Tirol. V. 1907, S. 389—393.

Studien über die Tektonik des Sonnwendgebirges. J. 58, 1908, S. 281—304.

Über neuere Erfahrungen der Geologie der Lechtaler und Allgäuer Alpen (Vortrag). V. 1908, S. 162.

Das Gebiet der Simmshütte. Über den geologischen Bau der Berge des Sulzeltales. 16. Jahresbericht des Akadem. Alpenklub Innsbruck, 1909, S. 1—5.

Mit Th. Ohnesorge: Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. J. 59, 1909, S. 289—360.

Über Gosau- und Flyschablagerungen in den tirolischen Nordalpen (Vortrag). V. 1909, S. 144.

Aus den Allgäuer und Lechtaler Alpen. V. 1910, S. 58—59.

Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges. V. 1912, S. 197—212.

Über die Gosau des Muttekopfs. J. 62, 1912, S. 289—310.

Neue Funde in der Gosau des Muttekopfs. V. 1912, S. 120.

Über den Nordrand der Lechtaldecke zwischen Reutte und Trettachtal. V. 1912, S. 334—335.

Das geologische Gerüst der Lechtaler Alpen. Z. d. D. Ö. A. V. 1913, S. 1—25.

Geologische Bilder aus der Umgebung von Imst. In K. Deutsch, Führer durch die Umgebung von Imst, 1914.

Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. J. 64, 1914, S. 307—326.

Über die tektonische Heimatsberechtigung der Nordalpen. V. 1918, S. 63—76.

Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. D. 96, 1918, S. 1—56.

Über die Breccien der Eisenspitze bei Flirsch im Stanzertal. J. 70, 1920, S. 1—10.

Über die kohleführenden Gosauschichten des Brandenberger und Thierseertales in Tirol. J. 71, 1921, S. 149—158.

Zur Tektonik der Vilseralpen. V. 1921, S. 117—124.

Über die regionale Stellung des Kaisergebirges. J. 71, 1921, S. 159—172.

Über den Bau der Unterinntaler Tertiärmulde. Österr. Monatsschrift f. d. öffentlichen Baudienst und das Berg- und Hüttenwesen (Wien), 1922, H. 7, S. 130—133.

Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs. J. 72, 1922, S. 105—147.

Über die Kaisergebirgsdecke. V. 1925, S. 150—152.

Zur Deutung der Hornsteinbreccien des Sonnwendgebirges im Unterinntal. Geologische Rundschau 17, 1926, S. 21—22.

Geologische Profile aus dem Gebiete des Kössener Beckens. J. 77, 1927, S. 123—148.

Die Reliefüberschiebung des Karwendelgebirges. J. 78, 1928, S. 241—256.

Beiträge zur Geologie der Muttekopfgosau. V. 1930, S. 181—191.

Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. J. 80, 1930, S. 407—451.

Zur neuen Umgrenzung der Inntaldecke. J. 81, 1931, S. 25—48.

Neue Gosaufunde im Kaisergebirge. V. 1933, S. 129—130.

Über das Westende der Inntal- und Krabachjochdecke in den Lechtaler Alpen. J. 84, 1934, S. 41—54.

Neue Fragen, die sich aus der geologischen Erforschung der Lechtaler Alpen ergeben. M. Geolog. Ges. Wien, 30, 1937, ersch. 1939, S. 186—194.

Über die geologischen Aufschlüsse beim Bau der neuen Achenseestraße auf der Strecke zwischen Wiesing—Scholastika. „Geologie und Bauwesen". 11, 1940, S. 101—112.

Tektonische Nachbarschaft Karwendel—Sonnwendgebirge. SB. 150, 1941, S. 181—199.

Die Eisenspitzbreccien auf dem überkippten Südrand der Lechtaldecke. SB. 152, 1943, S. 67—84.

Belastungswirkungen durch die Aufladung der Inntaldecke. SB. 153, 1944, S. 17—44.

Über die tektonische Selbständigkeit der Inntaldecke. Berichte des Reichsamts f. Bodenforschung Wien, 1944, S. 57—73.

3. Salzburg
(Chronologisch)

Über den Westrand der Berchtesgadener Decke. J. 77, 1927, S. 205—232.

Bemerkungen zur Bohrung im Halleiner Salzberg. Internat. Z. f. Bohrtechnik (Wien), 42, 1934, S. 31—32.

Über die Neuentdeckung von Salzlagern in Österreich. Montanistische Rundschau (Wien), 27, H. 24, 1935; Tägl. Montanber. Nr. 97, S. 4—5.

Die Ergebnisse der Halleiner Salzbohrung. Wiener Zeitung vom 20. Mai 1936.

Die geologische Bedeutung der Halleiner Tiefbohrung. J. 86, 1936, S. 89 bis 114; Montanistische Rundschau 28, 1936, Nr. 15 und 17.

4. Ober- und Niederösterreich und Steiermark
(Chronologisch)

Über Kantengeschiebe unter den exotischen Geröllen der niederösterreichischen Gosauschichten. J. 66, 1916, S. 137—138.

Vorläufiger Bericht über neue Untersuchungen der exotischen Gerölle uud der Tektonik in den niederösterreichischen Gosauablagerungen. SB. 125, 1916, S. 217—227.

Beiträge zur Geologie der Ennstaleralpen. J. 71, 1921, S. 117—134.

Beiträge zur Geologie der Umgebung von Hieflau. J. 77, 1927, S. 149—164.

Über das Bewegungsbild der Weyrer Bögen. J. 81, 1931, S. 237—304.

Südtiroler Dolomiten
(Chronologisch)

Beiträge zur Glazialgeologie der westlichen Südtiroler Dolomiten. Z. f. Glkde., 16, 1928, S. 242—260.

Einige Beispiele von Kerbwirkung und Reliefüberschiebung aus den Südtiroler Dolomiten. J. 79, 1929, S. 241—256.

Rodella und Langkofel, tektonisch nen beleuchtet. M. Alpenländischer Geologischer Verein, 33, 1940 (ersch. 1942), S. 87—96.

Außeralpine Gebiete
(Chronologisch)

Mit W. Hammer: Erster Bericht über eiue 1917 im Auftrage und auf Kosten d. Kaiserl. Akademie der Wiss. ausgeführte geologische Forschungsreise in Nordwestserbien. SB. 126, 1917, S. 679—701.

Mit W. Hammer: Erster Bericht über eine 1918 im Auftrage und auf Kosten der Akademie d. W. ausgeführte geologische Forschungsreise in Westserbien. SB. 127, 1918, S. 635—668.

Zur Tektonik und Morphologie des Zlatibormassivs. D. 101, 1928, S. 361—424.

Zum Bewegungsbild des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 94, 1942, S. 292—306.

Allgemeine, besonders tektonische Geologie

(ohne engere regionale Kennzeichnung im Titel; chronologisch geordnet)

Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. J. 56, 1906, S. 539—622.

Erdrelief und Tetraëderhypothese. Petermanns Geographische M. 57, 1911, S. 305.

Über neue Methoden zur Verfeinerung des geologischen Kartenbildes. V. 1911, S. 119—121 (Vortragsbericht); J. 62, 1912, S. 183—194; Kartograph. u. Schulgeograph. Z. (Wien) 1, 1912.

Über das Verhältnis von Faltung und Schiebung zum Untergrund und zur Umgebung. V. 85. Vers. Deutscher Naturforscher und Ärzte, Wien 1913.

Über den Wechsel von Falt- und Schubrichtungen beim Bau der Faltengebirge. V. 1915, S. 163—167.

Über die Bildung von Großfalten. V. 1917, S. 235—243.

Über die geologische Deutung von Schwereabweichungen. V. 1918, S. 38—50.

Über die tektonische Bedeutung von Oberflächen- und Tiefendecken. V. 1918, S. 81—88.

Über die Bedeutung von Kerben für den Verlauf tektonischer Gestaltungen. V. 1919, S. 133—148.

Über bituminöse und kohlige Gesteine. Österr. Monatsschr. f. d. öff. Baudienst u. d. Berg- u. Hüttenwesen. 4, 1923, S. 60—62, 134.

Über die Verwendung der Schuttausstrahlung zur Erkennung von Gebirgsverschiebungen. J. 74, 1924, S. 117—134.

Über Kontinentverschiebungen. „Die Naturwissenschaften" 13, 1925, H. 31, S. 669—675.

Über Methoden der Feldgeologie. M. Geolog. Ges. Wien, 18, 1925, S. 1—15.

Einige Bemerkungen zu der Oszillationstheorie von E. Haarmann. V. 1931, S. 99—102.

Über einige Grundfragen der Gebirgsbildung. J. 87, 1937, S. 375—384.

Wert der Geologie fürs Leben. V. 1937, S. 89—98.

Über den Begriff der tektonischen Leitlinien. SB. 147, 1938, S. 57—69.

Über die tektonischen Begriffe von Totfaltung, Ausschaltung und Verschleppung toter Falten, Herstellung von Falten aus frischem Schichtmaterial. SB. 147, 1938, S. 35—42.

Im Kampfe für Reliefüberschiebung und O—W-Bewegung. V. der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung, 1939. S. 196—205.

Grundlagen und Aussagen der geologischen Unterströmungslehre. „Natur und Volk" (Frankfurt a. M.) 69, 1939, S. 337—349.

Über die Rationalisierung geologischer Profile. SB. 149, 1940, S. 211—223.

Gegen den Nappismus und für die Deckenlehre. Z. d. Deutschen Geologischen Gesellschaft, 92, 1940, S. 313—327.

Wie können Schubmassen in der Erdtiefe verankert sein? SB. 150, 1941, S. 1—18.

Gedanken über das Bewegungsbild des atlantischen Raumes. SB. 150, 1941, S. 19—35.

Vergleich der tektonischen Wirksamkeit von Kontraktion und Unterströmung. M. des Alpenländischen geologischen Vereines (M. der Geologischen Gesellschaft in Wien). 35, 1942, S. 107—123.

Bedeutung von Verkleinerungen und Vergrößerungen fürs geologische Arbeiten. SB. 152, 1943, S. 57—66.

Über die Möglichkeit einer Gasdruck-Tektonik. SB. 153, 1944, S. 45—60.

Morphologie

(Chronologisch)

Über Wandbildung im Karwendelgebirge. V. 1903, S. 197—204.

Die Hochfläche von Seefeld—Leutasch. Deutsche Alpenzeitung 5, München 1905, S. 58—61.

Über die Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen. Z. D. Ö. A. V. 46, 1915, S. 72—96.

Über morphologische Arbeitsmethoden. J. 72, 1922, S. 205—222.

Über junge Talverbiegungen in den Ostalpen. (Vortrag 31. März 1922 in der Geol. Ges. Wien.)

Über das Verhältnis von Aufbau und Abtrag in den Alpen. J. 73, 1923, S. 121—137.
Beiträge zur Morphologie und Tektonik der Kalkalpen zwischen Inn und Saalach. J. 75, 1925, S. 19—44.
Über einige Beziehungen zwischen Tektonik und Morphologie. Z. f. Geomorphologie I, 1925, S. 83—104.
Über größere junge Formänderungen in den nördlichen Kalkalpen. Z. f. Geomorphologie I, 1926, S. 276—291.
Über alte Landformen, welche im Schutz von Überschiebungen aufbewahrt wurden. Z. f. Geomorphologie 4, 1929, S. 139—148.
Beispiele von jungen Gleitungen aus Vorarlberg. Verwendung von Gleitformen für das Karproblem. J. 86, 1936, S. 337—352.
Über einige Formen der Bergzerreißung. SB. 148, 1939, S. 1—14.
Die geologischen Hypothesen über die Formung des Talraumes zwischen Umhausen und Längenfeld im Ötztale. SB. 148, 1939, S. 123—140.
Zum weiteren Ausbau der Lehre von den Bergzerreißungen. SB. 149, 1940, S. 51—70.
Bergzerreißungen im Inntalraume. SB. 150, 1941, S. 97—114.
Standbilder der Bergzerreißungen. „Natur und Volk" (Frankfurt a. M.) 71, 1941, S. 247—262.
Geologische Formenwelt und Baugeschichte des östlichen Karwendelgebirges. D. 106, 1942, S. 1—95.

Glazialgeologie

(Chronologisch)

Die Mündung des Vomper Baches. V. 1903, S. 231—234.
Die Bergstürze am Eingang des Ötztales und am Fernpaß. V. 1904, S. 73—87.
Studien über die Inntal-Terrassen. J. 54, 1904, ersch. 1905, S. 91—160.
Aus der Geologischen Geschichte des Achensees. Z. D. Ö. A. V. 36, 1905, S. 1—15.
Über die Terrasse von Imst—Tarrenz. J. 55, 1905, S. 369—374.
Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Inntal. V. 1907, S. 200—201.
Glazialgeologische Beobachtungeu im unteren Inntal. Z. f. Glkde. II, 1907, S. 29—54, S. 112—127.
Über Gehängebreccien der nördlichen Kalkalpen. J. 57, 1907, S. 727—752.
Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung von Reutte. V. 1907, S. 345—360.
Über die Entstehung der Inntal-Terrassen. V. 1908, S. 87—97.
Über die Entstehung der Inntal-Terrassen. Z. f. Glkde. III, 1908, S. 52—67, S. 111—142.
Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung von Bludenz. J. 58, 1908 (1909), S. 627—636.
Über einige neue Ergebnisse von glazialgeologischen Forschungen im Inn-, Isar-, Loisach-, Lech- und Illgebiete. M. D. Ö. A. V. 1911, S. 10—11.
Über einige Grundfragen der Glazialgeologie. V. 1912, S. 237—248.
Exkursion zur Mündung des Vomperloches. Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und den Tauern, Leipzig 1913, S. 35—37.
Über die Verschiebung der Eisscheide gegenüber der Wasserscheide in Skandinavien. Z. f. Glkde. VIII, 1914, S. 270—274.
Über die Aufschließung der Liegendmoräne unter der Höttinger Breccie im östlichen Weiherburggraben bei Innsbruck. Z. f. Glkde. VIII, 1914, S. 145—159.
Bericht über den Verlauf und die Ergebnisse der Aufschließung des Liegenden der Höttinger Breccie im östlichen Weiherburggraben bei Innsbruck. Anzeiger der Akademie der Wiss. Wien, 1914, S. 65—69.
Die neuesten Erfahrungen über die Höttinger Breccie (Vortrag). M. Geol. Ges. Wien, VII, 1914, S. 44—45.
Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntals. J. 65, 1915, S. 289—316.
Über die Bedeutung der Überschiebungen für die Bewegung der Gletscher. Z. f. Glkde. IX, 1915, S. 270—276.

Über die Saveterrassen in Oberkrain. J. 67, 1917, S. 405—434.
Landschaft und Geologie des Achensees. „Die Wasserwirtschaft" (Wien), 1919.
Über die Bohrung von Rum bei Hall in Tirol und quartäre Verbiegungen der Alpentäler. J. 71, 1921, S. 71—84.
Mit J. Bayer: Die Methoden zur Erforschung des Eiszeitalters (Vortrag). M. Geol. Ges. Wien, 16, 1923, S. 313—318.
Über geologische Methoden zur Erforschung des Eiszeitalters. „Die Eiszeit" 1, 1924, S. 2—8.
Beiträge zur Glazialgeologie des Enns- und Ybbstales. „Die Eiszeit" 1, 1924, S. 38—46.
Über Wachstumsunterschiede zwischen Fern- und Nahgletschern. „Die Eiszeit" 2, 1925, S. 41—49.
Beiträge zur Glazialgeologie der westlichen Südtiroler Dolomiten. Z. f. Glkde. XVI, 1928, S. 242—260.
Über die Ablagerungen der Schlußeiszeit in der Umgebung des Arlbergpasses. J. 79, 1929, S. 307—332.
„Rückzugsstadien" oder „Schlußeiszeit"? Diskussion O. Ampferer — R. v. Klebelsberg. Z. f. Glkde. XVII, 1929, S. 381—386.
Begründung der Schlußeiszeit. Petermanns Geographische M. 1930, S. 231 bis S. 233.
Nachträge zur Glazialgeologie des Oberinntales. J. 85, 1935, S. 343—366.
Rhätikon und Montafon in der Schlußvereisung. J. 86, 1936. S. 151—175.
Waren die Alpen zwischen Würmeiszeit und Schlußvereisung unvergletschert? SB. 145, 1936, S. 201—208.
Beiträge zur Geologie der Hungerburgterrasse bei Innsbruck. J. 86, 1936, S. 353—358.
Zell a. See—Paß Thurn—Kitzbühel—Unterinntal—Innsbruck. Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich. II. Teil. Wien 1936, S. 36—55.
Höttinger Breccie und Hafelekar. Ebendort 1936, S. 56—66.
Über die eiszeitlichen Ablagerungen des Laternser Tales. V. 1937, S. 253 bis S. 255.
Über die geologischen Deutungen und Bausondierungen des Maurach-Riegels im Ötztal. „Geologie und Bauwesen" 11, 1939, H. 2, S. 25—43.
Über die geologischen Aufschlüsse beim Baue der neuen Achenseestraße zwischen Wiesing und Scholastika. „Geologie und Bauwesen" 11, 1939, H. 4, S. 101—112.
Über den Rückzug der Würmvergletscherung im obersten Montafon. SB. 150, 1942, S. 27—40.
Geologisches Schauen und Naturerklären im Inntalraume. „Natur und Volk" (Frankfurt a. M.) 72, 1942, S. 234—249.
Die Schlußvereisung der Kalkkögel bei Innsbruck. SB. 152, 1943, S. 255—274.
Die Ablagerungen der Schlußvereisung in der Umgebung von Innsbruck. SB. 152, 1943, S. 85—109.
Über grobblockige Einschlüsse in den Inntalterrassen. SB. 152, 1943, S. 43—55.
Geologische Methoden zur Erforschung von Wegrichtungen von abgeschmolzenen Eismassen. SB. 155, 1946, S. 35—47.
Zur Abgliederung der Schlußvereisung von der Würmeiszeit. Ber. d. Naturw. Med. Ver. in Innsbruck, 47, f. 1939/46, ersch. 1947, S. 4—9.

Technische Geologie

(Chronologisch)

Mit M. Pernt, Th. Redl u. K. Innerebner: Der Achensee und die Ausnützung seiner Wasserkräfte. „Die Wasserwirtschaft" (Wien) 1919 (Sonderheft).
Geologische Bemerkungen zum Druckstollenproblem. Z. Österr. Ing.- u. Arch.-Ver. Wien, 75, 1923, S. 283—285.
Mit H. Ascher: Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Spullerseewerkes. J. 75, 1925, S. 365—420.
Über die geologischen Verhältnisse des Achensees und die beim Bau des Achenseewerkes geschaffenen neuen Aufschlüsse. Innsbruck (Tiwag) 1926.

Mit K. Pinter: Über geologische und technische Erfahrungen beim Bau des Achenseewerkes in Tirol. J. 77, 1927, S. 279—333.

Mit J. Berger: Vom geologischen Aufbau der Achensee-Ufer, seine Auswirkung bei der Spiegelabsenkung. Schweizerische Bauzeitung 93, 1929, S. 170—174.

Geologische Erfahrungen in der Umgebung und beim Bau des Ybbstal-Kraftwerkes. J. 80, 1930, S. 45—86.

Geologische Probleme des Baues und der Erhaltung von Talsperren. „Die Wasserwirtschaft" (Wien) 1933, H. 17—19, 4 S.

Über die geologischen Deutungen und Bausondierungen des Maurach-Riegels im Ötztal. „Geologie und Bauwesen", 11, 1939, S. 25—43.

Geologische Ergebnisse von Schutzstollenbauten bei Innsbruck. SB. 155, 1946, S. 49—62.

Referate, Bemerkungen, Polemiken

(Autoren-Alphabet)

Bemerkungen zu dem Aufsatz von J. Bayer: Identität der Achenschwankung Pencks mit dem Riß-Würm-Interglazial. V. 1914, S. 321—324.

Bemerkungen zu den von J. Bayer in der Sitzung vom 5. Dezember 1922 besprochenen Arbeiten A. Pencks. Vortrag in der Kommission für Eiszeitforschung in Wien am 16. Jänner 1923.

Aus dem Nachlaß Raimund Folgners. V. 1917, S. 38—42. (Betrifft: Rofan, Karwendelmulde und Zürs.)

Referat über G. Götzinger: Verhandlungen der III. Internationalen Quartärkonferenz. Wien 1936. V. der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung 1939, S. 187—191.

Einige Bemerkungen zu der Oszillationstheorie von E. Haarmann. V. 1931, S. 99—102.

Referat über Albert Heim: Ein Profil am Südrande der Alpen, der Pliocänfjord der Breggia-Schlucht. V. 1906, S. 258—259.

Referat über Albert Heim: Bergsturz und Menschenleben (1932). V. 1933, S. 81—82.

Referat über Arnold Heim: Über rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung. V. 1909, S. 59—60.

Bemerkungen zu den von Arnold Heim und A. Tornquist entworfenen Erklärungen der Flysch- und Molassebildung am nördlichen Alpensaume. V. 1908, S. 189—198.

Entgegnung an Prof. V. Hilber. V. 1912, S. 395—398.

Richtigstellung falscher Prioritätsangaben Prof. V. Hilbers über die Erkennung des interglazialen Alters der Inntalterrassen. V. 1912, S. 165—167.

Die neue „Geologie von Tirol" von R. v. Klebelsberg. V. 1935, S. 151—157.

Die neuen Wege in dem Werke von E. Kraus: „Der Abbau der Gebirge, Bd. I, Der alpine Bauplan." V. 1937, S. 132—139.

Referat über J. Müllner: Die Seen des unteren Inutales in der Umgebung von Rattenberg und Kufstein. V. 1906, S. 260.

An H. Mylius. V. 1915, S. 117—119.

Referat über A. Penck und E. Brückner: „Die Alpen im Eiszeitalter", 1. und 2. Lieferung, Leipzig 1901. V. 1902, S. 227—231.

Referat über A. Penck: „Die Entstehung der Alpen." V. 1909, S. 60—62.

Referat über E. Philippi: „Über das Problem der Schichtung und über Schichtbildung am Boden der heutigen Meere." V. 1909, S. 57—59.

Referat über E. Reyer: „Geologische Prinzipienfragen." V. 1907, S. 396 bis S. 397.

Bemerkungen zum II. Teil der von A. Rothpletz herausgegebenen „Geologischen Alpenforschungen". V. 1906, S. 265—272.

Verteidigung des interglazialen Alters der Höttinger Breccie (Erwiderung an A. Rothpletz). Petermanns M. 61, 1915, S. 336—338.

Besprechung mit O. Schlagintweit, K. Chr. v. Loesch und H. Mylius über das Wettersteingebirge. V. 1914, S. 338—352.

Bemerkungen zu der Arbeit von R. Schwinner: „Vulkanismus und Gebirgsbildung." V. 1921, S. 101—107.

Zur Vollendung des Wähnerschen Werkes über das Sonnwendgebirge durch E. Spengler. V. 1935, S. 85—96.
Referat über R. v. Srbik: „Geologische Bibliographie der Ostalpen." I. Bd. 1935. V. 1935, S. 98—99. Desgleichen II. Bd. 1935. V. 1935, S. 165—166.
Entgegnung an A. Tornquist. V. 1909, S. 43—46.
Tornquist A., s. a. Arnold Heim.
Referat über E. Wepfer: „Die nördliche Flyschzone im Bregenzer Wald" (1908). V. 1909, S. 206.
Referat über K. Zoeppritz: „Geologische Untersuchungeu im Oberengadin zwischen Albulapaß uud Livigno" (Berichte der Naturf. Gesellschaft zu Freiburg, Bd. XVI). V, 1906, S. 190—192.

Biographisches

(Personen-Alphabet)

Josef Bayer †. V. 1931, S. 191—192.
Zur Erinnerung an Ing. Karl Berger. Mitt. D. Ö. A. V. 1915, S. 187—188.
Prof. Carl Diener †. V. 1928, S. 89—93.
Georg Geyer †. V. 1936, S. 231—233; Montanistische Rundschau 28, 1936, H. 23, 1 S. 1 Bild; Almanach der Akademie der Wissenschaften Wien 1937, 7 S.; M. d. D. Ö. A. V. 1937, S. 44—45; M. Geol. Ges. Wien 30/31, 1938/39, S. 195—198.
Georg Geyer, sein Leben und sein Werk. J. 86, 1936, S. 373—390. Mit Bild.
F. Felix Hahn †. M. Geol. Ges. Wien, 7, 1914, S. 331—334.
Wilhelm Hammer †. M. d. Alpenländischen geologischeu Vereines (M. Geol. Ges. Wien) 35, 1942, S. 307—314. Mit Bild.
Errichtung einer Robert Jaeger-Preisstiftung. V. 1916, S. 219—223.
Fritz Kerner v. Marilaun †. J. 1945, ersch. 1948, S. 45—52. Mit Bild.
R. v. Klebelsberg als geologischer Forscher und Förderer. „Der Bergsteiger", H. 3, 1936, S. 201—203.
Norbert Lichtenecker †. M. Geol. Ges. Wien, 30/31, 1937/38, S. 209—210.
Otto Melzer †. Österreichische Alpenzeitung (Wien) 23, 1901, S. 289—292; Tiroler Tagblatt 1901, Nr. 283; s. a. „Aus Innsbrucks Bergwelt", Iunsbruck 1902, S. 1—6.
Eduard Richter †. V. 1905, S. 87—89.
August Rothpletz †. V. 1918, S. 59—62.
Zur Erinnerung an Richard Johann Schubert. J. 65, 1915, S. 261—276. Mit Bild.
Zur Erinnerung an Albrecht Spitz. J. 68, 1918, S. 161—170. Mit Bild.
Viktor Uhlig †. V. 1911, S. 209—212.

Bergsteigerische Literatur

(Chronologisch)

Westliche Mitterspitze (Mieminger Kette; Tourenbericht). M. D. Ö. A. V. 1894, S. 211.
Karkopf—Hochwand (Mieminger Kette; Tourenbericht). M. D. Ö. A. V. 1895, S. 59.
Östliche Mitterspitze (2702 m), Theil- oder Tajakopf (2467 m), Handschuhspitze (2316 m), Wanneck (2495 m), Marienberg (2540 m), Westliche Hohe Griesspitze (2744 m), Wankberg (Tourenberichte). M. D. Ö. A. V. 1895, S. 107.
Dremelspitze (Parzinkopf, 2765 m; Tourenbericht). M. D. Ö. A. V. 1896, S. 161.
Scharnitzspitze (2463 m), Oberreinthaler Schrofen (2524 m), Schneekopf (2374 m), Mittagspitze (2336 m), Fiechter Spitze (2331 m), Vomperjoch, Hochglück aus der Schneepfanne, Schafkarspitze (2513 m), Mitterspitze—Lamsenspitze (Tourenberichte). M. D. Ö. A. V. 1897, S. 201.
Östliche Hohe Griesspitze (2759 m) über die Nordwand und Traversierung zur Westlichen Hohen Griesspitze (2744 m; Tourenbericht). M. D. Ö. A. V. 1897, S. 270.
Vorderer Brunnenkogel über den Nordostgrat. Schrandele über den Nordgrat (Tourenberichte). M. D. Ö. A. V. 1898, S. 287.
Hahicht—Glättespitzen (Tourenbericht). M. D. Ö. A. V. 1898, S. 213.

Guglia di Brenta, I. Ersteigung (Tourenbericht). M. D. Ö. A. V. 1899, S. 208.
Hinterer Drachenkopf. Hochwanner—Hinterreinthaler Schrofen. Östliche Wangscharte—Schüsselkarkopf—Leutascher Dreithorspitze (Tourenberichte). M. D. Ö. A. V. 1899, S. 282—283.
Rosengartenspitze über den Nordostgrat (Tourenbericht). M. D. Ö. A. V. 1899, S. 272.
Marchreissenspitze (S. 63—64). Walderkammspitze—Ofelekopf—Larchetkarspitze (S. 112). Fußstein—Olperer (S. 136). Goldkappel (S. 195—196). Daumen an der Fünffingerspitze (S. 281). Tourenberichte. Österr. Alpen-Zeitung (Wien), 21, 1899.
Östl. Murfreit (S. 23). Hechenberg (S. 59—60). Östl. Karwendelspitze—Grabenkarspitze (S. 60—61) Sonnenspitze (S. 71). Eiskarlspitze (S. 72). Schlickerzinnen (S. 72). Monte Rosa (Nordend, S. 296). Tourenberichte. Österr. Alpen-Zeitung, Wien, 22, 1900
Eine Winterbesteigung der Partenkirchner Dreithorspitze (Nordostgipfel). Österr. Alpenzeitung (Wien), 24, 1902, S. 4—9.
Eine Besteigung des Monte Rosa (Nordend). Österr. Alpenzeitung (Wien) 1902, Nr. 606 u. 607, S. 89—94, 101—105.
Mit H. v. Ficker: Aus Innsbrucks Bergwelt. Wanderbilder aus Innsbrucks Bergen. Innsbruck (Wagner), 1902, 229 S.
Die Mieminger Kette. Z. D. Ö. A. V. 1903. S. 243—270.
Erste Besteigung des Habicht (3274 m) über den Nordostgrat. Deutsche Alpenzeitung 2, 1903, S. 345—349.
Erste Überschreitung des Grates Jägerkarscharte—Hinterödkopf—Nördliche Jägerkarspitze. Deutsche Alpenzeitung 3, 1903, S. 57—63.
Bergtage am Wanneck. Deutsche Alpenzeitung 4, 1904, S. 257—263.
Erwacht. Deutsche Alpenzeitung 5, 1905, S. 39.
Bärenkopf und Achensee. Deutsche Alpenzeitung 5, 1905, S. 149—153.
Herbst. Deutsche Alpenzeitung 5, 1905, S. 20—21.
Frühling um Wien. Deutsche Alpenzeitung 5, 1905, S. 70.
Hoher Winter. Deutsche Alpenzeitung 5, 1906, S. 141.
Ein Freilager auf dem Henneberg. Deutsche Alpenzeitung 6, 1906, S. 225—230.
Blühende Bäume. Deutsche Alpenzeitung 7, 1907, S. 168—169.
Bergtage. Gewalt und Glück der Höhen. Sammlung „Große Bergsteiger", hg. v. Hans Fischer, München. Bergverlag R. Rother, 1930, 270 S., 16 Bilder.
Gedanken über alpine Probleme. Österreichische Alpenzeitung 53, 1931, S. 278—283.
Aus den Erinnerungen an die erste Besteigung der Guglia di Brenta. „Der Bergsteiger" 1936, S. 177—184; „Empor!", Leipzig 1906, S. 133—142.

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, Wien III, Rasumofskygasse 23.
Redaktion: Direktor Dr. G. Götzinger, Wien III, Rasumofskygasse 23.
Druck: Gesellschaftsbuchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III, Steingasse 25.

Der Kalkalpenrand bei Kaumberg, N.-Ö.

Von **Heinrich Küpper**

Mit einem Beitrag von Gerda Woletz

(Mit 1 Tafel und 2 Textfiguren)

I. Einleitung.

Das oberste Triestingtal westlich von Altenmarkt mit Kaumberg bis zum Gerichtsberg-Sattel sowie das Quellgebiet des Gölsenbaches jenseits des Sattels wurde im kalkalpinen Anteil seit dem Jahre 1891 geologisch nicht näher bearbeitet. Im Zuge der Neubearbeitung des Blattes Baden—Neulengbach war die Aufgabe gestellt, den kalkalpinen Anteil des genannten Gebietes neu zu kartieren. Die Feldaufnahmen wurden Juli—September 1948 durchgeführt. Es galt hiebei, an die älteren Aufnahmen von Bittner (Blatt St. Pölten), Koßmat (Blatt Wiener-Neustadt) und Spitz (Mödling—Triestingbach) anzuschließen, und auch auf eine Mitberücksichtigung der wohl nicht direkt anschließenden, so doch auch dieses Gebiet beeinflussenden neueren Arbeiten von Spengler (Blatt Schneeberg—St. Agyd) und Solomonica (Kieselkalkzone) anzusteuern. Auf spezielle Probleme konnte nur in beschränktem Maße eingegangen werden. Es wird daher eine dankbare Aufgabe sein, den entworfenen neuen Rahmen durch weitergehende Detailarbeit auszubauen und so zur Weiterentwicklung der Probleme beizutragen.

Um die Karte so durchsichtig als möglich zu gestalten, wurden Höhenkoten an Stelle von Ortsnamen weitgehend gebraucht; alle sind den entsprechenden Sektionen der Karte 1:25.000 entnommen.

II. Literatur.

1. Bittner A., Die geologischen Verhältnisse von Hernstein, 1892.
2. Bittner A., Die Grenze zwischen Flyschzone und Kalkalpen, Jb. G. R.-A. 1900, S. 51.
3. Bittner, Paul, Abel, F. E. Sueß, Geol. Karte 1:75.000, Blatt St. Pölten, 1907.
4. Götzinger G. und Becker H., Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches, Jb. G. B.-A. 1932, S. 343.
5. Götzinger G., Abriß der Tektonik des Wienerwaldflysches, Berichte R. f. B. 1944, S. 73.
6. Hertle L., Lilienfeld—Bayerbach, Jb. G. R.-A. 1865, S. 451.
7. Jäger R., Beobachtungen im Alttertiär des südlichen Wienerwaldes, Mitt. Geol. Ges. Wien, 1914.

8. Kober L., Wiener Landschaft, Wiener geogr. Studien, Wien 1947.
9. Koßmat F., Geol. Karte 1:75.000, Blatt Wiener Neustadt 1914.
10. Kühn O., Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten, Sitz.-Ber. Öst. Akad. Wissensch., Abt. I, 156, 3. H., 1947.
11. Leuchs K., Die Beziehungen zwischen Gosau- und Flyschfazies, Sitz.-Ber. Öst. Akad. Wissensch., Abt. I, 156, 3. H., 1947.
12. Lögters H., Über neue Cenomanvorkommen in den nördlichen Kalkalpen, Vh. G. B.-A. 1938, S. 224.
13. Paul C. M., Der Wiener Wald, Jb. G. R.-A. 1898.
14. Solomonica P., Zur Geologie der sog. Kieselkalkzone, Mitt. Geol. Ges. Wien, 1934.
15. Spengler E., Geol. Karte 1:75.000, Blatt Schneeberg—St. Ägyd.
16. Spengler E., Geol. Bau der Kalkalpen des Traisentales und des oberen Pielachtales, Jb. G. B.-A. 1923, S. 53.
17. Spitz A., Die nördl. Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach, Mitt. Geol. Ges. Wien, 1919.
18. Stur D., Geol. Karte 1:75.000 der Umgebung von Wien, Blatt Baden—Neulengbach, 1891.
19. Trauth F., Über die Stellung der piennin. Klippenzone usw., Mitt. Geol. Ges. Wien, 1921.
20. Trauth F., Geol. Studien in den westl. niederösterreichischen Voralpen. Sitz.-Ber. Akad. Wissensch. Wien, 8. März 1934.
21. Trauth F., Tektonische Gliederung d. östl. Nordalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, 1936.

III. Stratigraphie.

Von einer Detailbeschreibung der Sedimente wird in folgendem abgesehen. Nur jene stratigraphischen Daten, die zur Festlegung des Horizonts, sowie jene faziellen, die zur Beurteilung der tektonischen Zugehörigkeit dienen, sollen näher besprochen werden. Obwohl die Begründung für die tektonische Gliederung in: Ötscherdecke, Lunzer Decke, Frankenfelser Decke erst im tektonischen Teile gegeben werden kann, sollen diese Einheiten bei Besprechung der Stratigraphie vorausgreifend benützt werden.

Ötscherdecke.

In den Bereich des Arbeitsgebietes fällt nur der Nordrand dieser Einheit; es treten ausschließlich die bekannten Schichtglieder von der Unteren Trias bis zum Hanptdolomit auf. Die seit Hertle bekannten fossilführenden Werfener Schiefer, ca. 800 m W von der Araburg, sind auch noch heute aufgeschlossen. Dagegen konnte das Vorkommen beim Moser [Bittner (1)] nicht wiedergefunden werden. Es liegt hier die Möglichkeit einer Verwechslung mit roten Schiefertonen der Gosau vor. Undeutliche Bivalvenabdrücke im Lunzer Sandstein wurden S vom Waisenhofer beobachtet; fossilführende Opponitzer Kalke im östlichen Teile des obersten Steinbachgrabens.

Lunzer Decke.

Gegenüber den Gesteinen des Jura und der Gosau nimmt die Trias in dieser Einheit eine untergeordnete Stelle ein. Werfener Schiefer fehlen. Der Unteren Trias dürften die als dnnkle Kalke oder auch als Zellendolomite entwickelten Gesteine angehören, die sich vom unteren Laabbach nach Osten bis über den Steinbachgraben hinaus erstrecken. Lunzer Sandsteine fehlen. Zwei kaum aufgeschlossene sumpfige

Flecken zwischen Hauptdolomit und Muschelkalk im eben genannten Gebiet könnten jedoch als solche aufgefaßt werden. (Auf der Karte als Lunzer Sandstein angegeben.) Dem Hauptdolomit entsprechende Gesteine sind dagegen in dieser Einheit von West nach Ost fast durchgehend verbreitet. Die gut gebankten dolomitischen Kalke im höheren Teile der Hauptdolomite des Triestingdurchbruches weisen auf Dachsteinkalkfazies. Obertriaskalke mit Korallen und Durchschnitten von großen Bivalven sind in dem Steinbruch am O-Hang des Laabbachgrabens beim Bichter aufgeschlossen; sie werden hier durch Fleckenmergel überlagert. Hier, wie auch im oberen Steinbachgraben N vom Laabhofer, liegen zwischen Obertrias und Fleckenmergeln keine Kössener Schichten. Dunkle Rhätkalke mit Lithodendron und Fossilgrus treten auf als steilstehende Rippe am Boden des Grabens W vom Sulzer Kogel (694), beim Falsbauer (1 km O von 686) und schließlich, als fast geschlossener Zug beginnend, auf der Höhe direkt SO von Kaumberg (681) in östlicher Richtnng.

Lias kommt im Bereich der Lunzer Decke überwiegend in Fleckenmergelfazies vor. An folgenden Stellen treten Fossilien auf:

Hang S von 681 (SW von Kaumberg): Ammoniten, *Arietitis* sp.

S vom Laabhofer (Steinbachgraben): Belemniten.

700 m W vom Sulzerkogel (694): *Amaltheus margaritatus* d'Orb., Belemniten.

S Hang des Reisberges (598): Belemniten.

Ferner wird in (1) vermerkt, daß am Sulzerkogel (694), beim Falsbauer (1 km OSO von 686) und im Steinbachgraben Arietiten gefunden wurden. Nach der Lithologie beurteilt höhere Jurabildungen, vorwiegend als rote Kalke entwickelt, lieferten:

Brennhoferkogel (686): Ammoniten, Belemniten.

NO vom Laabhof (Steinbachtal): Belemniten.

O Hang 530 (W Bernauer Mühle): Ammoniten Brut, Belemniten.

Nach Bittner (1/225) weisen Aptychenfunde am Brennhoferkogel (686) auf Dogger (*Apt. lamellosus-Lamellaptychas bajociensis* Tr.). In der Verwitterung sind Fleckenmergel, Aptychenmergel und Cenomanmergel einander sehr ähnlich. Da in unserem Gebiet außer für Lias keine Fossilfunde sprechen, wurde vorläufig davon abgesehen, auf Grund von unsicheren lithologischen Unterscheidungsmerkmalen die auf der Karte einheitlich als Fleckenmergel angegebene Gesteinsserie weiter aufzugliedern.

Sedimente der Oberen Kreide (Gosau) sind im Bereiche des Südteiles der Lunzer Decke weit verbreitet, sie führen fast keine Fossilien; eine Kalkbreccie mit rotem Mergelzement und eingestreuten Schalensplittern von Inoceramen wurde S vom Brennhoferkogel (686) gefunden, ferner sollen nach Bittner (1) bei Tenneberg einmal Hippuriten gefunden worden sein. Loegters (12) zitiert Cenoman nach Spitz, beim Gappmeyer N von Altenmarkt. Es ergibt sich, daß Spitz nur erwähnt, „das kieselreiche Konglomerat vom Gappmeyer liegt darunter und gehört also ziemlich sicher ins Cenoman"; die Orbitolinensignatur fehlt auf der Karte, u. E. ergab sich für Spitz das cenomane Alter hier nur deduktiv, nicht aus Fossilfunden.

Frankenfelser Decke.

Wie bekannt, wird durch Solomonica (13) die Kieselkalkzone als nördliches Randgebiet der Frankenfelser Decke betrachtet; er hat durch Detailbeobachtungen das, was auf der Karte von Spitz 1910 als Kieselkalk zusammengefaßt war, z. T. in verschiedene stratigraphische und fazielle Einheiten gegliedert.

Am Reisberg selbst hat Spitz verschiedene Gesteinstypen als Kieselkalke zusammengefaßt, so daß auch hier die von Solomonica begonnene Aufgliederung Platz greifen müßte. Weiter nach Westen werden jedoch die von uns zur Frankenfelser Decke gestellten „Kieselkalk"-Vorkommen immer kleiner, sie nehmen den Charakter von Klippen an, ihre Zusammensetzung jedoch wird immer bunter. Wir beobachteten auf kleinem Raum:

Am Reisberg: Zellendolomite, dunkle Kalke, graue schiefrige Mergel, Kalke mit eingesprengten Hornsteinen, graue Hornsteine.

Im Höfner Graben: Lichte Mergelkalke, rote Hornsteinkalke, schwarze Kalkschiefer, Muschelkalk, Hauptdolomit, Rhätkalke mit Fossilgrus.

An der Klippe am W-Hang des Laabbachgrabens SW von Kaumberg: Graue Hornsteine, dünnplattige lichte Kalke, dunkle Crinoidenkalke, polymikte Breccie, Hornsteinknollen, feinstgeschichtete Mergelkalke.

An der Klippe 560, SW vom Gerichtsberg: Zelliger Dolomit, lichte Kalke, Kalkbreccien, licht-rote Kalke, schwarze und rote Hornsteine, rote Adneter Kalke, lichtgraue fossilführende Kalke (Rhät?).

Hieraus ergibt sich, daß die erwünschte Aufgliederung praktisch, kartierungsmäßig schwer durchführbar ist; wir haben daher die Jurabildungen der Frankenfelser Decke zusammengefaßt. Die auf unserer Karte gebrauchte Benennung ist ein Sammelbegriff für eine Gesteinsvergesellschaftung, die im Terrain meist als ein Haufwerk von lithologisch verschiedenen Kalken auftritt. Obwohl ihre Zugehörigkeit zum Jura aus dem makroskopisch-lithologischen Befund deutlich ist, konnte bisher nur im Tale O der Klippe 560 ein schlecht erhaltener Belemnitenrest gefunden werden. Unter den Gesteinen kommen zweifellos auch der Trias zugehörige Typen vor. Weiter beobachteten wir am N-Rand der Frankenfelser Decke, westlich von Kaumberg, dunkle Mergelschiefer, graue Hornsteine, eine etwas abweichende Oberkreide-Flysch-Entwicklung mit einigermaßen serienfremden Gesteinen, die tektonisch oder stratigraphisch an die Basis der Oberkreidegesteine gebunden zu sein scheinen. Als wichtigste Gesteinstypen konnten wir beobachten:

a) Graue bis schwarze Knollenschiefer; in einer dunklen tonigen Grundmasse, die durch Druck oft graphitisch glänzend wird, sind Knollen oder Bänke eines schwarzen Mergelsteins eingelagert, der von schneeweißen Kalzitadern durchsetzt wird. Die Knollen brausen deutlich mit HCl, sind aber auch oft sandig und machen den Eindruck, gewalzt zu sein. U. d. M. zeigen sich in den kalkig-mergeligen Partien rundliche Körper (Foraminiferen?), die mikro-sandigen Partien zeigen Schlieren von organischem Material.

b) Hornsteine von mausgrauer Farbe, nur selten rötlich oder grünlich, in Knauern und Lagen auftretend; die Oberfläche ist runzelig, nicht von tiefen Rissen durchsetzt; im Gegensatz zu anderen Hornsteinen treten diese niemals mit Kalken verwachsen auf. U. d. M. zeigen sich schlecht erhaltene Radiolarien.

c) Die als Oberkreide aufgefaßten Bildungen zeigen besondere Einschaltungen: Einmal treten im westlichen Gebiet, NW und NO vom Sulzerkogl 694, Konglomeratsandsteine auf, deren Matrix einen hohen Gehalt an feinen Glimmerblättchen zeigt und deren Bestandteile neben Quarzen auch Glimmerschieferbröckchen führen. Weiters kommen W vom Friedhof Kaumberg und im obersten Spiegelbachgraben polymikte Kalkbreccien vor. In ihren groben Varietäten bestehen sie aus ei- bis faustgroßen, nicht gerundeten Knauern verschiedener mesozoischer Kalke, manchmal mit eingesprengten lichtgrünen Hornsteinen; einmal enthielten sie sogar einen Brocken eines verwitterten Aplites.

d) In den Gräben, die vom Haidbauer (S von Gerichtsberg) und vom Brennhoferkogel (686) nach O herunterziehen, konnten eingewalzt in den unter a) genannten Knollenschiefern verschiedene serienfremde Bestandteile beobachtet werden, u. a.:

Ein $^1/_2$ m³ großer Block von rotem Hornstein, durchsetzt von weißem Kalzit, der Block als ganzes gut gerundet;

grau-grüner Tonstein mit eingesprengtem Pyrit, u. d. M. rundliche Körper und Stäbchen organischer Herkunft;

feinkörniges, polymiktes Kalkkonglomerat; erbsengroße weiße, graue, schwarze Kalkgerölle zusammen mit Quarzporphyrbrocken in rötlicher Grundmasse eingebettet;

am Hang S des Spiegelbaches (bei den zwei Eiben), etwa 600 m W vom Friedhof Kaumberg fand sich ein Brocken (30×30) eines nicht verwitterten grauwackenähnlichen Sedimentes, in dem Gangquarze durch reichlichen Glimmer zusammengekittet sind. Ein auffallendes, dunkelgrünes Mineralkorn, das zwischen den Glimmern eingebettet war, wurde auf Anraten von Prof. H. Mohr mikrochemisch untersucht, die Analyse ergab eine deutliche Reaktion auf Chrom (Analyse Chem. Lab. Geol. B. A.); dies bedeutet, daß das Gestein Bestandteile enthält, die von Serpentin-artigen Gesteinen abgeleitet werden können.

Die dunklen Knollenschiefer und grauen Hornsteine wurden auf Blatt St. Pölten als Neocomflysch ausgeschieden, können jedoch auch auf Dogger weisen. Es fällt auf, daß in dieser Serie Rhät-Liasgesteine in Grestener oder Schwäbischer Fazies nicht beobachtet wurden, ferner, daß nach Bittner (1) vom Hasler Hof, W von Kaumberg, Aptychen beschrieben wurden, und zwar:

Aptychus depressus = *Lamellaptychus lamellosus* Park[1]),
Aptychus profundus = *Punctaptychus punctatus* Voltz[2]).

Beide Fossilien sprechen sehr deutlich für obersten Jura. Es muß jedoch bemerkt werden, daß ein „Hasler Hof" heute nicht bekannt ist. Wir halten es aber für sehr wahrscheinlich, daß diese Gehöftebezeichnung mit dem heutigen „Haslinger" ident ist, der 600 m SW vom Gerichtsberg gelegen ist.

Flyschzone.

Es war nötig, zur Festlegung des Kalkalpenrandes die Beobachtungen bis in den Südteil der Flyschzone auszudehnen. Folgende lithologischen Haupttypen lassen sich unterscheiden, die zwischen dem Kalkalpennordrand und den Laaber Sandsteinen (Eozän) gelegen sind, welch letzterer den in der Bramer Höhe kulminierenden und von hier nach ONO und W weiterstreichenden Höhenzug bildet:

---

[1]) F. Trauth, Die Lamellaptychen des Oberen Jura und der Unterkreide, Palaeontographica 88, 1938.

[2]) F. Trauth, Die Punktaptychen des Oberen Jura und der Unterkreide, Jb. G. B.-A. 1935.

a) Rot-grüne Serie; graublaue bis grünliche Kalke und Kalksandsteine wechseln in finger- bis handbreiten Bändern ab mit roten und grünen Mergelschiefern; manchmal überwiegt der rote Farbton, Feinschichtung ist häufig, auf den Schichtflächen finden sich oft zarte unregelmäßige Wülste; die Schichtflächen selbst sind durchsetzt von Rissen und Fugen; bei Überwiegen des tonigen Materials tritt Kleinfältelung und Durchknetung häufig auf.

b) Braunverwitternde, im frischen Bruch graue Sandsteine, geschichtet durch Glimmerbelag und Pflanzenhäcksel, manchmal wellige Schichtflächen; oft vergesellschaftet mit Tonschiefern, die stellenweise Chondriten führen.

c) Konglomeratsandsteine, deren Komponenten aus dicht gepackten, erbsengroßen Geröllen von durchscheinendem Quarz, Milchquarzen und licht verwitternden Tonsteinen bestehen; seltener sind haselnußgroße Tonsteine und schwarze Schiefergerölle. Das Bindemittel tritt oft zurück, die durchscheinenden rissigen Quarze ergeben ein intensiv glitzerndes Gestein.

Die Reihenfolge a—b—c der oben beschriebenen Gesteinsgruppen dürfte bei generellem Südfallen einer Aufeinanderfolge von älter nach jünger entsprechen.

Tabelle.

Prozentueller Anteil der einzelnen Schwerminerale in der Korngrößengruppe > 0·1 mm.

Lokalität	Analysenergebnis											
	a	b	c	c1	c2	c3	c4	c5	c6	c7	c8	c9
1a, sicheres Eozän												
Edelhof, Gölsenthal	85	2	13	—	5	82	—	10	3	—	—	—
Gerichtsberg N	62	1	37	2	8	86	—	3	—	—	—	—
Bramerhöhe	65	1	34	5	10	81	—	4	—	—	—	—
Herbstbauer	90	1	9	2	14	82	—	2	—	—	—	—
1b, vermutetes Eozän												
Reisberg bei Tenneberg	57	1	42	1	9	89	—	1	—	—	—	—
Hügel S Rehhof	51	1	48	—	6	93	—	1	—	—	—	—
S Rehhof (Tal)	79	1	20	—	14	75	—	11	—	—	—	—
Friedhof Kaumberg	69	1	30	—	9	87	—	3	1	—	—	—
2a, Oberkreide (Flysch)												
Steinbruch S Klein-Mariazell	75	1	24	15	22	39	—	16	7	—	—	—
Winten bei Eichgraben	27	4	69	83	—	1	—	4	—	—	4	3
Lainzer Tiergarten (a)	57	2	41	65	5	7	—	12	11	—	—	—
„ „ (e)	68	1	31	20	12	42	—	16	10	—	—	—
„ „ (f)	44	1	55	84	1	5	—	4	6	—	—	—
2b, Oberkreide der flyschartigen Gosau												
Birnbaumer	52	2	46	82	8	8	—	1	1	—	—	—
Sumperbauer	58	2	40	66	14	14	—	2	4	—	—	—
Hinterbrühl N Hundskogel	53	5	42	62	19	10	—	7	2	—	—	—
Hinterbrühl, Hochsätzen	51	1	48	53	41	1	sp.	5	—	—	—	—
Eichberg bei Gießhübel	51	1	49	75	15	3	—	4	1	—	—	1
Kreimholdkogel	64	4	32	76	12	7	—	—	—	—	3	2
Heiligenkreuz, Elendkreuz	76	—	24	37	21	23	2	1	—	—	—	—

Erklärung: a = opak, b = Biotit und Chlorit, c = durchsichtige Minerale, c1 = Granat, c2 = Rutil, c3 = Zirkon, c4 = Korund, c5 = Turmalin, c6 = Apatit, c7 = Monazit, c8 = Zoisit, c9 = Staurolith.

Ein wesentlicher Hinweis für die Beurteilung der Alterszugehörigkeit dieser Gesteine ergibt sich aus der Untersuchung ihres Gehaltes an schweren Mineralen, welche in dankenswerter Weise von Dr. G. Woletz zur Verfügung gestellt wurden (siehe Tabelle).

Da die Untersuchung des Gehaltes an schweren Mineralen sich heute in einem Stadium befindet, wo sich aus Lokalbefunden eine für größere Räume gültige Arbeitshypothese erst langsam entwickelt, so wurden jeweils Proben, deren Alter wahrscheinlich ist, solchen gegenübergestellt, deren Alter auf Grund mikroskopischer Indizien vermutet wurde.

Als erstes und wesentliches Resultat kann auf den deutlichen Unterschied zwischen Eozän- und Oberkreide-Flyschgesteinen hingewiesen werden: erstere sind gekennzeichnet durch ihren hohen Zirkongehalt und sehr geringen Granatgehalt; letztere durch den hohen Granatgehalt und weit geringeren Zirkongehalt. Durch diesen Unterschied können die unter c) erwähnten Konglomeratsandsteine mit großer Wahrscheinlichkeit dem Eozän zugewiesen werden; die Flyschsandsteine, welche sich entlang der Kalkalpen-Nordgrenze bis Kaumberg verfolgen lassen, sind demnach teilweise als Eozän zu betrachten (Gruppe 1 b in der Tabelle).

Weiter soll darauf hingewiesen werden, daß die Eozängesteine mineralogisch enger gefaßt sind als diejenigen der Oberen Kreide; die größere Variationsbreite im Granat- und Zirkongehalt der letzteren entspricht gewissermaßen dem größeren Ablagerungsraum und erfordert ein fortgesetztes Studium.

IV. Tektonik.

A. Für die Zuordnung der verschiedenen tektonischen Einheiten sind folgende Tatsachen maßgebend:

a) Ötscherdecke.
Der Zusammenhang der Unter- und Mitteltriasgesteine des Hocheckzuges in östlicher und westlicher Richtung mit der durch Spengler als Reisalpendecke und Spitz als Ötscherdecke beschriebenen Einheiten ist deutlich. Das Durchstreichen der Brühl-Altenmarkter Gosau von Altenmarkt am Fuße des morphologischen Steilrandes vom Hocheck bis zur Araburg bestätigt diese Zuordnung.

b) Lunzer Decke.
Als faziell wichtiges Moment darf hier auf die Überlagerung von Dachsteinkalken durch Fleckenmergel (Laabbachtal, oberes Steinbachtal) und auf den Zug kalkiger Rhätgesteine SO von Kaumberg verwiesen werden. Das Fehlen von sandiger Rhät-Liasentwicklung, kalkiges Rhät im Nordteil und Fehlen von Rhät weiter südlich scheinen uns ein ausreichendes Kriterium für die Zuordnung der Gesteine zur Lunzer Decke.

c) Frankenfelser Decke.
Wie im stratigraphischen Teile bereits ausgeführt, kann die Zuordnung der Jura-Gesteinsvergesellschaftung N der Lunzer Decke auf den nördlichen Teil der Frankenfelser Decke weisen. Wurde

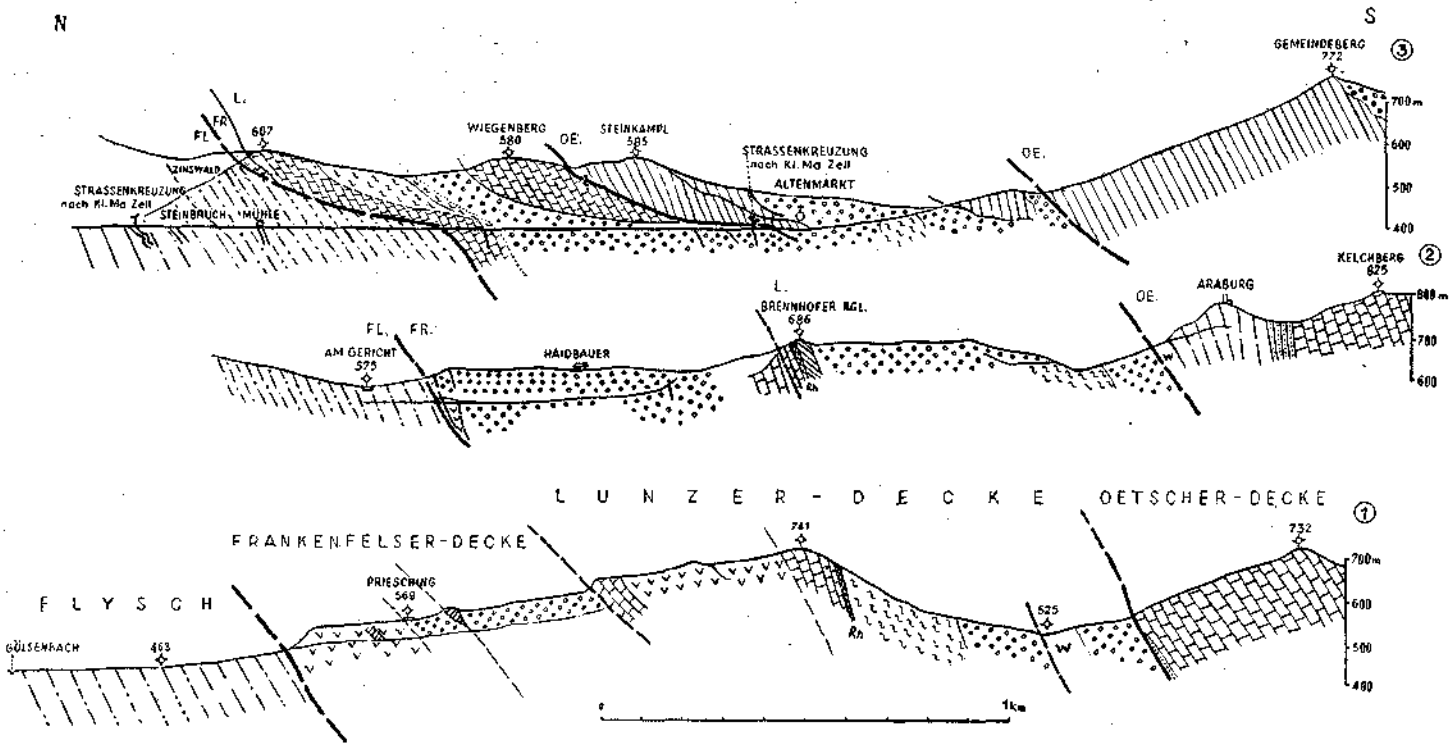


Abb. 1.
Profile durch den Kalkalpenrand bei Kaumberg.
(Zeichenerklärung siehe Tafel 1.)

diese Einheit von Alland bis Altenmarkt (Reisberg) schon immer schmäler, so ist sie bis S vom Gerichtsberg auf wenige klippenartige Vorkommen reduziert, weiter im Westen scheint sie dann wieder an Breite zuzunehmen. Die polymikten Kalkbreccien an der Basis der Oberkreide sprechen für Zuordnung zu der nördlichsten kalkalpinen Einheit. Die Ähnlichkeit mit der Entwicklung des Gosauflysches der Frankenfelser Decke weiter im W, die dort Exotika enthält, ist auffällig [Trauth (20/p. 6)].

B. Zur näheren Darstellung des Baues verweisen wir auf die Profile, die das Vorherrschen eines nachgosauischen Schuppenbaues zeigen. Ergänzend soll noch erwähnt werden, daß die Gosau SW des Mittagskogels mit der SSW-streichenden Gosau W von Altenmarkt zusammenhängen kann, so daß die Untertriaskalke des Gemeindeberges auf die Hauptdolomite des Hochecks aufgeschoben wären. Überzeugende Aufschlüsse, die für diese Deutung sprechen, fehlen leider. Die Aufschiebungsfläche der Ötscherdecke wird von Spitz an die W-Seite des Wiegenberges gelegt; wir betrachten es als nicht ausgeschlossen, daß diese Fläche auf dem Sattel zwischen Wiegenberg und Steinkampl (N von Altenmarkt) durchzieht.

Entlang dem Triestingdurchbruch bei km 29 ist der tiefere Teil des Kalkalpenkörpers und sein Kontakt mit der Flyschzone relativ gut aufgeschlossen. Da dieses Gebiet von Wien aus leicht erreichbar ist und für Exkursionen geeignet erscheint, fügen wir eine Detailskizze bei. Die weitere Analyse der Frankenfelser Decke und auch das Studium der südlichsten Teile der Flyschzone wird mit Vorteil hier anknüpfen können.

C. Auffallend ist die Stellung der Querstörungen; W von Kaumberg verlaufen sie NW—SO, sie durchsetzen diagonal Flysch- und kalkalpine Decken. O von Kaumberg verläuft der Quersprung des Höfner Grabens entgegengesetzt (SW-NO), d. h. ungefähr parallel den Basisflächen der Schön- und Peilsteinschuppe. Der gleichen Gruppe scheint die Aufschiebungsfläche knapp O von Altenmarkt anzugehören, die wir zwischen Steinkampl—Wiegenberg und Mittagskogel—Hocheck legen möchten. Diese nach NW und NO ausstrahlenden Sprünge sowie die Tatsache einer gewissen Sonderstellung des kleinen trapezförmigen Randsektors des Kalkalpenrandes zwischen Laabbach und Höfnergraben kann darauf hinweisen, daß der Vorschub der kalkalpinen Decken hier durch ein Hindernis besonders abgebremst gewesen sein dürfte.

D. Koßmat erwähnt in seiner Paläogeographie und Tektonik, 1936, S. 193, daß „das oberkretazische Meer der Kalkalpen sich mit jenem der Flyschzone mischte" und verweist speziell auf die Randzone von Altenmarkt. In dieser allgemeinen Form ist dies sicher richtig, insoweit als sich in der Flysch-Oberkreide und Gosau-Oberkreide Gesteinstypen finden, die sich ihrem Habitus nach sehr ähneln, was durch Leuchs (11) kürzlich ebenfalls betont wurde. Wir möchten jedoch in diesem Zusammenhang auf unser Profil 3 verweisen, welches das Beobachtungsgebiet Koßmats darstellen dürfte. Aus der Tektonik dieses Profils geht hervor, daß hier die Oberkreide

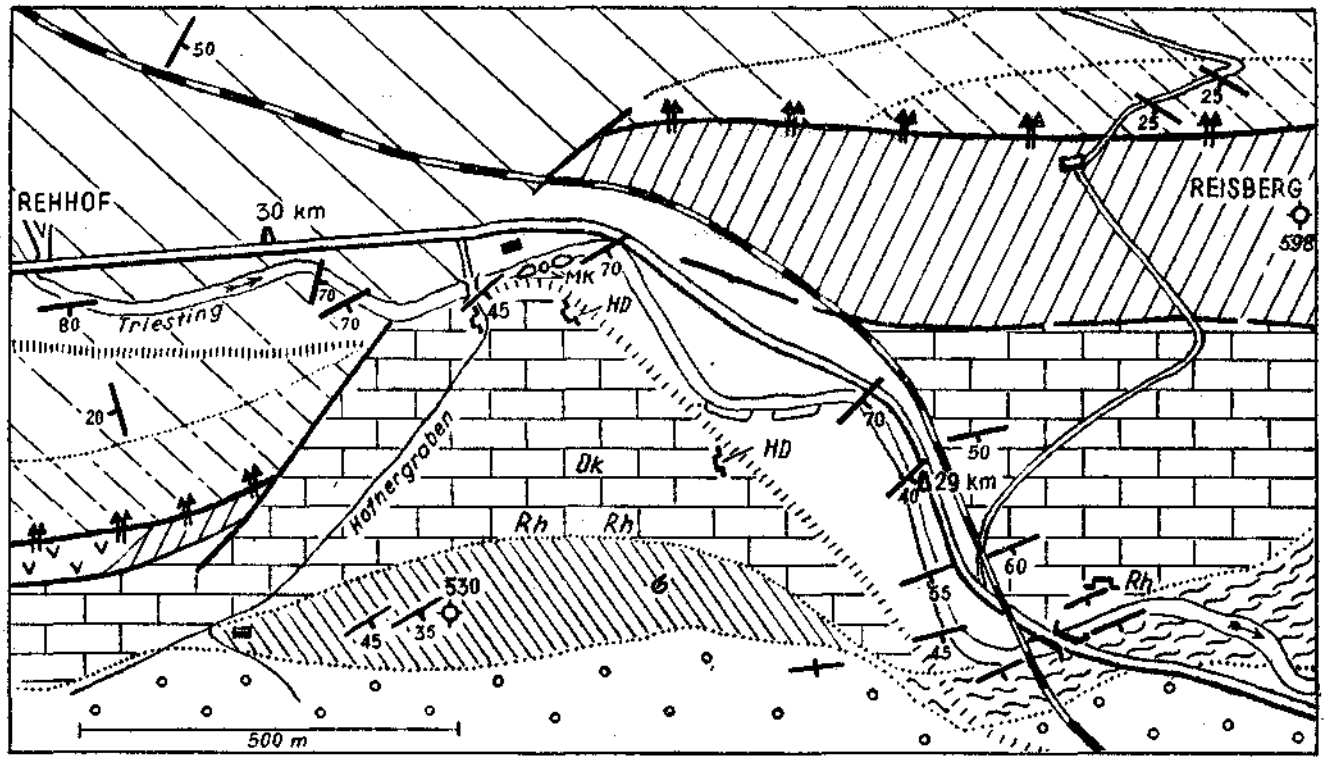


Abb. 2.
Detailskizze des Triestingdurchbruches bei km 29. (Zeichenerklärung siehe Tafel 1.)

der südlichsten Flyschdecke (Klein-Mariazeller Tal) mit jener des Südteiles der Lunzer Decke verglichen wurde. Zwischen diese hat sich jedoch zumindest der Ablagerungsbereich des Hüll-Flysches der Pienninischen Klippen sowie jener der Frankenfelser Decke eingeschaltet, welche Einheiten hier tektonisch unterdrückt sind. Aus der durch Koßmat angeführten habituellen Ähnlichkeit von gewissen Flysch- und Gosaugesteinen ergeben sich daher keine tektonischen Folgerungen.

Durch die Feststellung von Eozänsandsteinen entlang dem Kalkalpen-Nordrand, die unter diesen einfallen, sich konkordant an die Oberkreide-Flyschgesteine anschließen, mineralogisch jedoch gänzlich abweichen von innerhalb des Kalkalpenraumes auftretenden Oberkreide-Sandsteinen, wird der Kalkalpen-Nordrand als tektonische Linie erster Ordnung deutlich unterstrichen.

V. Übersicht.

a) Die Grenze Kalkalpen—Flyschdecken ist deutlich. Die Frankenfelser Decke umfaßt im Westen eine ca. 600 m breite Zone, die nach S durch die schon zur Lunzer Decke gehörigen Höhen (741, 694, 686) begrenzt wird. S vom Gerichtsberg verengt sich die Frankenfelser Decke durch eine von NW hereinstreichende Querstörung und ist entlang dem S-Hang des Spiegelhaches nur als ca. 200 m breite Zone angenommen; die Abgrenzung gegen die Lunzer Decke ist hier nur vermutet, da die Gosaubildungen der Lunzer auf die flyschartige Gosau der Frankenfelser Decke aufgeschoben sind, ohne daß sich hier Klippen zwischenschalten. O vom Laabbach verschwindet die Frankenfelser Decke unter den Untertriaskalken, die sich vom Laabbach bis zum Höfner Graben hinziehen. Linsen von Hornsteinen am N-Rand dieses Randsektors verraten das Durchziehen der Frankenfelser Decke, die dann im Reisberg (598) wieder zu einem breiteren Zuge angewachsen ist. Der Südteil des Reisberges und die im Triestingdurchbruch aufgeschlossenen Gesteine gehören der Lunzer Decke an.

Die Lunzer Decke selbst trägt im S eine mächtige Auflagerung von Gosau, die ihrerseits wieder vom N-Rand der Ötscherdecke überschoben ist, entlang einer Linie, die im Karten- und Landschaftsbild überzeugend hervortritt. Während die kalkalpinen Einheiten bis etwa Tenneberg W—O streichen, schwenken sie bei Altenmarkt scharf nach NO um; es ist dies das Einlenken in die Richtung, welche durch den Ausstrich der Aufschiebungsfläche der Schön- und Peilsteinschuppe gegeben ist.

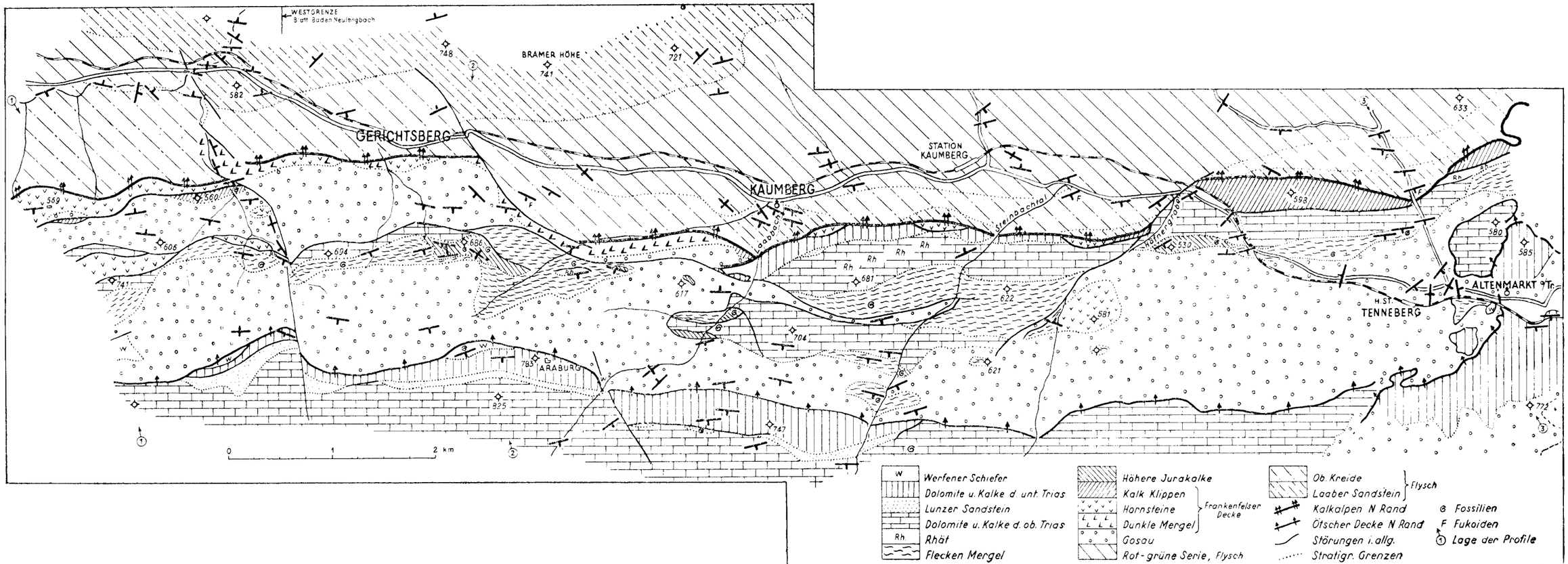
Das Streichen der Flyscheinheiten ist unabhängig von diesem durch die Kalkalpen gebildeten stumpfen Winkel oder Bogen. Die Eozänhügel (Flysch) N vom Gerichtsberg streichen von dort schon in ONO-Richtung, auch die südlich folgenden Einheiten der Flyschzone, so daß die Flyscheinheiten im Streichen hinsichtlich der Kalkalpen das Bild einer den Bogen abkürzenden Sehne ergeben, ein Bild, das auf eine großangelegte tektonische

Diskordanz hinweist. Im innersten (südöstlichsten) Winkel des Bogens tritt nochmals Eozän hervor; dies ist die Stelle, wo infolge des Umschwenkens der Kalkalpen die Flyschzone am breitesten ist, und man daher den am weitesten nach Süden, „unter" den Kalkalpendeckenrand reichenden Einblick erhält.

b) Aus der sedimentpetrographischen Untersuchung von Oberkreide- und Eozänsandsteinen ergaben sich wertvolle Hinweise für ihre Unterscheidung (Woletz).

c) Als noch offenes Problem muß die tektonische Zuordnung der dunklen Knollenschiefer im nordwestlichen Randgebiet der Frankenfelser Decke angesehen werden. Obwohl hier Gesteine der piennin. Klippenserie nicht beobachtet wurden, kann es doch sein, daß die dunklen Knollenschiefer nicht mehr der Frankenfelser Decke, sondern einer piennin. Klippeneinheit zuzuordnen wären, derart, daß von dieser Einheit nur die stratigraphisch höchsten Teile unter der Kalkalpenaufschiebung zutage kommen, der tiefere, stratigraphisch den Ausschlag gebende Teil mit Grestener Lias usw. aber tektonisch zurückgeblieben wäre. Eine Aufnahme des westlich anschließenden Gebietes wird hierüber Aufschluß geben können.

Geologische Karte des Kalkalpenrandes bei Kaumberg von H. Küpper.



Die miozäne Molasse am Alpennordrand im Oichten- und Mattigtal nördlich Salzburg

Von **F. Aberer** und **E. Braumüller** (Wien)

Mit 1 geologischen Karte (Tafel 2) und 2 Profilen im Texte

Einleitung

Im Rahmen eines Forschungsauftrages, welchen die Rohoel-Gewinnungs A. G. Wien von der Geologischen Bundesanstalt Wien zwecks erdölgeologischer Untersuchung des Raumes zwischen Salzburg und Braunau am Inn erhalten hat, wurde das an den Außenrand der Alpen angrenzende Molassegebiet zwischen der Salzach und dem Westrand des Kobernaußer Waldes einer eingehenden Bearbeitung unterzogen. Die Kartierungsarbeiten wurden vornehmlich 1947 durchgeführt. Die mikropaläontologische Untersuchung lag in den Händen von Dr. W. Schors, während die Bearbeitung der neu gefundenen Makrofaunen in liebenswürdiger Weise Dr. R. Sieber übernommen hat, wofür beiden Herren bestens gedankt wird.

Die Untersuchungen haben eine Reihe von neuen, allgemein geologisch interessierenden, stratigraphischen und tektonischen Ergebnissen gezeitigt, welche von den bisherigen Vorstellungen über den Anfbau dieses Gebietes in einer Weise abweichen, daß es angezeigt erscheint, dieselben einem weiteren Kreis zugänglich zu machen. Für die bereitwillige Zustimmung zur Veröffentlichung dieser Ergebnisse erlauben sich die beiden Verfasser der Leitung der Rohoel-Gewinnungs A. G. Wien den geziemenden Dank auszusprechen. Für die vielfachen wertvollen Anregungen und Hinweise, welche die Verfasser seitens der Herren Hofrat Prof. Dir. Dr. G. Götzinger, Dr. R. Grill, Dr. R. Janoschek und Dr. H. Stowasser gelegentlich gemeinsamer, in den Rahmen der Zusammeuarbeit zwischen der Rohoel-Gewinnungs A. G. und der Geologischen Bundesanstalt fallender Exkursionen erhalten haben, fühlen wir uns den genannten Herren zu aufrichtigem Dank verpflichtet.

Die vorliegende Arbeit bezieht sich in erster Linie auf den stratigraphischen und tektonischen Aufbau der südlichen, an den Alpenrand angrenzenden Molassezone im Raume zwischen Oberndorf—Michaelbeuern — Höring — Auerbach — Astätt — Mattsee — Seeham — Nußdorf nnd Weitwörth. Darüber hinaus erstrecklen sich unsere Untersuchungen auch auf das nördlich anschließende Molassegebiet zwischen

der Salzach, dem Inn und dem Kobernaußer Wald und insbesondere auch auf das südlich anschließende, viel erörterte Helvetikum zwischen St. Pankraz und Mattsee, sowie auf die angrenzenden Flyschinselberge des Haunsberges, Buchberges und Tannberges. Über die in diesen Räumen erzielten Ergebnisse wird zu einem späteren Zeitpunkt berichtet werden.

Übersicht der Gliederungsversuche früherer Bearbeiter

Die älteste eingehendere Darstellung des Miozäns im gegenständlichen Gebiet findet sich bei E. Fugger (1899) und die dazugehörige kartenmäßige Darstellung auf dem Blatt Salzburg der geologischen Spezialkarte der österreichisch-ungarischen Monarchie (1903). E. Fugger gliederte das Miozän im Oichtental in einen basalen Schlier und in hangende Konglomerate, ohne jedoch diese Gliederung kartenmäßig zum Ausdruck zu bringen. Die miozänen Sande und Sandsteine am N-Ufer des Niedertrumersees und unmittelbar S Fraham stellte E. Fugger (1899, S. 392 u. 408) auf Grund einer auf K. F. Frauscher (1885, S. 177—78) zurückgehenden, irrtümlichen Fossilfundpunktbezeichnung zu den Nierentalerschichten der Oberkreide. Dieser Irrtum wurde von K. Götzinger (1937 a) und F. Traub (1938, S. 5) richtiggestellt. G. Götzinger (1922, S. 18 ff.; 1934, S. 38 ff., und 1936, S. 87 ff.) hat in dem von E. Fugger als Miozänschlier ausgeschiedenen Schichtstoß die Sonderstellung der dunklen, zum Teil fossilreichen Mergel und Glaukonitsandsteine in den Gräben SE Oiching erkannt und dieselben als „Oichinger Schichten" von wahrscheinlich altertiärem Alter, vom Miozänschlier abgetrennt. Von K. Götzinger (1937 a und b) und F. Traub (1936 und 1938) wurde der Komplex der Oichinger Schichten in einen liegenden Oberkreideanteil (Pattenauer Mergel und Gerhardsreuter Schichten) und einen hangenden Paläozänanteil gegliedert.

Die von E. Fugger im Hangenden der Schlierserie beschriebenen, ins Miozän gestellten Schotter und Konglomerate am Wachtberg und am W-schauenden Gehänge des Oichtentales zwischen Steinbach und Lauterbach wurden von G. Götzinger (1934, S. 39; 1936, S. 90), sowie K. Götzinger (1937 a) gleichfalls vom Miozän abgetrennt und als eine das steil aufgerichtete Miozän diskordant überlagernde Serie aufgefaßt, welche den pliozänen Quarzschottern des Kobernaußer Waldes gleichzustellen sei.

Das verbleibende Miozän zwischen Nußdorf und Steinbach am S-Fuße des Wachtberges und Immersberges sowie bei Lukasöd im untersten Oichtental wurde von G. Götzinger (1934, S. 38; 1936, S. 90) als miozäner Schlier ohne nähere Alterseinstufung bezeichnet. Die im nördlichen Oichtental, nördlich nud südlich von Michaelbeuern auftretenden mergeligen Feinsande und sandigen Tonmergel wurden von G. Götzinger als obere Süßwassermolasse im engeren Sinne ausgeschieden (1924, S. 197 ff., und 1928). Eine nähere Abgrenzung gegen das südliche „Schliergebiet" im unteren Oichtental wurde nicht gegeben.

F. Traub (1938, S. 4 und 5) gliederte die miozäne Molasse des Oichtentales in eine untere Mergelgruppe mit groben Quarzgeröllen, welche er als Schlier bezeichnet (Lukasöd und N Nußdorf) und eine obere Sandstein- und Sandmergelgruppe (Wachtbergsockel und Graben S Irlach, NE Nußdorf).

Stratigraphie

Nach dem Vorgang von F. Traub (1938) kann das marine Miozän zwischen dem nördlichen Außenrand des Alpenkörpers, das ist nördlich der Überschiebung des Helvetikums auf die Molasse und dem Südrand der kohleführenden Süßwasserschichten des oberen Miozäns petrographisch in eine untere Mergelgruppe mit groben Quarzgeröllen (= Schlier) und eine obere Sandstein-Sandmergelgruppe gegliedert werden. Zusätzlich konnte jedoch festgestellt werden, daß in die obere Sandstein-Sandmergelgruppe im Sinne F. Traubs in verschiedenen stratigraphischen Niveaus mehrere, bis einige 100 m mächtige marine Schotter- und Konglomeratlagen eingeschaltet sind. Wegen dieser engen Wechsellagerung scheint es uns besser, an Stelle der Bezeichnung Sandstein-Sandmergelgruppe Traubs diese, im folgenden noch näher zu definierende Schichtgruppe als „Sand-Schottergruppe" zu bezeichnen.

1. Schlier (basales Burdigal)

Unmittelbar nördlich der Überschiebungsfläche des Helvetikums über die Molasse treten im Untersuchungsgebiet an mehreren Stellen in einem durch quartäre Ablagerungen mehrfach unterbrochenen, schmalen, steil N-fallenden bis saiger stehenden Streifen von zirka 100—300 m Ausstrichbreite — wegen der Steilheit des Einfallens entspricht dies gleichzeitig ungefähr der aufgeschlossenen Mächtigkeit — graue bis dunkelgraue, fast immer feinsandig-glimmerige, mehr oder minder deutlich geschichtete Mergel auf, in welche sich häufig, besonders in den hangenden Partien, Feinsandlagen von zum Teil linsenförmiger Gestalt einschalten, deren Mächtigkeit von der Stärke dünner Bestege bis zu einigen Metern anschwellen kann. In den Sanden und Schliermergeln finden sich häufig in Form unvermittelter Einstreuungen, kleine, zumeist nur erbsen- bis haselnußgroße Quarzgerölle. Stellenweise ist der grobe Kies, beziehungsweise feiner Schotter in den sandigen Partien angereichert und an einzelnen Stellen (zum Beispiel S Lukasöd) treten auch bis 1·5 m mächtige, mergelig gebundene Schotterlagen mit bis überfaustgroßen Geröllen auf. Der Zusammensetzung nach handelt es sich bei den Geröllen in der Hauptsache um Quarz und um Kristallin alpiner Prägung. Aus den Nördlichen Kalkalpen, beziehungsweise aus der Flyschzone stammende Gerölle, treten nur untergeordnet in Erscheinung. Außer an den bereits von E. Fugger (1899, S. 366—67), G. Götzinger (1934, S. 39; 1936, S. 90), K. Götzinger (1937 a) und F. Traub (1938, S. 4) beschriebenen Örtlichkeiten konnten sandige, zum Teil fossilführende Schliermergel mit Geröllagen in einem schönen natürlichen Aufschluß am N-Ufer des Niedertrumersees SW Aug, beim

Aushub der Fundamente für ein neues Sanatorium N Mattsee (zirka 200 m NNE der Abzweigung der Straße nach Fraham) und in künstlich angelegten Röschen am Südabfall des Hügels SW Fraham (Kote 540) beobachtet werden.

In den Sanden und Schliermergeln mit Geröllagen finden sich fast immer mehr oder weniger reichlich marine Fossilreste. Eine kleine Fauna wurde bereits von F. Traub (1938, S. 4) von Lukasöd sowie aus dem Graben W Holzmannberg (NE Nußdorf) beschrieben. Durch unsere eigenen Aufsammlungen wurden an den im nachfolgenden angeführten Lokalitäten nachstehende, von Dr. R. Sieber bestimmte Formen festgestellt:

1. SSE Oberndorf. Rechtes Ufer des Oichtenbaches, 900 m SE dessen Mündung in die Salzach:

Cardium moeschanum May.
Nassa basteroti Micht. *var.*
Dendrophyllia irregularis Blainv.[1])

2. Rechtsufriger Seitengraben des Oichtenbaches, 150 m SW Mühle Lukasöd und linkes Ufer des Oichtenbaches, unmittelbar unterhalb des Wehres der Mühle Lukasöd:

Lucina sp.
Natica sp.
Turritella terebralis Lam.
Trivia burdigalensis Orb.
Nassa subquadrangularis Micht.
Pleurotoma sp.

3. Graben W Holzmannberg, NE Nußdorf:

Nucula sp.
Tellina sp.
Natica cf. *transgrediens* Schff.
Natica (Lunatia) helicina Brocc.
Nassa subquadrangularis Micht.

4. Baugrube für die Fundamente eines neuen Sanatoriums N Mattsee, 200 m NNE der Abzweigung der Straße nach Fraham:

Arca sp.

5. N-Ufer des Niedertrumersees SW Aug:

Diloma (Oxystele) amedei Brogn. *(= Trochus amedei).*
Turritella turris Bast. *var. rotundata* Schff.
Tympanotonus margaritaceus Brocc.

Unter den angeführten Fossilien, die eine eindeutige Bestimmung zuließen, haben Tympanotonus margaritaceus, Trivia burdigalensis, Nassa basteroti var., Turritella terebralis, Dendrophyllia irregularis ihre Hauptverbreitung im Burdigal.

Einen weiteren bemerkenswerten Hinweis für die Altersstellung des schmalen Schlierstreifens am Alpenrand gibt die Untersuchung der Mikrofauna. Nach Dr. W. Schors findet sich an mehreren Stellen (Lukasöd und Graben W Holzmannberg) innerhalb einer

[1]) Die Bestimmung dieser Art hat in liebenswürdiger Weise Prof. Dr. O. Kühn (Naturhistorisches Museum Wien) durchgeführt.

verhältnismäßig reichlichen, marinen Foraminiferengesellschaft ziemlich häufig eine charakteristische *Planularia sp.*, welche Form im Gebiet von Bad Hall in Oberösterreich zusammen mit dem gleichfalls in den Rückständen auftretenden Glaukonit für die stratigraphisch tiefsten, unmittelbar über der Oligozänoberkante liegenden Partien des Miozänschliers (= unterster Teil des Unteren Haller Schliers nach V. Petters, 1936) kennzeichnend ist.

Für die Alterseinstufung unseres Schliers als tiefstes Miozän (Burdigalbasis) spricht ferner auch die ausgezeichnete Übereinstimmung der petrographischen Beschaffenheit der vorwiegend mergelig gebundenen Gerölleinstreuungen mit den entsprechenden Bildnngen im tiefsten Miozän und obersten Oligozän im Raum von Bad Hall.

Nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung von Herrn Dr. R. Grill entspricht auch in dem zwischen unserem Untersuchungsgebiet und Bad Hall liegenden Raum der tiefste, unmittelbar dem Helvetikum, beziehungsweise dem Flysch vorgelagerte Miozänschlier immer dieser charakteristischen Stufe (zum Beispiel im Trauntal N Gmunden).

2. Sand-Schottergruppe (Burdigal bis unteres Helvet)

Der konkordant über dem Schlier folgende, insgesamt zirka 2200 m mächtige Schichtkomplex besteht in der Hauptmasse aus mergeligen Feinsanden mit Sandsteinbänken und untergeordneten Tonmergelzwischenlagen. Wechsellagernd mit diesem sandig-mergeligen Hauptgestein treten mächtige, zum Teil konglomeratisch verbundeue Feinschotter auf. Im S fällt dieser Schichtstoß ebenso wie der Schlier sehr steil gegen N, während nach N ein allmähliches Verflachen bis auf einige wenige Grade Einfallen festzustellen ist.

Die Sand-Schottergruppe entwickelt sich aus dem liegenden Schlier in Form eines ganz allmählichen Überganges, welcher zwischen Lukasöd und der Obermühle im untersten Oichtental und zwar in den beiden nördlichen, von W kommenden Seitengräben sowie am N-Ufer des Niedertrumersees SE Aug beobachtet werden kann. Wie bereits oben erwähnt, schalten sich in den hangendsten Partien des sandigen Schliermergels Lagen von glimmerigem Feinsand ein, deren Mächtigkeit nach obenhin auf Kosten der Tonmergelzwischeulagen immer mehr und mehr zunimmt, so daß schließlich nur mehr ein grauer bis grünlichgrauer, in oberflächennahen Aufschlüssen gelblichgrauer, festgelagerter, glimmeriger Feinsand mit nur untergeordneten grauen, meist sandigen Tonmergelzwischenlagen verbleibt. Ihre Mächtigkeit beträgt im allgemeinen nur wenige Millimeter; Lagen von größerer Mächtigkeit sind selten. Die Wechsellagerung mit dem Feinsand ist jedoch eine sehr euge, so daß das Gestein vielfach eine als charakteristisch zu bezeichnende Bänderung aufweist. Diese Bänderuug sowie glimmerreiche Bestege innerhalb der Sande bewirken eine zumeist deutliche Schichtung. Lagenweise, namentlich in der Nähe der Schlieroberkante, sind die Feinsande zu harten dichten Kalksandsteinen verfestigt, zum Beispiel SW Wachtberg im Graben

NE Furt, Graben E Irlach, N-Ufer des Niedertrumersees SW Aug und S Stein. Die Mächtigkeit der Sandsteinbänke kann von 10—20 cm bis zu einigen Metern ansteigen. In den Aufschlüsseu am N-Ufer des Niedertrumersees S Stein führen die Kalksandsteine zahlreiche graue Tonmergelgerölle, welche bereits von E. Fugger (1899, S. 408) beschrieben worden sind.

Die mit den mergeligen Feinsanden mehrfach wechsellagernden Schotter bestehen aus fast durchwegs gut gerundeten erbsen- bis nußgroßen, gelegentlich auch ei- bis faustgroßen Geröllen, welche teils durch einen hellgrauen, glimmerigen Grobsand locker verkittet, teils durch ein kalkig-sandiges Zement zu einem festen Konglomerat verbunden sind. Durch den Wechsel von locker verkitteten und konglomeratisch gebundenen Lagen, welche mitunter auch Unterschiede in der Geröllgröße aufweisen, sowie durch ein lagenweise stärkeres Hervortreten des sandigen Bindemittels zeigen die Schotter und Konglomerate eine mehr oder weniger deutliche grobe Bankung.

Der petrographischen Beschaffenheit nach handelt es sich bei den Geröllen ähnlich wie bei den Geröllagen innerhalb des Schliers in der Hauptsache um Quarz und um kristalline Gesteine der alpinen Zentralzone. Die überwiegende Herkunft aus den Zentralalpen beweist unter anderem auch der Fund eines apfelgrünen Radstädter Quarzites mit hellroten Quarzgeröllen, ein unverkennbares Leitgestein des Unterostalpins. Gerölle aus den Nördlichen Kalkalpen und der Flyschzone treten auch hier nur ganz untergeordnet auf.

Diese Schotter, welche, wie bereits erwähnt, namentlich am Wachtberg und am W-schauenden Gehänge des Oichtentales zwischen Irlach und Lauterbach auffällig in Erscheinung treten, wurden von G. Götzinger (1934, S. 39; 1936, S. 90) und K. Götzinger (1937a) im Gegensatz zu E. Fugger (1899, S. 370), von welchem dieselben in das Miozän gestellt worden sind, als pliozäne Flußschotter nach Art der Schotter des Kobernaußer Waldes aufgefaßt, obwohl es G. Götzinger nicht entgangen war, daß diese Schotter eine feinere Körnung aufweisen als die Schotter des Kobernaußer Waldes.

Unsere Untersuchungen haben jedoch ergeben, daß die erwähnten Schotter auf Grund der Lagerungsverhältnisse und auf Grund von ziemlich reichlichen Funden mariner Fossilien unbedingt in das Miozän gestellt werden müssen. Es handelt sich jedoch nicht, wie E. Fugger meinte, um ein das marine Miozän beschließendes Schichtglied, sondern um mehrfach sich wiederholende schottrige Einschaltungen in die im allgemeinen sandig-mergeligen Sedimente des Miozäns[2]).

Über die Lagerungsverhältnisse konnten folgende Beobachtungen gemacht werden:

Im Hangenden des steil N-fallenden schmalen Zuges von Schliermergel zwischen der Salzach und dem Niedertrumersee folgt eine ungefähr 400 m mächtige Serie mergeliger Feinsande mit Sandstein-

[2]) Bezüglich der mit diesen Feststellungen weitgehend übereinstimmenden, während der Drucklegung dieser Arbeit veröffentlichten Ergebnisse von F. Traub wird auf den am Ende dieser Arbeit beigefügten „Nachtrag während des Druckes" verwiesen.

bänken, welche in kleinen Gräben am SE-Fuß des Wachtberges, des Hügels SE Rottstätt (Kote 456), in den Gräben E und SE Irlach, in einem kleinen Graben SW Fraham und in einer Grube unmittelbar am S-Ausgang dieses Ortes sehr gut aufgeschlossen sind. Die Unterkante der darüberfolgenden Schotter (Schotterzug Wachtberg — Steinbach) ist vollkommen konkordant an das Einfallen (30 bis 65° NW) der obersten Lagen der mergeligen Feinsande angepaßt. Besonders deutlich ist dies aus dem Verlauf der Schotterunterkante über die Ostflanke des Wachtberges nnd in einem kleinen Graben E des Wachtberggipfels (Kote 511) zu beobachten. Innerhalb des Schotterznges zwischen Wachtberg und Steinbach vollzieht sich ein auffälliges Flacherwerden des nördlichen Einfallens. Nach N zu werden die Schotter dieses Zuges, deren maximale Mächtigkeit im Profil des Wachtberges zirka 500 m beträgt, unzweifelhaft konkordant von mergeligen Feinsanden überlagert. Dieses Untertauchen mit einem Einfallen von rund 25° geht aus den Aufschlüssen in einem kleinen Waldgraben N des Wachtberges, bei der Gehöftsgruppe Gröm-Graben und aus mehrfachen Aufschlüssen im Graben ENE Steinbach, beziehungsweise S des Gehöftes Alberberg eindeutig hervor. In dem nach NW gegen das Gehöft Kendlinger ziehenden Seitengraben des erwähnten Aufschlusses von Gröm-Graben ist eine mehrfache Wechsellagerung von mergeligen Feinsanden und feinen Quarz-Kristallinschottern, deren Bänke eine Mächtigkeit bis zu 1 m erreichen, zn beobachten. In den Schotterlagen finden sich zahlreiche anfgearbeitete Geschiebe von miozänem Sandstein.

Eine weitere nur etwa 20 m mächtige Schotterlage, tritt, eingelagert in miozänen Feinsanden, undeutlich aufgeschlossen in einem Graben zwischen Altsberg und Röttenaigen NW Nußdorf auf.

Ein weitaus bedeutenderer Schotterzug mit einer Gesamtmächtigkeit von zirka 300 m baut die Höhe nördlich des Gehöftes Grub (NNW Nußdorf) nnd das NW-schauende Gehänge des Oichtentales zwischen Eisping nnd Lauterbach anf (Schotterzug Grub—Lauterbach). Wahrscheinlich verbindet sich der oben erwähnte schmale Schotterzug zwischen Altsberg und Röttenaigen in der auf beiliegender Karte angegebenen Weise mit dem Schotterzng Grub—Lauterbach. In einem kleinen Graben nahe am Waldrand E des Gehöftes Grub (NNW Nußdorf) ist die mit zirka 10° gegen NNW einfallende Überlagerung des mergeligen Feinsandes durch die feinkörnigen Quarz-Kristallinschotter ausgezeichnet aufgeschlossen. An der Grenze ist eine mehrfache Wechsellagerung in geringmächtigen Bänken (0·50—1·00 m) zu beobachten. Die Mächtigkeit der mergeligen Feinsande zwischen den beiden Schotterzügen Wachtberg—Steinbach, beziehungsweise Grub—Lanterbach beträgt einschließlich der oben erwähnten Schotterlage zwischen Altsberg und Röttenaigen rund 150 m.

Unmittelbar N der Gehöftsgruppe Grnb sind innerhalb der Schotter eingeschaltete mergelige Feinsande aufgeschlossen. Allem Anschein nach handelt es sich um eine linsenförmige Einlagerung. Wegen der schlechten Aufschlüsse ist jedoch nicht mit Sicherheit zu entscheiden,

ob nicht etwa eine seitliche Verzahnung zwischen den Sanden und Schottern vorliegt.

Das Hangende des Schotterzuges Grub—Lauterbach bilden wieder mergelige Feinsande. Dieselben sind SW St. Alban in zwei kleinen Gräben am N-Abfall des Hügels N Grub (Kote 485) mit flachem NNE-Fallen (5—10°) deutlich aufgeschlossen.

Einen Schlüsselpunkt für die Erkennung der stratigraphischen Stellung der miozänen Quarz-Kristallinschotter bilden die Aufschlüsse in der Nähe der neuen, über das NW-schauende Gehänge des Oichtentales von Lauterbach nach Berndorf führenden Straße. Ungefähr 800 m NE Lauterbach kreuzt die Straße einen kleinen, in die Richtung auf die Kote 594 verlaufenden Graben. Unmittelbar nördlich dieser Kreuzungsstelle sind dicht an der Straße, in einer kleinen Grube nußgroße, lagenweise konglomeratisch verhärtete, flach N-fallende Quarzschotter aufgeschlossen, welche in einzelnen Bänken reichlich Austernschalen führen (Näheres über diese Fossilien siehe unten). Steigt man diesem kleinen Graben folgend östlich der Straße aufwärts, so gelangt man nach zirka 30—40 m in mergelige festgelagerte Feinsande, welche eindeutig die Schotter überlagern. Auch die Grenze zwischen Schottern und Sanden ist sichtbar. Die den Schotterzug Grub—Lauterbach überlagernden Feinsande sind nördlich der beschriebenen Aufschlüsse, SE und E Reinharting (NE Lauterbach) mehrfach aufgeschlossen.

G. Götzinger (1928) hat diese Feinsande am W-schauenden Gehänge im Oichtental bei Lauterbach, ebenso wie den aus völlig gleichartigen Gesteinen aufgebauten Tertiärsockel des Immersberges und Lielonberges N Michaelbeuern auf dem Blatte Mattighofen der geologischen Spezialkarte der Republik Österreich als „Obere Süßwassermolasse im engeren Sinne" (Obermiozän bis Altpliozän) ausgeschieden (vgl. 1934, S. 39). Die mikropaläontologische Untersuchung dieser Gesteine hat jedoch in Übereinstimmung mit der petrographischen Gleichartigkeit dieser mergeligen Feinsande mit den entsprechenden Gesteinen N Nußdorf für die genannten Örtlichkeiten das Vorhandensein einer marinen Mikrofauna ergeben. Außerdem wurde im obersten Teil des NE Michaelbeuern gelegenen, in die Ostflanke des Lielonberges eingeschnittenen Grabens, W der Straßenkreuzung beim Gehöft Neumühl, innerhalb der mergeligen Feinsande eine geringmächtige Schotterlage und darüber, unmittelbar unter der hangenden Moräne, eine weitere Bank von feinen, zum Teil konglomeratisch verfestigten Quarz-Kristallinschottern gefunden, welche eine individuenreiche marine Makrofauna geliefert hat (vgl. S. 137, Profil Fig. 1). Eine genaue Festlegung der Mächtigkeit dieser oberen Schotterbank ist wegen der Moränenbedeckung nicht möglich. Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt etwa 5 m. Da an anderen Stellen des Tertiärsockels des Lielonberges die sonst auch bei schlechteren Aufschlußverhältnissen immer deutlich erkennbaren Schotter unseres Wissens nicht auftreten, ist es sehr wahrscheinlich, daß es sich auch in diesem Falle, ähnlich wie bei den im Liegenden befindlichen Schottern, um eine Lage von nur geringer Mächtigkeit und Ausdehnung handelt.

Aus allem bisher Gesagten geht hervor, daß die Grenze des marinen Miozäns gegen die obermiozänen, kohleführenden Süßwasserschichten nördlich des Lielonberges liegen muß, das ist weitaus nördlicher als bisher angenommen worden ist. Die ersten sicheren Aufschlüsse der kohleführenden Süßwasserschichten befinden sich bei Höring (G. Götzinger, 1928), woselbst verfallene Kohlenschürfe noch heute festzustellen sind. Die kohleführenden Süßwasserschichten bauen sich aus grünlichgrauen Tonen, sandigen Tonmergeln, Sanden und Schottern auf. Lignitflöze in wechselnder Mächtigkeit schalten sich in mehreren Horizonten ein. Abgesehen von diesen petrographischen Merkmalen sind sie durch das Fehlen einer Mikro- und Makrofauna gekennzeichnet.

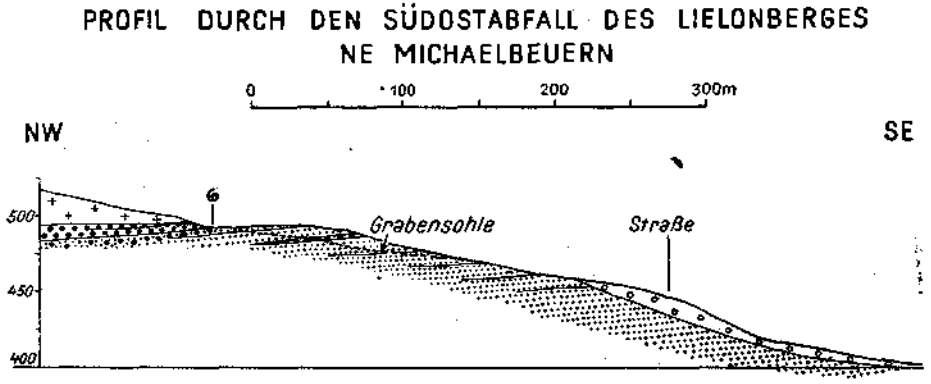


Fig. 1. Zeichenerklärung siehe geologische Karte auf Tafel 2.

Einen weiteren Anhaltspunkt für den Verlauf der N-Grenze des marinen Miozäns bieten die südlich Thal (SSW Auerbach) aufgeschlossenen feinkörnigen, zum Teil konglomeratisch verfestigten, flach N-fallenden (5°) Quarz-Kristallinschotter, die von G. Götzinger (1928) gleichfalls in die „Obere Süßwassermolasse im engeren Sinne" gestellt worden sind, unseres Erachtens aber den weiter südlich auftretenden marinen Schottern petrographisch vollkommen gleichen. Außerdem wurden in diesen Schottern ein vereinzeltes Bruchstück einer Austernschale und im Schlämmrückstand des sandigen Zwischenmittels einzelne Foraminiferen, sowie Seeigelreste gefunden. Die Schotter S Thal stellen daher höchstwahrscheinlich eine weitere, stratigraphisch im Hangenden der Schotter vom Lielonberg liegende Schotterlage innerhalb der mergeligen Feinsande dar. Da das Hangende und Liegende der Schotter S Thal wegen Moränendeckung nicht aufgeschlossen ist, kann die Mächtigkeit jener nicht angegeben werden. Aus der Ausstrichbreite und dem Einfallen ergibt sich eine Mindestmächtigkeit von 45 m.

Die Grenze zwischen dem marinen Miozän und den kohleführenden Süßwasserschichten muß daher zwi-

schen den Schottern S Thal und den kohleführenden Schichten bei Höring liegen. Die genaue Lage dieser Grenze ist durch Kartierung nicht festzustellen, da die Aufschlüsse des Tertiärsockels am SE-schauenden Gehänge des oberen Oichtentales, beziehungsweise Engeltales sehr kümmerlich sind. Östlich und westlich des Oichtentales biegt die N-Grenze des marinen Miozäns weit nach S zurück. Im Salzachtal liegt sie zwischen den bekannten Kohlenvorkommen bei Wildshut, beziehungsweise den südlich davon gelegenen Aufschlüssen der kohleführenden Süßwasserschichten im unteren Moosachtal E St. Georgen und den zirka 3 km südlich davon gelegenen Aufschlüssen der marinen mergeligen Feinsande am rechten Salzachufer W Obereching (NW Oberndorf). Im E ist die Grenze durch die kümmerlichen Aushisse der kohleführenden Schichten am S-Rand des Kobernaußer Waldes zwischen Friedburg und Schneegattern gegeben.

Die Mächtigkeit der mergeligen Feinsande im Hangenden des Schotterzuges Grub—Lauterbach einschließlich der geringmächtigen Schotterlagen vom Lielonberg und von Thal bis zur Unterkante der kohleführenden Süßwasserschichten beträgt schätzungsweise 850 m.

Die schon mehrfach erwähnten Fundpunkte mariner Makrofossilien innerhalb der Sand-Schottergruppe finden sich vorwiegend in den Schotterhorizonten, und zwar zumeist in der Nähe der Liegend-, beziehungsweise Hangendgrenze gegen die mergeligen Feinsande. Nachfolgende Fundpunkte verdienen besonders angeführt zu werden.

1. 500 m NE Gipfel Wachtberg, Hohlweg am E-Fuß desselben:
Ostrea sp.
Balanus sp.

2. NW-schauendes Gehänge des Oichtentales, 800 m NE Lauterbach, Graben W Kote 594 m:
Pectunculus sp.
Chlamys multistriata Poli. *var. tauroperstriata* Sacco.
Anomia ephippium L.
Ostrea digitalina Dub.
Balanus sp.

3. E-Flanke des Lielonberges NE Michaelbeuern, Graben W der Straßenkreuzung bei Gehöft Neumühl:
Chlamys seniensis Lam.
Chlamys cf. *macrotis* Sow.
Balanus sp.

In den mergeligen Feinsanden wurden an einzelnen Stellen gleichfalls einige zumeist schlecht erhaltene Molluskenreste gefunden, die aber eine nähere Bestimmung nicht zulassen. Hierher gehören auch die bereits von E. Fugger (1899, S. 368) angeführten Fossilien aus einem kleinen Graben SSE des Wachtberggipfels.

Die im allgemeinen nicht übermäßig reichliche Mikrofauna der Sand-Schottergruppe ist immer deutlich marin und zeigt einen allgemein miozänen Charakter, ohne daß aus ihr allein eine genaue Altersdeutung möglich wäre. Das Hervortreten gewisser Formen, wie *Rotalia beccarii* L., *Nonion granosum* d'Orb. usw. spricht für das Vorhandensein einzelner Lagen mit leicht brackischem Charakter.

Die oben auf Grund der Mikrofauna ausgesprochene Altersdeutung des Schliers im Liegenden der Sand-Schottergruppe als basales Burdigal (vgl. S. 132/133) bietet einen wichtigen Anhaltspunkt für die altersmäßige Einordnung der Sand-Schottergruppe. Unter dieser Voraussetzung muß dieselbe die Hauptmasse des Burdigals enthalten. Mit Rücksicht auf das Auftreten von Ostrea digitalina und Chlamys seniensis, kann der obere Teil der Sand-Schottergruppe auch noch dem unteren Helvet angehören. Eine stratigraphische Abgrenzung nach oben ist dadurch gegeben, daß die erwähnten Arten mit den in den Grunder Schichten auftretenden Formen nicht übereinstimmen, das heißt, die Sand-Schottergruppe muß älter sein als die Grunder Schichten. Wahrscheinlich ist unsere Sand-Schottergruppe mit ihren glimmerigen Feinsanden, welche mit dünnen sandigen Tonmergellagen wechsellagern und den eingelagerten Schotterhorizonten ein sandig-schottriges Äquivalent der tonig-mergeligen Schlierfazies des Miozäns im E und damit ein Übergang zu der vorwiegend sandig-schottrigen Ausbildung des marinen Miozäns, der Oberen Meeresmolasse in Bayern.

Besonders hinzuweisen ist auf den Umstand, daß allem Anschein nach in dem von uns untersuchten Gebiet Äquivalente der sogenannten oberhelvetischen Oncophoraschichten, beziehungsweise der Kirchberger Schichten Bayerns fehlen, da gerade die in dem oberen Teil des ganzen Schichtkomplexes von uns gefundene reiche Makrofauna (Lielonberg) nach Dr. R. Sieber, abgesehen von ihrem marinen Charakter, nicht jünger sein kann als unteres Helvet. Daraus ergibt sich als weitere Folgerung, daß mit großer Wahrscheinlichkeit zwischen dem sandig-schottrigen Miozän und den darüber folgenden Süßwasserschichten eine Schichtlücke anzunehmen ist. (Bezüglich der Anzeichen für eine Diskordanz an dieser Stelle vergleiche unten S. 142.)

Für die paläogeographische Deutung der oft mehrere hundert Meter mächtigen Schotterlagen in den sonst feinsandig-mergeligen Miozänsedimenten ist es maßgeblich, daß die Hauptmasse der Schotter einerseits in zwei mächtigen Lagen (Schotterzug Wachtberg—Steinbach und Schotterzug Grub—Lauterbach) im unteren Teil des ganzen Schichtkomplexes zusammengedrängt ist und anderseits räumlich auf das Gebiet beiderseits des Oichtentales beschränkt zu sein scheint. Der Schotterzug Wachtberg—Steinbach dürfte zwar im W noch die Salzach erreichen — im Raume von Oberndorf—Laufen ist der Tertiärsockel der Beobachtung nicht zugänglich — der nördliche Schotterzug Grub—Lauterbach muß aber auf jeden Fall noch östlich der Salzach auskeilen, wie die zusammenhängenden Aufschlüsse mergeliger Feinsande am rechten Salzachufer NW Oberndorf zeigen. Auch gegen E dürften die Schotterlagen, soweit dies wegen der daselbst vorherrschenden Moränenbedeckung gesagt werden kann, bald auskeilen. Andeutungen einer östlichen Fortsetzung des Wachtberg—Steinbach-Zuges finden sich in einem Graben westlich Fraham. In den Aufschlüssen zwischen dem E-Ende des Niedertrumersees und Astätt sind jedoch keine Schotterlagen zu beobachten.

Es ist daher naheliegend, die feinen Quarz-Kristallinschotter mit ihren überwiegend aus den Zentralalpen stammenden Geröllen als zu verschiedenen Zeiten, hauptsächlich aber während des älteren Helvets, nach N vorgetriebene Schwemmkegel eines aus den Alpen kommenden Flusses zu deuten.

Tektonik

Das N-gerichtete Vordringen des Helvetikums gegen die Molasse ist der wesentlichste Faktor der Tektonik der an den Alpenrand angrenzenden Teile der Molasse. Die Grenze zwischen Helvetikum und Molasse ist, soweit dieselbe der Beobachtung zugänglich ist, scharf und eindeutig. Der zu steilem N-Fallen, beziehungsweise bis zur saigeren Schichtstellung aufgerichtete Schlier grenzt unmittelbar an die mittel- bis steil S-fallenden Schichten des Helvetikums, zum Beispiel Graben W Holzmannberg (W Nußdorf) und Sattel S der Kote 540 (SW Fraham). Der annähernd geradlinige Verlauf der Grenze zwischen Molasse und Helvetikum macht es wahrscheinlich, daß diese Grenzfläche steil gegen S einfällt. Aus dem Fehlen einer ausgesprochenen südlichen Randfazies innerhalb der an den Alpenrand grenzenden Molassesedimente kann hier wie anderwärts am nördlichen Außenrand der Alpen auf das Vorhandensein raumverzehrender Überschiebungen geschlossen werden; denn die Schotterlagen innerhalb des Schliers, beziehungsweise die mächtigen Schotterhorizonte in den darüberfolgenden mergeligen Feinsanden stammen zwar von einem südlichen Ufer, können aber trotzdem nicht als Sedimente der unmittelbaren Litoralzone angesprochen werden.

Dazu kommt noch, daß zwischen Traunstein in Oberbayern und Bad Hall, nach dem derzeitigen Stand unserer Kenntnisse, Äquivalente einer subalpin gefalteten Oligozänmolasse fehlen. F. Traub (1938, S. 32) hat bereits hingewiesen, daß dieses Verschwinden der subalpinen Molasse mit dem Vorspringen und der Verbreiterung des Helvetikums und der Flyschzone in diesem Raum zusammenhängt und rechnet mit dem Vorhandensein von überschobenem Oligozän unter dem vorspringenden Helvetikum, beziehungsweise Flysch.

Die aus den Faziesverhältnissen am S-Rand der Molasse zu erschließende Überschiebung des Helvetikums über die Molasse muß auf einer flacheren Bahn als auf der steilstehenden heutigen Grenze zwischen Helvetikum und Molasse erfolgt sein. Die Steilstellung derselben ist offensichtlich jünger als die eigentliche Überschiebung und muß in die Zeit des Ausklingens der N-Bewegungen am Außenrand der Alpen gestellt werden. Diese ausklingenden Bewegungen sind es auch, welche die steile, nach N rasch ausklingende Aufrichtung der miozänen Molassesedimente unseres Untersuchungsgebietes verursacht haben. Nach dem Alter der beteiligten Schichten kann das Ende dieser Bewegungen als intra- bis posthelvetisch bezeichnet werden.

Die Breite der steil (30—90°) aufgerichteten Molasse beträgt nicht mehr als 1 km, das heißt, sie reicht nicht weiter als bis zur Ober-

GEOLOGISCHES PROFIL DURCH DIE MIOZÄNE MOLASSE AM ALPENNORDRAND
IM OICHTENTAL NÖRDLICH SALZBURG

entworfen von

F. ABERER und E. BRAUMÜLLER

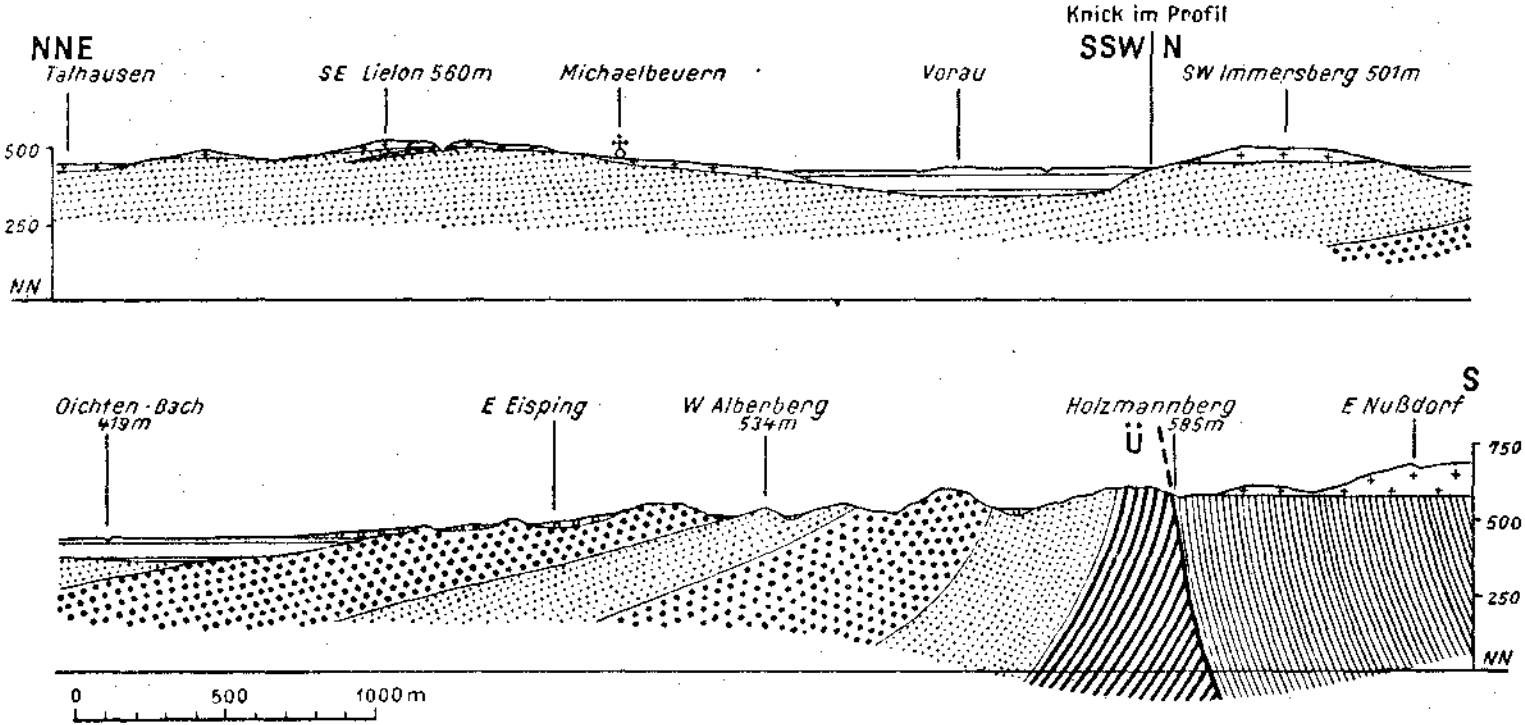


Fig. 2. Zeichenerklärung siehe geologische Karte auf Tafel 2.

kante des Schotterzuges Wachtberg—Steinbach. In einem weiteren Streifen von etwa 3 km Breite, bis zum N-Fuß des Immersberges vollzieht sich das allmähliche Ausklingen der Aufrichtung von 30° bis auf 5°. In einer Entfernung von mehr als 4 km vom Überschiebungsrand des Helvetikums bewegt sich das Einfallen des marinen Miozäns zwischen 4 und 5°.

Ein weiterer Beweis der tektonischen Aufrichtung der miozänen Molasse am Aufschiebungsrand des Helvetikums ist die Tatsache, daß das allgemeine Streichen ungefähr parallel zum Überschiebungsrand verläuft, das heißt, das im Oichtental vorherrschende SW—NE-Streichen dreht sich im Bereiche der Trumerseen in die WSW—ENE bis W—E-Richtung, entsprechend der gleichsinnigen Drehung des Überschiebungsrandes des Helvetikums.

Auffallend ist, daß innerhalb der kohleführenden Süßwasserschichten eine mehr oder weniger horizontale Lagerung festzustellen ist, ohne daß direkte Übergänge zu dem flachen N-Fallen des angrenzenden marinen Miozäns festzustellen sind. Möglicherweise kann man darin ein Anzeichen einer geringen Ablagerungsdiskordanz sehen. Auf die Möglichkeit des Vorhandenseins einer Schichtlücke an dieser Grenze in der Zeit des oberen Helvets (Fehlen der Oncophoraschichten) wurde bereits hingewiesen.

Die zahlreichen im Helvetikum nachweisbaren Blattverschiebungen, auf deren Vorhandensein erstmals G. Götzinger (1934, S. 38) hingewiesen hat, wurden in der beiliegenden Karte mit Ausnahme einer, ungefähr in der Längsrichtung des Obertrumersees fallenden Querstörung, nicht dargestellt, da eine Fortsetzung dieser Querstörungen in die Molasse hinein im allgemeinen nicht nachweisbar ist oder wegen der Geringfügigkeit des Verstellungsbetrages vernachlässigt werden kann. Die erwähnte, im einzelnen aber noch nicht näher lokalisierte Querstörung im Bereiche des Obertrumersees geht aus der gegenseitigen Verstellung des geradlinig streichenden Eozäns im Teufelsgraben (SW Seeham) und am Wartstein bei Mattsee, sowie aus der Verringerung der Ausstrichbreite der helvetischen Oberkreide E des Obertrumersees mit großer Klarheit hervor. Ob diese Störung sich in der angegebenen Art und Weise (Tafel 2) auch noch in die Molasse fortsetzt, sei dahingestellt. Man kann jedoch mit ziemlicher Sicherheit annehmen, daß dieselbe nach N hin bald innerhalb der Molassesedimente ausklingt[3]).

F. Traub (1938, S. 33) nimmt weiters an, daß dem NW-Fuß des Haunsberges eine Querstörung folgt, welche sich nach S zu in das Salzachtal fortsetzen soll. Unseres Erachtens ist jedoch der steile

[3]) Zwecks Vermeidung von Mißverständnissen sei jedoch vorausgeschickt, daß das bekannte Vorkommen von mitteleozänem Stockletten bei Eisenharting SW Fraham seine Ortsstellung nicht, wie F. Traub annimmt, der erwähnten Querstörung verdankt, sondern als eine an der Basis der helvetischen Oberkreide unmittelbar am Überschiebungsrand über die Molasse vorgeschleifte Eozänschuppe zu deuten ist. Die gleiche Schuppe mit Stockletten und auch mit Nummulitenkalksandstein wurde noch im Oichtental bei Holzmannberg NE Nußdorf festgestellt. Eine genaue Darstellung dieser Verhältnisse ist der in Vorbereitung befindlichen Arbeit über das Helvetikum und den Flysch im Haunsberg- und Tannberggebiet vorbehalten.

NW-Abfall des Haunsberges nicht durch eine tektonische Linie bedingt, sondern stellt eine Erosionsform dar, wofür eine Reihe von Gründen sprechen. Der Schlier im untersten Oichtental bei Lukasöd und SSE Oberndorf, nahe der Mündung des Oichtenbaches in die Salzach, zeigt sehr steiles N-Fallen, beziehungsweise saigere Schichtstellung. In Anbetracht der Abhängigkeit der tektonischen Aufrichtung der miozänen Molasse von der Nähe des Überschiebungsrandes des Helvetikums und des ursächlichen Zusammenhanges zwischen dem Auftreten der Schlierausbisse und dieser tektonischen Linie kann man mit Sicherheit annehmen, daß unmittelbar SE von Lukasöd im Untergrund des Oichtentales Helvetikum ansteht. Die steile Aufrichtung des Schliers der genannten Vorkommen und der Sande und Sandsteine am SE-Abfall des Wachtberges ist ohne diese Annahme unverständlich. Einen eindeutigen Beweis für diese Anschauung hat die Schurfbohrung CFN 1 der Rohoel Gewinnungs A. G. (300 m SW der Kirche von Nußdorf) geliefert. Diese Bohrung erreichte nach Durchteufung der spätglazialen Seetone des Oichtenbeckens in einer Tiefe von 248·80 m Pattenauer Mergel der helvetischen Oberkreide. Durch den Nachweis dieser unerwartet großen Mächtigkeit des spätglazialen Seetones ist es weiterhin wahrscheinlich, daß die im Jahre 1918 niedergebrachte Bohrung Weitwörth, zirka 900 m WSW vom Schloß Weitwörth gelegen, bis zu ihrer Endtiefe von 149·80 im spätglazialen Seeton verblieben ist und keineswegs Tertiär erreicht hat.

Verzeichnis der angeführten Literatur.

Fugger, E., Das Salzburger Vorland. — Jb. geol. Bundesanst. **49**, S. 287 bis 428, Wien 1899.

Fugger, E., Geologische Karte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der österr.-ungar. Monarchie, Blatt Salzburg, SW-Gruppe Nr. 9 (Zone 14, Col. VIII), samt Erläuterungen, Wien 1903.

Frauscher, K. F., Ergebnisse einiger Exkursionen im Salzburger Vorland, mit besonderer Berücksichtigung der Eozän- und Kreideablagerungen in der Umgebung von Mattsee. — Verh. geol. Reichsanst. **1885**, S. 173—183, Wien 1885.

Götzinger, G., Aufnahmsbericht über die Blätter Salzburg (Zone 14, Col. VIII) und Mattighofen (Zone 13, Col. VIII) (im Jahresbericht des Direktors). — Verh. geol. Bundesanst. **1922**, S. 18—19, Wien 1922.

Götzinger, G., Studien in den Kohlengebieten des westlichen Oberösterreich. — Jb. geol. Bundesanst. **74**, S. 197—227, Wien 1924 (1925).

Götzinger, G., Geologische Spezialkarte der Republik Österreich Blatt Mattighofen (Zone 13, Col. VIII = 4750). — Wien 1928.

Götzinger, G., Aufnahmsbericht über Blatt Salzburg (4850). — Verh. geol. Bundesanst. **1934**, S. 37—40, Wien 1934.

Götzinger, G., Das Salzburger Haunsberggebiet zwischen Oichtental und Obertrumersee. — Verh. geol. Bundesanst. **1936**, S. 86—92, Wien 1936.

Götzinger, K., Oberkreide und Paläogen in der Umgebung von Salzburg und Gmunden. — Diss. phil. Fak. d. Univ. Wien 1937 (a).

Götzinger, K., Zur Kenntnis der helvetischen Zone zwischen Salzach und Alm. — Verh. geol. Bundesanst. **1937**, S. 230—235, Wien 1937 (b).

Petters, V., Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen der Eurogasco im Schlier Oberösterreichs. — Petroleum **32**, Nr. 5, S. 10—12, Wien 1936.

Traub, F., Beitrag zur Kenntnis der helvetischen Kreide-Eozän-Serie nördlich von Salzburg. — Zbl. f. Min. usw., Abt. B, Nr. 1, S. 12—15, Stuttgart 1936.

Traub, F., Geologische und paläontologische Bearbeitung der Kreide und des Tertiärs im östlichen Rupertiwinkel nördlich von Salzburg. — Palaeontographica, Beiträge zur Naturgeschichte der Vorzeit 88, Abt. A. S. 1—107, Stuttgart 1938.

Nachtrag während des Druckes.

Während der Drucklegung dieses Aufsatzes erhielten die Verfasser Kenntnis von der neu erschienenen Arbeit von F. Traub: „Beitrag zur Kenntnis der miozänen Meeresmolasse ostwärts Laufen/Salzach unter besonderer Berücksichtigung des Wachtbergkonglomerates; Neues Jahrb. f. Min. usw., Monatshefte Jahrgang 1945—48, Abt. B, Heft 1—4, S. 53—71 und Heft 5—8, S. 161—174.

Völlig unabhängig von unseren eigenen Untersuchungen gelangte F. Traub für einen Teil unseres Untersuchungsgebietes zu fast vollkommen übereinstimmenden Ergebnissen. Dies trifft vor allem für die stratigraphische Deutung des Wachtbergkonglomerates und dessen Fortsetzung gegen E zwischen Steinbach und Irlach als eine von S aus den Alpen kommende Einschüttnng in das Miozänmeer zu. Die Übereinstimmung hinsichtlich der tektonischen Einordnung des Wachtbergkonglomerates geht besser als dies Worte sagen können aus einem Vergleich der einander verblüffend ähnlichen Profildarstellungen hervor (vgl. F. Traub l. c. Längsschnitt A—B, S. 174 und diese Arbeit Fig. 2, S. 141).

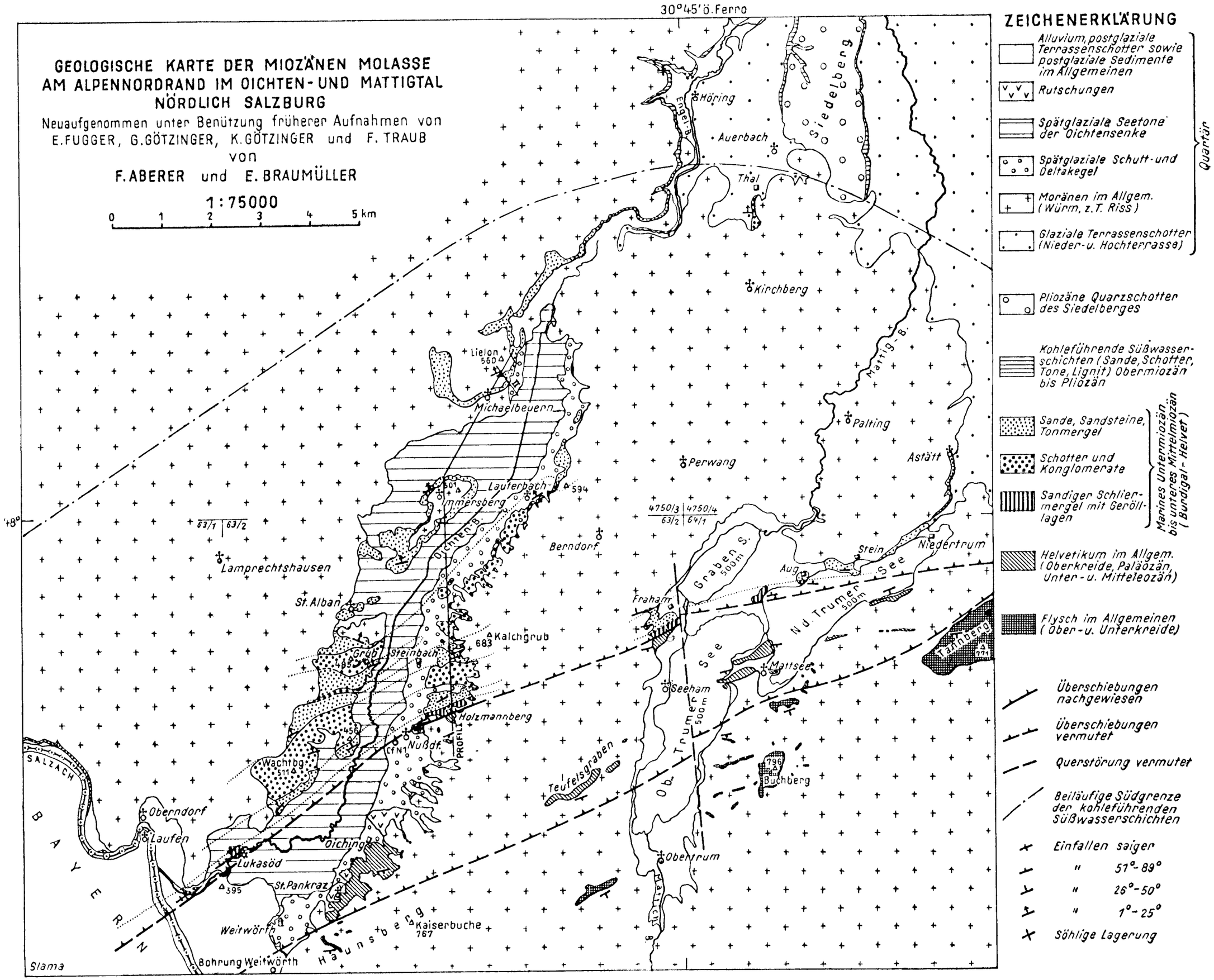
Die von uns nicht näher festgelegte Grenze zwischen Burdigal und Helvet wird von F. Traub an die Basis des Schotterzuges Wachtberg—Steinbach gelegt. Auf Grund der Angabe Traubs, daß die von uns nur in stratigraphisch höherliegenden Schotterhorizonten gefundene *Ostrea digitalina* Dub. von ihm auch im Schotter des Wachtberges, und zwar im Kematinger Graben gefunden worden ist (l. c. S. 60), kann ein helvetisches Alter dieser Schotter als ziemlich sicher gelten. Demgegenüber fehlt für das unmittelbare Liegende der Wachtbergschotter (= Traubs „Sandstein-Sandschlier") eine exakte Altersbestimmung als Burdigal. Wenn jedoch die in unserer Arbeit ausgesprochene Ansicht zu Recht besteht, daß nämlich in dem tiefsten aufgeschlossenen Schichtglied der Molasse unseres Gebietes, in dem Schlier von Lukasöd usw. (= F. Traubs „Geröllmergelgruppe des Schliers"), die Basis des Burdigals zu erblicken ist, so kann man, wie bereits gesagt, mit einiger Wahrscheinlichkeit annehmen, daß auch noch Teile des Hangenden in das Burdigal zu stellen sind. Ein weiterer Anhaltspunkt liegt darin, daß die Gesamtmächtigkeit des im Liegenden des Wachtbergschotters aufgeschlossenen Jungtertiärs rund 600 m beträgt, was mit der Mächtigkeit des gleichfalls als Burdigal anzusprechenden „Haller Schlier" im Raume von Bad Hall (500—700 m) sehr gut übereinstimmen würde.

Eine große Schwierigkeit liegt jedoch darin, daß es kaum möglich ist, die mergeligen Feinsande und Sandsteine mit den mengenmäßig stark zurücktretenden Tonmergelzwischenlagen im Liegenden des Schotterzuges Wachtberg—Steinbach (= Traubs „Sandstein-Sandschlier") von den petrographisch mehr oder weniger völlig gleichartigen Gesteinen im Hangenden dieser Schotter (= Traubs „Sandmergelschlier") wenigstens einigermaßen sicher zu unterscheiden. Dazu kommt noch, daß, wie auch Traub (S. 69) erkannt hat, der Schotterzug Wachtberg—Steinbach ein sowohl gegen W als auch gegen E verhältnismäßig rasch auskeilendes Schichtglied darstellt, so daß es uns zweckmäßig erscheint, die von uns geprägte Bezeichnung „Sand-Schottergruppe" zumindest so lange beizuhalten, bis es möglich ist, Burdigal und Helvet auch dort scharf zu unterscheiden, wo an der Basis des Helvets ein derart auffälliger Leithorizont wie das Wachtbergkonglomerat nicht ausgebildet ist.

In diesem Zusammenhang ist es aber auch notwendig darauf hinzuweisen, daß uns die Verwendung der Bezeichnung „Schlier" für vorwiegend sandige Gesteine („Sandstein-Sandschlier", „Sandmergelschlier") nicht angebracht erscheint, da sie mit der ursprünglichen und allgemein gebräuchlichen Definition des Begriffes „Schlier" für Molassesedimente aus einem vorwiegend tonig-mergeligen Faziesbereich in Widerspruch steht.

Einer Berichtigung bedarf jedoch die von F. Traub gegebene Deutung der Aufschlüsse der Höhe 476 zwischen Grub und Meierhof (l. c. S. 66 ff. und Schnitt C—D, S. 174). Aus unseren diesbezüglichen Darlegungen (S. 135 ff.) geht mit genügender Klarheit hervor, daß die Schotter der Höhe 476 N des Gehöftes Grub nicht etwa die liegenden mergeligen Feinsande horizontal überlagern, sondern ebenso wie diese flach (8—15°) gegen NNW einfallen und im Bereich des gegen St. Alban schauenden N-Abfalles dieses Höhenzuges eindeutig von mergeligen Feinsanden, welche in der gleichen Richtung einfallen, überlagert werden. Das gleiche Bild einer Überlagerung des im Vergleich zum Wachtbergschotter stratigraphisch jüngeren Schotterzuges Grub—Lauterbach durch mergelige Feinsande ergibt sich auch aus den Aufschlüssen an der Straße NE Lauterbach (vgl. S. 135 ff.).

Der von E. Fugger (1899, S. 385) aus dem Graben E Eisping erwähnte miozäne, von Konglomerat überlagerte Sandstein — übrigens erwähnt Fugger Sandstein nur an einer Stelle und nicht, wie Traub (l. c. S. 68) zitiert, an drei Stellen — wurde zwar von uns gleichfalls nicht mehr gefunden, doch kann es sich aus dem ganzen Zusammenhang der Ausbisse keineswegs um das Liegende der Schotter, sondern nur um eine der auch anderwärts in diesem Schotterzug ziemlich häufig zu beobachtenden sandigen Einschaltungen handeln.


GEOLOGISCHE KARTE DER MIOZÄNEN MOLASSE
AM ALPENNORDRAND IM OICHTEN- UND MATTIGTAL
NÖRDLICH SALZBURG
Neuaufgenommen unter Benützung früherer Aufnahmen von
E. FUGGER, G. GÖTZINGER, K. GÖTZINGER und F. TRAUB
von
F. ABERER und E. BRAUMÜLLER
1:75000
0 1 2 3 4 5 km
30°45' ö. Ferro
ZEICHENERKLÄRUNG
Alluvium, postglaziale Terrassenschotter sowie postglaziale Sedimente im Allgemeinen
Rutschungen
Spätglaziale Seetone der Oichtensenke
Spätglaziale Schutt- und Deltakegel
Moränen im Allgem. (Würm, z.T. Riss)
Glaziale Terrassenschotter (Nieder- u. Hochterrasse)
Quartär
Pliozäne Quarzschotter des Siedelberges
Kohleführende Süßwasserschichten (Sande, Schotter, Tone, Lignit) Obermiozän bis Pliozän
Sande, Sandsteine, Tonmergel
Schotter und Konglomerate
Sandiger Schliermergel mit Geröllagen
Marines Untermiozän bis unteres Mittelmiozän (Burdigal-Helvet)
Helvetikum im Allgem. (Oberkreide, Paläozän, Unter- u. Mitteleozän)
Flysch im Allgemeinen (Ober- u. Unterkreide)
Überschiebungen nachgewiesen
Überschiebungen vermutet
Querstörung vermutet
Beiläufige Südgrenze der kohleführenden Süßwasserschichten
Einfallen saiger
" 51°-89°
" 26°-50°
" 1°-25°
Söhlige Lagerung
Höring
Auerbach
Thal
Siedelberg
Engel-B.
Kirchberg
Mattig-B.
Lielon 560
Michaelbeuern
Palting
Perwang
Astätt
Lauterbach
594
Immersberg
Oichten-B.
Berndorf
Lamprechtshausen
St. Alban
Kalchgrub
683
Grub
Steinbach
Holzmannberg
Nußdf.
PROFIL
Wachtbg.
511
Teufelsgraben
Graben S. 500m
Stein
Niedertrum
Aug
Fraham
Nd. Trumer See
Mattsee
Seeham
Ob. Trumer See
Tannberg
Buchberg
Obertrum
Mattich-B.
Oberndorf
Laufen
Lukasöd
Oiching
St. Pankraz
395
Weitwörth
Kaiserbuche 767
Haunsberg
Bohrung Weitwörth
SALZACH
BAYERN
Slama
48°
63/1 63/2
4750/3 4750/4
63/2 64/1

Alte Gletscherstände im Hochkönig-Gebiet

Mit 1 Karte (Taf. 3), 1 Textfigur und 1 Tabelle.

Von **Werner Heißel.**

Vorwort.

Am 14. Dezember 1946 feierte mein verehrter Lehrer, Professor Dr. R. v. Klebelsberg, seinen 60. Geburtstag. Aus diesem Anlaß wurde aus Arbeiten seiner Schüler eine kleine Festschrift zusammengestellt. Vorliegende Arbeit ist mein Beitrag dazu. Da die Festschrift in der Zeitschrift des Museum Ferdinandeum in Innsbruck erscheint, diese Zeitschrift aber nur Arbeiten, Tiroler Gebiet betreffend, aufnimmt, muß mein Beitrag außerhalb der Festschrift erscheinen.

Im Hochkönig-Gebiet sind die Ablagerungen alter Gletscher besonders reichhaltig und gut entwickelt. Außerdem nimmt der Hochkönig zufolge seiner Formverhältnisse gegenüber anderen Alpengebieten eine gewisse Sonderstellung ein. Es schien mir daher diese Arbeit besonders geeignet, sie als kleinen Beitrag meinem verehrten Lehrer zu widmen und meine besten Geburtstagswünsche damit zu verbinden.

Die Feldarbeiten dazu erfolgten im Rahmen der geologischen Neuaufnahme des Kartenblattes St. Johann im Pongau (5050) der österreichischen geologischen Spezialkarte 1 : 75.000. Seine Gesamtaufnahme ist zwar noch nicht abgeschlossen, für die quartären Bildungen ergab sich aber dennoch innerhalb dieses Rahmens ein geschlossenes Bild. Auf das bestehende Schrifttum näher einzugehen soll einer späteren Gesamtdarstellung der Aufnahmsergebnisse vorbehalten sein.

Namen und Höhenangaben dieser Arbeit sind den Originalaufnahmesektionen 1 : 25.000, Blatt 1 und 2 der österreichischen Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt 5050, St. Johann im Pongau entnommen. Es sei aber betont, daß diese alten Aufnahmeblätter stark veraltet und in der Wiedergabe topographischer Einzelheiten sehr ungenau sind. So kommen auch die Formen sehr mächtiger Glazialablagerungen im Isohypsenbild überhaupt nicht zur Darstellung.

Wien, im Dezember 1946. Dr. Werner Heißel.

Einleitung.

Innerhalb der nördlichen Kalkalpen gehört der Hochkönig (2938 m) zu den wenigen Gipfeln, die hart an die 3000 m heranreichen und heute noch vergletschert sind. Im Norden wird er durch das Blühnbachtal vom Hagengebirge getrennt. Seine Ostbegrenzung bildet das Salzachtal bei Werfen und Bischofshofen. Von den Bergen der südlich liegenden Granwackenzone trennen ihn das Gainfeldtal und die obersten Teile des Mühlbacher, Dientener und Urschlauer (Almer) Tales und die sie verbindenden Sattel Mitterberg, Dientner- und Filzen-Sattel. Mit dem westlich liegenden Steinernen Meer hat der Hochkönig über Torscharte (2283 m) und Marterlkopf (2439 m) Verbindung.

Blühnbachtal.

Im Norden des Hochkönig liegt das Blühnbachtal. Es beginnt mit dem großartigen Talschluß der Seichen und mündet bei Tenneck (Konkordia-Hütte) in das Salzachtal. Es trennt den Hochkönig vom nördlich liegenden Hagengebirge und vom Ostende des Steinernen Meeres. Entsprechend gehören seine westlichen und nördlichen Hänge bereits diesen beiden Gebirgsgruppen an. Der innere und mittlere Teil dieses Tales sind überreich mit mächtigen und wohlerhaltenen Moränenwällen ausgestattet. Die Hauptzuflüsse für die zugehörenden Gletscher kamen vom Hochkönig.

Höchste Blockwälle liegen im Tauchertal. Bei P. 1860 und nördlich P. 2378 (Hundsschädel) zeigen kleinere Stirnwälle die Enden kleiner Gletscherzungen aus den Karen an der Ostseite des Hundsschädel an. Von einem etwas tiefer reichenden Gletscher des Tauchertales stammen zwei deutliche Uferwälle unter P. 1860. Dieser Gletscher hatte bei 1740 m seine Stirn.

Am Hahnbalzboden liegt ein schöner Stirnbogen bei P. 1414. Seine Schnittmasse wird durch das Ausbiegen der 1500 und 1400 m-Isohypse deutlich gemacht.

Ein entsprechender Gletscher am Ostabhang der Mauerscharte (2177 m) hat zwei Stirnwälle auf der hinteren Häuslalm bei 1380 m zurückgelassen.

Nördlich des Jagdhauses 1288 m weisen auf der hinteren Häuslalm schöne Uferwälle auf einen Gletscher, der bei 1200 m endete.

Alle diese Moränenwälle gehören Gletscherzungen an, die vom Steinernen Meer herabreichten.

An der Nordseite des Hochkönig liegt das steile Wasserkar. Bei 1710 m liegt ein oberster, kleiner Wall. Einem Gletscherende bei 960 m gehört ein Uferwall an, der am Ausgang des Kares auf der linken Seite liegt.

Im Talgrund des Blühnbachtales liegen innerste Wälle nördlich des P. 1083. Es sind Ansätze zweier bedeutenderer Stirnbögen mit Quellaustritten am Fuße der Wälle.

Bei den Hütten 958 m und bei P. 1020 liegen Endmoränen. Sie scheinen von einem von der Mauerscharte herabgestiegenen Gletscher zu stammen.

Zahlreiche, hohe Uferwälle liegen südlich der Wildhütte und bei P. 910. Ihnen entsprechen einige größere Wallreste auf der Südseite des Tales. Uferwälle am Sulzkarbach, westlich der Vorderen Sulzen (P. 1062) wurden von einem gleich alten Gletscherast zurückgelassen, der vom Hagengebirge heruntergekommen ist. Die Gletscher des hinteren Blühnbachtales haben sich bereits zu einer gemeinsamen Endzunge vereinigt, deren Stirn ungefähr bei der Einmündung des Wasserkarbaches in den Blühnbach gelegen hat.

Der Wallgruppe bei der Wildhütte und auf der gegenüberliegenden Talseite entsprechen im Wasserkargraben Wallreste nordwestlich P. 951 sowie höhere Uferwälle bei P. 951 und auf der rechten Seite des Grabens. Die Zungen dieser Wallgruppen lagen zwischen 900 und 800 m.

Ein etwas älterer Gletscherstand hat den schönen Uferwall zurückgelassen, der am Fuße des Nieder-Tenneck bei 1100 m als zunächst 1 bis 2 m rückfälliger Blockwall einsetzt. Schon nach kurzer Strecke wird er zu einem Wall mit 8 bis 10 m hoher Außenböschung und breiter Wallkrone, vom Berghang durch eine rund 20 m breite Ufermulde getrennt. In der Nähe von P. 951 biegt dieser Wall in den Wasserkargraben zurück. Auf der rechten Seite desselben entsprechen hohe Uferwälle bei P. 937. Dazugehörige stirnnahe Wallreste sind die kräftigen Wälle nördlich P. 851 an der Mündung des Ochsenkargraben. Das Zungenende lag bei 800 m.

Südlich des Jagdschlosses liegt ein Moränenhügel auf der rechten Bachseite. Er gehört einem noch älteren, tieferen Gletscherstand bei 760 m an.

Im Bereiche der Wälle des mittleren Blühnbachtales treten große Felder von Blockmoräneuschutt auf. Gelegentlich gehen auch die Wälle nach vorne allmählich in solche Blockschüttungen über, so die Uferwälle auf der rechten Seite des Wasserkargrabens.

Von den Größenverhältnissen und der Reichhaltigkeit der Moränenwälle mag ein Querschnitt durch die Uferwälle in der Nähe von P. 937 zeigen (Fig. 1).

Der äußere Teil des Blühnbachtales ist völlig frei von Ablagerungen, die auf noch tiefer reichende Gletscherstände hinweisen würden.

Die Gletscher, deren Moränen im mittleren Blühnbachtal liegen, waren richtige Talgletscher, zu denen sich die aus der Seichen, vom Steinernen Meer, Hagengebirge und aus dem Wasserkar kommenden Gletscherströme vereinigten. Die Gletscherzunge hatte eine Länge von 4 bis 5 km.

Im Bereiche Hahnbalzboden, Häuslalm, am Nordfuß des Nieder-Tenneck und am Blühnbach beim Jagdschloß treten eigenartige Hangleisten auf. Am Hahnbalzboden und auf der Häuslalm steigen sie von 1290 m auf 1200 m ab. Am Nieder-Tenneck hält sich diese Leiste an die 1150 m-Höhenlinie. Im Wasserkar liegt sie bei 970 m und nächst dem Jagdschloß hat sie eine Höhe von 840 bis 800 m. Ausgesprochene Wallformen fehlen vollkommen. Es handelt sich durchwegs um breite, terrassenförmige Leisten. Ihre ansehnliche Längenerstreckung ist aus der Kartenbeilage ersichtlich. Aufschlüsse zeigen besonders in den höheren, taleinwärts gelegenen Teilen mo-

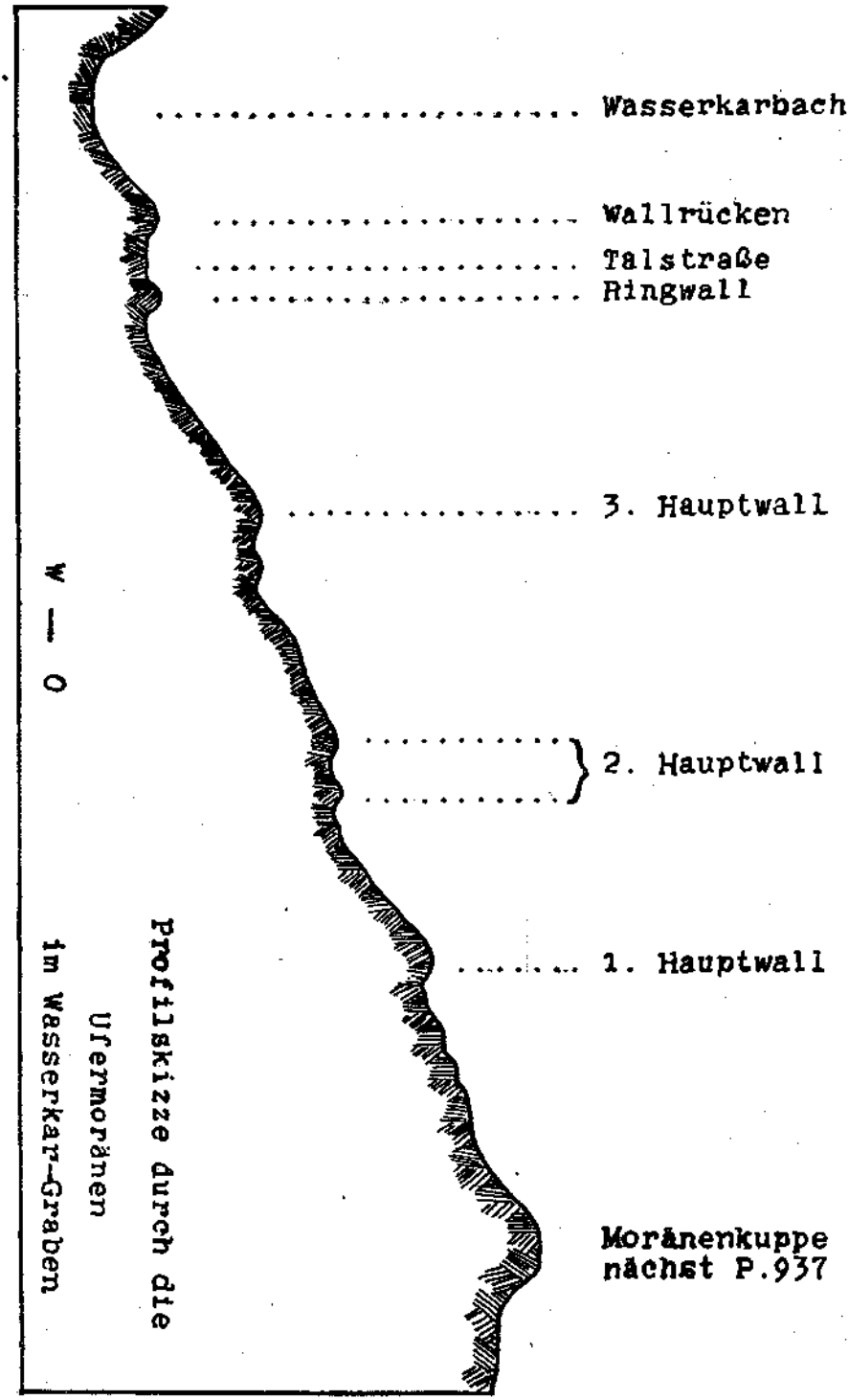

Wasserkarbach
Wallrücken
Talstraße
Ringwall
3. Hauptwall
2. Hauptwall
1. Hauptwall
Moränenkuppe
nächst P.937
W — O
Profilskizze durch die
Ufermoränen
im Wasserkar-Graben

Fig. 1

ränenartiges Material, bei den tieferen, talaus gelegenen auch schotterige Ablagerungen. Das Gefälle dieser Leisten ist sehr absätzig. Während zwischen den Leisten auf der Häuslalm und am Nieder-Tenneck ein Höhenunterschied von nur 50 m bei einer Entfernung von knapp $1^1/_2$ km besteht, beträgt er bei kaum 1 km Abstand zwischen Nieder-Tenneck und Wasserkar 170 m und von hier zu den 2 km entfernten Leisten innerhalb des Jagdschlosses 130 m. Das Ostende der Leiste am Nieder-Tenneck ist ebenfalls rund 2 km vom Westende der Leiste inner dem Jagdschloß entfernt. Hier sind aber sogar rund 300 m Höhenunterschied. Das Fehlen von Wallformen würde darauf deuten, daß es sich bei diesen terrassenförmigen Hangleisten um Reste einer alten Talverschüttung handelt. Dagegen spricht aber die große Absätzigkeit der Höhenlage, die starke Gefällsknicke der Einschüttungsfläche voraussetzen würde. Eine einfache Znordnung der Leisten zu Moränen der jüngeren Talgletscher ist aber nicht durchführbar. Ihr verwaschener Erhaltungszustand stempelt sie unbedingt als weitaus älter als jene scharf ausgeprägten und wohl erhaltenen Wälle. Es bleibt überhaupt die Frage, ob sie als Gesamterscheinung gleichen Alters sind, wogegen die Absätzigkeit ihrer Höhenlage sprechen würde. Man könnte sie auch als Ufermoränen älterer Gletscher erklären, etwa entsprechend jenen tiefliegenden Blockschnttmassen anderer Stellen des Hochkönig-Sockels (siehe Imlau-Tal, Höllen-Tal, Mitterberg-Widdersberg, Nordfuß des Kollmannsegg bei Dienten), doch liegen sie hiefür im hinteren Blühnbachtal zu tief. Auch wäre, wie ans ihrer Lage am Hahnbalzboden und auf der Häuslalm hervorgeht, an ihrer Bildnng eine glaziale Schuttzufuhr aus dem Steinernen Meer nicht beteiligt. Vorerst scheint als beste Deutung, sie für verwaschene Uferwallreste eines sehr späten Rückzugsstandes der Würmvergletscherung zu halten. Eine befriedigende eindeutige Erklärung läßt sich aber wohl erst in Verbindung mit anderen glazialen Erscheinungen auf Blatt St. Johann im Pongau durchführen und sei daher einer späteren Behandlung vorbehalten.

An mehreren Stellen des Blühnbachtales sind Schuttmassen breccienartig verfestigt, eine Erscheinung, die auch an anderen Orten des Hochkönig-Gebietes zu beobachten ist.

E. Fugger[1]) erwähnt im Wasserkargraben vom Kreidesteg (das ist die jetzige Straßenbrücke) abwärts eine homogene, kreideähnliche Kalkschlammablagerung, die auch weiter bachabwärts noch mehrfach ansteht. Diesem Schlamm verleibt ein Wechsel von rötlichen und grauen Lagen eine bald sehr feine, bald gröbere Bänderung. Im Hangenden dieser Ablagerung treten Konglomerate mit Deltaschichtung auf.

Eine mächtige Gehängebreccie mit sehr großen Blockeinschlüssen liegt im Ochsenstubengraben.

Es ist anzunehmen, daß diese brecciösen Schuttbildungen verschiedenen Alters sind. Bei den Vorkommen von echten Gehängebreccien, wie im Ochsenstubengraben, deutet der hohe Verfestigungs-

[1]) E. Fugger, Das Blühnbachtal, Jb. k. k. geol. Reichsanstalt Wien 1907.

grad auf höheres Alter (? interglazial). Dagegen sind die brecciösen Bildungen im Talgrund an das Auftreten von wasserstauenden Ablagerungen in ihrem Liegenden gebunden (Moränenlehm, Bänderlehm). Die brecciöse Deltaschüttung am Kreidesteg ist jedenfall wenig älter bis gleich alt wie die sie überlagernden Moränenmassen mit den schönen Wällen.

Imlau-Tal.

Ein über die Röthen herabreichender Gletscher hat oberhalb der Hinteren Grundalm einen mächtigen Stirnwall zurückgelassen, dessen Krone bei 1500 m liegt. Seine Schuttböschung reicht bis auf 1250 m hinunter. Bei P. 1241 auf der Hinteren Grundalm zeigen Stirnwälle einen nächst tieferen Stand dieses Gletschers an. Ein rechter Uferwall, der aus der Röthen herabzieht, gehört ihnen an.

Im Stierkar liegen bei 1400 m am Rande der Felsabstürze kleine Stirnbögen.

In der Talsohle der Imlau liegt mehrfach Blockschutt. Auf der Vorderen Grundalm birgt er auch zwei Ansätze zu rechtsseitigen Stirnbögen. Dies entspricht einem Gletschenende bei 988 m. Die Hauptmasse an Blockschutt liegt aber beim Jagdhaus Imlau, 938 m, und wenig östlich am Ostende der Wiesen. Wenn auch ausgesprochene Wallformen fehlen, so liegt hier doch eindeutig die Blockmasse eines Zungenendes. An ihrem Fuße treten Quellen aus.

Eine Gruppe stirnnaher Wälle liegt am rechten Talhang des unteren Imlau-Tales. Der Hof Weberlehen steht auf einem solchen Wall. In ihrem Bereich liegen zahlreiche Quellaustritte. Den Wällen entsprechen Gletscherenden zwischen 800 und 780 m.

Im Vorfeld dieser Wälle zieht Blockschutt zusammen mit lokalem Grundmoränenschutt bis nahe an die Vereinigung des Imlau-Tales mit dem Höllental. Der Schutt erreicht bei 600 m seinen heute tiefsten Punkt. Wenig östlich des Berghauses des Brauneisenerz-Bergbaues Schaferötz liegt unterhalb des Fußsteiges nach dem Gasthaus Hölle in den Wiesen ein kurzer, aber deutlicher Uferwall, der wohl diesem bis 600 m tief reichenden Gletscherstande zuzuordnen ist. Er ist durch seine Schuttbeschaffenheit von Bergbauhalden deutlich zu unterscheiden.

Südwestlich des Berghauses Schaferötz zieht im Wald eine gut hervortretende Schuttleiste entlang. Sie dürfte einen verwaschenen Uferwall vorstellen. Diese Schuttleiste ordnet sich im Streichen gut dem Wallrest östlich des Berghauses zu.

Höllental.

Östlich unter der Torsäule liegen bei 1900 nnd 1800 m kleine, wenig deutliche Wallreste, die auf ein Gletscherende etwas unter 1800 m hinweisen.

Im Hintergrund der Grießhantingalm liegen höchste Wälle am Fuße der mächtigen Schutthalden der Mamdlwand-Nordseite. Es sind eine größere Zahl niederer Wälle, die Gletscherenden zwischen 1300 und 1280 m anzeigen. Östlich des P. 1288 liegen Stirnwälle. Eine

Anzahl beiderseitiger Uferwälle, die sehr schön ausgebildet sind, schließen östlich P. 1121 zum Stirnbogen mit Quellaustritten am Fuße desselben.

Westlich innerhalb und unmittelbar nördlich des Jagdhauses Hölle liegen Wallreste. Der zugehörige Gletscher hat bis auf 980 bis 940 m herabgereicht.

Im Talabschnitt zwischen Flachen- und Windingberg finden sich außerhalb der Kohlstätte, bei Hammerl, sowie innerhalb des Berg- und Gasthauses Hölle bei 900 bis 850 m und in Vorhöllen bei 750 m Ansätze zu Stirnwällen. Dazwischen liegt vielfach örtlicher Grundmoränenschutt.

Weiter talab breitet sich meist schütter gestreuter Blockschutt aus. Er reicht auch noch auf die Schulter zwischen Höllen- und Salzachtal hinaus, wo er bei 600 m ausläuft. Hier liegt noch ein Riesenerratikum von Dachsteinkalk. Der in zwei Teile gespaltene Riesenblock von über 10.000 m³ Größe wurde von Trauth[2]) für anstehend gehalten. Er liegt aber eindeutig in, bezw. auf rein kalkigem Moränenschutt und zeigt an seiner talseitig gelegenen Breitseite alte Karrenrillen.

Gainfeld-Tal.

Nächst der innersten Hütte (innerhalb Kemater 968 m) liegt am Fuße des nördlichen Berghanges ein kleiner, wallähnlicher Schuttrücken. Er ist vollkommen bewachsen, mit kleinen Quellaustritten im Vorfeld. Sonst breitet sich nur örtlicher Grundmoränenschutt über weite Strecken des südlichen Talhanges.

Mitterberg—Widdersberg.

Am Südfuß des Hochkönig breiten sich die Flächen des Mitter- und Widdersberg aus. Sie werden durch das Rieding-Tal getrennt. Dieses führt zum Schrambach, der bei Mühlbach in das Mühlbacher Tal mündet.

Die Fläche des Widdersberg ist reich an Moränenbildungen. Bei 1620 bis 1600 m, unmittelbar oberhalb der Oberen Widdersbergalm, liegen kleinkuppige Stirnwälle. Sie sind 1 bis 2 m rückfällig. Sie erstrecken sich nach Osten bis an die Kante des Abhanges zum Rieding-Tal. Westlich, etwas oberhalb der Almhütten, liegt ein etwas größerer 5 bis 6 m rückfallender Stirnwall bei 1620 m. Er hat eine breite Krone, die als schwacher Doppelwall ausgebildet ist.

Zwischen 1500 und 1200 m ziehen östlich der unteren Widdersbergalm größere Blockwälle schräg hangab. Sie schneiden an der scharfen Kante zum Rieding-Tal unvermittelt ab. Mächtige Wälle liegen auch westlich dieser Alm bei P. 1435 und nordwestlich davon. Sie führen zwei Riesenblöcke.

Von der Unteren Widdersbergalm ziehen kleinere Wallreste in südöstlicher Richtung gegen die Kopp-Hütte. Auch P. 1353 westlich derselben liegt auf einem rund 50 m hohen Wallrest. Das dazu gehörende Gletscherende ist bei 1200 m anzunehmen.

---

[2]) F. Trauth, Geologie der Nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. Denkschriften d. Ak. d. Wiss., math.-nat. Kl., 100. Bd., Wien 1926.

Östlich des Rieding-Tales liegt ein entsprechendes Wallstück unterhalb der Wiederacheggalm bei 1380 m.

Im Rieding-Tal selbst fehlen Moränenwälle vollkommen. Dieses Tal schneidet mit steilen Böschungen und scharfen, geradlinig verlaufenden Oberrändern in die beiderseitigen Flächen 150 bis 200 m tief ein.

Im Bereiche der Wiederacheggalm treten einige Erosionsfurchen in Form seichter Tälchen auf. Sie streichen nach oben am Talrand des Rieding-Tales blind in die Luft aus. Das Abschneiden der Moränenwälle auf der Widdersbergalm, der scharfe Einschnitt des Rieding-Tales und die blind beginnenden Erosionsfurchen beweisen, daß die Ausräumung des Rieding-Tales sehr jung ist. Sie ist jedenfalls jünger als die obersten Wälle bei 1620 m. Sie ist aber auch jünger, als ein von der Manndlwand losgebrochener Bergsturz, der im Brandstattwald liegt. Denn nach den jetzigen Oberflächenformen hätte er sich wenigstens teilweise ins Rieding-Tal ergießen müssen.

Auch im Schuttfuß der Manndlwand ist zwischen Wiederachegg und Arthurhaus eine stärkere, junge Zertalung festzustellen. Sie entblößt teils Grundgebirge, teils glaziale Ablagerungen (Gehängebreccien und kalkige Grundmoräne) und entspricht vollkommen der Ausräumung des Rieding-Tales.

Am Westende des Hochkail liegt in großer Erstreckung Blockschutt. Seine Verbreitung ist in dem von Grauwackenschiefern aufgebauten Gebiet besonders deutlich. Dieser Blockschutt beginnt am Schrambach nächst dem Ruperti-Haus und steigt am Kailhang bis P. 1568, dem Kirchstein, hinauf. Dieser selbst ist ein Riesenblock, der den Bergwald um etwa 15 m überragt. In der Zusammensetzung des Schuttes ist ein starkes Überwiegen von Triasdolomit (besonders Hauptdolomit) gegenüber Dachsteinkalk zu beobachten. Auf der Südseite des Hochkail reicht der Schutt lappenartig gegen Mühlbach hinab. Kleinere, abgetrennte Reste liegen noch am Taubenkogel (1420 m) am Hochkailsüdhang.

Die Schuttmasse des Kirchsteinwaldes hängt mit einer gleichartigen im Scheidegg zusammen, die sich aus dem Vorfeld der Wälle nächst der Unteren Widdersbergalm bis nahe an die Talsohle bei Mühlbach hinunterzieht. Die Schuttverteilung ist derartig, daß im Walde oberhalb des Scheidegg-Bauern (1048 m) rein kalkiger Blockschutt, unterhalb feinerer Moränenschutt liegt, der unterhalb Rohrmooser in Moränenschutt und Schotter mit Geschieben, bezw. Geröllen von Grünen Werfener Schichten übergeht.

Morphologisch bildet die Blockschuttmasse des Scheidegg eine ausgeprägte Terrasse mit Felskern. Ihre Böschungen gegen Mühl- und Schrambach sind ausgesprochen erosiv.

Birgkar—Trockenbachtal.

Der Hochköniggipfel bricht mit gewaltigen Plattenschüssen nach Süden zum Birgkar ab, einem Felskessel, der allerdings kein Kar im eigentlichen Sinne ist.

Ein mäßig hoher Moränenbogen reicht bis auf 1580 m herab. Nächst der Stegmoosalmhütte liegt bei 1460 m ein weiterer, schöner Stirnwall.

Das Trockenbachtal wird beiderseits von mächtigen Ufermoränen begleitet. Es sind beiderseits zwei starke Hauptwälle mit einer bis 20 m hohen Außenböschung und einer rund 100 m hohen Innenböschung. Die Wälle werden von zahlreichen Wallresten teils etwas älterer, teils etwas jüngerer Gletscherstände begleitet.

„Am Sattel" entspricht diesen Ufermoränen eine ebenso großartige Endmoränenlandschaft. Zahlreiche Kuppen und Wälle lassen hier ein Gletscherende bei 1200 m erkennen. Im Vorfeld desselben liegen Sander-Ablagerungen, Schotter, Sande, Lehme sowie zahlreiche, starke Quellaustritte. Sie dienen der Trinkwasserversorgung von Mühlbach. Die Schuttablagerungen ziehen sich geschlossen bis zur Vereinigung des Feller- mit dem Trockenbach hinab. Östlich P. 1253, an der Außenseite des rechten Uferwalles, breiten sich Schotter von Schmelzwässern des Gletscherrandes aus. Auch sie zeigen Wallformen, die aber auf Erosion durch seitliche Schmelzwässer zurückzuführen sind.

Die Moränenschuttmassen „am Sattel" haben den aus dem Gebiete der Dientener Alm kommenden Bach gezwungen, am Eisrand entlang zum Fellerbach zu fließen und nicht, wie dies fälschlich auf den Karten 1 : 25.000 und 1 : 75.000 eingetragen ist, quer durch die Uferwälle zum Trockenbach.

Schönberg- und Rohrmoosalm, Dienten.

Im Bereiche der Schönberg- und Rohrmoosalm liegen zahlreiche Wälle, meist Uferwälle mit Ansätzen zu Stirnbögen. Sie lassen Gletscherhalte bei 1600, 1500 und 1450 bis 1350 m auf der Schönberg- und bei 1550 und 1450 m auf der Rohrmoosalm erkennen.

Tiefere Hangteile sind von Blockschutt bedeckt, aus dem vielfach gehängebreccienartige Bildungen vorschauen.

Westlich unterhalb der Schönbergalm (Erich-Hütte) liegt im Schönberggraben (Dientner Ache) über Buntsandstein gut bearbeitete reiu kalkige Grundmoräne mit reichlich gekritzten Geschiehen. Sie ist über dem Buntsandstein konglomeratartig verhärtet, während ihre hangenden Teile noch weichlehmig sind. Über die Grundmoräne folgen Gehängebreccien, die von Blockmoränenschutt überlagert werden. Beide unterscheiden sich nicht in ihrer Schuttzusammensetzung. Sowohl über der konglomerierten Grundmoräne, wie über der nicht verfestigten, treten ziemlich starke Quellen aus.

Am von Grauwackenschiefern und Gesteinen der skytischen Stufe aufgebauten Nordfuß des Kollmaunsegg liegt mächtiger, rein kalkiger Block- und Grundmoränenschutt. Er entspricht in Zusammensetzung und Lage ganz dem Blockschutt im Kirchsteinwald (Hochkailwestseite). Auch hier ist wieder ein starkes Vorherrschen der Dolomitkomponente zu beobachten. Dies findet seine natürliche Erklärung darin, daß an der Südseite des Hochkönig die Dolomitfazies sehr hoch hinauf reicht und auch der Dachsteinkalk noch teilweise

dolomitisch entwickelt ist. Der kalkalpine Schutt läßt sich bis gegen das Dorf Dienten, bis 1050 m, verfolgen. Er geht dabei in Grundmoränen und auch Schotter über. An seinem Unterende bei Dienten scheint er hocheiszeitliche Grundmoräne, reich an Grauwackengeschieben, zu überlagern. Die glaziale Herkunft dieses Kalkschuttes wird durch die enge Verbindung von Blockmoränen und kalkiger Grundmoräne mit schön geschrammten Geschieben bewiesen.

Bei Schneegg (1220 m) deuten Schuttkuppen Wallformen an. Bei Dachegg (1263 m) liegen mehrfach Riesenerratika von Dachsteinkalk und -dolomit (z. B. P. 1290).

Hintertal.

In dem von den Westabstürzen des Hochkönig und den Südabfällen des Steinernen Meeres (Ostteil) umrahmten Talschluß von Hintertal liegt unter der Torscharte (2283 m) bei P. 1632 ein kleiner Wall.

Kräftige beiderseitige Uferwälle liegen unterhalb P. 1522 bei der verfallenen Jagdhütte bei 1400 m.

Am Südhang des Steinernen Meeres liegen im Kar unter dem Poneck (2614 m) zwischen 2000 und 1800 m kleinere Wälle. Ein Wall mit kräftigem, vorgelagerten Schuttkegel liegt bei 1500 m. Bei der Kühalm (1286 m) zeigen zwei rechtsseitige Uferleisten (kleine, ein paar Meter hohe Wallrücken) die Vereinigung des Poneckar-Gletschers mit dem Torscharten-Gletscher an. Auch der linke Uferwall dieser Gletscherzunge ist als Rest erhalten.

Ein starker Wall zieht an der linken Seite des vom Lammkogel (2820 m) herabkommenden Engtales (Bertgen-Hütte) von P. 1413 bis gegen 1200 m hinab.

Im Haupttal liegt 50 bis 100 m und auch mehr mächtiger Blockmoränenschutt bis auf 1100 m hinab. Er ist an seiner Stirn gehängebreccienartig verfestigt. Sehr starke Quellen treten hier aus. Ein Wallrücken ist am linken Rande der Schuttmasse erhalten.

Die Blockschuttmassen im Kirchsteinwald und bei Dienten.

Wie schon erwähnt, liegen im Kirchsteinwald an der Westseite des Hochkail und am Nordfuß des Kollmannsegg zwischen Dientener Alm und Dienten ausgedehnte Blockschuttmassen. Ihr genetischer Zusammenhang ist durch vollkommen gleiche Erscheinungsformen bewiesen. Sie bestehen überwiegend aus Dolomiten der mittleren und oberen Trias und liegen, wie im Kirchsteinwald, schon weit innerhalb des Verbreitungsbereiches der Grauwackenzone. Dabei steigen sie im Kirchsteinwald 250 m hoch einen Gegenhang hinauf und reichen noch weit ins jenseitige (Mühlbacher) Tal hinab, während sie bei Dienten rund 4 km weit ebenfalls an einem Gegenhang entlangziehen.

Die Beziehung des Transportes dieser ortsfremden Gesteinsmassen durch Bergsturz scheidet aus, da nirgends am Hochkönig eine entsprechende Bergsturznische vorhanden ist. Außerdem ist der Blockschutt für Bergsturzschüttung zu sehr gleichmäßig flächenhaft aus-

gebreitet. Auch müßte ein Bergsturz, um 250 m hoch einen Gegenhang hinaufzufahren, eine entsprechend hoch gelegene Abbruchstelle haben, die im Hochkönig bereits in der von Dachsteinkalk aufgehauten Wandzone gelegen wäre, so daß auch im Schutt ein Überwiegen dieses Gesteins vorhanden sein müßte.

Es bleibt für die Verfrachtung dieser Schuttmassen nur Eistransport. Bei der rein kalkalpinen Zusammensetzung des Schuttes kann es sich nur um Ablagerungen einer Eigenvergletscherung des Hochkönig handeln. Diese muß aber sehr stark gewesen sein, daß ihre Moränenablagerungen diese Verbreitung haben können.

Altersstellung.

Die Endmoränen der Gletscher der Schlußvereisung lassen sich allgemein den Daun-, Gschnitz- und Schlernständen zuordnen. Dabei ist für Größe und Höhenlage des Zungenendes jeweils die Größe des Einzugsgebietes maßgebend. Diese wiederum hängt von der Form desselben und von der Höhe der Schneegrenze ab. Als allgemeiner Satz gilt dabei für Daun eine Senkung derselben um 300 m, für Gschnitz um 600 m und für Schlern um 900 m unter die heutige. Diese tieferen Schneegrenzen bedingen im allgemeinen naturgemäß eine entsprechende Vergrößerung des Nährgebietes.

Der Hochkönig ist ein Plateaugebirge, das fast allseitig mit steilen Felswänden abbricht. Das Plateau selbst ist eine nach Norden abdachende Fläche mit Relief. Sie liegt zwischen 2900 und 2550 m. Diesem Hochkönigplateau engeren Sinnes ist im Osten das Neugebirge vorgelagert mit Plateauhöhen zwischen 2500 und 1900 m.

Wie Karte und tabellarische Zusammenfassung aller Moränenvorkommen des Hochkönig zeigen, lassen sich die Wälle zu Gruppen ordnen. Dabei fällt auf, daß die oberste Gruppe ausgesprochen schwach vertreten ist. Eine mittlere Gruppe, die sehr wallreich ist, läßt sich weiter untergliedern. Die tiefste Gruppe ist durch den Mangel an Wallformen gekennzeichnet. Es liegt auf der Hand, diese Gruppen in Daun, Gschnitz und Schlern einzubauen.

Der Hochkönig ist auch heute noch vergletschert. Allerdings ist dieser Gletscher in den letzten Jahrzehnten auf ein kleines Eisfeld zusammengeschmolzen, das nicht einmal mehr die Hälfte des eigentlichen Hochkönig-Plateaus bedeckt. Die heutige Schneegrenze liegt bei 2900 m, wenn nicht noch höher. Wir müssen aber unseren Betrachtungen eine rezente Schneegrenze zugrunde legen, wie sie bei Aufstellung des Begriffes des „Daun-" und „Gschnitzstadium", das ist etwa zu Beginn des 20. Jahrhunderts, war. Und diese hat am Hochkönig bei 2700 bis 2800 m gelegen.

Die Daun-Schneegrenze im Hochköniggebiet ist demnach 300 m tiefer, bei 2400 bis 2500 m festzusetzen. Sie fällt mit dem Unterrand des Hauptplateaus zusammen. Mit Ausnahme des kleinen Walles im Wasserkar bei 1710 m und der Wallreste unter der Torsäule bei 1900 und 1800 m liegen alle Wälle zu tief und zu weit entfernt, um von Daungletschern abgelagert worden zu sein.

Altersstellung der Wälle		Höhenlage der Wälle		
		Blühnbachtal	Imlautal	Höllental
Dann-Moränen Schneegrenze 2400—2500 m		Wasserkar 1710 m		Unterhalb Torsäule 1900—1800 m
		Tauchertal 1860—1740 m (Steinernes Meer)		
Gschnitz-Moränen, Schneegrenze 2100—2200 m	Gschnitz II	Hahnbalzboden 1414 m (Steinernes Meer)	Hintere Grundalm 1500 m	Grießhanting 1300—1280 m
		Häuslalm 1380 m (Steinernes Meer)	Hintere Grundalm 1241 m	
		Häuslalm 1200 m (Steinernes Meer)		
		Wasserkar 960 m	Stierkarl 1400 m	
	Gschnitz I	Seichen 1018 m	Vordere Grundalm 988 m	Grießhantig 1121 m
		Hintere Sulzen 1020 m		Jagdhaus Höllen 980—940 m
		Wallgruppe Wildhütten 800 m	Imlau 936 m	Höllen 900—850 m
	sehr tiefes Gschnitz I	Gletscherende Jagdschloß 760 m	Weberlehen 800—770 m	Vorhöllen 750 m
Schlern-Moränen Schneegrenze 1800—1900 m		? im Salzachtal bei Teuneck	Blockschutt bis 600 m, dazu Uferwall und Schuttleiste Schaferötz	

Übersicht der Wälle

(Gletscherenden)

Widdersberg-Rieding	Birgkar-Trockenbachtal	Schönbergalm-Rohrmoosalm	Hintertal
Obere Widdersberg-Alm 1620—1600 m	Birgkar 1580 m	Schönbergalm 1600 m	Torscharte 1632 m
	Stegmoosalm 1460 m		Poneck 2000—1880 m — Steinernes Meer
Untere Widdersberg-Alm 1500—1300 m	Am Sattel 1200 m	Schönbergalm 1500 m	Poneck 1500 m
		Schönbergalm 1450—1350 m	Hintertal 1440 m
Kopphütte 1200 m		Rohrmoosalm 1550—1450 m	Poneck—Kühalm 1200 m Bertgenhütte P.1413 1200 m
			Hintertal, Hauptgletscher 1100 m
Blockschutt Kirchsteinwald—Scheidegg rund 900 m		Blockschutt Dachegg—Dienten bis 1050 m	

Im Ostteil des Steinernen Meeres kommen auf dem ebenfalls nach Norden abflachenden Plateau nur schmale Flächen über die 2400 m-Linie (Daun-Depression) zu liegen. Auf der Südseite des Steinernen Meeres fällt diese Linie in die Steilwände, so daß hier überhaupt keine Speicherflächen auftreten (siehe Nebenkarte). So sind nur die Wälle im Tauchertal bei P. 1860 und nördlich P. 2378 Daun. Und auch sie gehören bei der geringen Größe des Einzugsgebietes eher einem tieferen Stande desselben an als einem höheren.

Die Gschnitz-Schneegrenze fällt mit der 2100 bis 2200 m-Linie zusammen. Sie kommt im Norden, Westen und Süden mitten in die Steilwände des Hochkönig zu liegen, so daß das Nährgebiet lediglich um steile Eisschluchten vergrößert wurde. Nur im Osten des Hochkönig, im Neugebirg, bringt sie größere Firnspeicherflächen zu.

Die Schneegrenze jener tief reichenden Gletschergruppe, die Klebelsberg[3]) erstmals als Schlernstadium beschrieben hat, kommt mit 900 m unter der rezenten zwischen 1800 und 1900 m zu liegen. Diese Höhe entspricht vielfach dem Unterrand der Felswände des Hochkönig oder auch sie kommt noch in die Wand zu liegen. Eine tatsächliche Vergrößerung der Speicherflächen wurde daher durch sie ebenfalls nur im Ostteil des Gebirgsstockes erwirkt.

Da mit der Daun-Depression nur für ein paar Wälle das Auslangen zu finden ist und wiederum eine Senkung der Schneegrenze im Schlernausmaß um 900 m zu groß ist, fällt die große Mehrheit aller Wälle nach Gschnitz. Dieser Gletscherstand ist teilweise durch überaus wallreiche Moränen ausgezeichnet. Ihre Höhenlage ist sehr unterschiedlich. Einerseits gehören ihm Wälle bei 1500 m an, anderseits zählen ihm noch Gletscherstände zu, die bis auf 800 m und etwas mehr hinabreichen. Im Hochköniggebiet läßt sich daher, ähnlich wie in anderen Gebieten der Ostalpen, Gschnitz in zwei Gruppen, ein höheres Gschnitz II und ein tieferes Gschnitz I unterteilen[4]), wobei sich von Gschnitz I noch eine kleinere Gruppe besonders tiefreichender Stände abspaltet.

Mehrfach liegen vor den Gschnitzwällen noch große Massen von Blockschutt. Sie erreichen an der Vereinigung des Imlau- und Höllentales mit 600 m ihre größte Tiefe und im Kirchsteinwald, bei Scheidegg und bei Dienten, ihre größte Ausdehnung. Ihr glazialer Ursprung wurde bereits dargelegt. Sie sind von Gletschern abgelagert, für deren Größe und Reichweite nur mit der Schlern-Depression der Schneegrenze das Auslangen zu finden ist.

Es ergibt sich, daß im Hochkönig die Schneegrenzdepressionen im Gschnitz- und Schlernausmaß, ausgenommen die Ostseite, keine nennenswerte Vergrößerung der Firnspeicherfläche gegenüber Daun brachte. Das Nährgebiet blieb vor allem für die Gletscher der Nord- und Südseite stets gleich groß. Dennoch sind die einzelnen Gletscher-

---

[3]) R. v. Klebelsberg, Beitrag zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. Zeitschr. d. deutschen Geol. Ges., Bd. 79. Berlin 1927.

[4]) W. Heißel, Quartärgeologie des Silltales. Jb. d. geolog. Bundesanstalt in Wien, 82. Bd. Wien 1932.

J. Ladurner, Die quartären Abfagerungen des Sellrain. Jb. d. geolog. Bundesanstalt in Wien, 82. Bd. Wien 1932.

stände des Hochkönig deutlich in verschieden alte, verschieden tief reichende Gruppen gegliedert. Innerhalb der einzelnen Wallgruppen gleicher Altersstellung lassen sich nur Größenunterschiede beobachten, die durch die oft ausgesprochen nord-, bezw. südseitige Auslage bedingt sind.

Es folgt daraus, daß für die Reichweite und Tiefenlage der Gletscher nicht so sehr die Tiefe der Schneegrenze und besonders nicht die Größe des Nährgebietes maßgebend war, vielmehr andere Ursachen den Ausschlag gaben. Diese sind wohl in der Durchschnittstemperatur im Zehrgebiet und besonders in der Dauer der Schneegrenz-Klimadepression zu suchen. Für die Durchführung der Altersbestimmung alter Gletscherstände lassen sich allerdings diese Umstände kaum in Rechnung stellen.

Der zeitliche Ablauf.

Das älteste, nachweisbare Ereignis der Schlußvereisung im Hochköniggebiet ist die sehr ausgedehnte Vergletscherung des Schlernstandes. Die Enden dieser Gletscher sind zwar nicht durch Stirnwälle belegt, doch zeigt die Ablagerung ihrer Blockschuttmassen deren Mindestreichweite an. Der Hochkönig muß zu damaliger Zeit ein eisgepanzerter Riese gewesen sein. Über seine Südabstürze hingen wilde Eisbrüche herab, die sich am Gebirgsfuß zu gewaltigen Eiskuchen verbreiterten, lediglich durch schmale, eisfreie Zonen voneinander getrennt. Solche lagen am Dientner und am Mitterberger Sattel. An der Ostseite hatten sich Imlau- und Höllengletscher zu gemeinsamer Zunge vereinigt, die bis in die Sohle des damaligen Salzachtales herabreichte. Über die Ausdehnung des Blühnbacher Gletschers liegen keine Anhaltspunkte vor.

Entsprechend der Tiefenlage des Imlau-Höllner-Gletschers zur Schlernzeit dürfte auch der Blühnbacher Gletscher bis ins Salzachtal vorgereicht haben und seine Endmoränen nachträglich zerstört werden sein.

Auffallend ist, daß die Ablagerungen dieser Gletscher auch hier wie in anderen Gebieten der Ostalpen [5]) frei von ortsfremden Schuttbeimengungen sind, obwohl sie, wie im Imlau-Höllengletscher, bis in den Bereich der Riß-Würm-interglazialen Talverschüttung hinabreichten. Das zeigt aber, wie schon Ampferer mehrfach feststellte, daß die Täler von älterem Glazialschutt und besonders auch von den Schuttmassen des abschmelzenden Würmgletschers weitestgehend erosiv entblößt worden sind, sonst hätte der jüngere Schlerngletscher unbedingt Material davon in sich aufgenommen.

Die Verbreitungsbereiche des Schlernmoränenschuttes werden heute vielfach durch tiefe Täler zerschnitten (Imlautal, Höllengraben) oder von reinen Erosionsböschungen begrenzt (Scheidegg). Zur Schlernzeit müssen hier noch wenig zertalte einheitliche Flächen vorgelegen haben. Die (Wieder-) Ausräumung dieser Talstrecken

[5]) O. Ampferer, Waren die Alpen zwischen Würmeiszeit und Schlußvereisung unvergletschert? Sitzungsber., Ak. der Wiss., math.-nat. Kl., Wien 1936, 145. Bd.

ist jung und wohl zur Hauptsache den Schmelzwässern junger Gletscherstände zuzuschreiben. Diese Wiederausräumung der Täler führte örtlich zu schöner Terrassenbildung an den Talhängen. So dürften im Mühlbacher Tal Terrassenreste am Ausgang des Klausgrabens bei 940 m dem Scheidegg-(Schlern-)Niveau zugehören, während ein tieferes Terrassensystem dem Gschnitzstande zuzuordnen sein dürfte. Eine endgültige Eingliederung der Terrassen ist erst nach Untersuchung des Gesamtgebietes möglich und sei einer späteren Bearbeitung vorbehalten.

Nach der Schlernzeit sind die Gletscher unter dem Einfluß einer Klimaänderung stärker abgeschmolzen, bis sie in den Gschnitzmoränen neue Vorstöße erkennen lassen. Wie der große Wallreichtum dieses Gletscherstandes zeigt, war es eine Zeit zahlreicher Schwankungen eines allmählichen Rückzuges. Während die tieferen Stände (Gschnitz I) im Hochkönig-Gebiet noch mächtige Talgletscher waren, zeigen die höheren Wälle dieses Standes (Gschnitz II) bereits den Zerfall in kleinere, einzelne Hanggletscher an. Den Gschnitzgletschern, besonders denen des Gschnitz-I-Standes mußten gewaltige, wasserreiche Gletscherbäche entströmt sein, die wohl manche Ablagerungen des älteren Schlernstandes zerstörten. Darum finden sich heute auch dessen Ablagerungen nur mehr abseits der Haupterosionswege an geschützten Talflanken. In oder knapp vor die Gschnitz-Zeit sind auch die Kalkschlamm- (Bänderlehm-) und Deltaschüttungen im Blühnbachtal im Bereich des Kreidesteges zu datieren.

Zeugen der Daun-Gletscher sind nur sehr spärlich vertreten. Dies hat vor allem darin seinen Grund, daß die Enden dieser Gletscher in die Steilwände des Hochkönigmassivs zu liegen kamen, wo sich Wallformen überhaupt nicht ausbilden konnten.

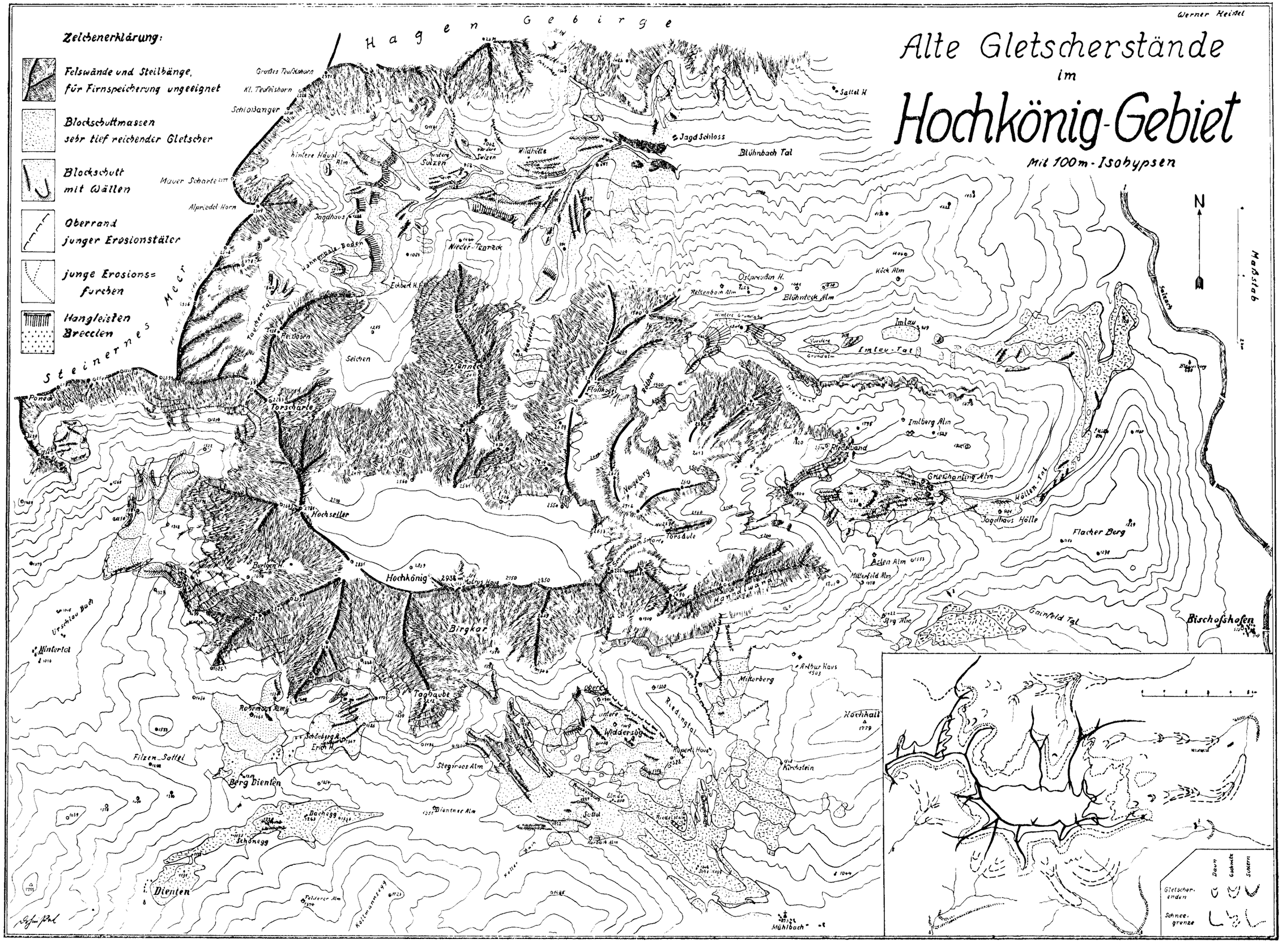
Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß die Anordnung der Moränenwälle auf der Widdersbergalm derartig ist, daß ihre Ablagerung nur möglich war, wenn das Riedingtal noch nicht vorhanden war, sondern Widdersberg und Mitterberg noch eine geschlossene Fläche bildeten, auf der die Enden des von der Schrambachscharte herabreichenden Gletschers lagen. Die Ausräumung dieses großen Talraumes ist ganz jung, jedenfalls jünger als Gschnitz II und auch jünger als der im Brandstattwald liegende Bergsturz. Vielleicht waren an der Ausräumung dieses Tales auch Wassermassen beteiligt, die aus der großen Höhle in der Wetterwand (westlich der Schrambachscharte) einst hervorbrachen, ähnlich dem Wandbach, heute im Wasserkar an der Nordseite des Hochkönig. Die Größe der Ausräumung wird veranschaulicht: Der Boden des Riedingtales ist rund 1 km lang, die Talflanken sind rund 200 m hoch, die obere Weite des Talraumes beträgt durchschnittlich 800 m, das abgeführte Material macht mindestens 30 bis 40 Millionen Kubikmeter aus.

An den eisfreien Hangstücken setzte schon früh die Anlagerung von Gehängeschutt ein. Dabei lagen die Erosionsbasen vielfach anders als heute. Im Graben zwischen Hinteren und Mittleren Eibleck an der Nordseite des Hochkönig fällt deutlich geschichteter Hangschutt flacher talwärts ein, als der heutige Talhang, so daß die Schichtung des Schuttes von diesem transgressiv geschnitten wird.

Zusammenfassung.

In vorliegender Arbeit werden die Moränenablagerungen der Schlußvereisung im Hochkönig-Gebiet beschrieben und dem Alter nach getrennt. Es zeigt sich dabei zufolge der morphologischen Verhältnisse dieses Gebirgsstockes ,daß die Reichweite und Höhenlage der einzelnen Gletscherstände nicht von der Größe des Nährgebietes und damit zusammenhängend von der Lage der Schneegrenze abhängig ist (siehe besonders die Gletscher an der Südseite des Hochkönig), sondern wohl vielmehr von der mittleren Jahrestemperatur im Zungengebiet und der Daner der Depression der Schneegrenze. Im Hochkönig-Plateau engeren Sinnes blieb die Größe der Speicherfläche zur Daun-, Gschnitz- nnd Schlernzeit im wesentlichen dieselbe. Sowohl die ehemaligen Gletscher der Südseite wie auch die der Nordseite sind Abkömmlinge des Hochkönig (engeren Sinnes). An der Nordseite sind wohl auch teilweise Znflüsse aus dem Steinernen Meer und Hagengebirge beteiligt, der Einfluß des Hochkönig ist aber weitaus überwiegend. Die Größenunterschiede an der Nord- und Südseite des Gebirges gehen auf die ausgesprochene Nord-, bezw. Südexposition zurück.

Offenbar bedingt durch die starke Wasserführung der Schmelzbäche der Gletscher der Schlußvereisung begann mit Ende der Schlernzeit eine beträchtliche Ansräumung der Täler von dem Glazialschutt der Schlußvereisung. Sie führte zur teilweisen Zerstörung der älteren Ablagerungen und zur Bildung von Erosionsterrassen in den Tälern.


Werner Heißel
Alte Gletscherstände
im
Hochkönig-Gebiet
Mit 100m-Isohypsen
Zeichenerklärung:
Felswände und Steilhänge, für Firnspeicherung ungeeignet
Blockschuttmassen sehr tief reichender Gletscher
Blockschutt mit Wällen
Oberrand junger Erosionstäler
junge Erosionsfurchen
Hangleisten Breccien
Hagen Gebirge
Steinernes Meer
Großes Teufelshorn
Kl. Teufelshorn
Schloßanger
Mauer Scharte
Alpriedel Horn
Jagdhaus
Hahnenbalz Boden
Nieder-Tenneck
Eckbert H.
Reißhorn
Seichen
Tenneck
Torscharte
Hochseiler
Hochkönig
Birgkar
Tagbaube
Wildhütte
Sulzen
Jagd Schloss
Blühnbach Tal
Sattel H.
Ostpreußen H.
Blühnteck Alm
Köck Alm
Imlau
Imlau-Tal
Imlberg Alm
Riedelwand
Griesshanting Alm
Höllen-Tal
Jagdhaus Hölle
Flacher Berg
Asten Alm
Mitterfeld Alm
Gainfeld Tal
Bischofshofen
Salzach
Neugeburg
Torsäule
Hannalwand
Mitterberg
Arthur Haus
Hochkall
Kirchstein
Riedingtal
Widdersberg
Stegmoos Alm
Dientner Alm
Berg Dienten
Filzen Sattel
Dachegg
Schönegg
Dienten
Mühlbach
Urschlau Bach
Mintertal
Ponek
Maßstab
N
Gletscherenden
Schneegrenze
Daun
Gschnitz
Schlern

Der stratigraphische Wert der Ostrakoden im Pannon des Wiener Beckens

Von **Erhard Winkler.**

I. Geschichtliche Entwicklung der Ostrakodenfrage.
II. Bearbeitung der Ostrakoden auf Grund der Faunengemeinschaften
III. Statistische Untersuchungen über Ostrakoden.

I.

Geschichtliche Entwicklung der Ostrakodenfrage.

Mehr als hundert Jahre sind vergangen, seit d'Orbigny und Reuß ihre ersten berühmten Monographien über Foraminiferen und Reuß auch über die Ostrakoden des Wiener Tertiärbeckens herausgegeben haben; doch erst seit 30, 40 Jahren ist man imstande, die Foraminiferen für die Feinstratigraphie des Wiener Miozäns sinnvoll anzuwenden. Für die im Torton und Sarmat lagenweise sehr häufig vorkommenden Ostrakoden haben sich die Stratigraphen recht wenig interessiert, da die Foraminiferen für die Schichtenbestimmung hinreichende Anhaltspunkte boten. Dies trifft allerdings im Pannon nicht zu, wo die Foraminiferen durch Aussüßung ganz den Ostrakoden den Platz überlassen haben. Als Leitfossilien hielten hier die Congerien, die typischen Süßwasserbewohner, ihren Einzug. Für Proben aus Aufschlüssen und Bohrungen mit größerem Bohrquerschnitt kann die Bestimmung der Pannonhorizonte immerhin noch auf Grund der Congerien erfolgen, in Counterflush-Bohrungen dagegen mit Querschnitten bis zu einem Zoll müßte es geradezu ein Zufall sein, auf eine bestimmbare Congerie zu stoßen. Wir sind also in solchen Fällen ganz und gar auf Ostrakoden und auf die im Wiener Becken noch recht unsichere sedimentpetrographische Bestimmung angewiesen.

Aus einer gemeinsam mit Kollegen F. A. Tauber vorgenommenen Besichtigung der damals durch den Bau der Reichsautobahn gut aufgeschlossenen Gosau und des anschließenden Tortons zwischen Brunn und Perchtoldsdorf (Bauwerk Gattringerstraße) schöpfte ich die Anregung zu einer näheren Bearbeitung dieses Aufschlusses (12). Unter etwa 60 Arten Makrofossilien und 67 Foraminiferenarten fand sich auch eine sehr reiche Ostrakodenfauna, die ich damals (Herbst 1939) nur mit dem mir zur Verfügung stehenden Werk von Reuß zu be-

stimmen versuchte (7). Durch den wunderbaren Feinbau und die Vielgestaltigkeit der Formen veranlaßt, beschloß ich, zu der bis dahin fehlenden Systematik einen Beitrag zu leisten. Damals war ich noch gezwungen, erklärend zur Ostrakodenbestimmung beizufügen (12a): „Der große Artenreichtum an Ostrakoden machte eine Bestimmung notwendig, die aber wegen Mangels an Schrifttum nicht mit Sicherheit durchgeführt werden konnte. Viele Formen müßten zusammengezogen werden, andere wieder gehören nur dem Formenkreis der oben bestimmten Ostrakoden an." Ein Bestimmen der Variationsbreiten wäre für die Zusammengehörigkeit der einzelnen Arten die Vorbedingung zum Aufstellen einer einigermaßen brauchbaren Systematik gewesen. An eine Durchführung dieses Vorhabens war damals nicht zu denken. In schneller Reihenfolge erschien nun eine Serie bemerkenswerter Arbeiten über Ostrakoden. So hat Dr. Helmut Fahrion (2) auf Grund langjähriger Erfahrungen erkannt, daß die Ostrakoden die einzige Bestimmungsmöglichkeit für das nahezu 500 m mächtige Wiener Pannon bilden und stellte mit Hilfe der Formengemeinschaften der Ostrakoden eine Stratigraphie auf, wenn auch die einzelnen Formen durch ihre sehr große Variationsbreite ineinander überzugehen scheinen und auf diese Weise ein Bestimmen sehr erschweren. Der großen Schwierigkeit der Bestimmung der Formen ist Fahrion durch Benennen der von ihm verwendeten, stratigraphisch wichtig erscheinenden Formenkreise mit den Buchstaben A, B, C, D, F, G, H in eleganter Weise aus dem Wege gegangen. Durch weitere Untersuchungen im nördlichen Wiener Becken hat Vladimir Pokorny (6) die Übersicht der Formenvergesellschaftungen im Pannon erweitert und hat das Schaubild Fahrions durch eine zeichnerische Darstellung ergänzt, in der er die Häufigkeit der Formen durch die Dicke von Balken veranschaulicht. Dieses Schaubild mit seinen zusätzlichen guten Abbildungen der Ostrakodenformen sieht viel einfacher aus, als es ein Bohrprofil in der Regel zeigt. Unter den zahlreichen Bohrproben konnte ich in einer vollständigen Probenfolge nur aus der Wasserbohrung im Arenbergpark, reichend vom oberen Unter-Mittel-Pannon bis 100 m tief ins Sarmat hinein, ein derartiges Schaubild erhalten. In anderen Bohrungen sind meistens nur die A-, B- und C-Formen zu finden, oft streckenweise überhaupt nur die A-Form allein. Durch Pokornys Literaturverzeichnis wurde eine bei uns bis jetzt recht wenig beachtete Arbeit neu zur Kenntnis gebracht, Zalanys Arbeit über miozäne Ostrakoden aus Ungarn (14a). Dem Rufe nach einer Auswertung etwaiger Mutationserscheinungen an der sehr häufigen Durchläuferform A (*Cytheridea pannonica* Mehes) ist der Paläontologe Edmund Schubert (8c) gefolgt. Dünnschliffuntersuchungen der Außenleiste, der Randzone, Verwachsungszone und Verwachsungslinie weisen Veränderungen vom Sarmat zum Mittel-Pannon auf, auf welcher Grundlage Schubert später eine scharfe Trennung der einzelnen Arten und eine stratigraphische Auswertung vorzunehmen gedenkt. Abgesehen davon, daß diese neue Methode für die Herstellung des Schliffes der meist einen Millimeter nicht übersteigenden Individuen eine sehr geschickte Hand erfordert, dürfte eine Bestimmung der einzelnen Zonen des

Pannons leider nur ungefähr mit Hilfe von schon untersuchten Vergleichsstücken erfolgen können. Auch Schuberts Literaturverzeichnis wies auf eine recht interessante andere Arbeit Zalanyis hiu (14b). Augenblicklich versucht der ausgezeichnete Kenner der Ostrakoden Dr. E. Triebel am Senckenbergmuseum in Frankfurt am Main, mit genügend Ostrakodeumaterial ausgestattet, eine Systematik der Ostrakoden des Wiener Tertiärs auf Grund kennzeichnender Merkmale aufzustellen. Andere schöne Ostrakodenarbeiten Triebels, die Morphologie der Ostrakodengattungen behandelnd, sind bereits vor einigen Jahren in der Zeitschrift Senckenbergiana erschienen (9a, b, c, d).

Pokorny versuchte in seinen letzten zwei Arbeiten (6b, 6c) die einzelnen Formen systematisch zu beschreiben und stratigraphisch eiuzuordnen. Seine Untersnchungen beschränken sich auf die Erdölgebiete Südmährens und der Slowakei.

II.

Bearbeitung der Ostrakoden auf Grund von Formengemeinschaften.

Im Winter 1943/44 wurde für die Flakgeschütze knapp neben dem Flakturm im Arenbergpark eine Tiefbohrung auf Kühlwasser abgeteuft, die, wie schon vorher erwähnt, vom Mittel-Pannon an eine geschlossene Schichtenreihe bis zum Sarmat aufwies und noch 120 m ins Sarmat hineinreichte. Infolge des Vorhandenseins sämtlicher Bohrkerne war es möglich, bestimmbare Congerienwirbel und eine Unzahl von zum Teil gut erhaltenen Ostrakoden herauszuschlämmen. Nachstehend sei das Bohrprofil Arenbergpark vollständig wiedergegeben:

Die Tiefbohrung beim Flakturm im Arenbergpark, Wien III.

(Mit Verwendung des Berichtes von Dr. Harald Hochstetter.)

Die Bohrung liegt, wie schon erwähnt, an der östlichen Randmitte des Geschützturmes, in etwa 5 m Abstand von diesem. Die Tiefbohrung wurde von der Firma Latzel & Kutscha im August 1943 begonnen und Mitte März 1944 in einer Tiefe von 433 m eingestellt, ohne die erwünschte Wassermenge von etwa 15 l/sec. auch nur annähernd erbohrt zu haben. Die Bohrung wurde als Kernstoßbohrung mit Rückwärtsspülung durchgeführt, und zwar mit einem Durchmesser von 590 mm begonnen und einem solchen von 181 mm beendet. Sie liegt in etwa 169 m Seehöhe.

Das geologische Schichtprofil zeichnet sich durch das absolute Vorherrschen einer nahezu 300 m mächtigen Tegelserie aus, die bei etwa 174 m beginnend bis zur Endtiefe von 433 m noch nicht durchfahren wurde und nur stellenweise von wenigen Zentimeter mächtigen Sand- und Kieslagen bei etwa 380 m unterbrochen wurde. Bei der sehr großen Tonmergelserie wurden nur wenige und sehr wenig ergiebige Wasserhorizonte angeschlagen. In Sandschichten zwischen 394—388 m fand sich 1 l/sec. gutes Trinkwasser von 8·5 Härte als

Steigwasser; zwischen 430·4—432·9 m wiederholte sich dasselbe. Da die Bohrung bei weitem nicht die gewünschte Menge Wasser lieferte, wurde sie eingestellt.

Das geologische Bohrprofil lautet:

0·00— 1·75 m	Anschüttuug
1·75— 5·70 m	hellgraubrauner, sandiger Lehm
5·70— 7·80 m	grauer und ockerfarbener Grobsand, mit Fein-, Mittel- und Grobkies sowie großen Steinen
7·80— 8·20 m	gelber, schwach kiesiger Löß
8·20—14·55 m	graubrauner Grobsand mit Feinsand und Kies
14·55—18·30 m	graublauer, sandiger Tegel mit ockergelben, wasserführenden Feinsandschichten (vom Pannon aufgearbeiteter Tegel)
18·30—20·40 m	graublauer, sandiger Tegel mit ockergelben, wasserführenden Feinsandschichten, etwas Pyrit.

Quartär

Pannon

20·40— 25·40 m	graublauer Ton mit einzelnen rothraunen Streifen, viel Pyrit, einzelne Muschelsplitter; 1 D-Ostr.
25·40— 28·50 m	hellgraublauer, sandiger Tonmergel mit *Melanopsis martiniana* (h) *Melanopsis vindobonensis* *Melanopsis pygmaea* (h) *Melanopsis Bouei* *Congeria subglobosa* reiche Ostr.-Fauna: A, C, D, F
28·50— 29·70 m	hellgraublauer, sandiger Tegel mit Pyrit, einzeln A
29·70— 85·10 m	hellgraublauer, sandiger Tonmergel, fleckig, reiche Ostrakodenfauna: A, B, C, D, G, Muschelsplitter.
85·10— 99·70 m	hellgraublauer Tegel mit Magnetitkonkretionen, häufige Ostrakoden: A, D
99·80—117·00 m	graublauer Tegel mit Pyrit, Cardiensplitter, einzelne Ostrakoden: A, D
117·00—124·80 m	graublauer, sandiger Tonmergel, viele Cardiensplitter, Ostrakoden: A, B, C, F
124·80—147·20 m	graublauer Tonmergel mit viel Pyrit, zahlreiche Muschelsplitter, einige Ostrakoden: B
147·20—170·60 m	graublauer, sandiger Tonmergel mit Pyrit, einige A, B, D
170·60—174·00 m	graubläulich-grünlicher Tegel mit Braunkohle, feinsandig. Muschelsplitter und Schneckensplitter
174·00—204·00 m	dunkelgraublauer Tonmergel mit Braunkohle, Pyrit *Congeria subglobosa*, Ostrakoden: viele A, einige F

223·50—333·60 m	graublauer Tonmergel mit Pyrit und Kohlespuren, zahlreiche Muschelsplitter

230·00—234·00m *Limnocardium schedelianum* cf.
Limnocardium simplex
Limnocardium conjungens
Congeria cf. ornithopsis
bei 242·00m *Congeria szygmondi*
Congeria scaphula
271·80—271·90m sandiger Tegel mit Pyritkonkretionen
bei 279·00m *Limnocardium simplex*
bei 317·00m *Limnocardium simplex*
bei 327·00m *Limnocardium obsoletum var.*

Pannon

Sarmat

328·50—333·60m *Triloculina consobrina*
Quinqueloculina pauperata
Quinqueloculina akneriana
Nonion granosum
Lingulina mutata
333·60—373·00m blaugrauer Tonmergel, Foraminiferenfauna wie oben, auch *Elphidium crispum*
333·60—353·50m *Mactra vitaliana* var. *panderosa*
Ervilia podolica
Limnocardium cf. *simplex*
Limnocardium plicatum.

Süßwasser-Einschaltung!

348·50—353·50m Ostrakodenformen: A, B, C, D

---

bei 354·00m *Mactra vitaliana* var.
373·00—375·10m blaugrauer, sandiger Tonmergel mit *Modiolaria sarmatica* (massenhaft), *Pirinella picta* (massenhaft)
375·10—384·00m blaugrauer Tonmergel, wenige Foraminiferen
384·00—390·50m grauer, etwas toniger, rescher Sand mit Kies
bei 387·50m *Ervilia podolica*, *Pirinella picta*, *Hydrobia immutata*, *Limnocardium obsoletum*
390·50—415·80m blaugrauer Tonmergel, mit etwas Kies und Sand
415·80—430·40m blaugrauer Tonmergel mit Foraminiferen
430·40—432·90m blaugrauer Tonmergel mit Sand (wasserführend!)

Stratigraphisch lassen sich die Schichtkomplexe nachfolgend festlegen:

0·00— 1·75m Anschüttung
1·75— 20·40m Quartär (Löß und Stadtterrassenschotter)
20·40—204·00m Zone der *Congeria subglobosa* — U-M-Pannon
275·00—328·50m Übergangszone Pannon/Sarmat
204·00—230·00m Zone der *Congeria Partschi* — Unter-Pannon
230·00—275·00m Zone der *Congeria ornithopsis*
328·50—432·90m jüngeres Sarmat.

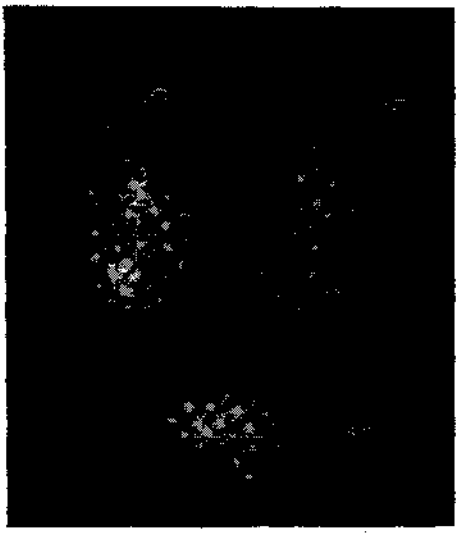
Die rätselhaft erscheinende Aussüßung im obersten Sarmat versuchte ich an anderer Stelle (12b) zu erklären.

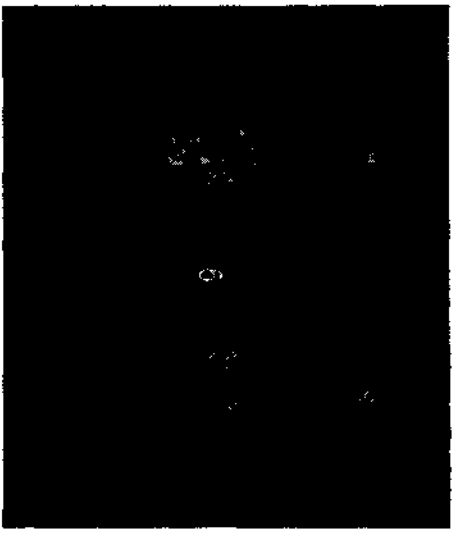
Das nun zur Verfügung stehende große Ostrakodenmaterial aus allen Tiefen in lückenlos vorliegenden Bohrkernen regte mich zunächst zu einer Zusammenstellung der Faunengemeinschaften im Sinne Fahrions und Pokornys an. Es ergab sich nun, daß in dieser Bohrung auf mikrofaunistischer Grundlage die Grenzen vom unteren Mittel-Pannon zum Unter-Pannon und innerhalb des Unter-Pannons nur sehr schwer und ungenau zu ziehen waren. In anderen Wasserbohrungen aus der Umgebung Wiens, die nahezu zur gleichen Zeit abgeteuft wurden, waren die Verhältnisse noch viel schwieriger. So war in der strandnahen Bohrung bei Guntramsdorf (Holzwebersiedlung) das Unter-Pannon nahezu fossilleer; in einer anderen Bohrung bei Biedermannsdorf war beinahe überhaupt nur die A-Form vertreten; eine Wasserbohrung beim Befehlsturm im Eszterhazypark war wohl fossilreich, aber nur durch Teile des Unter-Pannon vertreten.

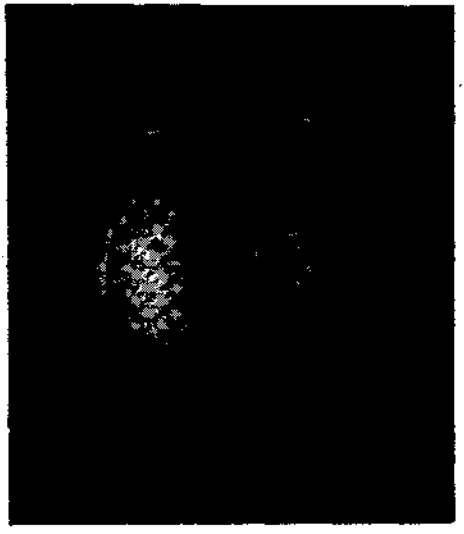
Wie nun aus den Gemeinschaften ersichtlich war, würden wir bei den meisten Bohrungen mit Fahrions Methode in keiner Weise auskommen. Da vorliegende Arbeit geologisch-stratigraphisch ausgerichtet ist, soll die Systematik der Ostrakoden des Wiener Beckens im Pannon nur kurz behandelt werden.

Von den etwa zehn vorhandenen Ostrakodenarten des Pannons kommen sieben Arten so häufig vor, daß sie für die Schichtenbestimmung in Betracht kommen. Die Formenkreise wurden nach der Arbeit Zalanyis (14a, b) bestimmt.

A: Cytheridea pannonica Mehes (Abb. 3—8). Gehäuse lang elliptisch oder etwas bohnenförmig, manchmal Schloßrand fast geradlinig, Schale ziemlich kräftig gebaut und mit starkem Schalenrand ausgestattet, Oberfläche fein punktiert; ausgewachsene Individuen sind am Vorder- und Hinterrand mit Zähnchen ausgestattet. Die Form variiert, wie viele andere Ostrakodenarten, sehr stark in Gestalt und Größe (L = 0·75—1·20; B = 0·45—0·85). Die Anordnung der Muskeleindrücke, der Bau des vorderen und hinteren Schaleurandes und die gelblich-braune Zeichnung bleiben als artbezeichnende Merkmale konstant. Bereits in den Grunderschichten des Bisamberges erscheint eine stark gebaute, geschnabelte *Cytheridea* cf., die mit einer Unterbrechung im Torton, erst wieder im Sarmat in großer Menge zu finden ist; hier zeigt diese *Cytheridea* cf. schon eher das Aussehen der *Cytheridea pannonica*, doch Zartheit der Schale, breiterer Habitus und stärkere Bezahnung dürften am ehesten einen Vergleich mit Zalanyis *Cytheridea dacica* (L = 0·6—0·57, B = 0·34—0·38) zulassen. Im Unter-Pannon erhält *Cytheridea pannonica* ihre eigentliche Gestalt; in den Übergangsschichten sind es meist kleine, eher rundliche Formen (L = 0·75—0·8, B = 0·36—0·46), die bereits in den mittleren Ornithopsis-Schichten den normalen A-Formen des Mittel-Pannon Platz machen (L = 0·75—1·12, B = 0·43—0·55); hier sind merkwürdigerweise die A-Formen fast nur durch große Jugendexemplare vertreten, denen sich ab und zu eine sehr große schmale ausgewachsene Form beigesellt: an Brut in so großem Ausmaße ohne







Erläuterungen:

Abb. 1: *Cytheridea* cf., aus den Grunderschichten, Innenseite.
Abb. 2: *Cytheridea dacica* cf., Mehes, Form A.
Abb. 3: *Cytheridea pannonica*, ausgewachsene Schale aus dem Unterpannon, Innenseite.
Abb. 4: *Cytheridea pannonica*, geschlechtsreifes Jugendexemplar (?), Außenseite.
Abb. 5: *Cytheridea pannonica*, ausgewachsene männliche Schale, Innenseite.
Abb. 6: *Cytheridea pannonica*, ausgewachsene weibliche Schale, Innenseite.
Abb. 7: *Cytheridea pannonica*, geschlechtsreifes Jugendexemplar (?), Außenseite.
Abb. 8: *Cytheridea pannonica*, Jugendexemplar, Außenseite.
Abb. 9: a) und b): zwei verschiedene Schalen der Form E.

die Anwesenheit von Weibchen wäre kaum zu denken; die einzig mögliche Erklärung wäre die von bereits geschlechtsreifen Jugendstadien der Weibchen, vielleicht auch nur teilweise (Hemmungsbildung) in diesem Zeitabschnitt. Sie kommt dann im unteren Mittel-Pannon zu voller Größe und Entfaltung, um gegen das Ober-Pannon hin vollständig zu verschwinden. Die Jugendexemplare sind je nach ihrer Entwicklungsstufe mehr oder weniger groß und zeichnen sich durch dünne Schale, vollständiges Fehlen der Bezahnung und bauchiger Gestalt aus, wobei sie aber im „Größe-Breiteverhältnis" (Index) den erwachsenen Formen ganz gleichwertig sind. Auf Grund langer schalenmorphologischer Studien glaubt Zalanyi, Männchen und Weibchen trennen zu können, was allerdings bei einer so großen Variationsbreite, wie sie insbesondere bei der A-Form ausgeprägt ist, nur schwer zu beweisen ist.

C: Cythereis sp. cf. Hemicythere sp. Aus Gründen der großen Ähnlichkeit der Entwicklungsstufen und Variationsbreiten mit der A-Form, sei diese gleich unter der A-Form genannt und beschrieben. Die Größenverhältnisse sind ähnlich der der A-Form (L = 0·7 bis 0·9, B = 0·4—0·56); der dorsale Schalenrand ist im unteren Drittel mit einem Zahn, bezw. einer Zahngrube ausgestattet; das Gehäuse erscheint bisweilen fast viereckig, ist ziemlich flach gewölbt und ist durch seine zahlreichen Verzierungen der Schale, wie Leisten und Wülste, recht widerstandsfähig. Es muß eigentlich wundernehmen, daß die Form C, die doch das Ostrakodenbild im Torton (wahrscheinlich mit einer Abart), Sarmat und zum Teil auch im Pannon beherrscht, bis jetzt noch nicht näher erforscht und bestimmt werden konnte. Das Verhältnis der Jugendexemplare zu den erwachsenen ist dasselbe wie bei der A-Form.

B: Herpetocypris sp. ind. Zalanyi gehört der Unterfamilie der Candoninae an, ebenso wie die folgend beschriebenen Formen *b* und *D*. Das Gehäuse ist sehr langgestreckt und schmal, nierenförmig, zuweilen im Mittel-Pannon auch geschnabelt. Bemerkenswert ist, daß ungefähr bis zur Zone der *Congeria ornithopsis* (vom Sarmat her) die Formen sehr groß sind und so dünnschalig, daß sie beim Sieben des Tegels vollständig zersplittern, auch ist hier die Größe eine weit bedeutendere als im Mittel-Pannon (L = 1·2—2·0, B = ?); erst von der Zone der *Congeria Partschi* an beginnen den zersplitterten B-Formen kleinere, auch sehr dünnschalige Formen mit stärkerem Schalenrand Platz zu machen (L = 0·80—1·25, B = 0·45—0·56). Im Ober-Pannon verschwindet B- gemeinsam mit der A-Form.

b: Paracypria acuminata cf. lobata: Auch diese Form gehört zur Gruppe der Candoninae. Die Form ähnelt sehr der geschnabelten B-Form, ist aber durch ihren weitaus stärkeren Schalenrand viel widerstandsfähiger und etwa um die Hälfte kleiner als B. Größe und Längen-Breiten-Index schwanken sehr stark, bewegen sich aber in den Grenzen zwischen L = 0·5—1·0, B = 0·26—0·4. Vom Sarmat her beginnen die Formen etwa in der Mitte der Zone der *Congeria Partschi*, um im Unter-Mittel-Pannon zur Blüte zu kommen; sie ziehen sich durch das ganze Mittel-Pannon hindurch und erlöschen zu Beginn des Ober-Pannons. Fahrion erwähnte wohl die

Form *b* als Abart von *B*, schenkte ihr aber keine weitere Bedeutung; Pokorny läßt sie nur im Unter-Mittel-Pannon erscheinen.

D: Sie ist eine zum Teil sehr variierende Form, doch alle diese Varianten dürften der Unterabteilung der Condoninae angehören. Bei der Hauptform *D* handelt es sich wahrscheinlich um Paracypris labiata cf. alta, bei *Lineocypris trapezoidea* und *Pontocypris dorsoarcuata* nur um Varianten von D. Das Gehäuse ist nieren- oder bohnenförmig, meist porzellanartig glänzend, sonst aber sehr ähnlich der B-Form. Alle drei Formen schwanken ziemlich stark in ihrer Größe, weniger aber in ihrer Gestalt. *Paracypris labiata* ist durchschnittlich in den Größen L = 0·55—0·8, B = 0·27—0·45 zu finden, *Lineocypris trapezoidea* um L = 0·8—0·9, B = 0·43—0·5. Bei der stratigraphischen Bewertung der D-Form dürfte wohl Fahrion ein Irrtum unterlaufen sein: er gibt in seiner Übersicht das Auftreten der D-Form im Unter-Pannon als fehlend an, tatsächlich aber ist D schon in den Übergangsschichten (*Melanopsis impressa*-Zone) zahlreich zu finden und kann in der Zone der *Congeria ornithopsis* als Leitfossil angesprochen werden und kommt im restlichen Mittel-Pannon nicht selten vor. *Pontocypris dorsoarcuta* ist nur sehr vereinzelt im Mittel-Pannon aufgetaucht, ist daher für die vorliegende Stratigraphie unbrauchbar, doch dafür war *Lineocypris trapezoidea* ziemlich häufig in der Zone der *Congeria Partschi* und im Unter-Mittel-Pannon zu finden.

F: Loxoconcha sp. ist eine kleine, zeitweise recht zartschalige, flache Form mit ovalem Gehäuse und geradlinig abgeschnittenem Schloßrand (L = 0·45—0·56, B = 0·3—0·36). Reuß bezeichnete diese Form als *Cypridina granifera*. F tritt stellenweise sehr häufig im ganzen Unter-Pannon und Mittel-Pannon auf.

G: Cythere sp. cf. Leptocythere. Diese ist ebenfalls eine sehr kleinwüchsige Form mit länglich-ovalem Gehäuse, ziemlich schmal und flach gewölbt, doch so ziemlich die einzige Ostrakodenform, die in ihren Größenverhältnissen konstant bleibt (L = 0·48 bis 0·5, B = 0·24—0·28). Die Form ist ebenso wie F wenig variabel und ist eine Durchläuferform vom Unter-Pannon bis ausschließlich zum Ober-Pannon.

H: Krithe sp. Das Gehäuse ist langelliptisch, flach gewölbt mit deutlich eingebuchtetem Ventralrand. Fahrion und Pokorny geben diese Form in der *Congeria ornithopsis*-Zone als fehlend an, in meinen Untersuchungen scheint aber H, vom Sarmat her kommend, genau so als Durchläuferform auf wie F und G.

E: (Abb. 9a, b.) Eine Form, die ziemlich vereinzelt bis jetzt nur in der Zone der *Congeria ornithopsis* gefunden wurde. Die Formen sehen der *Lineocypris trapezoidea* ähnlich und dürften auch in diese Gruppe gehören; sie unterscheiden sich lediglich nur durch den vorderen stumpfen Dorsalwinkel und den ziemlich spitzen hinteren Dorsalwinkel, wodurch sich die Schale nach vorne hin stark verjüngt. Der Form gebührt wohl aus dem Grunde ein größeres Interesse, weil sie in einer Bohrprobe aus der Gegend von Siebenhirten (R. A. B.-Bohrungen, Bauwerk 59) geradezu gesteinsbildend auftritt. Die Maße schwanken beträchtlich und dürften, wie bei der A-Form,

auf das verschiedene Längen-Breiten-Verhältnis der beiden Geschlechter zurückzuführen sein.

Cypris: Wie D bohnenförmig, doch nicht länglich, sondern eher rund, sehr zartschalig und klein (L = 0·5—0·6, B = 0·3—0·4) mit etwas verstärktem Schalenrand. Auch diese Form ist eine Durchläuferform, doch seltener als G und F.

Pokorny bestimmte seine Formen teilweise anders und benannte Varianten, was in meiner Arbeit unterlassen wurde. So entspricht Fahrions Form A Pokornys *Cyprideis pannonica;* die C-Form umfaßt eine kleinere, schwächere Form, *Hemicythere reniformis*, eine große rundliche Form mit getupfter Schale als *Hemicythere* sp. II und eine lange, starke Schale mit sehr grobem Muster als *Hemicythere Loerentheyi.* Die kleinere B-Form aus der Basis der Zone der *Congeria hubglobosa* nennt er *Herpetocypris* sp. I, die im Unter-Pannon viel größere Form *Herpetocypris* sp. II; *b* entspricht dann *Stenocypris venusta* und *Paracypria lobata*, H *Leptocythere parallela minor*, G *Cytheromorpha aff. lacunosa* und F *Loxoconcha granifera.*

Die Dünnschaligkeit der Formen im Unter-Pannon läßt auf sehr ruhige Ablagerungsverhältnisse schließen, der kräftige Bau der Schalen und ihr massenhaftes Auftreten im Mittel-Pannon dagegen auf einen bewegten, gut durchlüfteten Lebensraum. Derzeit laufende sediment-petrographische Untersuchungen werden diese Annahmen zu stützen versuchen.

III.

Statistische Untersuchung über Ostrakoden.

Wie ich schon oben erwähnt habe, sind solche Faunenvergesellschaftungen äußerst selten vollständig anzutreffen. Aus diesem Grunde versuchte ich, veränderliche Merkmale an den ziemlich häufigen Durchläuferformen A und C zu suchen und diese stratigraphisch auszuwerten: Die Indexmessung auf statistischer Grundlage. Bevor ich irgendwelche Ergebnisse mitteilen kann, muß ich hier ein anderes Kapitel einschieben: Genaue Meßmethoden mit einfachsten Hilfsmitteln und die praktische Indexberechnung.

Als Ostrakodenbehälter wurden Glasobjektträger verwendet, auf die passende Pappendeckelblättchen mit meist fünf im Viereck gestanzten Löchern von vier Millimetern Lichtweite aufgeklebt sind; auf den Pappendeckel wieder ist dünnes, aber gutes, weißes Papier geklebt, das in Deckglasgröße um die fünf gestanzten Zellen vom Klebstoff (Bürogummi) ausgespart bleibt. Pappendeckel mit Papier sind noch zum besseren Halten mit einem Klebestreifen (Rändelpapier) an den schmalen äußeren Rändern am Objektträger festgeklebt. Es ist hier der Grundgedanke der Frankschen Zelle erhalten geblieben, doch durch den gläsernen Objektträger ist es jetzt möglich, die Ostrakodenproben im durchfallenden Licht zu beobachten, zum Unterschied von der Frankschen Zelle, die schwarz auslackiert ist und aus diesem Grunde durch das Präparat kein Licht durchläßt. In einen solchen Ostrakodenbehälter mit etwa fünf Zellen lassen sich leicht die Schalen, nach Arten geordnet, von mindestens einer Bohrtiefe unterbringen. Für Messungen und sonstige Untersuchungen muß darauf

hingewiesen werden, daß nicht mehr Schalen in eine Zelle zu liegen kommen, als sie bequem nebeneinander Platz haben. Der Lichtstrahl kommt in unserem Falle von einer 75-Watt-Lampe zunächst über den Hohlspiegel des Mikroskopes durch das Objekt (Ostrakoden), über das Linsensystem des Mikroskopes auf zwei 90 Grad gegeneinander gestellte Planspiegel, die den Lichtstrahl parallel zum Tubus des Mikroskopes auf die Unterlage zurückwerfen. Auf einem Millimeterpapier wird nun der Lichtstrahl aufgefangen, der die Ostrakodenbilder stark vergrößert wiedergibt. Das Millimeterpapier wird so lange gehoben, bis eine leicht umrechenbare Vergrößerung, z. B. 1 :50 oder 1 : 100 zustande kommt. Bei meiner selbst hergestellten Mikroskopierlampe war die Vergrößerung 1 : 50 noch möglich. Zum Ablesen der größten Länge und größten Breite der Schalen am Millimeterpapier genügt auch dieses schwächere Licht; Struktureigenschaften der Schale kamen bei stärkeren Formen, wie bei A, nicht mehr zum Vorschein. Um die Ablesungen möglichst genau zu erhalten, mußte der Schalenrand genau senkrecht zum Lichtstrahl liegen; das war dann der Fall, wenn der Schalenrand des Individuums gleichmäßig scharf erschien. War dies nicht der Fall, konnte die Messung dieser einen Schale unterbleiben, wenn genügend andere vorhanden waren, sonst mußte der Objektträger so lange mit dem Zeigefinger vorsichtig zurechtgerüttelt werden, bis möglichst alle Schalen für die Messung günstig lagen. Die abgelesenen Werte wurden bei der Vergrößerung 1 : 50 verdoppelt und die wahre Größe und Breite der Schale durch Division durch Hundert gegeben; die Größe der Schale konnte dann in Hundertsteln angegeben werden. Auf diese recht einfache Weise war es möglich, in etwa zwei Stunden ununterbrochener Meßarbeit ohne weiteres 400 bis 500 Schalen zu messen. Für das Auge am wenigsten anstrengend war die Arbeit dann, wenn die Umgebung so dunkel als nur möglich gehalten wurde und der Lichtstrahl des Hohlspiegels vom Mikroskop möglichst verlustlos weitergegeben wurde.

Länge und Breite der Schalen können sich mit der Tiefe und Größe in derselben Schicht von Meter zu Meter ganz gründlich ändern; erfahrungsgemäß von etwa 0·70—1·20 mm. Unter diesen Umständen ist es zweckmäßig, einen Zahlenausdruck zu suchen, in dem das Schalenbild nur mit einer Zahl bewahrt bleibt, dem Breiten-Längen-Index. Die Zahl ist immer ein gemeiner Bruch, wird aber der Übersicht und Einfachheit halber als ganze Zahl in Prozenten (Index mal 100) geschrieben. Ein Index 50 (für 0·50) sagt, daß das Verhältnis Breite zu Länge 1 : 2 beträgt; wird die Schale schlanker, so fällt der Index, wird sie gedrungener, dann steigt er; bei einer kreisrund gedachten Schale wäre der Index 100 (für 1·00).

Für die Indexmessungen standen mir zunächst nur die Proben der Tiefbohrung am Arenbergpark zur Verfügung. Aus einer gegebenen Bohrtiefe wurden sämtliche Indices zunächst der Form C so zu einer Kurve zusammengestellt, daß auf die Abszissenachse die Indexstufen 46, 47, 48 bis etwa 65 und auf der Ordinatenachse eine Zahlenskala für die Zahl der jeweils in der Indexstufe beobachteten Fälle aufgetragen wurden. Auf diese Weise kamen Stäbchendiagramme zustande, die im allgemeinen die typische Gestalt der sogenannten Nor-

malkurve (symmetrische Verteilungskurve) aufwiesen. Angesichts der Kleinheit der mir im allgemeinen zur Verfügung stehenden Zahlen konnte im voraus mit einer regelmäßigen Umrandung dieser Verteilungen nicht gerechnet werden (vergleiche Wilhelm Winkler: Grundriß der Statistik I, S. 24 ff. und S. 103). Es wurde unter anderem auch Zweigipfeligkeit, bei den C-Formen auch Dreigipfeligkeit, beobachtet. Wir müssen diese im allgemeinen auf Rechnung der Kleinheit der Massen zurückführen. Ein Schluß auf tatsächlich vorliegende Mehrgipfeligkeit, also auf ungleichartige Zusammensetzung des Materials (etwa durch die Zusammensetzung von männlichen und weiblichen Stücken) könnte angesichts der Kleinheit unserer Proben nur dann gezogen werden, wenn aus der Gestalt der Kurven offenbar oder wahrscheinlich würde, daß sich diese Mehrgipfeligkeit in allen Proben an der gleichen Stelle wiederholte, was bei der A-Form nicht der Fall war. Hinsichtlich der C-Form wäre die Wahrscheinlichkeit einer wirklichen Mehrgipfeligkeit gegeben, doch müßten in dieser Richtung noch weitere Studien angestellt werden. Diese Erkenntnis ist altes Besitztum der theoretischen Statistik, deren einer Grundpfeiler das Gesetz der „Großen Zahl" ist. Dieses Gesetz lehrt: Je größer das gleichartige Material, desto ausgeglichener die Verteilungskurve. Leider ist es nicht möglich, aus einer gewöhnlichen Bohrprobe mindestens einige hundert A- oder C-Formen herauszubekommen. Um aber solche Kurven doch von den zufälligen Schwankungen zu befreien, also unter Beibehaltung der gegebenen Ausgliederung so zu gestalten, wie sie bei einer sehr großen Zahl von Fällen aussehen, würde es einer Kurvenausgleichung bedürfen (siehe Wilhelm Winkler, Grundriß der Statistik, I., S. 115 ff.). Zu diesem Zwecke dient am besten das Summierungsverfahren, auch Verfahren der gleitenden Durchschnitte genannt. Es werden übergreifend je drei (ternäre Ausgleichung), je fünf (quinäre) oder mehr ungradzählige Glieder (polynäre Ausgleichung) der Reihe addiert, die Summe aber, um auf die Höhe der Reihe zurückzukommen, durch die Zahl der zusammengefaßten Reihenglieder dividiert; die so gewonnene neue Zahl tritt an die Stelle der in der Mitte der Terne usw. stehenden Zahl. Nachstehend sei eine solche Kurve als Beispiel, von deren Art ich einige hundert durchrechnen mußte, voll durchgerechnet wiedergegeben:

Dividieren wir 3840 (Summe der Produkte aus Index und Anzahl der Fälle) durch 70 (Summe der Fälle), so erhalten wir 54·8 als arithmetisches Mittel.

Wegen dieser „zufälligen Schwankungen" meines Materials infolge der unvermeidlichen Kleinheit der Proben, habe ich davon abgesehen, aus der Verteilung als Ganzem Schlußfolgerungen zu ziehen, sondern habe mich auf das unter diesen Umständen viel zuverlässigere arithmetische Mittel aus Verteilungen beschränkt. Für einigermaßen zuverlässige Berechnungen genügen in unserem Falle auch kleinere Zahlen, doch mindestens 50 Fälle. Stellen wir die Mittelwerte der C-Formen aus verschiedenen Tiefenstufen zusammen, so können wir nur bei geringen Schwankungen nach oben und nach unten eine annähernde Indexkonstanz im Durchschnitt von 59·5 vom oberen Sar-

Bohrung Arenbergpark: 117·0—124·8 m Tiefe.

Index	Anzahl der Schalen	Anzahl der Schalen ternäre Ausgleichung	Schalen mal Index
43	0	0·33	0
44	1	0·33	44
45	0	1·33	0
46	3	1·00	138
47	0	1·67	0
48	2	1·67	96
49	3	3·67	137
50	6	3·33	300
51	1	3·00	51
52	2	4·33	104
53	10	6·66	530
54	8	6·66	432
55	2	4·00	110
56	2	3·67	112
57	7	4·00	399
58	3	5·66	174
59	7	5·00	413
60	5	5·00	300
61	3	3·00	183
62	1	2·00	62
63	2	1·33	126
64	1	1·33	64
65	1	0·66	65
66	0	0·33	0
Summe:	70	69·96	3840

mat bis zur oberen Grenze des Mittel-Pannon trotz der großen Variationsbreiten und der verschiedensten Größen der Formen verfolgen:

Bohrtiefe:	Anzahl der Fälle	mittl. Index	Schichte
25·4— 27·6	143	58·0	U.M.P.
27·7— 47·8	120	60·1	U.M.P.
66·2— 85·1	114	58·0	U.M.P.
174·0—233·0	92	60·9	C. Partschi
425·0—430·5	62	59·2	O. Sarmat

Wesentlich anders verhalten sich die arithmetischen Mittel der Indices der A-Formen. Wenn man die Schaubilder der Bohrung Arenbergpark vom Ober-Pannon zum Unter-Pannon untereinanderstellt, so sieht man, daß oft trotz recht schwankender dichtester Werte eine gesetzmäßige Verschiebung des Gesamtschaubildes sich darbietet Vom unteren Ende steigen die Kurven ziemlich rasch an, kommen zu einem mehr oder weniger breiten Gipfel und fallen dann viel sanfter mit zunehmendem Index ab. Stellen wir die Durchschnitte der A-Form den Tiefenstufen entsprechend untereinander, so sehen wir

ganz deutlich bis 99·7 m Tiefe ein Gleichbleiben der Werte, dann aber ein deutliches und rasches Steigen, also ein durchschnittliches Breiterwerden der Schalen gegen das Sarmat zu. Im Ober-Mittel-Pannon hören die Veränderungen auf und Unregelmäßigkeiten und Schwankungen treten an Stelle dessen. Der mittlere Index der Form A im Sarmat beträgt 57·9, in den Übergangsschichten, in der Zone der *Melanopsis impressa* waren wegen Fossilienmangels keine Messungen in dieser Bohrung möglich, erst wieder in der Mitte der Zone der *Congeria ornithopsis* mit 57·4, in der Zone der *Congeria Partschi* zur Zone der *Congeria subglobosa* übergehend 56·5. Wenn man nun als Ordinatenachse die Bohrlochtiefe und als Abszissenachse den mittleren Index aufträgt, so ergibt sich, von einigen Schwankungen abgesehen, von der Unterkante der Zone der *Congeria ornithopsis* eine Gerade, die bis zum Ober-Mittel-Pannon reicht. Messungen aus der Zone der *Melanopsis impressa* aus der Bohrung Biedermannsdorf bestätigen meine Annahme, daß die Gerade vom Sarmat her bis zur Unterkante der Zone der *Congeria ornithopsis* konstant auf dem Index 57·9 verbleibt, was sehr für eine Zugehörigkeit der fraglichen Über-

Verteilung der *Cytheridea pannonica* nach dem Breiten-Längen-Index.

Breiten-Längen-Index	I. 25·4—47·8 m: Zahl der Fälle, Rohzahlen, Grundzahl	Prozentz.	geglättete Prozentzahl	Breiten-Längen-Index	II. 85·1—99·7 m: Zahl der Fälle, Rohzahlen, Grundzahl	Prozentz.	geglättete Prozentzahl
40	0		0·1				
41	0		0·5	41			0·2
42	1	1·2	0·9	42			0·4
43	2	2·4	1·1	43	2	1·8	0·6
44	0		0·7	44			0·7
45	0		0·5	45			1·1
46	0		1·1	46	3	2·8	1·8
47	2	2·4	2·5	47	3	2·8	2·4
48	4	4·8	4·4	48	3	2·8	3·0
49	5	6·0	5·9	49	2	1·8	3·8
50	7	8·4	7·4	50	7	6·4	5·4
51	5	6·0	8·0	51	8	7·3	7·3
52	10	12·1	8·6	52	9	8·2	9·2
53	6	7·2	8·3	53	14	12·8	10·8
54	5	6.0	7·9	54	12	11·0	11·4
55	9	11·0	7·1	55	14	12·9	10·9
56	4	4·8	6·0	56	11	10·1	9·0
57	2	2·4	4·9	57	5	4·6	6·7
58	6	7·2	4·8	58	5	4·6	5·0
59	2	2·4	4·5	59	5	4·6	3·8
60	6	7·2	4·7	60	3	2·8	2·8
61	2	2·4	3·5	61	1	0·9	1·7
62	3	3·7	2·9	62	1	0·9	1·0
63	0		1·7	63	1	0·9	0·6
64	2	2·4	1·2	64			0·3
65	0		0·5	65			0·1
66	0		0·3				
Summe	83	100·0	100·0	Summe	103	100·0	100·0

III. 117·0 — 124·8 m

Breiten-Längen-Index	Zahl der Fälle		
	Rohzahlen		geglättete Prozentzahl
	Grundzahl	Prozentz.	
42			0·1
43			0·3
44	1	1·4	0·9
45			1·3
46	3	4·3	1·9
47			2·1
48	2	2·9	3·4
49	3	4·3	4·6
50	6	8·5	4·8
51	1	1·4	5·1
52	2	2·9	6·7
53	10	14·3	8·4
54	8	11·4	8·2
55	2	2·9	6·8
56	2	2·9	5·2
57	7	10·0	6·3
58	3	4·3	7·0
59	7	10·0	7·4
60	5	7·1	6·2
61	3	4·3	4·8
62	1	1·4	3·0
63	2	2·9	2·2
64	1	1·4	1·6
65	1	1·4	1·1
66			0·5
67			0·1
Summe	70	100·0	100·0

IV. 204 — 223 m

Breiten-Längen-Index	Zahl der Fälle		
	Rohzahlen		geglättete Prozentzahl
	Grundzahl	Prozentz.	
43			0·2
44			0·9
45	1	1·4	1·4
46	3	4·2	2·0
47			1·9
48	2	2·8	1·9
49	1	1·4	1·9
50	1	1·4	3·1
51	3	4·2	4·5
52	7	9·9	6·0
53	3	4·2	6·3
54	4	5·6	6·6
55	6	8·6	6·7
56	5	7·1	6·9
57	4	5·6	6·6
58	5	7·1	6·1
59	4	5·6	5·6
60	3	4·2	5·0
61	4	5·6	5·0
62	2	2·8	4·8
63	6	8·5	5·0
64	2	2·8	3·9
65	2	2·8	3·1
66	1	1·4	2·0
67	2	2·8	1·6
68			0·9
69			0·3
Summe	71	100·0	100·0

gangsschichten zum Sarmat spricht. Anderseits sind gegen das obere Mittel-Pannon hin die Meßergebnisse, wenn sie kleiner als etwa 54·0 werden, recht vorsichtig zu behandeln, da etwa bei 53·8 sehr große Schwankungen eintreten, die bei 53·5 zu Indexkonstanz ausarten; hier handelt es sich anscheinend noch vor dem Erlöschen der A-Form gegen das Ober-Pannon hin um Entartungen und vielleicht auch um krankhafte Erscheinungen. Ob der kritische Punkt des Entartungsbeginnes gegen die Beckenmitte hin auch bei 54·0 liegt, konnte ich wegen der Formenarmut vorhandener Bohrungen nicht feststellen. Die übrigen im zweiten Teil beschriebenen Arten B, b, E, F, G, H *Cypris* traten entweder in den Proben derart vereinzelt auf (E, F, H), oder zeigten konstanten (G), oder ganz unregelmäßige Indexverschiebungen (b, B) im Tiefenprofil, daß sie für unsere Zwecke vollständig ungeeignet erschienen.

Angenommen, die Sedimentation sei im Arenbergpark lückenlos vor sich gegangen, müßte man theoretisch die Sedimentationslücken, Höhenunterschiede von Anfschlüssen und Sprunghöhen von Verwerfungen in anderen Bohrungen oder Aufschlüssen ohne weiteres fest-

V. 239—253 5 m

Breiten-Längen-Index	Zahl der Fälle		
	Rohzahlen		geglättete Prozentzahl
	Grundzahl	Prozentzahl	
42			0·7
43			0·5
44	1	0·6	0·2
45	2	1·2	0·7
46			0·7
47	2	1·2	0·7
48	1	0·6	0 6
49	1	0·6	0·9
50			1 8
51	7	4·3	3·5
52	10	6·1	5·0
53	9	5·5	6·3
54	12	7·4	7·2
55	14	8·6	8·1
56	14	8·6	8·4
57	14	8·6	8·2
58	11	6·8	7·4
59	11	6·8	6 8
60	11	6 8	6·1
61	9	5 5	5·9
62	10	6·1	5·0
63	6	3·7	4·0
64	3	1 8	3·3
65	6	3·7	2 8
66	5	3·1	2·1
67	2	1·2	1·8
68	2	1·2	0·9
69			0·4
70			0·1
Summe	163	100·0	100·1

stellen können. Infolge zu geringer Anzahl von Bohrungen, Bohrproben und Aufschlüssen mit zahlreicherer Fossilführung ist dieser Versuch vorläufig noch nicht ganz geglückt. Im Jahre 1940/41 wurden für die Regulierung des Liesingbaches eine Anzahl von Schurfbohrungen bis auf etwa 15 m Tiefe abgeteuft, von denen besonders eine, an der Triesterstraße gelegene Bohrung, eine reiche Ostrakodenfauna lieferte. Diese Bohrung und der gewaltige Aufschluß der Ziegelei am Wienerberg (an der Triesterstraße gelegen), boten schöne Vergleichsmöglichkeiten. Die Ziegelgrube lieferte 85 Individuen, die Liesingbachbohrung 146; der mittlere Index der Liesingbachbohrung 56·5 (Grenze zur Zone der *Congeria Partschi*), der mittlere Index der Ziegelei nur 54·0. Nehmen wir nun die Bohrung am Arenbergpark als Maßstab für alle übrigen Aufschlüsse, so ergäbe sich ein theoretischer Höhenunterschied von 125 m, der wirklich gemessene nur etwa 80 m. So wäre also in bezug auf die Bohrung Arenbergpark eine Sedimentationslücke von 40 m zu verzeichnen, ein Verwurf könnte eben-

falls die Schichtenreihe gestört haben. Recht eindeutige Indexverschiebungen zeigten sich auch in der Bohrung Biedermannsdorf:

72·15— 93·6 m bei 150 Schalen ein Index von 56·7
181·75—186·6 m bei 178 Schalen ein Index von 57·9.

Diese zwei Angaben sind überhaupt die einzigen Anhaltspunkte der Bohrung; Makrofossilien und sonstige Schichten bestimmende Kriterien fehlen vollständig. Wenn auch der erste mittlere Index von 56·7 nur auf Grund von vorhandenen Jugendstücken berechnet werden konnte, so kann auch dieser als vollwertig bezeichnet werden, da die Indexverhältnisse zwischen den Schalen der jugendlichen und erwachsenen Individuen die gleichen sind.

Weitere Bohrungen wurden mir von der Rohöl-Gewinnungs AG. von Dr. R. Janoschek in freundlicher Weise zur Verfügung gestellt, und zwar aus der Gegend von Trautmannsdorf, nordwestlich des Leithagebirges, und aus der Gegend von Ödenburg. Durchschnitte der Indexmessungen liegen ebenfalls annähernd auf einer Geraden, doch ist diese Gerade etwas weniger steil, was im Vergleich zur Bohrung Arenbergpark auf eine geringere Ablagerungstätigkeit in denselben Zeitabschnitten schließen läßt. Eine wichtige Verschiedenheit ist wohl zu den Ergebnissen aus dem Arenbergpark zu verzeichnen: Nehmen wir den Index der Grenze des Unter-Mittel-Pannons zur Zone der *Congeria Partschi* als Vergleichshorizont zu anderen Bohrungen an, so können wir ganz deutlich eine Verschiebung der Indices von 56·5 auf 56·0 feststellen. Eine größere Anzahl von Bohrungen aus dieser Gegend diente mir als Kontrolle für diese Werte. Noch weitere Verschiebungen ergab eine Bohrung aus der Ödenburger Pforte, wo am Vergleichshorizont der durchschnittliche Index gar nur 55·2 beträgt. Letzterer Wert konnte durch andere Bohrnngen noch nicht überprüft werden. Jedenfalls dürften die Linien gleicher Indices deutlich gegen die Beckenmitte abnehmen und dürften sich auch nicht durch die Kristallininsel des Leithagebirges beeinflussen lassen; doch dies zu beweisen, wären noch weit mehr Bohrungen mit größerer Fossilführung in verschiedenen Horizonten erforderlich. Die Küstennähe des Leithagebirges ist in der Bohrung CFPF 36 sehr deutlich ersichtlich; die Sedimentation macht hier nämlich kaum die Hälfte der Sedimentation der Bohrung Arenbergpark aus. Wenn es mir möglich sein wird, aus allen Gegenden des Wiener Pannonmeeres Bohrproben zu untersuchen, werden sich mit Sicherheit Zonen gleicher Indices in bezug auf den Vergleichhorizont feststellen lassen, so daß für jeden Teil des Wiener Pannonbeckens stratigraphische Bestimmungen, Verwerfungen und Sedimentationslücken einwandfrei und sicher festgestellt werden können, doch werden alle diese Versuche immer wieder an der Undurchführbarkeit des Gesetzes der Großen Zahl der Ostrakodenformen in Bohrkernen kranken.

Zusammenfassung.

1. Die Ostrakodenfrage ist bis jetzt nur von wenigen Verfassern und von anderen Gesichtspunkten als von mir bearbeitet worden.

2. Die Beschaffenheit der Schalen verrät im Unter-Pannon ruhige Ablagerungsverhältnisse, im Mittel-Pannon dagegen ziemlich bewegte.

3. Der an der A-Form gefundene Längen-Breiten-Index zeigt im Durchschnitt der gefundenen Proben Abnahme von der Unterkante der Zone der *Congeria ornithopsis* bis zur Oberkante des unteren Mittel-Pannons. Vom Sarmat bis zur Unterkante der Zone der *Congeria ornithopsis* bleibt der Index unverändert, was auf eine Zugehörigkeit der Übergangsschichten *(Melanopsis impressa)* zum Sarmat schließen läßt. Unregelmäßigkeiten gegen das Ober-Pannon hin vor dem Verlöschen der A-Form können auf Degeneration und sonstige krankhafte Erscheinungen schließen lassen. Wegen Mangels an Bohrungen mußten Verschiebungen des Index in bezug auf einen Vergleichshorizont (Grenze vom Unter-Pannon zum Unter-Mittel-Pannon) gegen Osten hin noch ziemlich fraglich bleiben. Im Gegensatz zur A-Form zeigt C vom Sarmat bis zum Ober-Pannon keinerlei Veränderungen des mittleren Index.

Literatur.

1. „Biometrica", Jahrgang 1 6-XXVIII, London, Biometric Laboratory, University College.

2. H. Fahrion, Zur Mikrofauna des Pannons im Wiener Becken. Öl und Kohle, 37/451 (1941). Ein mirkofaunistischer Vergleich des südosteuropäischen Pannons. Mitt. des Reichsamtes für Bodenforschung, 6, 1943.

3. K. Friedl, Über die Gliederung der pannonischen Sedimente im Wiener Becken. Mitt. der Geologischen Gesellschaft, Wien 1931.

4. Günther, Variabilität der Organismen.

5. R. Janoschek, Die bisherigen Ergebnisse der erdölgeologischen Untersuchungen im inneralpinen Wiener Becken. Öl und Kohle 38/125. Das Pannon des Inneralpinen Wiener Beckens. Mitt. des Reichsamtes für Bodenforschung, Wien, 6, 1943.

6. V. Pokorny, Beitrag zur Mikrostratigraphie des Pannons in der Umgebung von Göding. Mitt. der Tschechischen Akademie der Wissenschaften 1942/43. K mikrostratigrafii neogénu pannonské pánve v vkolí' Ivanky na Slovensky. Vestnik Státního Geologického Ustavu Republiky Československé. Rocnik XXI., Zolástni Otisk. Praha 1946. — La microstratigraphie du pannonien entre Hodonin et Mikulcice (Tschekoslovaquie). Bull. int. Acad. tcheque de Sci. 1944, LIV.

7. A. Reuss, Die fossilen Entomostraceen des österr. Tertiärbeckens. Haidingers naturwissenschaftliche Abhandlungen, III, 1850.

8. E. Schubert, Erste Ergebnisse einer neuen Untersuchungsmethode von Ostrakodenschalen. Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss., Akad. Anz. 4/5. 43. Das Verhalten der rechten vorderen Randzone von Cytheridea pannonica vom Sarmat bis zum Mittelpannon. (Ebenda in Druck.) Neue Untersuchungen an fossilen Ostrakoden. Inauguraldissertation. (Noch nicht veröffentlicht.)

9. E. Triebel, Ostrakodenuntersuchungen: Protcythere und Exophthalmocythere. Senckenbergiana 20, Frankfurt 1938. Die Ostrakoden der deutschen Kreide. Senckenbergiana 22, Frankfurt 1941. Fossile Arten der Ostrakodengattung Paracyprideis Klie. Senckenbergiana 23, Frankfurt 1941. Zur Morphologie und Ökologie der fossilen Ostrakoden. Senckenbergiana 23, Frankfurt 1941.

10. Erna Weber, Variations- und Erblichkeitsstatistik. München 1935.

11. C. A. Wicher, Praktikum d. angew. Mikropaläontologie. Bornträger, Berlin 1942.

12. E. Winkler, Tortonfauna aus einem neuen Aufschluß bei Wien-Perchtoldsdorf. Bericht des Reichsamtes für Bodenforschung, Jg. 1942, S. 203. Eine Süßwassereinlagerung im Sarmat des Wiener Beckens. Ber. des Reichsamtes für Bodenforschuug, Jg. 1944, 1/4.

13. W. Winkler, Grundriß der Statistik, I. Band. Manz'sche Verlagsbuchhandlung, Wien 1948.

14. B. Zalanyi, Miozäne Ostrakoden aus Ungarn. Mitt. der k. ung. geol. Reichsanstalt, XXI, Budapest 1913—1915. Morphosystematische Studien über fossile Muschelkrebse. Geologica Hungarica (Palaeont.), 3, Budapest 1929.

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, Wien III, Rasumofskygasse 23.
Redaktion: Direktor Dr. G. Götzinger, Wien III, Rasumofskygasse 23
Druck: Gesellschaftsbuchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III, Steingasse 25.

Die geologischen Grundlagen des Antimonbergbaues in Österreich.

Von **Gustav Hiessleitner.**

Mit 2 Tafeln und 20 Abbildungen im Text.

Inhaltsangabe.

1. Kurzer Hinweis auf die Geochemie des Antimons.

2. Das Auftreten des Antimonerzes auf österreichischen Lagerstätten

a) Die reinen spezifischen Antimonvorkommen:
Schlaining und Umgebung einschließlich Maltern.
Die Drautalvorkommen Lesnig—Radlberg bei Kleblach-Lind, Siflitz—Guginock, Zwickenberg (Gurserkammer, Gloderbau—Edengang, Rabant), Johannigrube bei Nörsach, Mariengrube bei Nikolsdorf, Abfaltersbach.
Vorkommen (mehr mineralogischer Art) an der Inntallinie und an der Lavanttalstörungszone.

b) Antimonerzminerale in Paragenesen gemischter sulfidischer Erzlagerstätten:
Antimonit beigesellt anderen sulfidischen Paragenesen.
Sonstige Sb-hältige Erzführung.

3. Allgemeines über die genetischen Bindungen der österreichischen Antimonerzvorkommen innerhalb der alpinen Vererzung sowie im Gesamtrahmen der südosteuropäischen und sonstigen Antimonerzprovinzen.

4. Bisheriger Produktionserfolg der österreichischen Antimonerzförderung, lagerstättenmäßig betrachtet und gegenübergestellt der Preisentwicklung des Antimonmetalles und seiner Rolle in der Metallwirtschaft.

5. Wie sind die Entwicklungsaussichten des österreichischen Antimonbergbaues zur Zeit geologisch beurteilbar?

Verzeichnis der Tafeln, Tabellen und Abbildungen.

Tafeln.

I. Schlaining im Burgenland: Längsprofil durch die Antimonerzlagerstätte; die Erzzone zwischen Kurt und Neustift; Querprofil durch den Hoffnungsstollen.

II. Der jüngere Magmatismus der Ostalpen und seine Lagebeziehung zu den Antimonit- (sowie Zinnober- und Realgar-)vorkommen.

Tabellen.

Seite
1. Übersicht der Sb-Erzminerale genetisch gruppiert 4
2. Länderweise Übersicht österreichischer Erzvorkommen aus der Entwicklungsreihe: (Sb-hältige Fahlerze und sonstige Sb-hältige nichtantimonitische Erzführung — Antimonit in Paragenesen — mündend in) reine Antimonitlagerstätten — reine Hg-(HgS-)Vorkommen — Realgarformation 70

Abbildungen im Text.

Schlaining—Maltern.
1. Lagenübersicht von Schlaining und Maltern am Alpenostrand 9
2. Geologische Übersicht Schlaining—Maltern 10
3. Faltenknie im Glimmerkalk von Schlaining 14
4. Querprofile durch die Lagerstätte Schlaining 18
Sb-Vorkommen im Drautal.
5. Geologische Lagenübersicht 28
6. Skizze zu Vorkommen Lesnig 30
7. Guginock—Siflitz 34
8. Querprofil Guginock 36
9. Übersicht der Sb-Baue Nikolsdorf-Zwickenberg 38
10. Gurserkammer 40
11. Edengang (Gloderbau) 42
12. Alter Schrämstollen beim Edenbau 43
13. Grundriß Grube Rabant 44
14. Querschnitt durch den Rabantgang 45
15. Flachriß durch die Erzzone Rabant 47
16. Johannigrube 50
17. Mariengrube 52
18. Abfaltersbach 54
Allgemeine genetische Fragen.
19. Tiefenmagmatische Verhältnisse zu endalpidischer Zeit im Ostalpenquerschnitt und Beziehung zur Sb-Erzschöpfung 73
Bergwirtschaft.
20. Sb-Metallpreiskurve, Sb-Weltförderung und die Sb-Produktionsentwicklung in Österreich 84

1. Kurzer Hinweis auf die Geochemie des Antimons.

1. Berg G., Vorkommen und Geochemie der mineralischen Rohstoffe. Leipzig 1929.
2. Meixner H., Bindheimit und seine Paragenese in den Lagerstätten Oberzeyring, Hüttenberg, Waitschach usw. Z. f. Min., Abt. A, Nr. 2, 1937.
3. Kalb G., Das System As-Sb in der Natur. Met. u. Erz 23, 1926.
4. Ramdohr-Klockmann, Lehrbuch der Mineralogie, 1936.
5. Richter K., Antimon: Geochemie, Lagerstättenübersicht, Verhüttung und Produktion. Mont. Rdsch. Nr. 10—12, 1940.
6. Schneiderhöhn H., Lehrbuch d. Erzlagerstättenkunde. Jena 1941.
7. Strunz H., Mineralogische Tabellen. Leipzig 1941.

Die vorliegende Arbeit hat geologische und bergbaugeologische Zielsetzung und will an die Fragen der Geochemie des Antimons nur mit einigen Bemerken herankommen, welche zu rascherem Einfinden in die lagerstättenkundlichen Erörterungen der alpinen Antimonerzvorkommen dienen sollen. Am Schluß des Abschnittes 3 wird ebenfalls an einige Beziehungen zur Geochemie des Antimons angeknüpft.

Über die Chemie des Sb unterrichtet u. a. zusammenfassend Gmelins Handbuch der anorganischen Chemie[1]).

Eingehendere Stellungnahmen zur Geochemie des Sb und damit verbunden weltweite Betrachtung der Sb-Lagerstätten finden sich in dem Werke von G. Berg (1) und in dem knappen, doch inhaltsreichen Aufsatz von K. Richter (5). Hinweise in den gleichen Belangen enthalten die Lehrbücher der Erzlagerstättenkunde, zuletzt und ausführlich jenes von H. Schneiderhöhn (6). Das Ende 1944 erschienene Buch von H. Quiring „Antimon" in der Schriftenreihe über mineralische Rohstoffe ist mir leider nicht mehr zugänglich geworden.

Antimon zählt zu den Nichteisenmetallen und ist ein sprödes, in Legierungen Härte verleihendes Metall. Antimon hat spezifisches Gewicht 6·64 bis 6·72, kristallisiert rhomboedrisch und erscheint in einer Reihe von Modifikationen. Schmelzpunkt des Sb-Metalls liegt bei 631°, Sieden beginnt bei 1090°. Die Stellung des Antimons im periodischen System ist in der Vertikalreihe zwischen As und Bi, in der Horizontalreihe befindet es sich mit seinem abgeschwächten basischen Charakter, säurebildend, weit rechts, über Pb hinaus, aber noch weiter als von Pb ist Sb von Hg entfernt, ungeachtet, daß es mit diesem in naher geologischer Verwandtschaft steht. Pb und Se liegen zwar in verschiedenen Horizontalreihen wie Sb, doch nachbarlich zu diesem, was sich z. T. auch mineralogisch und lagerstättenkundlich widerspiegelt. In seltener Beziehung zu Sn stehen einige Sn-Sb-Minerale, noch seltener ist die Verbindung zu Thallium im Vrbait, der sich auf der Antimonit-Realgar-Lagerstätte Alchar in Mazedonien als Drusenkristallüberzug findet.

Antimon reiht unter den chalkophilen Elementen, die als in der Sulfid-Oxydzone des Erdschalenbaues zusammengedrängt angenommen werden. Die primären Erzminerale mit Sb-Beteiligung sind in der Hauptsache Sulfide, als Spurenmetall wird aber Sb vereinzelt auch in Nichtsulfiden primärer Entstehung gefunden.

Ähnlich wie Hg-Minerale fehlen Sb-Erzminerale in der Erstkristallisation sowie in der Hauptkristallisation plutonischer Magmenkörper, tauchen aber — im Gegensatz zum leichtflüchtigeren Hg — ausnahmsweise bereits in pegmatitischen, bzw. pneumatohydatogenen Phasen der Restkristallisation auf. Die eigentliche Heimat der Antimonerzvorkommen sind die rein hydrothermalen Ausscheidungen, gewöhnlich solche heißerer Lösungen als jene der Hg-Erze.

---

[1]) Der 1942/44 erschienene Band „Antimon" des Gmelin'schen Handbuches d. anorg. Chemie, 8. Auflage (System Nr. 18; Redakt. E. Pietzsch, Mitarbeiter Aurelia Ivanov, Else M. Koch, N. Polutoff, R. Riecke, H. Borchert, Gr. Gargarin) gelangte erst nach Abschluß meines Manuskriptes mir zur Einsicht. Dieser Band stellt — ähnlich wie jener über Platin — eine überraschend gründliche, referierende, unbebilderte Darstellung des gesamten Lagerstättenproblems der Sb-Vorkommen einschließlich Chemie, Mineralogie und Geochemie derselben dar. Auch der Ausschnitt der alpinen Sb-Vorkommen findet darin ausführlich Raum. Aber ohne auf diese Arbeit anders als in einigen Fußnoten mehr Bezug nehmen zu können, sehe ich doch für meine eigene hier gegebene Darstellung, die langjährige Beobachtungen unter regionalen Gesichtspunkten zusammenfaßt, auch für Erörterungen abseits der bergbaugeologischen Zielsetzung keine Revisionsbedürftigkeit.

Ein Ausnahmefall des Eintretens von Sb in die pneumatolytisch-hydrothermale Phase liegt im Vorkommen des Stibiopalladinit Pd_3Sb; er findet sich nach Schneiderhöhn-Ramdohr (98) als Erzmineral der kontaktmetasomatischen Pt-Lagerstätten im Potgietersrust-Distrikt, Transvaal, wo Noritdifferentiate des Busveldkomplexes unter Wirkung magmatischer Assimilation und Durchgasung mit dem Liegenddolomit in Kontakt treten. Auch einer Reihe anderer Pt-Magnetkiesvorkommen Transvaals ist Stibiopalladinit — schon nahe magmatischen Phasen? — angeschlossen [2]).

In ähnlicher Weise ist Stibiotantalit $Sb(Ta,Nb)O_4$, das Niobtantalat des Antimons, unter die Pegmatitminerale zu reihen (P. Eskola, „Kristall und Gestein", 1945).

Das häufigste, ja fast ausschließliche Erzmineral der reinen, spezifischen Antimonvorkommen ist der Antimonit. Seine Entstehung ist wohl immer primär.

Die seinerzeitige Annahme von R. Canaval (51), dem verdienstvollen Erforscher alpiner Erzlagerstätten, daß die isolierten Antimonitrosetten in Quarzphyllit auf Nebenklüften der Antimonitlagerstätte Lesnig im Drautal auf sekundäre Rückinfiltrationen zurückzuführen seien, ist heute nicht mehr aufrechtzuerhalten.

Die Reihe der Sb-Minerale ist lang, doch nur eine kleine Anzahl derselben hat allgemeinere Verbreitung. Die wichtigeren Sb-Erzminerale sowie die weniger wichtigen und die durch Besonderheiten auffallenden Sb-Minerale seien in folgende genetisch geordnete Übersicht gebracht, wobei insbesondere die Werke von Ramdohr-Klockmann (4), Schneiderhöhn-Ramdohr (98), Strunz (7) zu Rate gezogen wurden. Die Anfzählung ist nur annähernd vollständig; Überschneidung der Gruppenzugehörigkeit ist fallweise berücksichtigt.

Tabelle 1: Übersicht der Sb-Erzminerale in genetischen Gruppen.

I. Pneumatolytische bis pneumatohydatogene Sb-Erzminerale.

Stibiopalladinit Pd_3Sb.
Stibiotantalit $Sb(Ta,Nb)O_4$.
Geokronit $Pb_5Sb_2S_8$, z. T.
Franckeit $5\,PbS\,.\,2\,SnS_2\,.\,Sb_2S_3$? } Sn-Sb-Minerale in Bolivien.
Kylindrit $6\,PbS\,.\,6\,SnS_2\,.\,Sb_2S_3$? }

II. Primäre Sb-Erze komplexer sulfidischer Paragenesen (eventuell darunter auch aszendent-zementative Bildungen und Entmischungserze).

a) An Cu-(As)-reiche Mineralisationsphasen angeschlossen.

Fahlerze $(Cu_2, Ag_2, Fe, Zn, Hg)_3\,(Sb, As, Bi)\,S_3$; reg. tetraedr. hem, H = 3—4, D = 4·4 bis 5·4, stahlgrau-eisenschwarz, Strich meist schwarz.

Sämtliche Fahlerze einschließlich des Hg-Fahlerzes Schwazit sind Sb-hältig, am reichsten die Sb-Fahle (Tetraedrit bis 30% Sb, Ag-Fahlerz Freibergit), bis Spuren herab im Arsenfahlerz (Tennantit).

Bournonit $PbCuSbS_3$; rhombisch, H = 3, D = 5·7—5·9, fahlerzähnlich, mit 24·6% Sb.

---

[2]) Nach H. Schneiderhöhn (Chemie der Erde, 1930) sind diese Vorkommen zu den liquidmagmatisch-pneumatolytischen Übergangstypen zu stellen, bezeichnenderweise tritt zu Stibiopalladinit neben Sperrylith, Magnetkies, Kupferkies auch Magnetit, Titanomagnetit und Chromit!

Hierher Meneghenit 4 PbS . Sb_2S_3, ferner Geokronit z. T.
Stibioluzonit (Sb-hältiger Luzonit) $Cu_3AsS_4 . Cu_3SbS_4$.
Famatinit Cu_3SbS_4: rhombisch, H = 3·5, D = 4·6, rötlich-stahlgrau, isomorph mit Enargit.
Antimon gediegen und Allemontit SbAs, z. T. [3])
Antimonglanz (unter III.).
Wolfsbergit (Kupferantimonglanz) Cu_6SbS_2; rhombisch, H = 3·5, D = 4·8—5, grauschwarz.
Polybasit z. T. (unter c).
Horsfordit (Antimonkupfer) Cu_6Sb; H = 4—5, D = 8·8, derb silberweiß.
Styliotyp $(Cu_2, Ag_2, Fe, Zn)_3 (Sb, As, Bi)_7 . S_6$.

b) Pb-Sb-Spießglanze z. T. (nach Strunz), Pb-reiche Paragenesen.
Boulangerit $Pb_3Sb_3S_6$; rhombisch, H = 2·5, D = 5·8—6·2, bleigrau, Strich schwarz.
Jamesonit $Pb_2Sb_2S_5$; rhombisch. H = 2—2·5, D = 5·6, bleigrau.
Zinckenit $PbSb_2S_4$ (z. T. unter III.).
Plagionit $Pb_5Sb_8S_{17}$; monokl., H = 2·5, D = 5·5, grau bis schwarz.
Ferner hierher Semseyit, der Boulangerit-ähnliche Falkmanit 3 PbS . Sb_2S_3, Meneghenit, Warrenit.
Geokronit z. T. (auch unter I.).

c) Pb-Ag-Sb-Spießglanze.
Ramdohrit Ag_2S . 3 PbS . 3 Sb_2S_3.
Andorit 2 PbS . Ag_2S . Sb_2S_3.
Ferner Owyheeit, Diaphorit, Fiselyit.

d) Ag-reiche Paragenesen (darunter z. T. auch aszendente Zementation).
Miargyrit (Silberantimonglanz) $AgSbS_2$; monoklin, H = 2—2·5, D = 5·2, Fahlerz-ähnlich.
Pyrargyrit (Antimonsilberblende, dunkles Rotgiltierz) Ag_3SbS_3, z. T. unter VI.: ditrig.-pyr. hemimorph, H = 2·5—3, D = 5·85, dunkelrot bis grau, Strich rot; 22% Sb.
Stephanit (Sprödglaserz) Ag_5SbS_4; rhombisch, H = 2·5, D = 6·2, grau bis schwarz, Strich schwarz.
Polybasit $(Ag, Cu)_9SbS_6$; monoklin, H = 1·5—2, D = 6·2, schwarz, Strich tiefrot bis schwarz.
Antimonglanz (unter III.) z. T.
Dyskrasit (Antimonsilber) Ag_3Sb; rhombisch, H = 3·5, D = 9·4—10, silberweiß.
Pyrostilpnit (Feuerblende) Ag_3SbS_3; monoklin-prism.

III. Primäre Sb-Erze der reinen spezifischen Antimonlagerstätten.

Antimonglanz (Grauspießglanz, Stibnit, Antimonit) Sb_2S_3; rhombisch, H = 2, D = 4·5—4·6, bleigrau; 71·4% Sb.
Zinckenit $PbSb_2S_4$ (z. gr. T. unter II. b); rhombisch, H = 3, D = 5·3, grau, Strich schwarz bis rotbraun.
Berthierit $FeSb_2S_4$ (z. T. unter IV.).
Livingstonit $HgSb_4S_7$ (hierher?, Mexiko).

IV. Sb-Erze aus Wechselwirkung antimonialischer Lösungen mit Ni und Fe(Mn).

Ullmannit (Sb-Ni-Glanz) NiSbS; reg., H = 5, D = 6·7, Met. gl., grau.
Breithauptit (Sb-Nickel) NiSb; hex., H = 5, D = 7·5—7·6, kupferrot.
Korynit (Sb-As-Ni-Glanz) Ni(As,Sb)S; reg., H = 4·5, D = 6, grau bis silberweiß.

---

[3]) G. Kalb (3) unterscheidet zwischen Allemontit höher temperierter Bildungsbedingung (Sb-As in eutektoider Entmischungsstruktur bei konstantem Mengenverhältnis Sb:As), Beispiel Allemont, von Allemontit, der bei niedriger Temperatur gebildet wurde (schalige Struktur, wechselndes Mengenverhältnis As zu Sb), Beispiel Andreasberg am Harz.

Willyamit (NiCo)SbS.
Kallilith Ni (Sb, Bi)S.
Hauchecornit $(Ni, Co)_7$ $(S, Sb, Bi)_8$.
Gudmunit FeSbS; Arsenkies-ähnlich.
Berthierit $FeSb_2S_4$.

Ferner Fe- und Mn-hältige Antimoniate: Tripuhyit $Fe_2Sb_2O_7$, Manganostibiit Mn_{10} Sb_2O_{15}; Monimolit $(Pb, Fe, Mn)_3 . (Sb\,O_4)_2$.

V. Antimonige Zementationserze (z. T. auch auf reinen Antimonitlagerstätten und dort wohl aszendent).

Dyskrasit z. T. (unter II. d).
Antimon, Allemontit SbAs (z. T. unter II. a).
Pyrargyrit (z. T. unter II. d).
Hauchecornit (z. T. unter IV.).
Kermesit Sb_2S_2O (z. T. unter VI, hierher?)

VI. Sb-Erzminerale der Oxydationszone.

Stiblith (Antimonocker z. T., Stibioconit) $H_2Sb_2O_5$; erdig, H = 4—5, D = bis 5·8, gelb bis gelbbraun.
Cervantit (Antimonocker z. T.) Sb_2O_5; erdig, H = 4—5, D = ab 4·1, gelb bis gelbbraun.
Valentiuit (Antimonblüte, Weißspießglanz) Sb_2O_3; rhombisch, H = 2—3, D = 5·7, weißlich bis gelbbraun, 83% Sb.
Senarmontit Sb_2O_3; reg., H = 2, D = 5·2—5·3, diamantglänzend, farblos, weiß bis grau, 83% Sb.
Kermesit (Antimonblende, Rotspießglanz) Sb_2S_2O: monoklin, H = 1—1·5, D = 4·5, rot.
Bindheimit (Bleiniere), wasserhält. Pb-antimoniat., Gel, H = 4, D = 4·6 bis 5, weiß, gelb, grau, grün.
Schneebergit (Sb-pyrochlor) Ca-antimoniat (Schneeberg in Tirol), nebst anderen antimoniatischen Mineralen des Pyrochlortypus, primär?
Nadorit $PbSbO_2Cl$.
Klebelsbergit, bas. Sb-Sulfat (oder doch primär?, im Kerne des Sb-Glanzes von Felsöbanya).

VII. Seltene Querverbindungen meist sulfidischer Sb-Erzminerale.

Vrbait $TlAs_2SbS_5$.
Livingstonit $HgSb_4S_7$.
Nagyagit $Au_2Pb_{14}Sb_3$ Te_7S_{17}.
Kobellit $3PbS . (Bi, Sb)_2S_3$.
Aramayoit Ag_2S $(Sb, Bi)_2S_3$.
Samsonit $2Ag_2S . MnS . Sb_2S_3$.
Svedenborgit $4BeO . NaSbO_4$.

Innerhalb der hydrothermalen Abfolge alpiner Vorkommen nehmen die Antimonerzminerale eine breite Spanne ein. Am frühesten erscheinen sie, der Cu-Phase anschließend, als Sulfoantimoniate in den Fahlerzparagenesen, auch mit As und Bi findet sich Sb hier zusammen, und erreicht dann mit gesteigerter Pb-Zufuhr in der nicht zahlreichen doch höchst bezeichnenden Gruppe der Pb-Sulfoantimoniate einen Höhepunkt[4]). In weiterer Abkühlung der Mineralthermen

[4]) Für die Erze der Schladminger Tauern hat beispielsweise O. Friedrich (Ag-reiche Bleiglanz-Fahlerzparagenesen in den Schladminger Tauern und allgemeine Bemerkungen über den Vererzungsvorgang, Berg- u. Hüttenm. Jahrb. 81, 1933) die Entwicklungsfolge: Fahlerz (Cu_3SbS_3) → Bournonit $(CuPbSbS_3)$ → Jamesonit $(Pb_2Sb_2S_5)$ → Boulangerit $(Pb_3Sb_2S_6)$ festgestellt; ähnlich (hier zit.) E. Clar vom Schneeberg in Südtirol.

bleibt schließlich Antimonit, oberflächennah, alleinige Erzausscheidung, von stets gegenwärtigem Pyrit zumindest in kleinen Mengen begleitet. In dieser letzten Phase ist die Antimonitausscheidung spontan und nahezu vollständig, fast erzleere Thermen werden nach oben entlassen. Das sporadische Antimonitauftreten reicht in die älteren Mineralisationsphasen hinein oder überdeckt dieselben, besonders die Fahlerzphase, anderseits geht Antimonit in die Paragenesen der hochthermalen, oft arsenreichen Gold-Pyrit-Lagerstätten ein.

Neben vorherrschender Gang- und Lagergangausbildung dringt auch fallweise Metasomatose seitens der antimonitischen Lösungen durch, wo verdrängungsgeeigneter Kalkstein sich darbietet, doch ist die Metasomatose meist rasch erschöpft, nie weitreichend.

Quarzige Gangart auf Antimonitlagerstätten steht vor der karbonspätigen, seltener findet sich Baryt- und auf einigen außeralpinen Vorkommen auch Flußspat.

Der Übergang der stets oberflächennah abgesetzten sulfidischen Sb-Erze in den vadosen Kreislauf vollzieht sich unter günstigen Umständen (Mitwirkung klimatischer Faktoren, reichliche Grundwasserdurchtränkung usw.) zuerst verhältnismäßig rasch und leicht unter Ausbildung oxydischer Erze, diese aber besitzen eine gewisse Beharrlichkeit und verlangsamen den Vorgang der weiteren Zerstreuung.

2. Das Auftreten von Antimonerz auf österreichischen Lagerstätten.

a) Die spezifischen Antimonitvorkommen.

Schlaining (Burgenland) und Umgebung einschließlich **Maltern** (Niederösterreich).

8. Bandát H., Die geol. Verhältnisse d. Köszeg-Rechnitzer Schiefergebirges. Földtani Szemle, Geol. Inst. Univ. Budapest 1932.

9. Chlebus P., Montangeologische Studien über die Erzlagerstätten von Schlaining u. Bernstein. Berg- u. Hüttenm. Jahrb. Leoben 1918.

10. Cornelius H. P., Glimmerandesit von Aschau. Fol. Sabariensia, Steinamanger 1933.

11. Czjzek J., Das Rosaliengebirge u. d. Wechsel in N.-Ö., Jahrb. G. R. A. Wien 1854.

12. Erich A., Neuere Untersuchungen in der Grauwackenzone von Bernstein im Burgenland. Verh. G. B. A. Wien 1945.

13. Foullon, Frh. v., Mineral. Notizen (Schlaining). Verh. G.R.A. Wien 1892.

14. Funder L. (betr. Schlaining), Met. u. Erz. 1940.

15. Hießleitner G., Das Grubenfeld Kurt des Antimonbergbaues Schlaining im Burgenland. Met. u. Erz. 1933.

16. Hilber F., Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark und Pinkafeld. Jahrb. G. R. A. Wien 1894.

17. Hinterlechner K., Über die alpinen Antimonitvorkommen usw. Jahrb. G. R. A. Wien 1918.

18. Hofmann K., Verh. G. R. A. Wien 1877.

19. Jugovics L. (betr. Rechnitz, Bernstein), Verh. G. R. A. Wien 1861/62.

20. Klingner F. E., Senkung, Sedimentation und Tektonik im Kohlenbecken von Tauchen. Berg- u. Hüttenm. Jahrb., 82. Leoben 1934.

21. Kober L., Der Deckenbau der östl. Nordalpen. Denkschr. Ak. Wiss. Wien 1912.

22. Köhler Joachim, Ein neues Profil aus dem Alpennordostsporn. N. Jahrb. f. Min. Abt. A. 1942.

23. Köhler A. u. Erich A., Neugebildete Albitkristalle in tertiären Konglomeraten bei Maltern, N.-Ö. Verh. G. B. A. Wien 1939.

24. Kümel F., Die Sieggrabener Deckscholle im Rosaliengebirge. Min. Petr. Mitt. 1936. — Ferner Jahrb. G. B. A. Wien 1936, und Min. Petr. Mitt. 1935, 1937.
25. Liebscher K., Die Kohlen- und Erzvorkommen im Bez. Oberwarth. Mont. Rdsch. 19. 1921.
26. Mayer R., Morphologie des mittl. Burgenlandes. Denkschr. Ak. Wiss. Wien 102. 1929.
27. Mohr H., Versuch einer tektonischen Auflösung des NO-Sporns der Zentralalpen. Denkschr. Ak. Wiss. Wien 1912/13.
28. Redlich K. A., Notizen über einige Mineralvorkommen in den Ostalpen. C. f. Min. 9. 1908.
29. Reithofer O., Geol. Aufnahmen um Schlaining, unveröffentlicht (Ergebnisse nicht bekannt).
30. Rochata C. u. O., Zur Geschichte und Entwicklung des Antimonwerkes „Bergwerk" bei Schlaining, Burgenland. Burgenl. Heimatsblätter 1933.
31. Rosenberg H., Das Mikrosasbestvorkommen in Rechnitz im Burgenland. Berg- u. Hüttenm. Jahrb. Leoben 1928.
32. Schmidt A., Über einige Minerale der Umgebung von Schlaining. Z. f. Krist. u. Min. (P. Groth) 29. 1898.
33. Schnablegger J., Die Antimonerzlagerstätte zu Bergwerk in Ungarn. Z. d. berg- u. hüttenm. Ver. f. Kärnten, Jg. 3. 1871.
34. Schwinner R., in F. X. Schaffers „Geologie der Ostmark". Wien 1943.
35. Schwinner R., Albitisation in der Oststeiermark. Mitt. R. Bo.-Fo. Wien 1941.
36. Sigmund A., Die Minerale Niederösterreichs. Wien 1909 und 1937.
37. Stolička F. (Maltern betr.), Verh. G. R. A. Wien 1861/62.
38. Vacek M., Über d. geol. Verhältnisse des Rosaliengebirges. Verh. G. R. A. Wien 1891. — Über die kristallinen Inseln am Ostende der alp. Zentralzone. Verh. G. R. A. Wien 1892.
39. Vendl M., Die Geologie der Umgebung von Sopron (Ödenburg). I. Die kristallinen Schiefer. Mitt. Berg- u. Hüttenm. Abt. Hochschule Sopron 1929, 1932, 1933.
40. Vetters H., Geol. Karte der Rep. Österreich. Wien 1937.
41. Wieseneder H., Studien üb. d. Metamorphose im Altkristallin des Alpennordostrandes. Min. Petr. Mitt. 1931; ferner: Ergänzungen, Min. Petr. Mitt. 1937.
42. Winkler A., Über einen Andesitgang im basalen Tertiär zwischen Neustift und Maltern. Folia Sabariensia, Steinamanger 1933.
43. Zepharovich V. v., Mineral. Lexikon v. Österreich, 1873.

Die Antimonitvorkommen von Schlaining und Maltern treten innerhalb Gesteinen der paläozoischen Grauwackenserie auf, welche in diesem Abschnitt des Alpen-Nordostsporns ein vermittelndes Glied zwischen der nördlichen Grauwackenzone und dem zentralalpinen Paläozoikum der Grazer Bucht bildet.

In der orographischen Gestaltung hebt sich das Gebirgsland von Maltern über Bernstein, den Berg Plischa (SH. 644) Ost Schlaining, Hirschenstein (SH. 862) und Gschriebenstein (SH. 863) Nord Rechnitz bis gegen Güns (Köszeg) auf ungarischem Boden als südostwärts absplitternder Bergzug heraus, der im Bereich von Mönichkirchen mit dem Hauptstamm Wechselgebirge—Bucklige Welt zusammenschließt (Abb. 1). Der Ostabschnitt dieses Bergzuges, bei Schlaining beginnend, wird als Rechnitz-Günser (Rohonc-Köszeger) Schiefergebirge bezeichnet.

Nahe der Grenze des österreichischen Burgenlandes zu Ungarn gelegen, lange zu Ungarn gehörend, haben an der geologischen Erforschung dieses Gebietes österreichische als auch ungarische Geologen schon frühzeitig entsprechend Anteil genommen.

J. Cžjzek 1854 (11), F. Stolička 1861/62 (37), M. Vacek 1891/92 (38) waren von österreichischer Seite, ihre Aufnahmsarbeiten im Wechsel- und Rosaliengebirge ausdehnend, auch in die Erforschung dieses Grenzgebietes eingetreten, von ungarischer Seite war es K. Hofmann (18) 1877, welcher die erste eingehende Kartierung dieses Raumes einleitete.

Im Zuge der Erkenntnisse vom alpinen Deckenbau sind L. Kober (21) und H. Mohr (27) 1912 mit wichtigen Beobachtungen und Thesen an die Probleme dieses Raumes herangegangen.

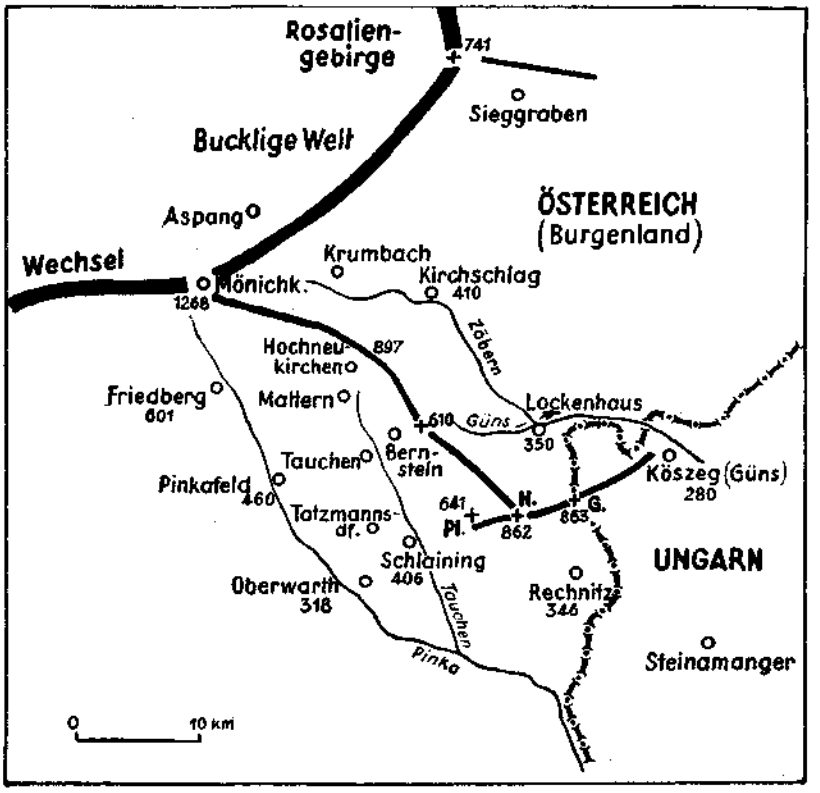


Abb. 1. Lagenskizze des Berglandes Maltern—Schlaining—Rechnitz im Anschluß an den Nordostsporn der Ostalpen.

Pl = Plischa, H = Hirschenstein, G = Gschriehenstein.

In jüngerer Zeit hat der ungarische Geologe H. v. Bandát (8) 1928 eine eingehende Kartierungsarbeit des Rechnitz-Köszeger Schiefergebirges zwischen Güns—Rechnitz—Schlaining geleistet. 1943 widmet R. Schwinner (34), von seinen reichen Erfahrungen in der Oststeiermark ausgehend, einen kurzen, aber bedeutsamen Abschnitt in dem Buche über die gesamtösterreichische Geologie von F. X. Schaffer. Ebenfalls aus jüngster Zeit stammen Untersuchungen dieser, bezw. der Nachbargebiete von J. Köhler 1942 (22), F. Kümel 1937 (24), H. Wieseneder 1937 (41), zuletzt A. Erich 1945 (12).

Unveröffentlicht und mir nicht näher bekannt blieben Aufnahmsarbeiten von H. Holler, A. Ruttner und O. Reithofer aus den letzten Kriegsjahren vor 1945.

In der Erforschung der Tertiärgeologie dieses Raumes hat A. Winkler (42) führend Anteil und faßt den Stand der Forschung in einem eingehenden Aufsatze der erwähnten Schafferschen Geologie Österreichs zusammen.

Neuere bergbaugeologische Arbeiten, welche die Antimonitvorkommen betreffen, haben K. Hinterlechner 1918 (17), F. Chlebus 1918 (9) und G. Hießleitner 1933 (15) veröffentlicht.

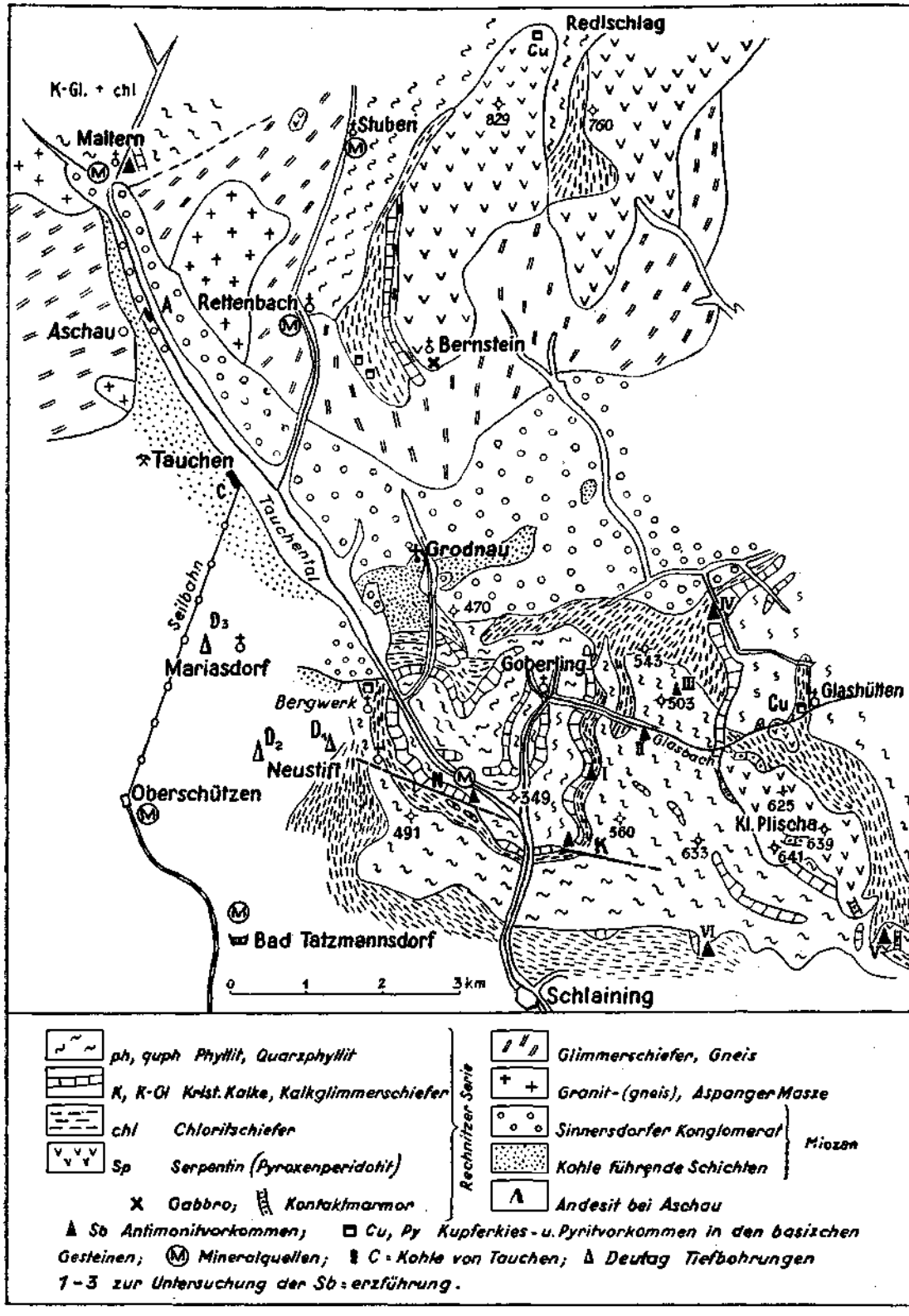


Abb. 2. Geologische Übersicht des Antimonbergbaurevieres Schlaining-Maltern. (Vereinfacht nach den geologischen Aufnahmen von Hofmann, Chlebus, Bandát, Wiesneder und eigenen Vermerken). Antimonvorkommen: N = Neustift, K = Kurt I = Schlaggraben, II = Glasbach, III = Ost-Goberling, IV = Bergmeierhof (Nd.-Kohlstätten), V = Schwarzer Graben, VI = Rauhriegel; ferner Maltern.

Die Grauwackenserie im Bereiche der Aufschlüsse des Schlaininger Antimonbergbaues umfaßt: Phyllite, quarzlagenreiche Phyllite, erstere z. T. serizitisch und graphitisch; ferner graublaue kristalline, massige bis schiefrige Kalke und Kalkschiefer, Glimmer führend, bis zu Marmor mit Serizithäuten auf der einen Seite, bis Kalkserizitschiefer und Kalkphyllite nach der anderen Seite reichend. Phyllite und Kalke mit gegenseitigen Übergängen, aber auch scharf herausgehobene Kalkzüge bilden in mehrfacher Wiederkehr, primär wechsellagernd aber auch tektonisch wiederholt, das eigentliche Grundgerüst des Gebirges. Quarzite treten im Bergbaubereich zurück. Das Bohrprofil der Deutagbohrung a NW von Neustift bei Schlaining verzeichnet unter dem Hauptkalkhorizont ein „Anthrazitflöz" in Grauwackensandstein. — Der vulkanische Einschlag in dieser Sedimentserie ist bedeutend: diabasische Laven und Tuffgesteine im Metamorphosekleid der diversen Grünschiefer und Chloritschiefer haben ausgedehnte Verbreitung. Die enge Bindung einzelner Chloritschiefer an kalkige Horizonte ist vielfach augenscheinlich.

Jenseits der österreichischen Grenze, SW von Güns, ist nach Bandát (8) ein konglomeratischer Kalkhorizont erschlossen, das „Dolomitkonglomerat von Cak", das die Kalkserie eröffne, darüber erst stelle sich die Folge von graphitischem Phyllit, Graphitschiefer, nach oben weiterhin serizitischer Quarzphyllit und Phyllit ein. Derselbe Autor zählt die Gesteine des Rechnitz—Günser Schiefergebirges nach vorhandenen Analogien zur Grauwackenzone des Paltentales zum Oberkarbon und sieht in dem Basalkonglomerat eine Diskordanz angedeutet, welche die weiter südlich bei Hannersdorf Nord Eisenburg im Burgenland bekannten devonen Korallen-Dolomite übergreife. Quarzite, besonders die roten serizitischen Quarzite von Lockenhaus im Nordabfall des Gschriebenstein, als auch die Hanptmasse der Quarzphyllite, die im Bereich Hirschenstein—Gschriebenstein sich breit entfalten, werden von Bandát für Permokarbon gehalten.

Nach Mohr (27) und Schwinner (34) liegt allerdings der blaue bis grauweiße dolomitische Kalk von Hannersdorf, dessen Korallen von F. Toula (Verh. G. R. A. 1878) als Mitteldevon bestimmt wurden, vermittelst dünnschichtiger Tonschiefer der „Kalkphyllitserie von Rechnitz" auf. — Oder ist er in gestörter Lagerung noch als Glied dieser Phyllitserie zu betrachten, für die dann auch höheres Alter als Oberkarbon in Frage käme?

Fossilfunde aus dem paläozoischem Gebirge im engeren Bergbaubereich von Schlaining sind bisher nicht bekannt geworden, Altersaussagen bauen sich in erster Linie auf Vergleichen auf.

Meist eng an die Chloritschieferhorizonte dieser Grauwackenserie angeschlossen, treten Serpentine in massiven Stöcken oder engbegrenzten Linsen auf. Zum Teil liegen noch relativ frische Pyroxenperidotite vor, teils wehrlitischer, teils harzburgitischer Art. Anteile von Massiven und Linsen sind aber auch in antigoritisierte und auch talkisierte Massen umgewandelt. Talkisierung ergreift beispielsweise in Bernstein vorzüglich die pyroxenitischen Schlieren in Peridotitserpentin und macht sie zu weichem schnitzbarem Talkserpentin.

Wo ein Angrenzen der Serpentine an hochkristalline Serien vorkommt, wie südöstlich Bernstein, liegt wohl unzweifelhaft tektonischer Kontakt vor, zu Altkristallin besteht hier keine unmittelbare Bindung des Serpentins. Innerhalb der Peridotitmassen zeigen sich vereinzelt gabbroide Gangschlieren, z. B. Süd Bernstein. Echte, grobkristalline, zähe, dunkle Amphibolite mit wenig Feldspat, ohne etwaiger

gabbroider Reststruktur, begleiten den eigentümlichen Serpentinlinsenzug, der im Neustiftbereich des Antimonitbergbaues Schlaining obertags und in den Grubenbauen des Asbeststollens erschlossen ist. Eine diabasische Randzone zeichnet die vordere schollenartige Serpentinmasse, Horizont + 55 im Profil des Vincenzstollen Kurt-Ostfeld aus.

An der Grenze des Serpentins zu den Kalkhorizonten der Phyllitserie ist an einer Reihe von Örtlichkeiten ein mineralisch ausgezeichneter Kontaktmarmor entwickelt, der frühzeitig die Beobachtung der Geologen (Vacek, Jugovics, Bandát) und der Natursteininteressenten angezogen hat. In der Hauptsache handelt es sich um grobkörnige, weiße bis hellgrüne Calcitmarmore mit Aktinolith, Epidot, Magnetit. In Aufschlüssen des Milchbründlgrabens NW Schlaining, aber auch im Schwarzengraben NW Schlaining habe ich in solchen Kontaktmarmoren überdies das reichliche Auftreten von blauer, im Handstück fast schwarzer Hornblende, im Dünnschliff als Glaukophan erkennbar, festgestellt, der gleiche Marmor birgt große, einfach verzwillingte, graphitbestäubte Anorthitkristalle. Einige weitere geologische Beobachtungen an diesem Vorkommen bringe ich in einer anderen Arbeit; mineralogische Einzelheiten der blauen Alkali-Hornblende sind von einer Bearbeitung des Minerals durch das Mineralog. Universitätsinst. Graz, Prof. Heritsch, zu erwarten.

Gabbroamphibolit aus dem Bernsteiner Gebiet mit glaukophanitischer Hornblende wird von A. Erich (12) als metamorph gewordener Zubringer der diabasischen Grünschiefer angesehen.

Zur regional-tektonischen Stellung der Grauwackenserie in diesem Abschnitt des Alpennordostsporns sei kurz erwähnt: Ähnlichkeit in Ausbildung und Bau mit der Tauernschieferhülle fiel bereits den ersten Beobachtern auf. Die Beziehung zum Grazer Paläozoikum wird von H. Mohr (27) diskutiert. Die Unterlage der Grauwackenserie wird übereinstimmend als Bewegungshorizont gedeutet, weniger bestimmt lauten die Aussagen über Fern- oder Nahtransport. Das vorpaläozoische Grundgebirge der Grauwackenserie fügt sich aus altkristallinen Gesteinen, Paragneisen, Granatglimmerschiefern, Glimmerschiefern, wenig Amphiboliten zusammen, die von ausgedehnten Granitgneismassen durchdrungen und auch metamorphisiert werden („Aspanger Masse", „Kernserie" von Mohr, „Grobgneisserie" von Wieseneder u. a.).

R. Schwinner (34), der die Rechnitzer Phyllitserie seinem Raabalpensystem angliedert, sieht in der Oststeiermark die Grobgneise vielfach nur als Augengneise, Augenschiefer entwickelt, als Injektionsgneise mit reichlich aplitischer Ausstrahlung in die Hüllschiefer und breiten Albitiserungshöfen; für den Grobgneis träfe der Vergleich mit den Tauerngraniten als syntektonische Intrusionen des alpidischen Baues zu.

Die Grauwackenserie des Rechnitzer Gebirges zeigt keinerlei Beeinflussung von der Granit-Grobgneis-Seite her; auch zur tieferen, unter der Kernserie auftauchenden Wechselserie mit ihren Albitgesteinen bestehen keine unmittelbaren Beziehungen. — Die hochmetamorphe „Sieggrabener Serie" (Kümel, Wieseneder), welche sich aus biotitreichen Gneisen, Eklogiten, Granatamphiboliten usw.

zusammensetzt, bleibt auf den Nordostrand des Grauwackengebietes beschränkt, dasselbe unterteufend.

Im Profil von Bernstein nach Langau grenzen chloritische, ersichtlich diaphtoritische Gneisglimmerschiefer und aplitische Geise unmittelbar an das Serpentinmassiv. Nach J. Köhler (22) würde es sich um Überschiebung der Grauwackenserie durch die „Glimmerschiefergruppe der zweiten Streßzonenstufe mit Diaphtorese der dritten" handeln, die weiter westlich das tektonische Liegend der Grauwackenserie bildet. Bei der eigenen Begehung stand ich vor wenig bezeichnenden Aufschlüssen und der Eindruck hinterblieb, daß ein stumpfes Anstoßen der Serpentinmasse langs Störung an das Kristallin stattfände.

Die Grundnote des Gebirgsbaues in diesem Grauwackenabschnitt scheint von variszischer Tektonik bestimmt zu sein. Hiefür hat sich, v. Loczy folgend, der eine ähnliche Serie vom Plattensee beschrieb, auch H. v. Bandát ausgesprochen. Nach Bandáts Vorstellungen lägen im Rechnitz-Köszeger Schiefergebirge gegen Ost überkippte karbonische Faltengebilde vor, wobei die tieferen Schichten, die Kalkphyllite, in den Kern der Antiklinalen gedrückt, die hangenden Quarzphyllite in die Mulden der Synklinen gebracht wurden. Ähnliches geht auch aus dem neuesten Aufnahmsbericht von A. Erich über das Gebiet von Bernstein hervor. Daneben besteht aber auch Schuppungs- und Überschiebungstektonik. In der Gesamtheit sieht Bandát einen variszischen Horst, zerschnitten und randlich eingefaßt von junger Bruchtektonik. Letztere greift freilich auch, wie die Aufschlüsse der Bergbaustollen erweisen, tief in den Horst selbst hinein.

Die Unabhängigkeit der dominierenden strukturellen Richtungen von der alpinen Hauptrichtung ist unbestreitbar vorhanden. Hierin läge ein Gemeinsames mit der Wechseldecke vor, die ja auch inmitten alpidischer Überschiebungstektonik weitreichend ihre ältere tektonische Eigenart, ihr Querstreichen, bewahrt hat.

Die Streichrichtungen der Grauwackengesteine um Schlaining befolgen vorwiegend N—S und NNW—SSO-, bei Bernstein auch NNO-Verlauf. Erst in Nähe zum südlichen Grünschieferzug bei Rechnitz findet fallweise ein Abdrehen in O—W-Richtung statt.

Nicht nur Faltungs-, auch Überschiebungstektonik dürfte gemäß gleicher Streichrichtungen und Bewegungstendenzen zum großen Teil von spätvariszischer Gebirgsbildung überkommen sein. Mit ihr in Hand arbeitete die uns heute gegenübertretende Metamorphose der Grauwackengesteine. Hiebei hat z. T. fließende Gesteinsumformung stattgefunden, wobei allerdings der Metamorphismus nirgends über Erscheinungen der ersten Streßzonenstufe hinausgeht. Am schönsten kommt die fließende (plastische) Durchbewegung in Faltenbildern der kristallin gewordenen tonreichen Kalksedimente zum Ausdruck; beispielsweise bringt Abb. 3 (Originalstück im Geolog. Institut d. Universität Graz) eine schon 1933 (15) erwähnte Beobachtung an einem Faltenknie des Hauptkalkzuges im Vincenzstollen (Kurtfeld des Schlaininger Bergbaues): die mit Glimmerschuppen belegten Schichtflächen des Kalkes sind im westwärts gerichteten Faltenscharnier

nach dem Gesetz der Stauchfaltengröße (Sander) in Stauchfalten gelegt unter Ausplättung des Glimmers in s.

Mit eingehender petrographischer Untersuchung nach neueren Gesichtspunkten hat J. Köhler (22), der leider dem Kriege zum Opfer fiel, für das Gebiet von Bernstein—Maltern den Anfang gemacht: das Altkristallin („Kernserie") besteht hier aus kristallinen Schiefern der zweiten Streßzonenstufe mit Diaphtoriten drittstufiger Gesteine, und zwar Granat-Staurolith-Glimmerschiefer, granatführende, biotitreiche Schiefer, Quarzite mit Disthen sowie Andalusit und Pinit, ferner Dolomitmarmore mit Quarz und Muskowitgehalt usw.; in diese Serie intrudieren nebst aplitischem turmalinführendem Ganggefolge Granite vom Typus der Tauerngranite unter erststufiger Verformung zu Mylonitgranit. Dieser Gesteinsgruppe gegenüber stehen Gesteine der ersten Streßzonenstufe, Phyllitgruppe

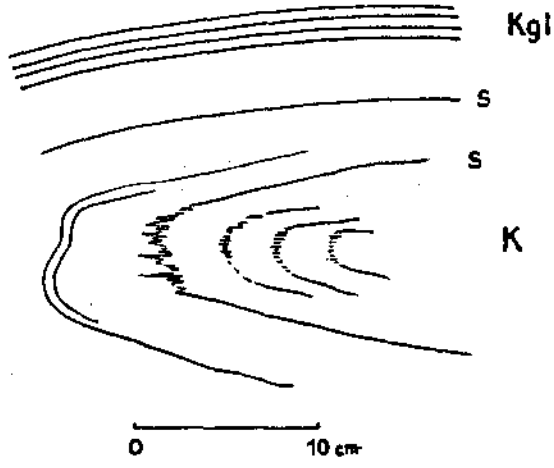


Abb. 3. Gegen West gerichtetes Faltenknie im Hauptkalkzug K, dessen Schichtflächen S durch Glimmerbelag hervortreten; Kgl = Kalkglimmerschiefer. Vinzenzstollen, Grubenfeld Kurt, Schlaining.
Glimmerbelag in der Umbiegung stauchfaltenmäßig angeschoppt und in der zur Schieferung gewordenen S-Fläche ausgeplättet — damit Art und Grad der met. Umprägung bekundend (Original seinerzeit dem Geologischen Institut Graz, Prof. Heritsch, abgegeben).

mit Metabasiten in Grünstein-, Grünschiefer- und Epidotamphibolitfazies, Antigoritserpentin usw. — also die Grauwackenserie. (Hiezu ist bemerkenswert, daß das Gesteinsbild der Grauwackenserie von Bernstein gegenüber Schlaining in Richtung leicht zunehmender Metamorphose etwas verändert erscheint: Prasinitähnlichere Grünschiefer, Ausbildung pigmentarmer, nicht mehr blauer Marmore und Glimmermarmore; aber auch faziell ein etwas verändertes Bild gegenüber Schlaining, Zurücktreten der Kalkphyllite, reinlichere Scheidung von Kalk und Phyllit usw.). — 1945 ist A. Erich (12) mit einer Mitteilung speziell der Grauwackengesteine von Bernstein gefolgt, die er der oberen Grauwackendecke im ostalpinen Deckenschema zuweist, also wohl auf Grund des sichergestellten Devons von Hannersdorf die ganze metamorphe Serie von Grauwackentypus

für altpaläozoisch auffaßt: eine basale Phyllit-Kalkphyllitgruppe mit Graphitschiefern und schließlich Quarzphylliten zu oberst ist mit einer hangenden Grünschieferserie, mit der Serpentinvorkommen einhergehen, verfaltet. Die Grünschiefer sind nach Erich in epidot- und albitführende Chlorit- und Amphibolprasinite nebst Epidotchloritschiefer aufspaltbar. Der Gabbroamphibolite in dieser Serie mit glaukophanitischer Hornblende wurde bereits Erwähnung getan. Die großen Serpentinstöcke, nur randlich antigoritisiert, lassen mit rhombischem Pyroxen harzburgitisches Ausgangsmaterial erkennen. R. Schwinner (34) hat aber wohl mit Recht betont, daß gegenüber den echten Prasiniten der Tauern in den Grünschiefern der Rechnitzer Serie doch geringere Metamorphose zur Geltung kam.

Von den jungen Ablagerungen im Raume des Antimonerzrevieres Schlaining—Maltern spielen die tertiären Beckenfüllungen die bedeutsamste Rolle; in ihren Verbreitungen kommen bereits fallweise die älteren Phasen der Bruchtektonik zum Ausdruck, deren Höhepunkt jedoch an das Ende des Sarmat fällt. A. Winkler hat dem Anteil der Tertiärbildungen in der Pinkafelder Teilbucht West und Nord von Schlaining zuletzt 1943 (34) eine ausführliche Betrachtung gewidmet: die älteste miozäne Beckenfüllung wird vom vortortonischen Sinnersdorfer Konglomerat bestritten, das aus Blockschuttmassen, vornehmlich aus Gneisgeröllen zusammengesetzt, besteht. Nach Abtrags-Zwischenphase folgt unter scharfer Diskordanz die tortonische flözführende Formation (Tauchener Kohlenhorizont, zweite medit. Stufe) mit marin brackischen Hangendschichten. Marines Sarmat legt sich konkordant dem Torton auf.

A. Winkler (42) und H. P. Cornelius (10) haben bei Aschau, zwischen Neustift und Maltern, einen Gang von Glimmerandesit beobachtet, der Sinnersdorfer Konglomerat unter Frittungsanzeichen durchbrochen hat. Der Glimmerandesit zeigt nach Cornelius eigentümliche, zu hornartigen Aggregaten wachsende Säulenformen des Glimmers. Nach einem unveröffentlichten Bericht von H. Lackenschweiger wurde ein saures, zersetztes Tuffgestein von ihm im Steinbruch SW Kote 491 (Neustiftberg) bei Tatzmannsdorf angetroffen.

Die hauptsächlichste jugendliche Oberflächengestaltung, überhaupt der Talbildungen um Schlaining und Maltern, fällt in oberpliozäne Zeit.

Aus der Geologie des engeren Bereiches der Grubenfelder Kurt und Neustift des Schlaininger Antimonbergbaues ist unter Berücksichtigung der jüngsten Aufschlußlage des Bergbaues folgendes hervorzuheben, wobei das Längsprofil der Abb. 1, Tafel I, zur Übersicht dient.

Die Schichtfolge im allgemeinen wurde bereits gekennzeichnet. Ein schärferes Erfassen der Schichtfolge im Bereich der Lagerstätte, etwa sicheres Trennen der liegenden und hangenden Phyllitschiefer nach petrographischen Gesichtspunkten, Eingliedern sich wiederholender Kalkhorizonte in stratigraphische Niveaus, ist bislang noch nicht geglückt. Wohl scheinen im Liegendphyllit, also in der Phyllitserie unter dem Kalkhauptzug, die Einschaltung der Kalkphyllite

spärlicher zu werden und quarzig-serizitischen Tonschiefern unter Zunahme der Quarzgängchen und -lagen Platz zu machen, aber ähnliches zeigt sich auch in höheren Horizonten, wo auch Kalke und Kalkphyllit mehrfach wiederkehren.

Das Profil der Abb. 1, Tafel I, folgt der Gangspalte der Antimonitlagerstätte, es stellt ungefähr auch einen Flachriß durch die Gangspalte dar und zeigt die allgemeinen Lagerungsverhältnisse auf, wie sie im Kurtabschnitt der Erzzone meiner geologischen Grubenaufnahme 1929 (15) und 1946, im Neustiftabschnitt den älteren Aufnahmen von Ramboušek, Chlebus (9) entsprechen. Ergänzung findet das Profil für den Neustiftabschnitt und den gegen Westen darüber hinausliegenden Mariasdorfer Bereich durch die verwerteten Ergebnisse meiner geologischen Aufnahme des Hoffnungsstollens und der älteren und neueren Bohrresultate. Das Profil ist durchaus nicht immer auch Querprofil durch die Gebirgsschichten, die oft sehr wechselndes Streichen einnehmen und manchmal recht spitz zur Profil-, bzw. Gangebene zuscharen.

Das Längsprofil vermittelt den Eindruck eines fürs erste recht einfach erscheinenden Baues des paläozoischen Gebirges: flachwellige, von jüngeren Störungen unterbrochene Mulden und Sättel, denen konform sich auch die in einem bestimmten Schichthorizont zur Ausbildung gekommene Antimonitlagerstätte anpaßt. Dieser Bau steht einigermaßen im Gegensatz zu der gedrängten Schuppenstruktur, die weiter östlich des Plischaberges, der geologischen Karte von Bandát (8) zufolge, das Rechnitzer Schiefergebirge beherrscht. Anzeichen starker tektonischer Beanspruchung und Durchbewegung der paläozoischen Gesteine sind auch im Abschnitt Kurt—Neustift nicht wenig zahlreich vorhanden und auch hier einer älteren Gebirgsbildungsphase zuzuschreiben; bruchlose Umformung tritt in Kleinfaltenbildern der kristallin gewordenen Kalke und Kalkschiefer entgegen, aber auch unter dem scheinbar ruhigen Wellenbau des Gebirges scheinen stärkere tektonische Störungen des alten Gebirgsbildungszyklus verborgen zu sein, z. T. auch in der noch nicht völlig klarzustellenden Serpentinintrusionsmechanik und Serpentintektonik angedeutet.

Ist etwa die Serpentinscholle im Horizont +55 des Kurt-Ostfeldes tektonisch von der Hauptmasse des Kl. Plischa abgeschuppt, oder doch — nach den gegenwärtigen Aufschlüssen wahrscheinlicher — selbständig intrudiert? Unklar ist für die Serpentinschollenreihe, welche von Amphibolit begleitet in den Aufschlüssen des „Asbeststollens" bei Neustift verfolgt wurde und auch an der Werksstraße zum seinerzeitigen Bergdirektionssitz zutage tritt, auch von dort zum Dorf Neustift, ob Schollenaufstieg längs einer nachträglich gestörten Intrusionsbahn vorliegt oder ob die Kette der kleinen und schmalen Serpentinlinsen ein rein tektonisches Phänomen begleitet. Einige Gründe sprechen vorläufig noch zugunsten der ersteren Annahme, darunter auch das Verhalten des Liegendkalkes, der sich von einer angenommenen Serpentinüberschiebung kaum beeinflußt zeigen würde und dadurch auch gestattet, daß sich in diesem Bereich der an junger Gangspalte hochgekommene Erzabsatz ebenso ungehindert ausbreiten konnte wie entfernt von dieser Stelle. Jedenfalls verrät das geologische Grubenbild der Vererzung nichts von einer solchen älteren tektonischen Struktur des Erzabsatz-Horizonts.

Die tiefen Bohrlöcher a und b (Profil Abb. 1, Tafel I; D_{1-3} auf Abb. 2 im Text) haben Serpentin, an Chloritschiefer gekettet, im Hangend des Hauptkalk- bzw. Liegendkalkzuges nachgewiesen, während der Serpentinstock des Kl. Plischa vom Hauptkalkzug überlagert wird. Dies spricht dafür, daß im Dach der geschlossenen stockförmigen Serpentinmassen noch ein zweiter, hier aber deckenförmig ausgebreiteter, mit Diabasen uud Diabasschiefern (Chloritschiefern) innig verknüpfter Peridotithochstieg erfolgte. Diesem höheren Serpentinhorizont wäre auch die erwähnte Scholle des Laufes + 55 Kurt-Ostfeld zuzuordnen.

Die fallweise Asbestführung der Schlaining—Rechnitzer Serpentinvorkommen steht in Zusammenhang mit den Vorgängen der allgemeinen Gesteinsmetamorphose. Neben Chrysotilasbest tritt an Serpentinkontakten und im Chloritschiefer auch feinstrahliger, dichtverfilzter Hornblendeasbest, Strahlsteinasbest, auf, öfters zu hartem, zähem, nephritartigem Gestein werdend. Der Chrysotilasbest ist recht kurzfaserig, Mikroasbest zum Teil. Über die technischen Verwertungsversuche der Mikroasbestvorkommen bei Rechnitz berichtet H. Rosenberg (31). Die jüngsten Arbeiten auf Asbestgewinnung im sogenannten Asbeststollen bei Neustift, hier hauptsächlich Hornblendeasbest antreffend, hatten nicht den erstrebten Erfolg.

Die Bildung der Gangspalte selbst als Ergebnis jüngerer tektonischer Einwirkung ist im Alter nach oben durch die sie durchsetzenden nachtortonischen Brüche zu fixieren. Die Gangspalte streicht über 4 km Längsentwicklung in WNW—OSO-Richtung, einen leichten Knick und auch leichte Versetzung im Mittelabschnitt, Tauchentalbereich, aufweisend.

Ein einfacher Verwerfer ist die Spalte nicht, zumindest nicht im westlichen Abschnitt, wo die älteren Beobachter stets betonen, daß die von der Spalte durchschnittenen Gesteinsschichten zu beiden Seiten der Spalte vollständig zusammenpassen, eine Verschiebung also nicht eingetreten sei. Anders allerdings im Ostabschnitt des Kurtfeldes, wo sich aus der Gangspalte deutlich unter Zunahme der Schrägneigung ein Verwerfer mit schließlich über 20 m Verschiebungsbetrag herausbildet. Diese Bewegung ist aber jüngeren Datums wie die Gangspaltenbildung samt der sie auffüllenden Vererzung.

Westlich des Tauchentales, um Neustift, ist die Gangspalte ein einfacher, steil südwestwärts fallender Riß. Östlich des Tauchentales setzen am Hang zwei Gangspalten ein, im Ausbiß ungefähr 50 m voneinander abstehend, gegen Ost bei m 1000 ab Mundloch Vincenzstollen wieder scharend. Der nördliche Gangast, Mathildegang, fällt steil gegen Nord, der südliche Gangast ebenso wie der Neustifter Gang steil gegen Süd (Abb. 4). Würde es sich demnach bei der Gangspaltenbildung um Zugrisse einer Gewölbespannung handeln, wäre nach dem Auseinanderstreben der beiden Gangrisse im Fallen auf die Unterseite einer Synkline zu schließen. Da aber parallele Spalten mit gleichanhaltendem Streichverhalten nicht weiter vorkommen, auch nicht die Erzführungen der benachbarten kleineren Antimonerzvorkommen beherrschen, also in der Hauptspalte doch ein mehr singulärer, weit sich erstreckender und jedenfalls tiefreichender Riß vorliegt, ist die Ursache dieser Rißbildung wohl in einem Phänomen höherer Ordnung der Gestaltungskräfte zu suchen als es die örtliche

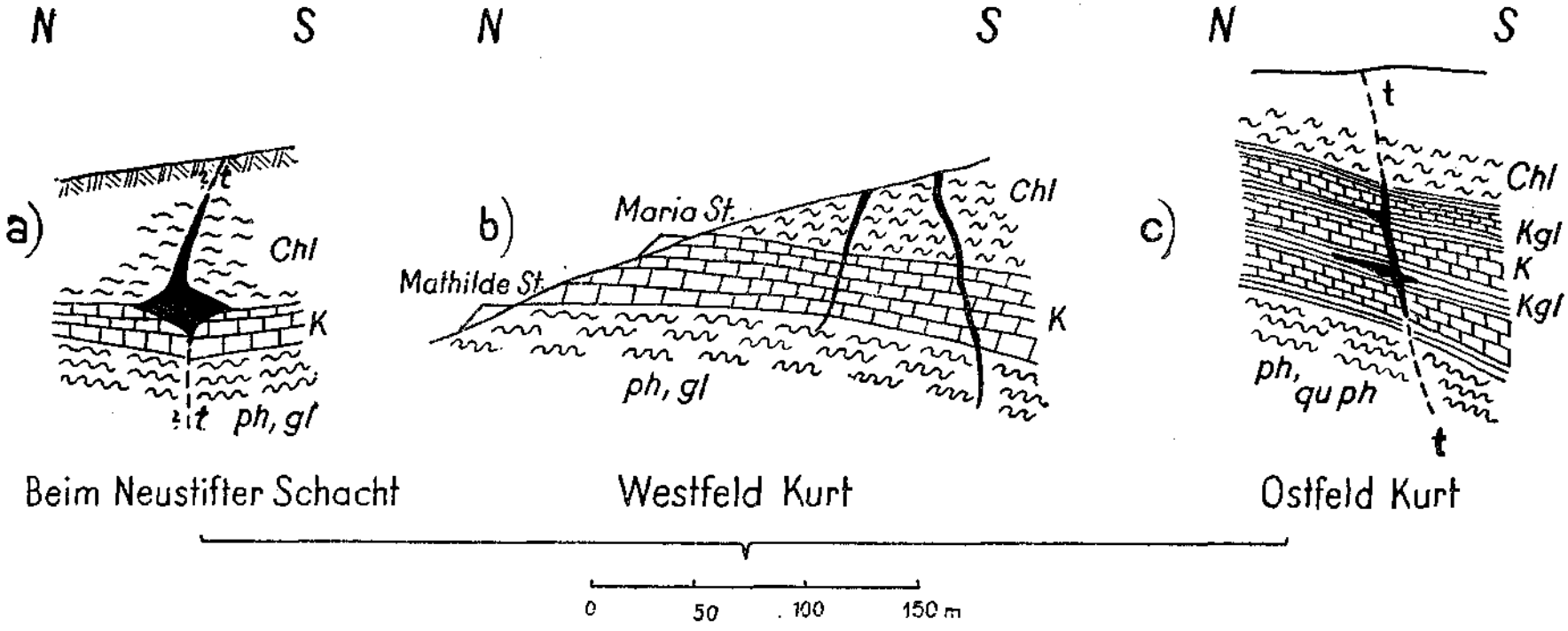


Abb. 4. Querprofile durch die Lagerstätte Schlaining.
a) Gangschoppung an Grenze Kalk-Chloritschiefer beim Neustifter Schacht.
b) Doppelgang im Westfeld Kurt (a und b aus Chlebus, Lit. 9).
c) Schematisches Querprofil durch Gang- und Lagergangausbildung in Grubenfeld Kurt (aus Hießleitner, Lit. 15).

Chl = Chloritschiefer, K = paläoz. Krist. Kalk, Kgl = Kalkglimmerschiefer; pb, quph = Pbyllit, Quarzpbyllit; schwarz = Antimonvererzung; t = taube Gangspalte.

Tektonik ist; wahrscheinlich liegt die Ursache bereits in magmatotektonischen Zusammenhängen. Der Streichverlauf des Andesitganges bei Aschau (A. Winkler, 42) wäre nach der Darstellung von F. E. Klingner (20) allerdings NNW—SSO, stünde also mit der Spalte der Erzführung ohne Beziehung. Um Zerr-Risse muß es sich gehandelt haben, dafür sprechen auch die von P. Chlebus namhaft gemachten Breccienstrukturen mit Nebengesteinsschollen auf den heute nicht mehr zugänglichen und ausgebauten Gangteilen der vorderen Kurtgrube.

Die tektonische Intensität der Gangspalte klingt unter Verarmen der Erzführung gegen Ost, in Annäherung an das Serpentinmassiv des Kl. Plischa langsam ab. Gegen West, wo das paläozoische Grundgebirge unter die tertiäre Beckenfüllung absteigt, ist das endgültige Verhalten der Gangspalte noch unbekannt, jedenfalls war in den westlichen Neustifter Grubenbauen zufolge den älteren Berichten ein natürlicher Abschluß von Erzführung und Gangspalte noch nicht erreicht.

Die junge postmineralische Tektonik, von der bereits Gangspalte und Vererzung betroffen wurden, läßt sich aus Grubenaufschlüssen und Bohrungen einigermaßen überblicken. Am augenscheinlichsten sind die Querstörungen: die „Tauchentalsprünge" und der „Serpentinsprung" des äußersten Ostfeldes Kurt. Diese Sprünge gehören dem System des „Heinrichsprunges" an, welcher in der Kohlengrube Tauchen am Ostrand des Flözes dieses gegen die Muldenmitte um 200 m tiefer versetzt (Klingner, 20; Liebscher, 25). Der Heinrichsprung mißt sich im Querschlag der 200 m-Tiefbausohle von Tauchen mit 225°/45—53° fallend. Ähnliches Streichen und gleiche Bewegungstendenz mit Absinken der westlichen Scholle gegen Beckenmitte befolgt auch der Serpentinsprung; die Bewegungsrichtung ist hier an der Aufschleppung des Kalkes abzulesen. Gleiche Bewegungsrichtung ist auch für die Tauchentalsprünge im Zwischenstück des Ganges zwischen Neustift und Kurt vorauszusetzen, die überdies in die Streichfortsetzung des Heinrichverwurfes ungefähr einspielen. An sich sind zwar die tektonischen Verhältnisse in diesem Zwischenstück auch durch die Bohrungen der Jahre 1943/44 noch nicht endgültig geklärt, eine Deutung der zu erwartenden geologischen und tektonischen Verhältnisse in diesem Abschnitt auf Grund der Bohrresultate bringt Abb. 2 auf Tafel I.

Es mag immerhin zutreffen, daß später bei Ausführung des Blindschachtprojektes wesentlich kompliziertere Verhältnisse angetroffen werden; das geologische Querprofil durch den „Hoffnungsstollen" (Abb. 3, Tafel I), auch die Gruppe der mittelsteil S- bis SO-fallenden Störungen, welche den flachliegenden, blauen kristallinen Kalk des Neustift-Steinbruches (Westseite Tauchenbach, im Walde gegenüber Werksanlage Vincenzstollen) zerhacken und mylonitischen Graphitschiefer einschleppen, sind hierfür verdächtig. An dem stark gestörten Charakter dieser Zwischenzone sind auch schon ältere Bohrungen (nach J. Schnablegger, 33, bereits 1871 abgebohrt) hinsichtlich Auswertbarkeit ihrer Resultate gescheitert.

Jene Bewegung im Streichen der Gangspalte, welche im Ostfeld Kurt aus der Gangspalte einen Verwerfer macht mit Absinken des südlichen Lagerstättentrumes (siehe Abb. 5 in 15), kann vielleicht als

Relais- oder Fiederspaltenbewegung, ausgelöst durch die Tauchentalsprünge, betrachtet werden.

Kennzeichnung der Vererzung im Neustift- und Kurtfeld.

Ausführliche lagerstättenkundliche Darstellungen liegen bereits in früheren eingangs zitierten Arbeiten vor (Hinterlechner, Chlebus, Hießleitner). Die wesentliche Charakteristik der Lagerstätte, kurz zusammengefaßt, ist im folgenden ausdrückbar und hinsichtlich formaler und nebengesteinsbedingter Ausbildung der Lagerstätte etwas vereinfacht in den Gang- und Lagergangquerschnitten der Abb. 4 vor Augen zu stellen.

Die Vererzung erfolgte in Form von Gang nnd Lagergang. Der Gang zeigt eine engbeschränkte adelige Teufenspanne, streng horizontgebunden an den Grenzraum Kalk zu Chtoritschiefer. In der Kalkschieferzwischenlage zwischen beiden, die oft graphitisch ist, macht sich vornehmlich der Lagergang in Neustift breit, im Kurtfeld nimmt der Lagergang eine anscheinend für den Erzabsatz besonders geeignete, jedenfalls unter dem Chloritschiefer die nächtsliegende Kalkschieferlage im Kalk ein. In Neustift hat die Hauptentfaltung der Gangvererzung im Chloritschiefer selbst stattgefunden und wurzelt nur mehr wenig tief in der Kalkunterlage, seine adelige Teufenspanne beträgt meist um 30—40 m, darüber und darunter ist der Gang taube Gangspalte. Der Lagergang, hier den Gang nach unten praktisch abschließend, erstreckt sich seitlich 3—10—20 m einseitig oder beidseits von der Gangspalte in den Kalkschieferhorizont hinein, mituuter sind kurze Lagergangsabzweigungen auch noch im Chloritschiefer entwickelt gewesen. Im Kurtfeld vollzieht sich der Erzabsatz in der Gangspalte schon vor Erreichen des Chloritschieferniveaus ab, wahrscheinlich begünstigt durch die gute Aufnahmefähigkeit für Erzlösungen, welche die erwähnte Kalkschieferzwischenlage im Kalk gewährt und damit ein vorzeitiges Entladen der Lösungen von ihrer Metallfracht bewirkt. Die vertikale Teufenspanne erreichte in Ausbißnähe der Kurtvererzungen bis zu 70 und 80 m, ostwärts auf 30 m und darunter absinkend. Nach Vereinigung von Mathilde- und Hauptgang im Vincenzstollen gewinnt die Lagergangausbildung die Oberhand, die Vertikalerstreckung der Gangspaltenvererzung geht immer mehr zurück und ist schließlich völlig unterdrückt, dabei bleibt es auch bis ins Ostfeld hinaus, wo allmählich ein allgemeiner Rückgang der Vererzungsintensität festzustellen ist.

Die geschlossene Mächtigkeit der Erzführung im Gang hat 0·2—0·5 m betragen, ausnahmsweise mehr, ist im allgemeinen schwankend bis zu linsiger Auflösung oder gar bis zu Lettenbesteg verdrückt. Die Mächtigkeit der Lagergänge stieg bis auf einige Meter, ja bis 6 m an, im Durchschnitt des Ostfeldes Kurt hielt sie sich an 1·0 m, in die Kalkschiefer hinein keilförmig abnehmend.

Daß über Wellentälern der Liegendkalkformation größere Mächtigkeiten auftreten als über Wellenbergen, glaubt J. Schnablegger (33) seinerzeit beobachtet zu haben.

Eine schwache Imprägnation mit Antimonit unter Bauwürdigkeitsgrenze reicht öfters über die eigentliche Lagerstättenbegrenzung hinaus.

Die Vererzung ist als typisch monomineralische Lagerstätte mit Antimonit als einzigem Haupterz entwickelt: derb feinkristallin bis grobkristallin, strahlig-stengelig, aber auch drusig mit Kristallnadeln Antimonit, deren spießige Köpfe gut ausgebildete Endflächen zeigen können.

Kristallmessungen wurden von A. Schmidt (32) durchgeführt, der auch auf die häufig gekrümmte Ausbildung dieser Drusenkristalle hinweist. In den gekrümmten Kristallen des Antimonits kommt die vorzügliche Translatierbarkeit in der Fläche 010 zum Ausdruck. Mitunter zeigt sich auf einer und derselben Druse von Schlaininger Antimonit neben geraden Kristallen solche mit S-förmiger Verkrümmung, auf beidseitiges Anwachsen oder Anstoßen an die Drusenwände schon während des Wachstums zurückzuführen.

Besonders für Lagergangsausbildung ist wirres Kristallstengelwerk Antimonit in Kalkletten bezeichnend, aber auch knollige Erzbildung.

Die in z. T. verschwindendem Maße beteiligten Nebenerze sind in erster Linie und auch in technisch nachteilig fühlbarer Menge, aber immer unter wenige Prozentanteile bleibend, der Pyrit (auch Markasit); zufolge Arsengehalt der Pyritschliche (bis zu 12 %) ist der Pyrit wahrscheinlich Arsenopyrit, sofern nicht mikroskopisch fein verteilter Arsenkies vorhanden ist. Dem Arsengehalt zuordenbar sind fallweise winzige Au- und Ag-Gehalte (z. B. Einzelproben mit 0·0021 % Au und 0·0108 % Ag nach C. Rochata, ausnahmsweise bis 60 g Au/t Pyritschlich). Ganz selten, z. B. in dem zuletzt geöffnet gewesenen Steinbründlstollen in Neustift, wurde Zinnober in Butzen gefunden, nach Chlebus auch als Anflüge auf Antimonit von Kurt. Seltene Nebenminerale der Lagerstätte sind Gips und Schwefel.

Unter den Oxydationserzen des Antimonits steht der gelblichweiße, erdige Stiblith ($SbO_2 . {}^1/_2H_2O$) an erster Stelle. Auch Senarmontit und Kermesit werden erwähnt.

Die Oxydation hat insbesondere in Neustift und im tagnahen Abschnitt des Kurtfeldes die sulfidische Lagerstätte unter Einfluß von Sickerwässern aus der Bildungszeit der tertiären Altfläche weitgehend zersetzt. Diese in der Tertiärzeit gebildete Oxydationszone reicht mit freilich recht unregelmäßiger Begrenzung nach unten bis 50, ja 70 m unter die heutige Tagoberfläche.

Die Gangart der sulfidischen Mineralisation wird in der Hauptsache von Quarz bestritten. Zu den Seltenheiten zählen Calcit und in Kurt Baryt. Ältere und jüngere Quarzphase schließen den Antimonitabsatz ein.

Einwirkung auf das Nebengestein von Seite der mineralisierenden Lösungen ist beträchtlich. Besonders der Kalkschiefer

des Lagerganges erleidet oft vollständige Auflösung zu weichem Kalkletten und liefert dann das „Lettenerz", in dem die quarzige Gangart zurücktritt. Zwischenstadien der Zersetzung rufen Matterwerden und Erweichen des kristallinen Kalkes hervor, ältere Quarzbestände der Schiefer zergrusen zu Sand. Wo der Kalkphyllit reichlicher kohlige oder graphitische Substanz beigemengt enthielt, verwandelt er sich zu schmierigen, schwärzlich glänzenden Graphitletten, mit oft kaum mehr erkenntlicher oder unterscheidbarer Erzführung. Der vehemente Lösungsangriff der Thermen ruft mitunter an der Lagerganggrenze zum Liegendkalk in diesem karrenartige Anlösungsformen hervor (siehe Abb. 4 in 15). Chloritschiefer verwandelten sich im Thermenbereich in Talkschiefer, die aber auch an Serpentinkontakten bevorzugt auftreten.

Die Vorstellung von Genesis und Alter der Antimonitlagerstätte von Schlaining hat verschiedene Wandlungen durchgemacht. Aus früher lokaler Beobachtung heraus glaubte Schnablegger 1871 die Erzbildungen in die Steinkohlenzeit versetzen zu müssen, wohl mit Rücksicht auf ihr Auftreten im paläozoischen Gebirge. In einem unveröffentlichten Berichte 1926 macht H. Lackenschweiger Hinweis auf mögliche Abhängigkeit der Antimonitterzbildungen von den nächst benachbarten basischen Massengesteinen, den Serpentinen. Mit Recht hat aber K. Hinterlechner schon 1918 jedwede ursprüngliche Beziehung der Antimonitvererzung zu Chloritschiefer (Diabasen) und Serpentin abgelehnt, als erster auf die Verknüpfung der Vererzuug mit der jugendlichen Tektonik und dieser verbundenen Mineralquellenlinien aufmerksam gemacht (Tauchenbachtal: Mineralquellen bei Maltern, Goberling, Neustift, hiezu die seither erbohrte, mit vadosem Wasser vermischte Mineralquelle von Drumlin Süd Schlaining, alle zumeist alkalische, eisen- und schwefelreiche Säuerlinge. Weitere Qnellreihen: Stubental West Bernstein, Tatzmannsdorf-Oberschützen u. a.). Damit in Zusammenhang sucht Hinterlechner die Vererzung an die nächstliegenden Vulkanite zu binden und sieht diese in den Basalten von Pullendorf und Gfins. P. Chlehus hat zu gleicher Zeit sich ebenfalls mit dem genetischen Problem der Schlaininger Vererzung eingehend beschäftigt, die Erzbildung als Lösungsabsatz unter Beteiligung hydrometasomatischer Vorgänge sehr richtig betont, doch für deszendentes Zuströmen der mineralisierenden Lösungen, die er aus Lateralsekretion herleitet, Stellung genommen; spurenweise Sb-Gehalte im Nebengestein etwas abseits der Lagerstätte haben ihn zu dieser Annahme verführt, die aber bereits P. Krusch in seinem Lehrbuch der Lagerstättenkunde zugunsten Aszendenz richtiggestellt hat. Eine regional begründete Einstufung der zeitlichen und magmatischen Abhängigkeit der aszendenten Schlaininger Antimonitvererzung hat G. Hießleitner (15) 1933 ausgesprochen und letzten Endes auch nach Erfahrung in dem viel ansgedehnteren jugoslawischen Anteil der südosteuropäischen Antimonerzprovinz diese Erzbildung der Metallogenese des tertiären Andesitvulkanismus überantwortet; im Abschnitt 3 der hier vorliegenden Arbeit wird diese Bindung noch näher auseinandergesetzt.

Die Antimonitvorkommen der nächsten Umgebung der Neustift—Kurter Antimonerzspalte.

In der Absicht, von den bestehenden Stollenbauen der Neustift—Kurtgrube aus erzführende Parallelspalten zu erschließen, wurden während der zurückliegenden Bergbau-Betriebsepochen größere Querschlagsarbeiten ausgeführt. Ein beachtenswertes Ergebnis haben diese Arbeiten nicht erbracht, ja nicht einmal erzleere tektonische Spalten gleicher Intensität wurden so erfolgversprechend angetroffen, um darin längere Suchstrecken im Streichen vorzubringen. Die Tektonik der Hauptspalte findet also — wie schon vorhin dargetan — keine richtige Wiederholung.

Im Neustift-Revier mußten die von Norden her querschlägigen Zubauten bereits einige hundert Meter des Liegendraumes der Gangspalte durchörtern, ehe sie in die Lagerstättenzone kamen; vorausliegende Erzführungen wurden hiebei im allgemeinen nicht gequert.

Von diesen älteren Querschlägen: Augusti-Zubau, Maria-Louisstollen usw., erreichte der Steinbründstollen als westlichster Querschlag mit über 300 m tauber Auffahrung im liegenden nördlichen Gebirge die größte Länge. Der Vincenz-Schurfstollen ging als einziger auch in das hangende südliche Gebirge hinein und erreichte hier ebenfalls 300 m tauber Auffahrung.

Der „Hoffnungsstollen"-Querschlag im Ostabschnitt des Neustift-Grubenfeldes, für das Abteufen eines künftigen Blindschachtes in Aussicht genommen (Abb. 2, Tafel I), hat vor der Hauptvererzungszone eine etwas beachtenswerte, wenn auch noch unbauwürdige Vererzung verschnitten, die möglicherweise dem bis hierher reichenden Mathildegangast entsprechen könnte, welcher erst östlich des Tauchentales in günstige Entwicklung kommt.

Planmäßige Querschlagsarbeiten wurden auch im Kurt-Feld durchgeführt, ohne Erfolg.

Der „Nordschlag", der ungefähr bei km 1·0 ab Mundloch Vincenz-Förderstollen (V.St.) von diesem abzweigt und tief in die liegenden Schichten der Gangspalte vordrang, hat über 500 m Länge erreicht; bei seinem 200. und 400. m ab Vincenzstollen querte er nicht sonderlich ausgeprägte tektonische Klüfte mit ungefährem Streichverlauf wie die Erzzone, eine Streichausrichtung führte jedoch in kein Erz. In weiterer Absicht war gedacht, den Nordschlag bis unter die Schlaggraben-Indikationen vorzutreiben, wozu noch weitere 500 m Auffahrung vonnöten wären.

Auch nach Süden, in die hangenden Schichten vorstrebend, wurden vom Vincenzstollen aus noch bis in jüngste Zeit hinein Querschlagsversuche unternommen; ein 70 m langer Querschlag hat getrachtet, bei m 75 ab Mundloch V. St. unter die weiter südlich an der Tagoberfläche aufgefundenen Rollstücke von Antimonit zu gelangen, kam aber nicht so weit. Neben 2 weiteren kürzeren Südschlägen besteht bei km 1·6 ab Mundloch V. St. ein Südquerschlag, der bereits über 250 m Länge erreicht hatte, noch 1944 in Betriebstand und bis (oder nahe bis) zu den langsam aus Norden niedersteigenden Chloritschiefern vorgekommen war, kein Erz fand, auch keine erzverdächtigen Klüfte, dafür aber reichlich Wasser erschrot.

Der engste Umkreis der Gruben Kurt—Neustift hat also über die Hauptlagerstätte einschließlich Mathildegang hinaus kein weiteres Antimonerzvorkommen erschlossen. Aber in größerem Abstande umgibt ein Kranz allerdings spärlich gestreuter und vorerst bergbaulich unbedeutender Antimonitausbisse die Hauptlagerstätte.

Das Vorkommen „Schlaggraben", ca. 1 km nördlich des Kurt-Feldes, hat im gleichen Erzhorizont wie Kurt—Neustift und an der Grenze des gleichen Kalk- und Chloritschieferzuges eine engbegrenzte Sb-Mineralisation aufzuweisen.

Ältere bergmännische Stollenversuche sowie 2 Bohrlöcher aus jüngster Zeit blieben ohne tauglichen Erfolg. Eine regelmäßig ausgebildete Gangspalte ist hier nicht vorhanden, wohl aber einige sich kreuzende Störungen mit Vererzungsspuren ohne intensiver ausgelöster Erz-Metasomatose, hingegen starker Verlettung des Kalkschiefers. Der östliche Stollen, im Liegendphyllit, ist ohne Erzführung; der westliche, in Grünschiefer angesetzt, hat Kalk und Erz erreicht. Der Erzbefund nach Chlebus (9) besteht hier in dem südwärts vorgetriebenen Stollen bei m 70 aus einigen schwachen Antimonitschnüren, ONO-fallend, bei m 290 abermals Erzspuren.

Die übrigen Fundpunkte sind ebenfalls kleinsten Ausmaßes, über mineralogische Bedeutung noch kaum hinaus gediehen; sie liegen, ebenso wie der Schlaggraben, sämtlich im Osten des Tauchentales, bzw. der Tanchentalstörung. Zwar hat Bandát (8) versucht, diese Vorkommen als bestimmten tektonischen Linien zugehörig zu betrachten, bergmännische Bedcutnng kommt diesem Versuch noch nicht zu. Von Wichtigkeit ist aber das vielfach gleiche geologische Auftreten dieser Vorkommen an der Kalk-Chloritschiefergrenze. Gelingt es, auch noch eine entsprechend ausgreifende Tektonik mit Sicherheit diesem Vorkommen zuordenbar nachzuweisen, so kann unter Umständen doch auch größeren Schurfversuchen eine Leitlinie gegeben werden.

Schwierigkeiten stellen sich dem Erfassen genauerer geologischer Zusammenhänge an der Tagoberfläche durch die ausgedehnte und tief reichende Verwitterungsdecke der Tertiärzeit entgegen, autochthone Zersetzungskrusten, Schwemmböden, Roterden, besonders in Serpentinnachbarschaft, sind verbreitet und erschweren das Schürfen.

An weiteren Vorkommen erwähnen bereits die älteren Berichte — neben Schlaggraben — noch Antimonerzausbisse bei Goberling und Grodnau.

Nächst dem von Süden her in den Glasbach Ost Goberling einmündenden Grundgraben befindet sich eine Schachthalde aus älterer Zeit, von den seinerzeitigen, angeblich reichen Sb-Erzfunden ist im Haldenmaterial nichts mehr zu entdecken; der Schacht war in der hangenden Phyllitserie angesetzt.

P. Chlehus (9) spricht hier auch von einem Stollen, der (vor 1918) reichere Erze erschlossen und an Ort und Stelle aufbereitet haben soll; die Halde ist ihm durch starken Lettengehalt eines Kalksteins bemerkenswert, der Gang sei 345°/40—50° eingefallen. Nach H. Holler ist es der obere Stollen, welcher Erz 15—20 cm stark in Kalkstein antraf, der untere Stollen kam durch Grünschiefer ebenfalls bereits in Kalk, erreichte aber noch kein Erz.

Über das Ergebnis eines Schurfstollens zwischen Goberling und Grodnau fehlen mir Angaben.

Die Örtlichkeiten weiterer Antimonerzfundstellen sind auf der geol. Karte von Bandát ersichtlich: SO und S des Bergmeierhofes, erstere an der Grenze Chloritschiefer und jenes Kalkzuges gebunden, der den Westsaum des Plischa-Serpentins begleitet und dort vielfach in Calcitmarmor (Milchbründlstollen usw.) verwandelt ist. Dieser Kalkzug ist es auch, der gegenüber den „Kalköfen" im Tälchen ONO Bergmeierhof eine weitere Sb-Vererznng aufweist. Von hier nordöstlich soll bei der Mühle von Unterkohlstätten Antimonit erschürft worden sein.

Im Schwarzengraben zwischen Großen und Kleinen Plischaberg verzeichnet Bandát einen Antimonitfund inmitten Serpentin.

Es gelang mir leider nicht, den Fund wieder zu entdecken, wohl aber fiel mir an der Grenze Serpentin—Chloritschiefer ein etwas fraglicher Haldenrest auf, ohne Erzspuren.

Wo der mächtige Chloritschieferzug, auf dem die Stadt Schlaining steht, im ONO von ihr an die Phyllitserie stößt, fanden sich bei der Örtlichkeit Rauriegel „Sb-imprägnierte Adern im blaugrauen kristallinen Kalk" (Bandát).

Im Osten des Rechnitzer Gebirges, schon jenseits der österreichischen Grenze am St. Vidberg bei Velem, besteht nach Bandát ein vereinzelter Antimonitfund, Pyrolusit kommt mit Antimonit vor, bergmännische Bedeutung gewann der Fund nicht. Schmale Kalkzüge sind auch hier in die Phyllitserie eingelagert, in Nähe treten Streifen graphitischer Schiefer auf. — Jedenfalls zeigt dieser Fund, der 10 km über das jetzt bekannte Ostende Kurt hinausliegt, wie weit sich die Bereitschaft des Untergrundes erstreckte, Sb-Metallösungen aufzufördern.

Maltern im Niederösterreichischen, hart an der burgenländischen Grenze, ist 10 km NNW Luftlinie vom Grubenfeld Neustift—Kurt bei Schlaining entfernt. Bei der Ortschaft Maltern schließen die beiden Quelläste des Tauchenbaches zusammen, um in geradlinigem Verlauf, SSO gerichtet, über die Siedlung Bergwerk bei Neustift, weiter Schlaining, dem Haupttal des Pinkaflusses zuzustreben.

Das Antimonvorkommen Maltern befindet sich am Ostrand des Ortes, am östlichen Hang des Tales, das nach Kirchschlagl führt. Der Antimonstollen ist knapp über der Talsohle angesetzt. Am gegenüberliegenden Hang des Tales befindet sich um ein weniges höher ein zweiter, der sogenannte Quecksilberstollen, der nicht mehr Antimonit, sondern nur mehr erdigen Zinnober angetroffen hat.[5])

Das Antimonitvorkommen — aber auch die kleine Quecksilberlagerstätte sind altbekannt. Die Stollen stammen aus 1857—1861 und wurden später einige Male (1906, 1915) wieder geöffnet und kurz betrieben, 1917 endgültig eingestellt. K. Hofmann (18) bringt eine geologische Nachricht über das Vorkommen. A. Sigmund (36) hat für seine Mineralogie von Niederösterreich Daten gesammelt. K. A. Redlich's (28) „Notizen über einige Mineralvokommen in den Ostalpen" enthalten Hinweise. K. Hinterlechner (17) führt geologische Stollenbefunde aus bergbehördlichen Akten des Jahres 1856 an und bringt 1918 eine geologische Darstellung des Vorkommens und seiner Umgebung in seiner ausführlichen Monographie über alpine Antimonitvorkommen; er weist auf die Beziehung dieser Erzlagerstätte zu den dort herrschenden, mineralquellenbesetzten tektonischen Linien hin, die sich auch in dem geradlinigen Verlauf der Täler zu erkennen geben (das Tauchental: Maltern—Bergwerk—Schlaining und darüber hinaus; das Tal Maltern—Kirchschlagl; das Tal des Stubenbaches, von Goberling usw.). Bei Maltern selbst entspringt ein Säuerling.

[5]) Zufolge unveröffentlichten Berichts (Archiv. Geol. B. A. 1939) hat Dr. A. Ruttner weitere Einzelfunde von Antimonit bei Maltern begangen.

In jüngster Zeit sind es vor allem die petrographischen Verhältnisse der Umgebung von Maltern, welche eingehender untersucht werden (H. Wieseneder, 41; J. Köhler, 22; A. Erich, 12).

Bei Maltern umfassen die Gesteine der Rechnitzer Serie von Norden her die hier glimmerschieferumsäumte Serpentinmasse von Bernstein. Die regional-tektonische Stellung dieses Gebirgsabschnittes wurde eingangs dieses Kapitels gestreift. Die Phyllitserie mit Chloritschiefer, Kalkphyllit, Serpentinlinsen, blaugrauen Kalken, gelblichen dolomitischen Kalken in der Epimetamorphose zeigen im Raume von Maltern sehr unregelmäßige Lagerung und werden weiter östlich von höher metamorphen Glimmerschiefern überschoben. Unweit dieser Überschiebung, doch ohne ursächliche Beziehung zu ihr, befindet sich die Örtlichkeit des vorgenannten Sb- und Hg-Vorkommens.

Mein eigener Besuch von Maltern erfolgte 1929; die Stollen waren damals schon verfallen und sind auch seither meines Wissens nicht wiedergewältigt worden. Die Halde des Antimonitstollens zeigte den erwähnten hellgelben dolomitischen, feinkristallinen Kalk, Antimonit, von Quarz begleitet, ist in seinen Klüften eingesprengt zu finden. Nach Haldenbefund hat der Stollen auch Chloritschiefer angetroffen. Knapp über dem Stollen steht ein konglomeratischer Kalk an, wahrscheinlich mit jenem vermutlichen Tertiärgebilde ident, von dem A. Köhler und A. Erich 1939 (23) Albitkristalle neben ebenso neugebildetem Quarz aus der kalkigen Kittmasse des Kalkkonglomerats beschrieben und für junge hydrothermale Bildungen erklärt haben.

Die Halde des Stollens auf der gegenüberliegenden Talseite, der nur erdigen Zinnober neben etwas Zinkblende gebracht haben soll, setzt sich ebenfalls aus Chloritschiefer- und Kalkbrocken zusammen.

Auch von der Antimonitvererzung wird gleichzeitiges Beibrechen von Zinnober überliefert, der nach Angabe von Hofmann sogar zu einer wenige Zentner umfassenden Quecksilberproduktion Anlaß gegeben haben soll.

K. Hinterlechner, der die Grube 1916 befahren konnte, als auch A. Sigmund (36) bringen neben weiteren geologischen und bergmännischen Angaben auch noch lagerstättenkundlich einiges Bemerkenswerte: Der Gang streicht NS, fällt nach W, ist 0·2 bis 0·3 m mächtig; der Antimonit war z. T. zu gelblichen Stiblith oxydiert, dem gelben Kalk sehr ähnlich; die sulfidischen Erzkörper zeigten sich „knollig, linsenförmig oder von verschiedener blockartiger Gestalt", manchmal im einzelnen über Kopfgröße. (Es scheint also keine Neigung zu einer geschlossenen Lagerstättenformation bestanden zu haben.) Aus dem Gebiete nördlich Maltern bis Hochneukirchen, hauptsächlich von Chloritschiefer, weniger Kalkphyllit aufgebaut und von einzelnen Granitstöcken der Äspanger Masse durchbrochen, fallen K. Hinterlechner die reichlichen Gangquarzbildungen auf. Große, rollige Quarzblöcke gleiten auch vom Kristallinhang Dreihütten gegen Maltern hinab.

Die **Drautalvorkommen:**

Lesnig-Radlberg bei Kleblach-Lind, Siflitz-Guginock, Gurserkammer-

Zwickenberg, Rabant, Johannigrube im Chrysanthengraben bei Nörsach, Mariengrube bei Nikolsdorf, Abfaltersbach.

44. Angel F. u. Krajicek E., Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. Carinthia I. Mitt. d. Ver. Naturwiss. Landesmuseum f. Kärnten, Klagenfurt 1939.

45. Beck H., Aufnahmen Blatt Mölltal (u. Gurktal). Verh. Geol. B.-A. Wien 1932—34.

46. Brunlechner A., Jahrb. Naturhist. Landesmuseum f. Kärnten 22, 1893.

47. Canaval R., Ein Beitrag z. K. d. Gesteine u. Erzlagerstätten in Oberkärnten, Jahrb. Geol. B.-A. Wien, 1890.

48. Canaval R., Z. K. der Erzvorkommen in der Umgebung von Irschen und Zwickenberg bei Oberdrauburg in Kärnten. Jahrb. Naturhist. Landesmuseum Klagenfurt, 1899.

49. Canaval R., Z. K. der Goldvorkommen von Lengholz und Siflitz in Kärnten, Carinthia II, Nr. 5 u. 6, 1900.

50. Canaval R., Bemerkungen über einige Erzvorkommen am Südhang d. Gailtaler Alpen. Carinthia 1906.

51. Canaval R., Die Antimonvorkommen des oberen Drautales. Mont. Rdsch. Nr. 20, 1934.

52. Furlani Marthe, Der Drauzug im Hochpustertal. Mitt. Geol. Ges. Wien 1912.

53. Geyer G., Geol. Aufnahmen Blätter Sillian—San Stefano u. Oberdrauburg. Verh. Geol. R.-A. Wien 1897 u. 1901 sowie „Erläuternngen".

54. Jahn R., (betr. Sb im Lessach- und Gailtal). Mont. Rdsch. 1925.

55. Krajicek E., Erzführende Grauwacke im oberen Drautal. Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien 1942.

56. Rochata C., (betr. Hg in Glatschach). Jahrb. Geol. R.-A. 1878.

57. Schwinner R., Paläozoikum in d. nordwestl. Goldeckgruppe. Ber. R. Bo. Fo. Wien 1943.

58. Tornquist A., Eine perimagmatische Antimon-Silber-Erzlagerstätte südlich Abfaltersbach in Osttirol. Z. D. G. G. H. 1, Berlin 1933.

59. Winkler A., Über das Alter der Dazite im Draudurchbruch. Verh. Geol. B.-A. 1929.

60. v. Wolfstrigl-Wolfskron, Die Tiroler Erzbergbaue von 1301 bis 1665, Innsbruck 1903.

Sämtliche Antimonitvorkommen des Drautales befinden sich im kristallinen Anteil der alpinen Zentralzone nahe zur Nordgrenze des mesozoischen Drauzuges (Gailtaler Alpen, Lienzer Dolomiten). Die kristallinen Gesteine der Bergbaubereiche setzen sich hauptsächlich aus teils hellen, teils dunklen Kohlenstoffpigmentreichen, auch graphitischen Glimmerschiefern zusammen, sie führen mitunter Granat, auch Biotit und Fuchsit; fallweise besteht Annäherung an Phyllite und Quarzphyllite. Die beiden letzteren bestehen auch in Einschaltungen für sich. Auch ölgrüne Schiefer, serizit-quarzitisch, gesellen sich bei. Im Bereich von Zwickenberg sind Amphibolite reichlicher, bänderig, auch zu Grünschiefer metamorphisiert; der südlichste Amphibolitzug ist dort für die Lokalisierung der Vererzung von Wesenheit. Marmorzüge setzen erst im Ostabschnitt an, bei Kleblach-Lind. Der Bergbau Rabant hat lagergangartige Intrusionen von Diabas erschlossen, massig mit noch erkenntlicher ophitischer Struktur, im üblichen Habitus der Diabase des Grauwackenpaläozoikums. Vereinzelt (Lesnig, Glatschach) sind inmitten der höherkristallinen Gesteine auch grauwackenähnliche Sandsteine nachgewiesen worden, für die Zugehörigkeit zu metamorphen Paläozoikum (E. Krajicek) vermutet wird. Die tonalit-porphyritischen

Ganggesteine der Kreuzeckgruppe treten nahe an die Lagerstätten-bereiche heran.

Die generelle Anordnung der Antimonitvorkommen des Drautales — auch einer Reihe anderer Erzvorkommen dieses Bereiches — weist eindeutig auf die großtektonischen Suturen des Drautales hin. G. Geyer, M. Furlani, F. Heritsch u. a. haben sich mit der tektonischen Bedeutung dieser Linie auseinandergesetzt. Man kann nicht gut von einer einheitlichen „Drautallinie" sprechen (vgl. Abb. 5). Die ältere, näher zu O—W-gerichtete tektonische Anlage des Drautales wird von spitzwinkelig zuscharenden jüngeren Bruchlinien dinarischer Richtung (Iseltal, Mölltal) geknickt. Das schließt aber nicht aus, daß von dem Zuwachs an jüngerer Tektonik auch noch die älteren Bruchsysteme erfaßt wurden, mit ähnlicher, vielleicht sogar verstärkter Tiefenwirkung bei verminderten Be-

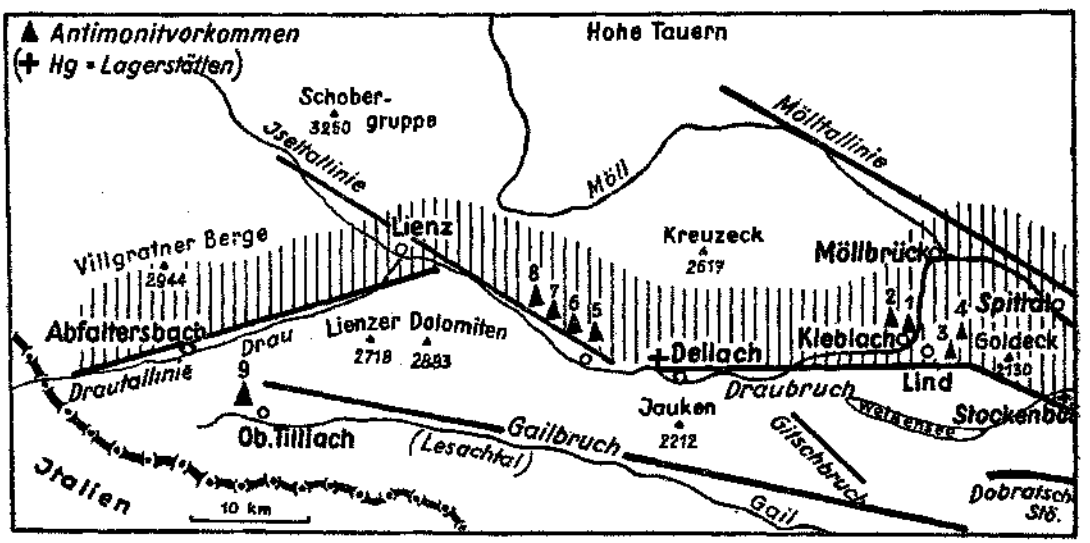


Abb. 5. Lagebeziehung der jungen Bruchtektonik im Drautalbereich Oberkärntens und Osttirols zu den Antimonit- (und Hg-)Lagerstätten.
Antimonitvorkommen: 1 = Lesnig, 2 = Radlberg, 3 = Guginock, 4 = Siflitz, 5 = Gurserkammer und Edengang, 6 = Rabant, 7 = Johannigrube, 8 = Mariengrube, 9 = Abfaltersbach. Schraffiert: Kristallinbereich einschließlich kleinem Anteil an metamorphen Paläozoikum. Unmittelbar südlich davon der mesozoische Drauzug (Gailtaler Alpen). — Dobratschstörung nach Holler und Kahler.

trägen der Seitenverschiebung. Sicher ist, daß das Vermächtnis alter Alpentektonik, welche besonders den hier betrachteten alpindinarischen Grenzraum kennzeichnet, in diesen jüngeren Bruchbildungen weiterlebt; darüber hinaus sind diese jungen Störungen Bestandteil des germanotypen Bruchnetzes, das nach den großen Massenverlagerungen der alpidischen Deckenschübe den Ostalpenraum überspannt.

Als besondere Lagerstättenkennzeichnung ist für die Drautalvorkommen hervorzuheben, daß sie zum Teil Au-führend sind und so ihre innige Verbindung zu den in ihren Nahbereichen auftretenden Goldlagerstätten bekunden.

Über die Mehrzahl der hier genannten Antimonitvorkommen im Drautal hat R. Canaval zuletzt 1934 (51) in einer Studie berichtet und weitere

Literaturhinweise gegeben. Abfaltersbach ist Gegenstand einer vornehmlich erzmikroskopischen Untersuchung durch A. Tornquist (58). Rahant, der jüngste Antimonbergbau im Drautal, hat bisher noch keine Bearbeitung gefunden, vorläufige Angaben sind in unveröffentlichten Berichten von G. Hiessleitner (1938, 1946), O. Friedrich (1940), H. P. Cornelius (1941), E. Krajicek (1942) niedergelegt. Vom erstgenannten Verfasser stammt überdies ein Erstbericht über die Mehrzahl der Drautalvorkommen aus dem Jahre 1916.

Baue auf Antimon bei Lienz aus dem Jahre 1650, die R. v. Srbik (65, S. 213) anführt, sind in der Örtlichkeit nicht näher festzustellen.

Die allgemein geologischen Verhältnisse des Drautalgebietes sind in jüngster Zeit durch die Aufanhmen von H. Beck der Geologischen Bundesanstalt behandelt, petrographische Bemerkungen hierzu trug F. Angel bei.

Lesnig—Radlberg.

Die beiden Vorkommen Lesnig und Radlberg befinden sich im selben Glimmerschiefer-Schiefergneiszug an der Westseite der Drau, wo diese, aus dem West-Ostlauf jäh nordgerichtet abbiegend, die Strecke Kleblach-Lind—Sachsenburg durchfließt.

Lesnig mit seinem Bergbau liegt kaum 60 m über Talsohle der Drau, zirka 2 km nördlich der Eisenbahnstation (560 m SH) Kleblach-Lind, Radlberg liegt hoch über Talsohle der Drau, auf der Ostseite des östlichen Ausläufers Neuberg (2279 m SH) — Thörl der Kreuzeckgruppe, in zirka 1600 m SH am Abhang zum Drautal.

Lesnig. Die Glimmerschieferzone, welche die Lagerstätte birgt, hat bei Ost—West-Streichen im allgemeinen steil nördliches Einfallen, das nördlich Lesnig auch in südliches Einfallen übergeht. Auch im Streichverlauf machen sich nördlich Lesnig und vor Sachsenburg starke Abweichungen geltend.

Die tieferen Komplexe dieser Glimmerschieferserie um Lesnig sind nach R. Canaval gebildet von hellen Schiefern, fallweise Granat- und Feldspat-, mitunter auch Fuchsit-führend; die hangenden Schiefer sind dunkler, bedingt durch Graphit(Schungit-)beimengung, die sich bis zur Graphitschieferbildung steigert. An solche Graphitreiche Schieferzwischenlagen hält sich vorzüglich die Antimonitvererzung. Auch Grünschieferzwischenlagen, oft nur als $^1/_2$ m starke Grünschieferbänke vorhanden, sind unter den Gesteinen nachbarlich zur Antimonitlagerstätte bemerkenswert. Eineu grauwackenähnlichen Sandstein erwähnt R. Canaval aus dem V-er Stollen von Lesnig. Erscheint also auch in Lesnig metamorphes Paläozoikum eingeschuppt? E. Krajicek (55) hat ähnliche Grauwackengesteine, in Altkristallin eingefaltet, als Gesteinsglied der Quecksilberlagerstätte Glatschach bei Dellach, westlich von Lesnig, nachgewiesen. (Siehe auch R. Schwinner (57) für die Goldeckgruppe.) Auf den Durchbruch von Porphyrit an der Draubrücke bei Kleblach-Lind hat R. Canaval aufmerksam gemacht; er wird allgemein zu dem besonders in der Kreuzeckgruppe verbreiteten Ganggefolge der Tonalitintrusionen gestellt. Eine lamprophyrische Abart dieser Ganggesteine ist talwärts von Lesnig, am rechten Drauufer gegenüber der Möllmündung von F. Angel und E. Krajicek (44) aufge-

funden und von ihnen als „Lurnfeldit" (nach dem Lurnfeld unterhalb Sachsenburg) beschrieben worden.

Für die Beurteilung der bergbaugeologischen Verhältnisse in den Grubenbauen von Lesnig — die Stollen sind heute größtenteils verfallen — steht der Aufsatz von R. Canaval (51) zur Verfügung, auch eine eigene Befahrungsnotiz aus dem Jahre 1916 konnte ich hiefür verwerten.[6]) Leider ist keine Grubenkarte überliefert, Cana-

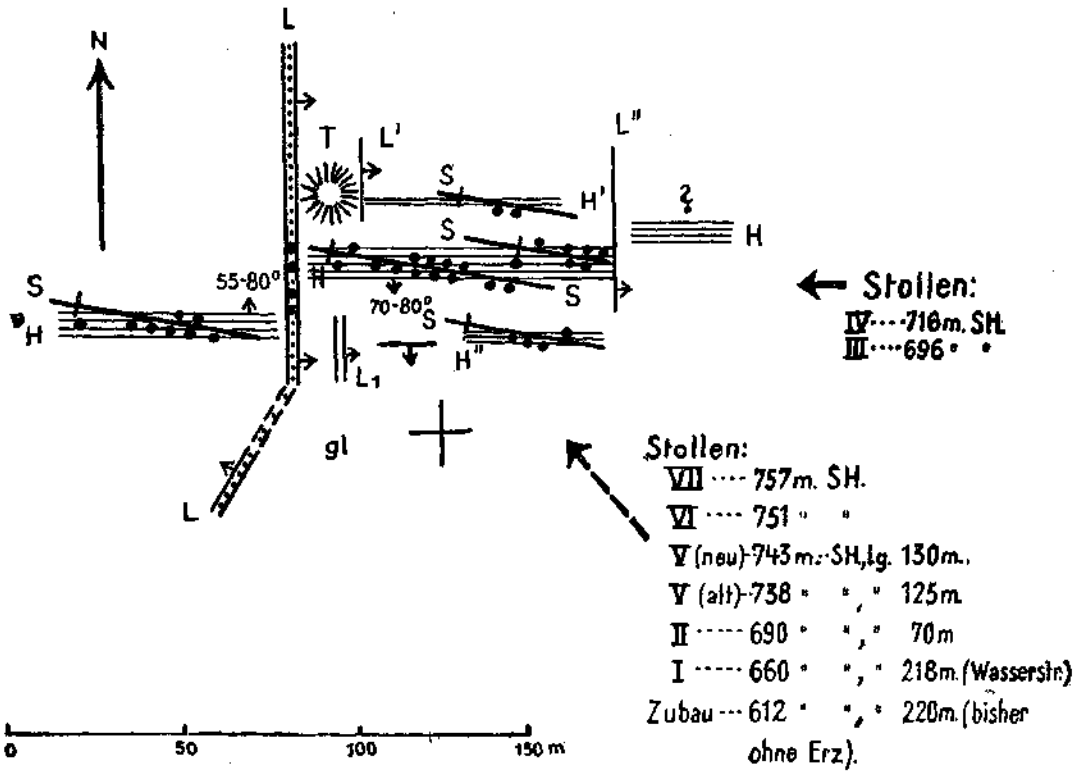


Abb. 6. Die Antimonerzgrube Lesnig bei Kleblach-Lind, Drautal.
Schematischer Deutungsversuch der Lagerungsverhältnisse, annähernd maßstäblich, nach den textlichen Angaben von R. Canaval 1934 und eigener Befahrungsnotiz 1916 (Grubenkarte 1918 vernichtet!).

H = Hauptlagerstätte (Antimonit-Imprägnation in Graphit-Schungit-Schiefer); H', H'' weitere geringmächtigere graphitische Schieferzwischenlager, erzführend, in unbestimmtem Abstande von H — (Mächtigkeiten übertrieben eingezeichnet).

S = Parallel zu H oder spitzwinkelig zuscharende, steil bis saiger fallende Klüfte mit Reicherz bei Verschnitt von H und H', H''.

Antimonerzführung (schematisch) = dicke Punkte, je nach Adelsgüte locker oder dicht.

L = Hauptlettenkluft (Wasserkluft), z. T. mit Erz (tektonisch hineingebrachter Adel?), verwirft östlichen Teil tiefer; L_1, L', L'' = zugeordnete Parallelklüfte.

gl = Glimmerschiefer; Lage der eingeschalteten Grünschiefer, nahe zu Erz, nicht mehr fixierbar. T = der „alte Trachter", großer Verhau der Alten im liegendsten Lager östlich der Lettenkluft.

---

[6]) Schon die Fahnen in Händen, stieß ich auf einen unveröffentlichten Bericht über Bergbau Lesnig aus dem Jahre 1943 von Dr. M. Munda, erliegend im Archiv der Geol. B. A.; darnach war damals der IIer Stollen teilweise zugänglich und ließ Reste von Imprägnationserz des Hauptlagerganges beleuchten.

val meldet sie als vernichtet. Ich habe versucht, in Abb. 6 nach textlichen Angaben von Canaval, die ohne Grubenbild etwas umständliche Lesart besitzen, und nach den eigenen Notizen ein schematisches Lagerungsbild zu rekonstruieren. An Hand dieser ungefähr maßstäblichen Skizze lassen sich folgende Kennzeichen der Lagerungsbedingungen als wesentlich hervorheben: Die Hauptlagerstätte ist Lagervererzung innerhalb einer bis meter- und mehrmächtigen, besonders Graphit-(Schungit-)reichen Schieferlage entwickelt. Die Graphitschieferzone wird von hellen Glimmerschiefern umgeben, darin ein bis zwei weitere, parallele Graphitschieferbänder, ebenfalls erzführend, stecken.

Außer dieser Lagervererzung sind weniger regelmäßig angeordnete doch reicher mineralisierte Kluftvererzungen als Nebenlagerstätten vorhanden; eine Anzahl dieser Erzklüfte haben ebenfalls O—W-Verlauf, durchschneiden aber bei saigerem oder fast saigerem Einfallen doch spitzwinkelig das gleiche Gesteinsstreichen. Dieses steilere Einfallen bringt die Klüfte bald aus den Graphit(Graphitoid)-schieferzonen heraus, am Verschnitt mit ihnen haben sich reiche Adelszonen entwickelt.

Es werden drei Lager-Erzklüfte gezählt, die Zahl der verquerenden Erzklüfte scheint größer zu sein.

Das Erzfeld, welches ungefähr 100 m (bis 150 m) im Streichen einnimmt, vielleicht 50 m verquerend dazu, ist stark kluft-durchstört. Sowohl vor als nach der Vererzung haben sich beträchtliche Bewegungen ausgewirkt. Eine Hauptstörung, die wasserreiche „Lettenkluft" im Westabschnitt des Erzfeldes, streicht annähernd N—S und steht meist saiger; sie ist Verwurfstörung mit vermutlichem Absinken des östlichen Trumes. Parallele Klüfte sind der Lettenkluft zugeordnet. Auch die Lettenkluft hat Erz geführt, ob dieses tektonisch darin eingekeilt war oder primären Erzabsatz bedeutete, ist heute nicht mehr aussagbar. Westlich der Lettenkluft bestand nördliches, östlich derselben südliches Einfallen, ja sogar horizontale Lagerung der Graphit- und Glimmerschiefer.

Auch längs der Flächen der Adelsklüfte fanden ebenso Bewegungen statt wie in den Graphitschieferhorizonten, unter Herausbildung glatter graphitischer Schmierblätter.

Die durch Stollenbauten bisher nachgewiesene Teufenerstreckung der zutage ausgehenden Lagerstätte hat nahe 150 m vertikale Teufe erreicht. Der tiefste Zuban traf allerdings nur mehr schwaches Imprägnationserz, keine derben Erze mehr an; ob seine Ausrichtungsaufgaben erschöpfend durchgeführt wurden, läßt sich heute nicht mehr beurteilen.

Die Mächtigkeit der Erzführung in der Hauptlagerstätte als auch in den Erzklüften war schwankend, von einigen Dezimetern bis 1 bis 1·3 m ansteigend, im einzelnen in Linsen, Butzen, Trümmer aufgelöst. Der kleinere Anteil der Mächtigkeit war Derberz in Bändern, Streifen oder irgendwie massig, die Hauptbreite haben Mittel- und Bergerze eingenommen. Die Streichlängen einzelner Adelsführungen — auch der Adel in der Hauptlagerstätte war in Linsen verteilt — erreichten 15 bis 20 m, soweit nicht schon früher Stö-

rungen abschnitten. Die Erstreckung nach dem Verflächen übertraf im einzelnen mitunter die Streichlänge.

Die Erzführung setzt sich in der Hauptsache aus Antimonit zusammen. In der Hauptlagerstätte ist dieser teils grobkristallig, teils als Imprägnation fein verteilt. Für manche Kluftvererzungen war dichter, schalig brechender Antimonit (mylonitisch?) bezeichnend. Zu Antimonit gesellt sich ganz untergeordnet Pyrit, Magnetkies, selten Kupferkies, noch seltener Arsenkies, Zinkblende und Bleiglanz. Auch Plumosit (Jamesonit) wird angeführt. Gangart wird von Quarz bestritten, mitunter hornfelsartig, ausnahmsweise von Ankerit, von Kalkspat nur selten; im Hauwerk ließ sich seinerzeit häufig Turmalin, wahrscheinlich nur aus den Glimmerschiefern stammend, feststellen. Als Oxydationserz führt A. Brunlechner Antimonocker und roten Valentinit an. Als jüngste Neubildung verkittet Aragonit altes Grubenklein. Antimonitrosetten auf sonst erzleeren Klüften schreibt R. Canaval sekundärem Absatz durch vadose Wässer zu, doch dürfte auch diese Mineralisation in den primären Vererzungsumfang einzuschließen sein.

Der Hauwerksgehalt belief sich in den letzten Betriebsjahren, wo hauptsächlich Rücklässe verhaut wurden, auf 9 bis 11% Sb; ungefähr 5% des Hauwerks war Derberz mit rund 40% Sb. Auch die graphitische zerriebene Lagermasse für sich kann nach C. Rochata in Lesnig bis 3% Sb enthalten (Beschaffenheit der Hauptlagerstätte scheint große Ähnlichkeit mit Rabant zu besitzen!).

Eine Derberzanalyse (51) gibt an: 36·79% Sb, 0·96% Cu, 0·67% As und 0·92% Pb.

Einflüsse auf das Nebengestein durch den Vererzungsvorgang bestehen in Bleichung der Glimmerschiefer sowie in örtlichen Verkieselungen der Schiefer, die dann zu bergmännisch schwer zu bearbeitenden Gesteinen werden.

Auf die Beziehung dieses und der anderen Vorkommen zur Großtektonik wurde eingangs kurz verwiesen. Das Alter der Vererzung müßte demnach an jenes der O—W-streichenden Längsstörungen angehängt werden, eine räumliche Beziehung zu den jüngeren dinarisch NW—SO-gerichteten Störungen (Spittal-Villachstörung usw.) besteht nicht mehr. Wahrscheinlich ist die N—S-streichende „Lettenkluft" des Bergbaues Lesnig einem noch jüngeren Bruchsystem zugehörig, das mit der Ausbildung der Quertalstrecke Kleblach-Lind—Sachsenburg in Zusammenhang stehen dürfte; dann ist aber die Erzführung der Lettenkluft wohl nur ein tektonischer Adelseinschub.

Radlberg. Hier muß ich ausschließlich den Angaben von R. Canaval (51) folgen, die aber auch z. T. aus Archivforschung geschöpft sind.

Der Haupteinbau 1609 m SH mit sehr großer Halde liegt im mittleren der drei Gräben, welche vom Gebirgskamm der Pirkebner-Alpe zur Pirkebnerhütte herabziehen, ober welchem Stollen in 1635, 1642, 1650 und 1663 m SH die übrigen Einbaue folgen.

Es sind mehrere Lagerstätten vorhanden gewesen. Die Erzführungen liegen konkordant im Glimmerschiefer, der mit 65° nach SW und SSW verflächt.

Hauptlagerstätte bildete ein durch taube Zwischenmittel in drei Bänke zerteiltes Lager im graphitischen Granatglimmerschiefer; man hatte anscheinend seinerzeit nur die Hangenderzbank abgebaut, sie war 0·4 bis 1·5 m mächtig, hiervon bis 0·13 m in Derberz ausgebildet.

Im Hangend des Hauptlagers sind zwei Hangendlager bekannt gewesen, von welchen das erste 13 m und das zweite 49 m vom Hauptlager abstand.

Im Pirkebnergraben beißt unterhalb SH 1609 m ein 0·1 m mächtiges Erzstreichen aus.

Eine Gewältigung der vier alten Einbaue im Sommer 1915 hat kein Derberz mehr, sondern nur Aufbereitungserz in den Rücklässen aufgeschlossen.

Ob etwa eine Verbindung vom Vorkommen Radlberg zu dem in südöstlicher, also in dinarischer Richtung davon entfernt liegenden Vorkommen Lesnig besteht, sei es auch nur eine solche postmineraliseher Tektonik, läßt sich zur Zeit ohne nähere Studien nicht aussagen.

Westlich Lesnig, bei Lengholz am nördlichen Drauufer, sind Antimonitfunde im Talkschiefer bekannt (A. Brunlechner, 61).

Siflitz—Guginock.

Östlich des Drautales bei Lind, ungefähr auf der Linie Radlberg—Lesnig gelegen, befindet sich in 1600 m SH am südlichen Hang des Siflitzbaches der alte Antimonbergbau Guginock. Nördlich des Siflitztales, in den Hängen des Gebirgskammes der Weißwände, liegen die Einbauten des Siflitzrevieres.

Guginock. Hier treten die Antimonerze in kristallinem Kalkstein auf, welcher der Glimmerschiefer-(Phyllit-)serie eingelagert ist, die gesteinsmäßig den Aufbau des Goldeck-Gebirgszuges in der Hauptsache bestreitet. Quarzit, Amphibolit und Grünschiefer nehmen in schmalen Streifen an den Gesteinsfolgen teil, die bei ost—westlichem Streichen im allgemeinen steile, meist Süd-verflächende Aufrichtung zeigen.

Der Aufnahmsarbeit von E. Krajicek (44) aus jüngster Zeit ist eine eingehende geologische Kartierung der Goldeckgruppe zu verdanken, die petrographisch-tektonischen Verhältnisse werden von ihm in gemeinsamer Arbeit mit F. Angel behandelt. Einen Ausschnitt der geologischen Karte dieser Arbeit benütze ich zur Abb. 7 und habe darin die Bergbausituation gemäß eigener früherer Kartierungsarbeit (1922) eingetragen. Phyllite und marmorisierte Kalke im Kristallin der nordwestlichen Goldeckgruppe, als eingeschuppt dem Paläozoikum zugehörig, argumentiert R. Schwinner (57) in einer jüngst erschienenen Arbeit.

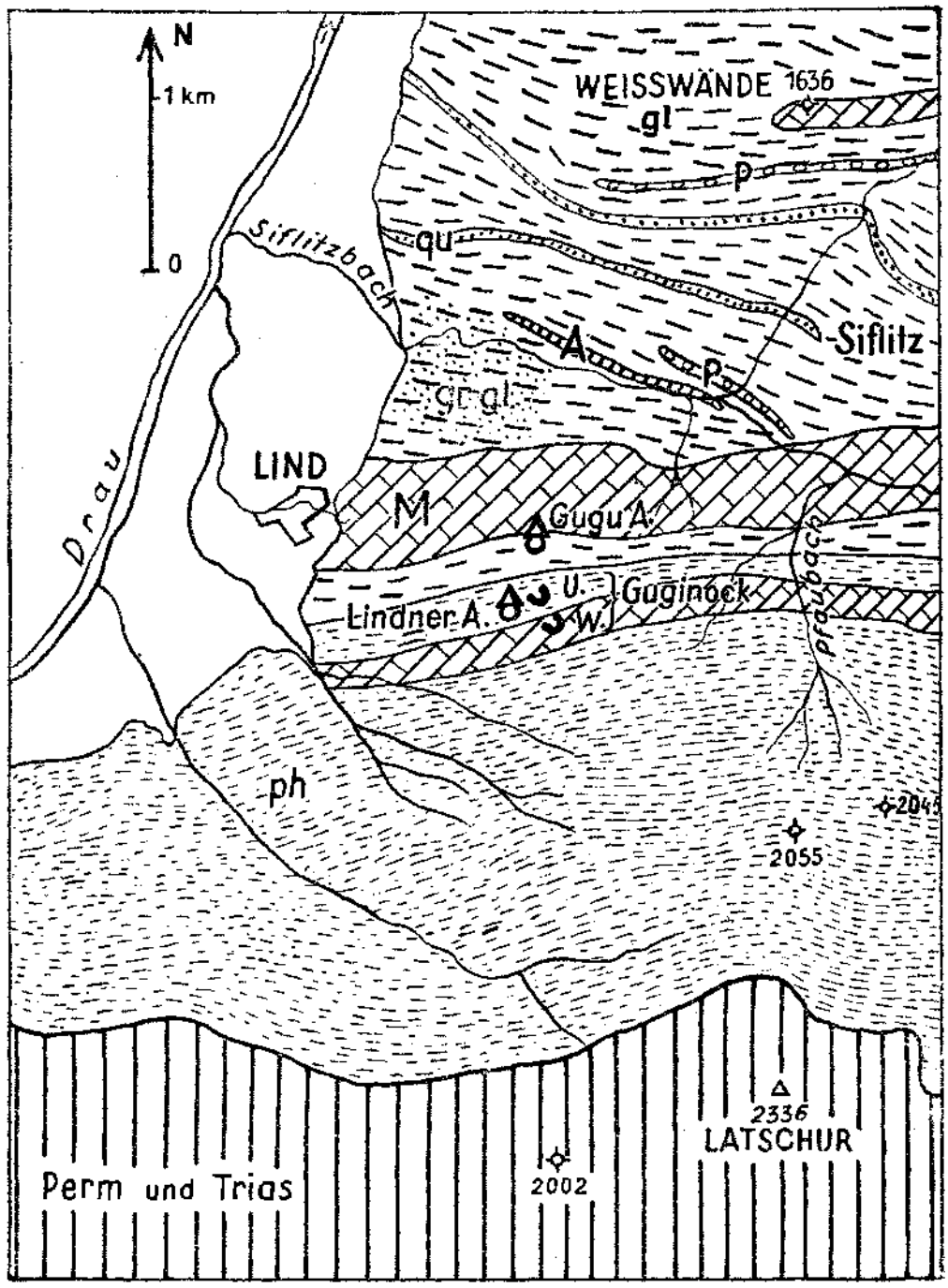


Abb. 7. Kartenausschnitt der geologischen Aufnahme der Goldeckgruppe durch E. Krajicek (Lit. 44), etwas vereinfacht. Darin eingezeichnet die Lage des Guginock-Bergbaues.

W = Wallnerstollen SH. 1553 m; U = Unterbau SH. 1532 m.

gl = Glimmerschiefer (einschließlich 2 Glimmer-Schiefer), grgl = Granatglimmerschiefer, qu = Quarzite, P = Pegmatite, A = Amphibolit, M = Marmor und kristalliner Kalk, ph = Phyllit und Quarzit.

Auch für Guginock ist es wieder R. Canaval (51), welcher die spärlichen Daten des alten Bergbaues beigebracht hat; sie werden hier angeführt, ebenso wie Angaben eigener Untersuchungsberichte 1922 (G. Hießleitner und W. Haug) sowie solche aus 1920 von Hofrat Rottleuthner, Graz.

Die Gugualpe, SH 1350 m, steht am Südrand des von Lind nach Osten streichenden Kalkmarmorzuges. Von dort nach Süden, Glimmerschiefer und phyllitische, bzw. quarzphyllitische Schiefer querend, wird die Lindneralpe und der Unterbau Guginock, SH 1532 m, am Rande des südlichen Kalkmarmorzuges erreicht.

F. Angel und E. Krajicek stellen die kristallinen Schiefer im Südabschnitt der Goldeckgruppe überwiegend zur Quarzphyllitserie und lassen die Möglichkeit offen, darin fallweise auch metamorphes Paläozoikum zu sehen, ja es fällt für den Kalkmarmor auch der Hinweis auf devon-verdächtige Kalkmassen. Das nördlich des Goldecks geschlossen auftretende Altkristallin, aus diaphtoritischen Granatglimmerschiefern und Glimmerschiefern bestehend, ebenfalls Marmorzüge bergend, ist jedoch mit den Gesteinen der Quarzphyllitserie beträchtlich verschuppt, so daß klare Grenzen nicht immer zu ziehen sind. Für die östlich des Goldecks zwischen Quarzphyllit und mesozoischem Drauzug verbreiteten, kaum metamorphen Tonschiefer wird Karbon vermutet.

Der alte Antimonbergbau mit dem Wallnerstollen, SH 1553 m — die Bergbautätigkeit reicht ins 17. Jahrhundert zurück — befindet sich innerhalb der Kalkmarmormassen selbst: „nach der Schichtung des Kalkes haben sich weiße Kalkspatadern und schmale, beiderseits ausgespitzte Linsen von Antimonit eingelagert. Mächtige solcher Linsen bis zu 1 m Breite bildeten den Gegenstand des Bergbaues ..." (R. Canaval). Der Kalk hat steil S-gerichtetes Einfallen, die Antimonitvererzung hat sich, nach einer Bemerkung des Canavalschen Berichtes schließend, mehr an den hangenden südlichen Kontakt dieses Kalkes gehalten; letzterer grenzte an eine Grünschieferbank, der sich erst phyllitischer Hangendschiefer anlegte.

Der Unterbau setzt in den Liegendschiefern (serizitische Glimmerschiefer, teils quarzphyllitisch) an, denen im etwas tieferen Dynamitstollen eine Kalkbank vorgeschaltet ist, und steht, südgerichtet, bei 60 m Gesamtlänge mit den letzten 15 m in der Masse des Hauptkalkzuges. Vorher wird eine von Kalkschollen durchspießte lokale Störungszone verschnitten (Abb. 8). Die Antimonlagerstätte war mit dem Feldort des Unterbaues noch nicht erreicht, hingegen hat die Verquerung des Liegendschiefers eine göldische Arsenkies-Schwefelkies-Imprägnation aufgedeckt, besonders reich in der erwähnten Störungszone am Kontakt. Der Quarzlinsen führende Serizitglimmerschiefer ist durch diese Kiesimprägnation auf über 12 m etwas spitzwinkelig durchquerter Erstreckung lagerstättenmäßig vererzt: Arsenkies herrscht vor, feinstkörnig bis feinkristallin-nadelig, den Schwefelkies etwas zurückdrängend, der kristallig oder in derben Körnern erscheint. Zwei Kalkzungen greifen längs Störungsflächen in die vererzte Schieferzone ein, ohne selbst Erz zu führen

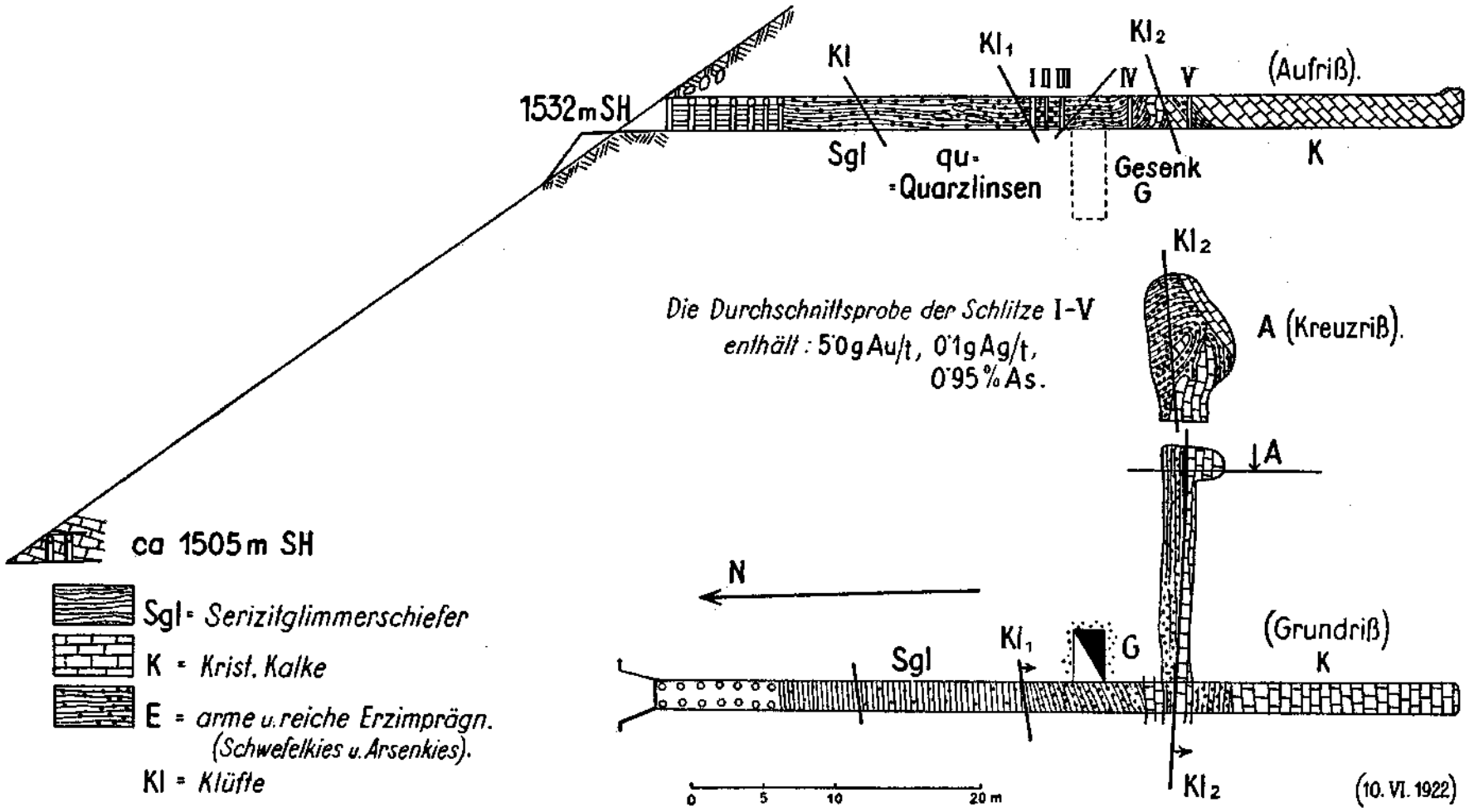


Abb. 8. Der Schurfbau Guginock im Drautal.

oder nur dort Erz aufnehmend, wo eine Verquarzung des Kalkes stattgefunden hat.

Probenahmen habe ich 1922 gemeinsam mit Bergdirektor W. Haug durchgeführt; sie bestanden aus fünf vertikalen Schlitzproben (Abb. 8), die innerhalb der 12 m-Zone über die vererzten Schiefer der Stollenulme gezogen wurden. Auskutten des Tauben — wenn überhaupt, so nur in größerem Probebetrieb durchführbar — unterblieb hierbei! Die Analyse der Sammelprobe, von mir im Laboratorium des Goldbergbaues Böckstein durchgeführt, ergab

5·0 g Au/t, 0·1 g Ag/t und 0·95% As.

Aualysen vorhergehender Probenahmen von R. Canaval, auch solche von Hofrat Rottleuthner, in anderen Laboratorien durchgeführt, haben zu fast gleichen Werten geführt; reich imprägnierte, ausgewählte Probemasse hielt nach Erstgenanntem (Goldfeld der Ostalpen usw., Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, 81, 1933) bis 20 g Au/t.

In der Saxenprobe hatte ich seinerzeit auch spärlichst Freigold nachgewiesen.

Den Alten, welche das Antimonvorkommen beschürften, blieb das Goldvorkommen des Guginock unbekannt.

Mangel an geldlichen Betriebsmitteln hatte 1922 die damalige Bergbaueignerin, die Carinthia A.-G., zur Einstellung des Unterbaues gezwungen, bevor noch die Antimonitlagerstätte erreicht und die so hoffnungsvolle Goldlagerstätte näher untersucht worden wäre.

Siflitz. Guginock gegenüber, auf der nördlichen Seite des Siflitztales (Abb. 7), sind Antimonitvorkommen auf den Abhängen der Weißwände (Kote SH 1636 m) bekannt. Der Kalkmarmorzug von Lind setzt hier auf die orographisch rechte Seite des Siflitztales über. Der Gipfelkamm der Weißwände selbst wird nach der Karte von Krajicek von einem anderen, liegenderen Kalkzug eingenommen. R. Schwinner (57) tritt ebenfalls für paläozoisches Alter der Weißwände-Kalkmarmore ein.

Auch hier sind die „Antimonit- und Ankerit-führenden dolomitischen Kalke dem Verflächen nach mit göldischen kiesigen Schiefern verbunden... Der Antimonit hat hier nicht mehr den fast muscheligen Bruch wie am Guginock, sondern den mehr körnigen von Lesnig“ (R. Canaval).

Die Golderze waren es, welche hier den Gegenstand des Abbaues der Alten bildeten und das „Goldfeld“ der Siflitz ausmachten. Wie Canaval (49 und Goldfeld, 1933) berichtet, sollen nach einer überlieferten Karte auf einer Fläche von 1140 m mal 570 m mehr als 100 Stollenmundlöcher zusammengedrängt gewesen sein; sie lagen in SH 1100 bis 1350 m. Nach F. Czermak und J. Schadler (62) reichen die alten, heute nicht mehr befahrbaren Stollen am Westhang der Weißwände oberhalb dem Gehöft Ebner von SH 880 bis 1360 m; die Halden zeigen vornehmlich Magnet- und Arsenkies, das Nebengestein ist Quarzphyllit. Ein tiefer Erbstollen, der Danielistollen im Siflitztal, 760 m lang, in SH 937 m, war anscheinend ohne Erfolg.

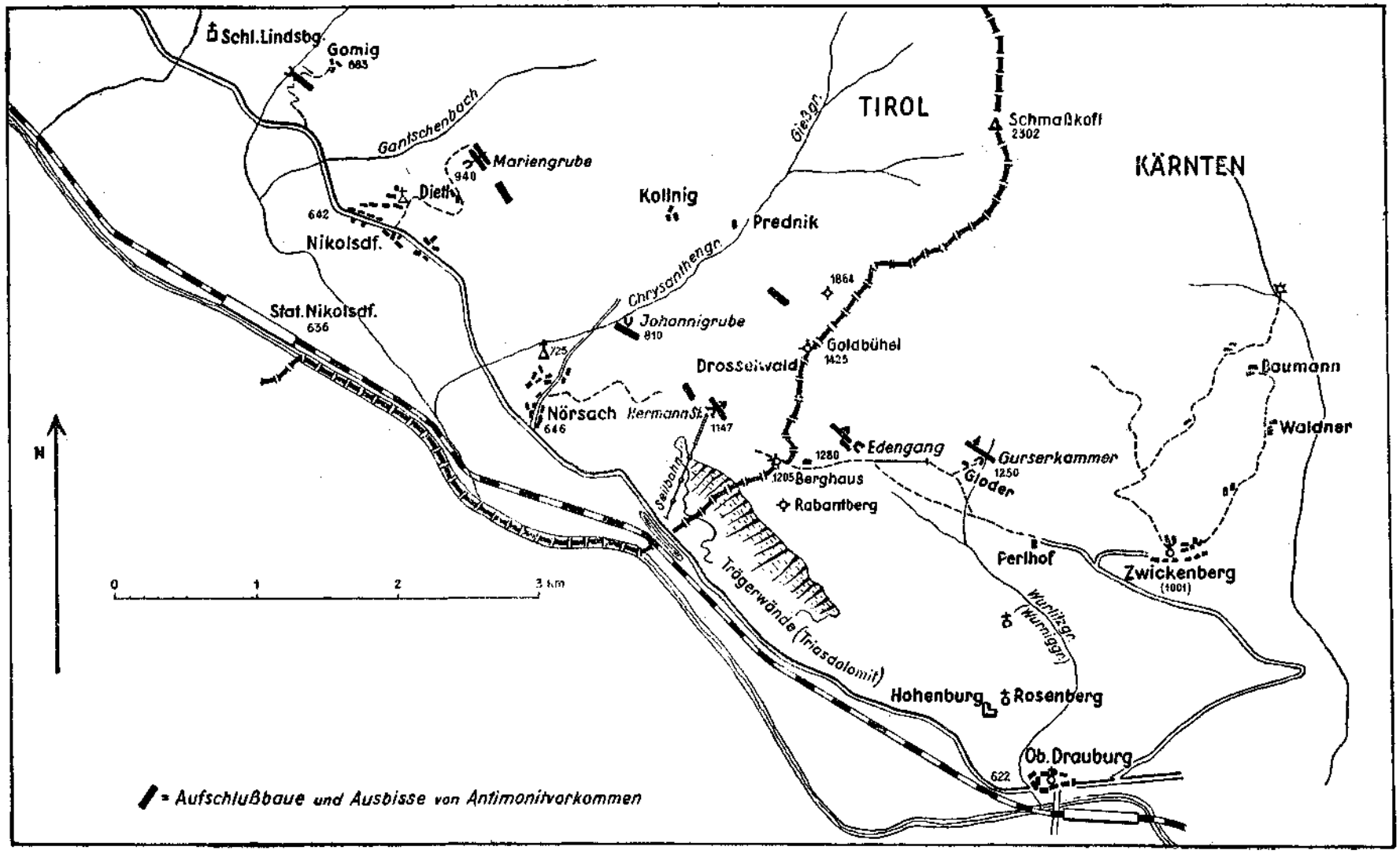


Abb. 9. Übersicht der Antimonitvorkommen zwischen Nikolsdorf und Oberdrauburg.
(Nach der Rohrer-Totschnigschen Schurfkarte ergänzt.)

E. Krajicek fand noch 11 Stollenmundlöcher in dem waldbedeckten Gebiet westlich der Weißwände.

Die Vorkommengruppe Zwickenberg bei Oberdrauburg.

Gurserkammer. Ein alter, von Tage aus in der Lagerstätte angesetzter Schrämstollen nächst dem Gehöft Gloder, bzw. Unterhuber in zirka 1250 m SH wurde 1894 von der Gewerkschaft Carinthia wiedergewältigt und nachgeschossen.

1916 hatte ich Gelegenheit, diesen Stollen gemeinsam mit Hofrat Dr. R. Canaval zu befahren, der Stollenbetrieb war kriegsbedingt 1915 wieder aufgenommen worden: nach 14 m Querschlag wurde eine Lettenkluft gequert, die unter 40 bis 45° nach NO fällt; ihr Liegend wird von stark gefälteltem graphitischem Schiefer, ihr Hangend von flach N- bis NO-fallenden plattigen, veränderten Hornblendeschiefern eingenommen. Die Lettenkluft war erfüllt von schwarzem, tonigem Graphitletten und graphitischem Schiefer, in denen linsenartig Gangquarzmassen mit Antimonit staken. Der grünschieferähnliche Hornblendeschiefer im Hangend führt imprägnativ ebenfalls Antimonit, nebst Ankeritschnüren, reichlicher Schwefelkies- und Arsenkies-Kriställchen. Für diese Imprägnationszone war ein Goldgehalt von 18 g/t nachgewiesen worden.

Der Anblick 1916 des östlichen Feldortes ist in Abb. 10 festgehalten. Hier war der Antimonit in der Quarzmasse fein verteilt, während in Gesenken der nordwestlichen Ausrichtungsstrecke noch gute Derberzanbrüche zu beleuchten waren. Auch das Feldort in NW-richtung führte bei stark verschmälerter Gangfüllung noch Antimonit in Quarz.

Die Wiederbelebung des alten Stollenbetriebes im Jahre 1916 erbrachte 40 bis 50 t Derberze.

Nach R. Canaval (48) hielt eine Derberzprobe in der Gurserkammer 65·25% Sb, Pochgänge gaben 4·6% Schlich mit 34% Sb, 11 g Au und 25 g Ag/t. Der Schlich aus der Imprägnationsvererzung des vergrünten Ampbibolits im Hangend war noch edelmetallreicher: 73 bis 84 g Au/t. Graphitischer Lettenbesteg aus dem Gang hielt 1·95% Schlich mit 24·40% Sb, 34 g Au und 141 g Ag/t, außerdem über 1% As.

Die Alten hatten das gewonnene Derberz sofort bei der Grube geschmolzen, ausgesaigert, Reste solcher Gewinnungsstätten mit Tiegelscherben und Saigerrückständen hat R. Canaval an zwei Stellen gefunden.

Die verstärkte Bergbautätigkeit während des zweiten Weltkrieges hat dem Vorkommen der Gurserkammer die schon längst vorgesehene Unterfahrung gebracht. Der neue Unterbau schlug allerdings nur 8 m tiefer unter den Stollen des Jahres 1916 an, erreichte schräg durch das Schieferstreichen hindurch bei m 75 die Lettenkluft. Die geologischen Verhältnisse waren ähnlich angetroffen wie im oberen Stollen: im Hangend, doch nur in begrenztem Umfang, der zersetzte verkieste Amphibolit von etwas eigenartigem Aussehen, mehr grünlichem Serizitschiefer ähnelnd, im Liegend der Glimmerschiefer. In der Lettenkluft erfolgte beidseits die Streichausrich-

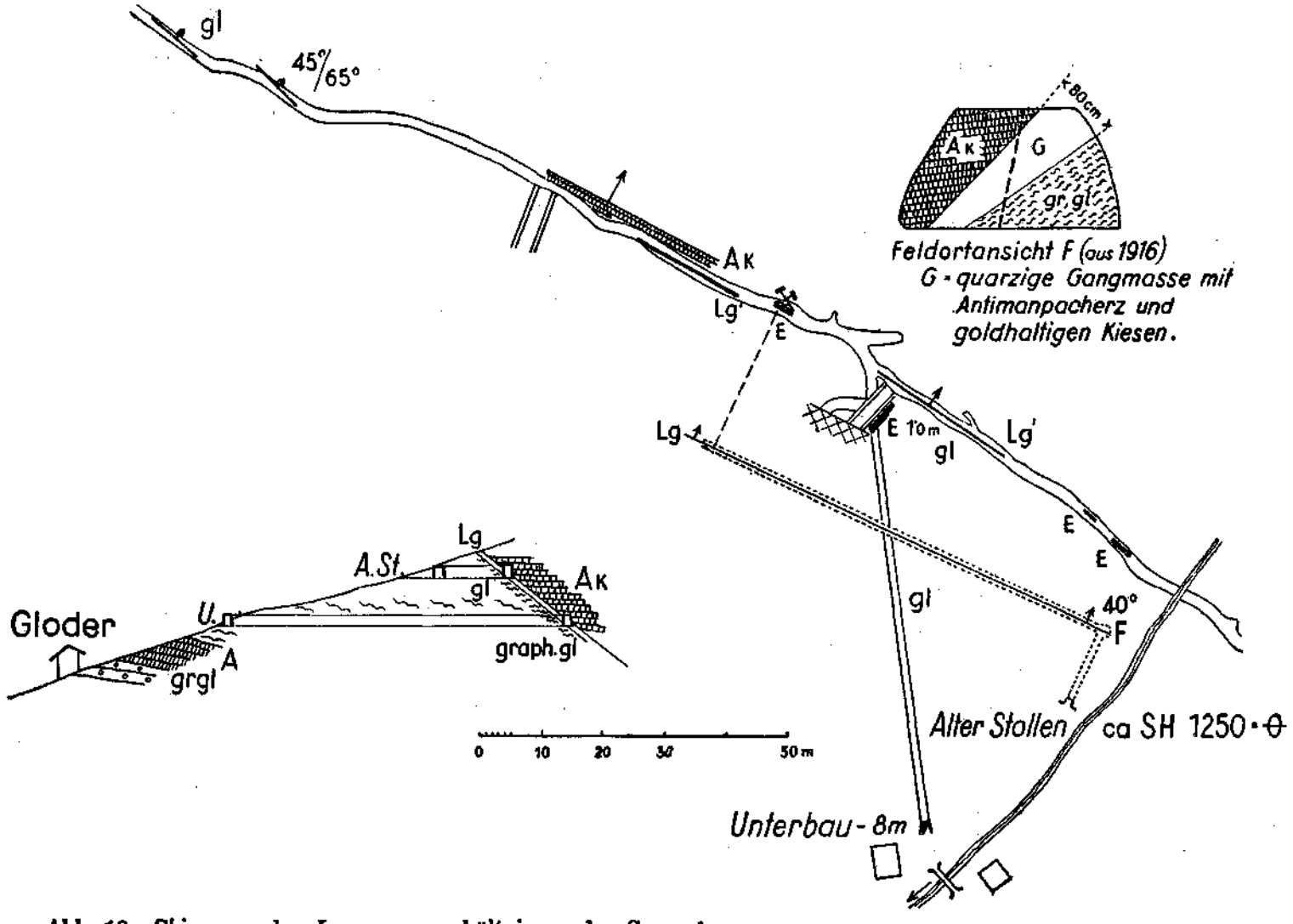


Abb. 10. Skizze zu den Lagerungsverhältnissen der Gurserkammerstollen am Zwickenberg bei Oberdrauburg.
gl = Glimmerschiefer, grgl = Granatglimmerschiefer, graph. = graphitisch, A = Amphibolit (Ak — verkiester Amphibolit), Lg, Lg' = Lettenkluft mit Gang, E = reichere Antimonitvererzungen des Ganges.

tung mit insgesamt 80 m Auffahrung. Außer der reich antimonitvererzten Quarzlinse beim Streckenkreuz, die 1 m stark in der Firste bis unter die alten Baue reichte, in die Sohle aber nicht abstieg, wurden nur vereinzelt Schmitzen von Gangquarz mit Antimonit festgestellt. Nach SO scheint die Spaltenkraft der Kluft sich zu erschöpfen, nicht so im nordwestlichen Feldort. Auch im Unterbau wurde der amphibolitische Hangendschiefer reichlich kiesimprägniert angetroffen. Eine systematische Probung, etwa auch in Richtung des Edelmetallgehaltes, ist noch nicht erfolgt; eine einzelne Schlitzprobe aus der Kiesvererzung ergab nach Professor O. Friedrich 4% Sb.

Die Ausrichtungsaufgaben, vor allem auch nach der Teufe, können noch nicht als beendet angesehen werden.

Nach dem Profil der Abb. 10 bestünde die Möglichkeit, daß an der Lettenkluft eine Aufschiebung vor sich gegangen wäre, die den oberhalb des Gehöftes über Granatglimmerschiefer bergwärts absinkenden Amphibolit hinter der Kluft nach oben bewegt hätte. Da aber zweifellos Amphibolit in diesem Gebiete auch in Wechsellagerung mit Glimmerschiefer auftritt, ist ein Entscheid vorerst noch nicht möglich, auch ein reines Verwurfphänomen ist für die Lettenkluft nicht ausgeschlossen.

Auf der Halde des Stollens sind neben Antimonit auch Pyrit, Arsenkies sowie reichlich Oxydationserze des Antimonits anzutreffen, darunter roter Valentinit (oder handelt es sich um Kermesit?). Augenblicklich steht mir kein Probenmaterial zur Verfügung).

Die vererzte Lettenkluft der Gurserkammer entspricht, ebenso wie das Vorkommen des Edenganges, hangenderen Erzzonen gegenüber der bedeutenderen Lagerstätte Rabant.

Edengang (Lok. „Beim Gloder" oder „Auf der Rabantwies"). Das Vorkommen liegt zirka 1200 m SH von der Gurserkammer 800 m in westlicher Richtung entfernt. (Abb. 9.) Die Lagerstätte ist hier ein richtiger Gang, dessen fast saiger stehende Spalte nach 310° streicht und spitzwinkelig die kristallinen Schiefer, Amphibolit, bänderigen Quarzit und dunkle Glimmerschiefer verschneidet. Die Gangfüllung besteht aus Quarz, bis 1·5 m mächtig, mit Pyrit- und örtlich Antimoniterzführung. Eine graphitische Ruschelzone ist nicht stetig ausgebildet. Zur quarzigen Gangart tritt spärlich ankeritisches Karbonat. (Abb. 12.)

Auch hier bestand älterer Bergbau, Schrämstollen und Schachtpinge zeugen für ihn. Um 1840 wieder in Betrieb genommen, hat die Grube derbe Antimonerze geliefert, wurde aber bei unvollendetem Zubau 1848 wieder eingestellt (R. Canaval, 48).

1916 war der obere Zubau 60 m lang und stand in taubem Glimmerschiefer.

Die jüngst vergangenen Kriegsjahre haben auch hier eine Wiederaufnahme des Schurfbetriebes gebracht. Der obere Zubau kam unter die Lagerstätte vor, stellte dieselbe in schmaler Ausbildung als steil SO-fallende Gangspalte fest, vererzt in Sohle setzend. Der 25 m tiefer angelegte neue Unterbau steht von seinem Ziele noch ungefähr 80 m entfernt. (Abb. 11.)

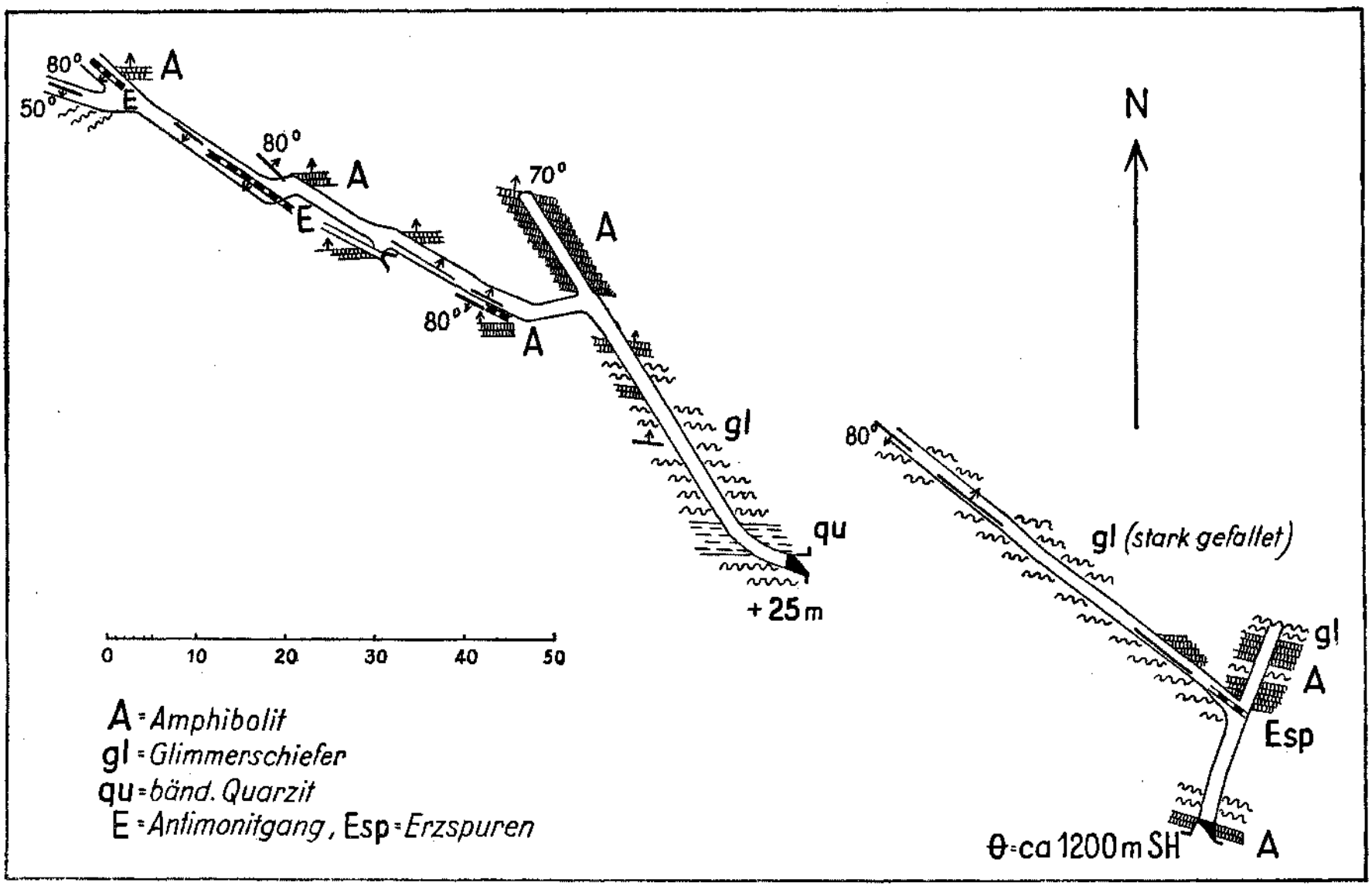


Abb. 11. Der Edengang beim Gloder (Zwickenberg bei Oberdrauburg).

Rabant. Das Antimonitvorkommen des Rabantganges, im Drosselwald 1100 bis 1200 m SH westlich der Rabantalm ob Oberdrauburg gelegen, ist unter den Vorkommen dieser Gruppe das am jüngsten erschlossene und steht als planmäßig geführter und mit maschineller Ausrüstung versehener Schurfbetrieb noch heute in Entwicklung.

Auch hier bestand ein alter Stollen des vorigen Jahrhunderts, der 1937 durch Hermann Rohrer aus Lienz wieder geöffnet wurde, wobei sich ein Antimonitgang, 20 bis 50 cm stark und im Feldort anhaltend, feststellen ließ. Daraufhin wurde 1937/38 ein querschlägig angelegter Schurfstollen 8 m tiefer ausgeführt, der einen Gang mit 10 bis 60 cm Mächtigkeit, 35 bis 40°/55° fallend, in einer graphitischen Ruschelzone erschloß; in wenigen Metern Abstand von diesem wurde verquerend ins Hangend ein zweiter Gang gekreuzt. Die Sohlfortsetzung zeigte sich bei beiden Gängen günstig. Das Nebengestein der Ruschelzone war chloritischer und serizitischer Quarzphyllit. Auch obertags wurden Ruschelzone und Gangspalte erkannt, letztere allerdings mit kleinerer Mächtigkeit, die Erzfüllung linsenförmig an- und abschwellend 5 bis 15 cm stark.

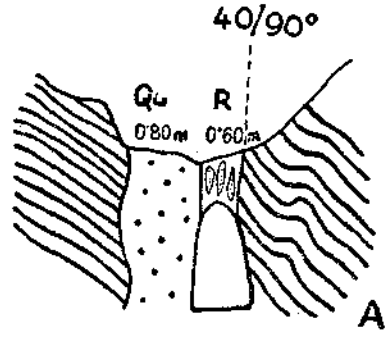


Abb. 12. Alter Schrämstollen auf den Edengang (Zwickenberg).
A = diapht. Amphibolit; Qu = massiger Gangquarz mit verquarzten Nebengesteinsschollen und Antimonit; R = Reibungsgangmasse mit linsigen Quarzgängchen, Antimonit und Schwefelkies.

Schon 1938 war 40 m tiefer als der Schurfstollen und 150 m im Streichen von ihm westlich entfernt, in der Bachschlucht die Fortsetzung der graphitischen Gangkluft und darin auch Gangquarz mit Antimonit aufgefunden worden. Die Aussichten für eine großzügigere Untersuchung konnte darum schon 1938 als nicht ungünstig bezeichnet werden.

1939, bzw. 1940 wurde auch tatsächlich ein mit modernen Betriebsmitteln geführter Schurfbau aufgezogen. 10 m unter dem neuen Schurfstollen wurde in SH 1145 m der Hermannstollen angeschlagen, dem später der Hermann-Unterbau in SH 1095 m folgte. Ein Bremsseilberg besorgt die Verbindung mit dem Drautal, Berghaus und Holzgas-Kraftinstallation wurden am Ostrand der Rabantalm errichtet.

Durch die beiden Hauptstollen wurde bis heute die lagerartige graphitische Gangkluft auf 600 m Streichen ausgerichtet. Ein Blindschacht, 340 m ab Mundloch Hermann Unterbau abgestoßen, hat anfangs 1948 die Sohle minus 100 m erreicht. Streichstrecken, Zwischenläufe, Auf-

brüche und Blindschacht bringen bisher in mehr als 25.000 m² ideelle Gangfläche einigermaßen Einsicht.

Der Hauptgang der Rabant, der eigentliche „Rabantgang", ist in Glimmerschiefer als mylonitisch-graphitische Ruschelzone ausgebildet, in der sich lagerlinsig Gangquarzmassen teils reich, teils ärmer von Antimonit durchzogen, in absätziger Weise ausbreiten.

Die Raumlage der Gangfläche und Ruschelzone ist bei NW—SO-streichen 55° bis 70° nach NO fallend, ihr Abstand von der weiter südlich durchziehenden Triaskalkgrenze („Pusterer Linie") des mesozoischen Drauzuges, der hier auch auf die nördlichen Drau-

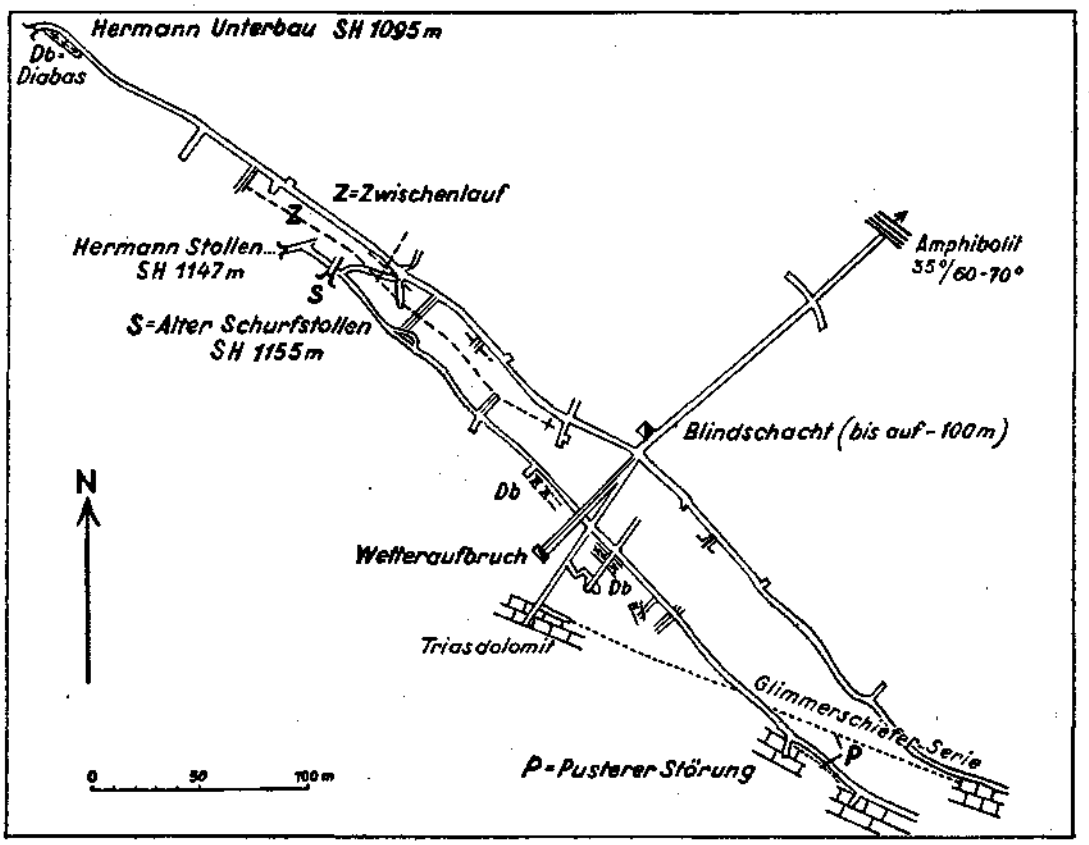


Abb. 13. Grubenkarte der Stollenbauten auf den Rabantgang. (Nach der Aufnahme von Dipl.-Ing. E. J. Czuray.)

hänge übergreift, beträgt im Querschnitt durch den Blindschacht Niveau Hermann Unterbau zirka 80 m. Die Pusterer Linie hat jedoch bei steilerem Einfallen hier einen mehr WNW—OSO-gerichteten Verlauf, so daß Ruschelzone und Triasgrenzfläche im Unterbauniveau bereits 220 m südöstlich Blindschacht zum Verschnitt kommen, nach der Tiefe aber auseinanderstreben. In südöstlicher Streichrichtung sind also der Vererzung festlegbare Grenzen gesetzt.

Ruschelzone und darin die Gangausbildung streichen und verflächen annähernd konform mit den sie einhüllenden Kristallinschichten. Das herrschende Nebengestein ist ein Glimmerschiefer, örtlich und auch da nur spärlich Granat führend, letzterer in

chloritischer Diaphtorese; reichliches Kohlenpigment, z. T. wohl Graphit (Graphitoid), bedingen die Dunkelfärbung. Über quarzlagenführenden Glimmerschiefern bestehen Übergänge zu Quarzphyllit, auch Übergänge serizitischer Glimmerschiefer in Phyllit. Vereinzelt sind quarzitische Lagen, auch feingebänderter Quarzit. Noch näher zu besehen sind ölgrüne quarzitisch-serizitische Schiefer, sie werden von den Grubenbauen in Nachbarschaft zur Ruschelzone mehrfach gekreuzt. Ein zweites wichtiges Element am Gesteinsgerüst ist der Amphibolit. Es sind mehrere Amphibolitzüge vorhanden. Von Wesenheit für die Ruschelzonen- und Lagerstättenbildung ist anscheinend der liegendste, ab Triasgrenze erste Amphibolitzug. Dieser Amphibolit bildet beim Mundloch Hermann-Unter-

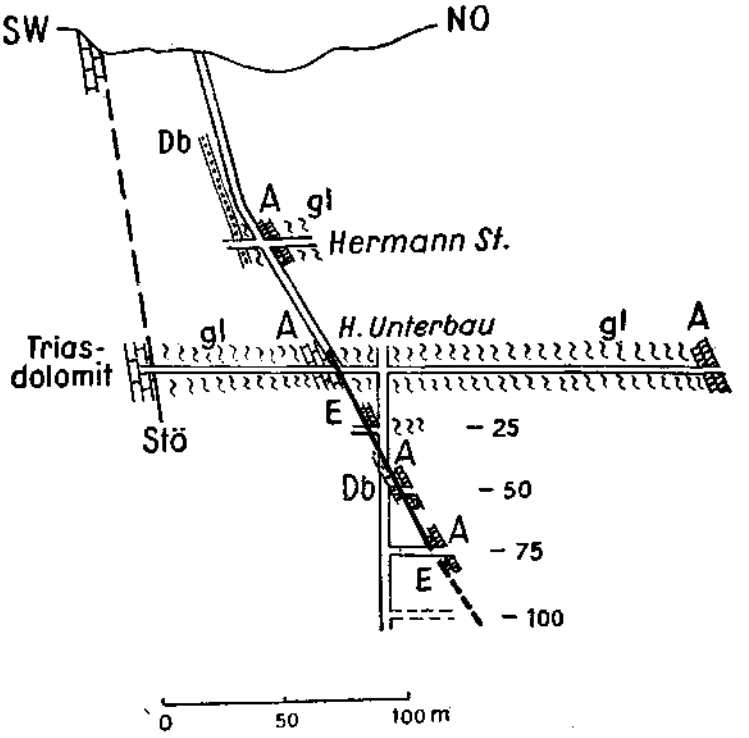


Abb. 14. Querschnitt durch den Rabantgang in der Adelszone III (EE).
gl = Glimmerschiefer, A = diapht. Amphibolit, Db = Diabas.
E = Antimonerzführung, linsig, Stö = Pusterer Störung.

bau das Hangend der Erz führenden Ruschelzone. Derselbe Amphibolitzug, vielfach zu Grünschiefer verändert, diaphtoritisiert, erscheint in den Tiefbauaufschlüssen bald im Hangend, bald im Liegend der Ruschelzone. 250 m im Hangend des die Erzführung begleitenden Amphibolits steht das Feldort des Hauptquerschlags im Hermann-Unterbau in einem zweiten Amphibolit, für den bisher noch keine Beziehung zu einer Erzführung erkannt wurde.

Diabas bildet ein weiteres Gesteinsglied; er ist von schmutziggraugrüner Farbe, im Handstück massig, öfters auch sekundär verkalkt, trotz starker Umwandlung noch mit fallweise erkennbarer ophitischer Struktur. Auch der Diabas setzt annähernd lagergangartig durch den Glimmerschiefer, linsig zerdrückt und bis zu 6 m

anschwellend; er erscheint in zwei Linsenkörpern am Liegend der Ruschelzone: eine kurz anhaltende Linse im Unterbaustollen nahe Mundloch, in größerer Stetigkeit begleitet ein Diabaslagergang das Liegend der Ruschelzone im Bereich Blindschacht.

Der mylonitische Charakter der Ruschelzone tritt durch zerriebenen bis lettigen graphitischen Schiefer, durch Faltungen und Stauchungen desselben, durch geröllähnliche, tektonisch ausgewalzte Quarzmugel und -linsen hervor. Die Mächtigkeit der Ruschelzone beträgt einige Dezimeter bis 1·0 m und darüber. Häufig ist ein spiegelblankes, graphitisches Gangblatt der Ausdruck jüngster hier vor sich gegangener Bewegungen; schräge Rillung und Rutschstreifen auf dem Gangblatt weisen nach SO in die Tiefe, z. T. sind auch horizontale Bewegungsspuren vorhanden.

Die Ruschelzone ist zugleich Gangfläche. Innerhalb dieser Gangfläche ist jedoch die Antimonitvererzung auf einzelne linsen- bis schlauchförmige Adelszonen beschränkt, für die ein schräges Absinken unter 35 bis 50° nach SO als geneigter Adelseinschub erkennbar ist. Bezeichnend, daß die Richtung der letzten Bewegungsspuren an den Gangharnischen auf die gleiche Richtung weisen, als wäre auch tektonischer Adelsvorschub an der Schrägstellung beteiligt. Zahl, Lage und Umfang der bisher erschlossenen Adelszüge, die zu einer verhältnismäßig dicht geballten Gruppe zusammentreten, ist an der Abb. 15 abzulesen.

Die vererzte Mächtigkeit der einzelnen Linsen schwankt, sie liegt zwischen Zentimeter-, bzw. Dezimeterstärke und 1 m, erreicht ausnahmsweise 2 m und darüber. Es sind die üblichen Mächtigkeiten, wie sie auf jungen Antimonitgängen vorzufinden sind.

Der Flächenumfang der Ganglinsen ist für die drei Hauptadelssäulen noch nicht abschließend erkennbar, überall besteht noch Sohlfortsetzung. Die 4 bis 5 kleineren Linsen bedecken im einzelnen etwa 20 bis 50 m².

Der mächtigste der Adelszüge, auch der ausgreifendste, ist der Adel III bei Meter 350 ab Mundloch Hermann-Unterbau; er reicht 12 m über Sohle-Unterbau hinauf, nach oben durch ein annähernd schwebendes Blatt begrenzt; in der Unterbaustollensohle schoppt sich bei 35 m Streicherstreckung die Mächtigkeit von 0·5 bis 1·5 m, 2 m und örtlich auch darüber an, in einen Derberzanteil von durchschnittlich 15 bis 30 cm und eine wechselnd dicht vererzte Gangmasse gegliedert. Der Blindschacht ist auf den Adel III hin angelegt. Die erste Tiefbau-Streichstrecke —25 m steht mit 65 m Erzauffahrung immer noch mit dem östlichen Feldort im Adel, ähnlich auch —50 m. In —75 m wurde anscheinend gerade das Dach der nächstliegenderen Adelssäule angeschlagen.

Die Gangfüllung besteht aus dichtem, weißem bis grauweißem Quarz, in den vererzten Teilen spärlich bis reichlich mit meist feinkristallinem oder derbkörnigem Antimonit verwachsen. Entweder innerhalb der Hauptquarzmasse, auch an ihrem Rande oder selbständig in der Ruschelzone verlaufen die Derberzstreifen, ein bis zwei an Zahl, von Zentimeter bis einige Dezimeter Stärke, von Quarz durchsetzt. Selten kommt es zu bänderiger Derberzstruktur, Erz mit

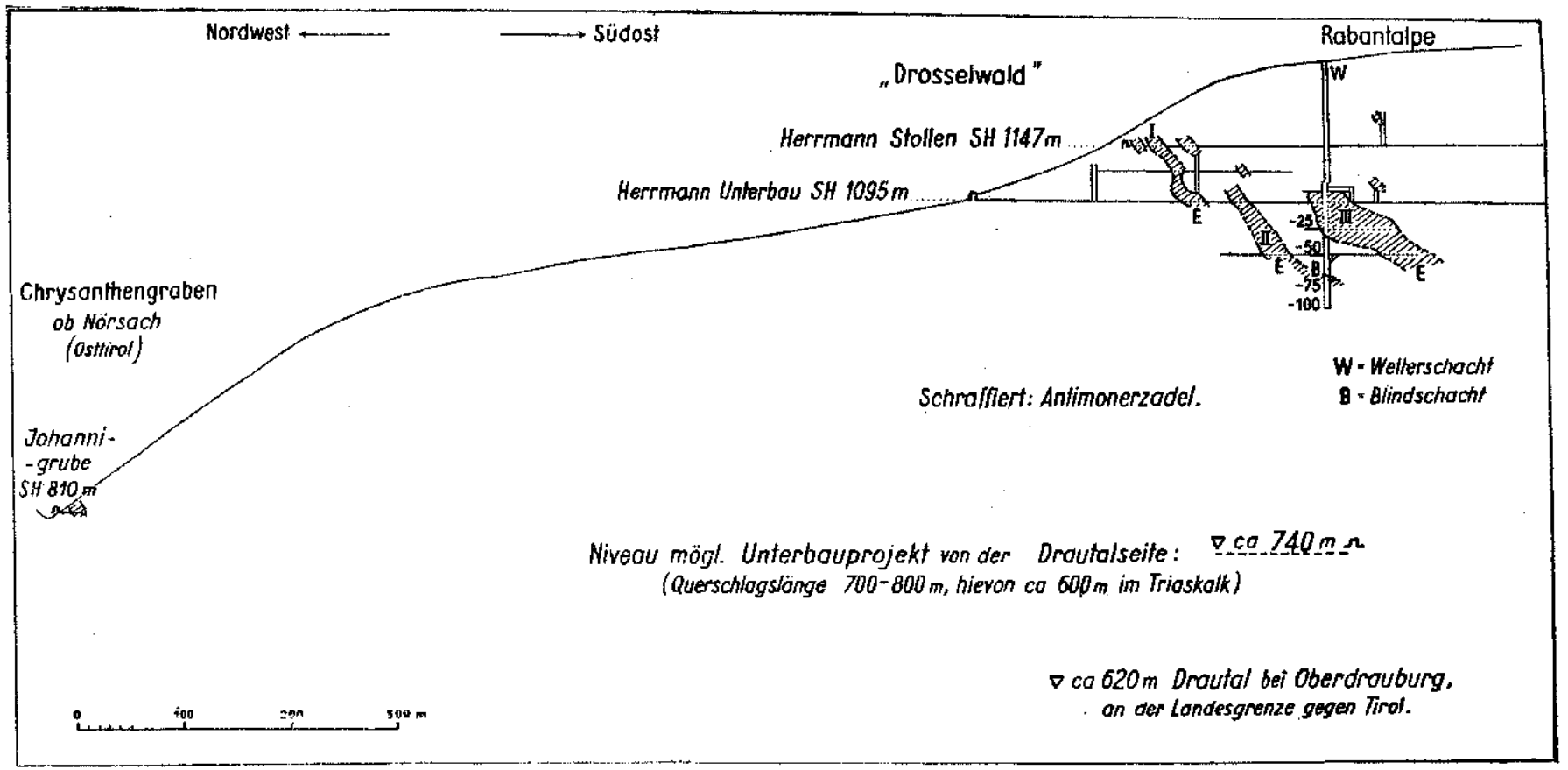


Abb. 15. Berghau Rabant: Flachriß im Gangverflächen mit Adelszonen E (Aufschlußstand anfangs 1948).
Die Gangfläche innerhalb und ungefähr im Streichen der Glimmerschiefer verlaufend, behält im Westabschnitt beiläufig gleichen Abstand zur „Pusterer Linie", der tektonischen Trennungsfuge zwischen kristalliner Zentralzone und Triaskalk des Gailzuges im Süden; gegen Osten schart die Gangfläche mit der Pusterer Linie und ist bereits vorher im Erzadel erschöpft.

Quarz abwechselnd in Lagen. Neben Antimonit tritt auch Pyrit, feinkörnig bis kristallig, wechselnd stark doch stets untergeordnet in Erscheinung. Wo zu Bändern verdichtet, erweist sich Pyrit älter als Antimonit, Kristallrasen Pyrit sind jünger. Der stete Arsengehalt der Proben deutet auf Anwesenheit von Arsenopyrit oder auch Arsenkies [7]). Der Arsengehalt steigt bisweilen in Gangschlitzproben bis 2%, ja bis 4%, hält sich aber in der Regel unter 1%. Goldgehalt wurde in Spuren, vereinzelt auch in höheren Werten, so 13 g und 35 g/t nachgewiesen, wobei diese Werte nicht einmal mit höheren Arsengehalten einhergingen.

Oxydische Antimonminerale spielen in den Grubenbauen mit zunehmender Tiefe keine Rolle mehr. Das Gebirge ist auch heute, beispielsweise im Blindschacht, ziemlich trocken.

Nachdem ein systematischer Abbaubetrieb im Rabantgang noch nicht stattfand, muß für das Vorausbeurteilen künftiger Hauwerksgehalte regelmäßiges Proben nnd Anlage eines Analysenplanes platzgreifen. Die bisher noch nicht überall durchgeführten Gangschlitzproben im Abstand von 5 zu 5 m lassen immerhin schon den Umfang des bauwürdigen Adels festlegen; die Darstellung der Abb. 15 ist auf diesen Probenplan basiert. Die Adelserwartung läßt sich unter Bedachtnahme auch auf abbau- und aufbereitungstechnische Überlegungen vorerst mit durchschnittlich 3 bis 5% Sb im Hauwerk absehen, bei durchschnittlichen Mächtigkeiten von 0·3 bis 1·0 m.

Die Beeinflussung des Nebengesteins von Seite des Lösungsdurchsatzes ist geringfügig. Die Frage der ölgrünen Schiefer ist in dieser Beziehung noch zu untersuchen.

Jüngere, nach der Vererzung wirksame Tektonik ist auf Ruschelzone und Lagergangführung von nicht großem Einfluß gewesen. Schon das Grubenbild mit dem regelmäßigem Verlauf der Streichstrecken läßt dies erkennen. Neben postmineralischen Bewegungen entlang der Ruschelzone gibt es eine Reihe W- und NW-fallender querer Störungsklüfte, die Gang und Ruschelzone um Geringes versetzen. Nicht recht erkannt in ihrer tektonischen Bedeutung sind bisher die schwebenden oder ganz flach einfallenden Klüfte, an denen mitunter der Adel abstößt.

Auf die genetischen Bedingnisse dieser Gangbildung wird zusammen mit jenen der übrigen Antimonitvorkommen in einem späteren Abschnitt näher eingegangen. Nichts spricht dagegen, daß auch diese Lagenstätte wie alle übrigen Antimonitvorkommen des Drautales in die tertiäre südosteuropäische Antimonitprovinz einzureihen ist. Abhängig in ihrer Anordnung von jungen, ja jüngsten großtektonischen Linien des Alpenbaues, nach den großen Massenverlagerungen zustande gekommen, tragen sie auch in struktureller und mineralogischer Hinsicht, hier im besonderen noch durch die Verflechtung mit den Goldlagerstätten der Tauernaureole, alle Kennzeichen der jungen ostalpinen Vererzung.

---

[7]) Ergebnisse erzmikroskopischer Prüfung von Schlaining und der anderen alpinen Sb-Vorkommen — Abfaltersbach ausgenommen — stehen noch aus, ich hoffe, sie gelegentlich in einem Nachtrag bringen zu können.

Eine primärmagmatische Beziehung Diabas-Antimonitvererzung — Diabas als Erzbringer — besteht selbstverständlich nicht. Höchstens jene Beziehung, die auch den Grünschiefer- und Amphiboliteinlagerungen zukommen kann: ausfällende Wirkung auf Lösungen vermöge katalytischer Funktion, eventuell auch besonderen elektrostatischen und Wärmeleitungsverhalten der femischen Gesteine. Wahrscheinlich besteht auch mechanische, bzw. tektonische Begünstigung durch Diabase und Amphibolite, Aufreißen, leichteres Öffnen der Gangspalte längs der Kontakte, Klüftigkeit.

Der Diabas zeigt trotz tektonischen Beanspruchtsein in der Tat keine nennenswerte Dynamometamorphose. Das besagt aber nicht, daß er doch auch alt, paläozoisch sein kann und verhältnismäßig frisch der vorpaläozoischen Kristallinmetamorphose gegenübersteht. Nicht anders im Habitus sehen gewisse paläozoische Diabase der Grauwackenzone aus. Alte frühpaläozoische oder vorpaläozoische Gebirgsbildung („Tauriskisches Gebirge" nach H. Mohr) ist ja im Kristallin nördlich der Drau nachgewiesen. Die Kristallinserie lag bereits aufgerichtet vor, als die Überschiebung seitens des südlichen Kalkzuges erfolgte. Die in der Kristallinserie hochgebrochenen Diabase vermögen also noch gut in den paläozoischen Effusivvulkanismus heineinzupassen.

Johannigrube bei **Nörsach.**

Der Stollenbau der Johannigrube im Chrysanthengraben ob Nörsach in Osttirol liegt mit 810 m SH ungefähr 200 m tiefer als die derzeit tiefsten Erzaufschlüsse im Tiefbau des Rabantganges, von diesem zirka 1000 m in nordwestlicher Richtung entfernt.

Die Bedeutung dieses kleinen Antimonschurfes liegt vor allem darin, daß seine Vererzung in gleichem Nebengestein und in ungefähr gleichem Abstand zur Pusterer Störungslinie angeordnet ist wie der Rabantgang. An Stelle der graphitischen Ruschelzone tritt hier allerdings ein mit den Schiefern steil in die Tiefe setzendes Gangblatt. Graphitreichere Schiefer neben grünlichen chloritischen Schiefern gehören auch hier zum unmittelbaren Nebengestein.

Im Sammelbild der Abb. 15 wurde demnach die Erzlinse der Johannigrube im Flachriß des Rabantganges untergebracht; sollte sich die Lageruug in absolut gleicher Ebene auch nicht bewahrheiten, so scheint die Vererzung der Johannisgrube doch annähernd in den Flächenraum des Rabantganges hineinzupassen und darf als Zwischenteufenmarke für ein wahrscheinliches Hinabreichen der Adelszone des Rabantganges zumindest in diese Teufe angenommen werden.

Art der Aufschlüsse des Johannisstollens vermittelt Abb. 16, wobei ich Notizen aus meiner Befahrung 1916, solche Hofrat Canavals (51) und Beobachtungen, die ich 1946 gelegentlich einer kurzen Befahrung der jetzt stark verschmandeten Grube anstellen konnte, vereinigt habe.

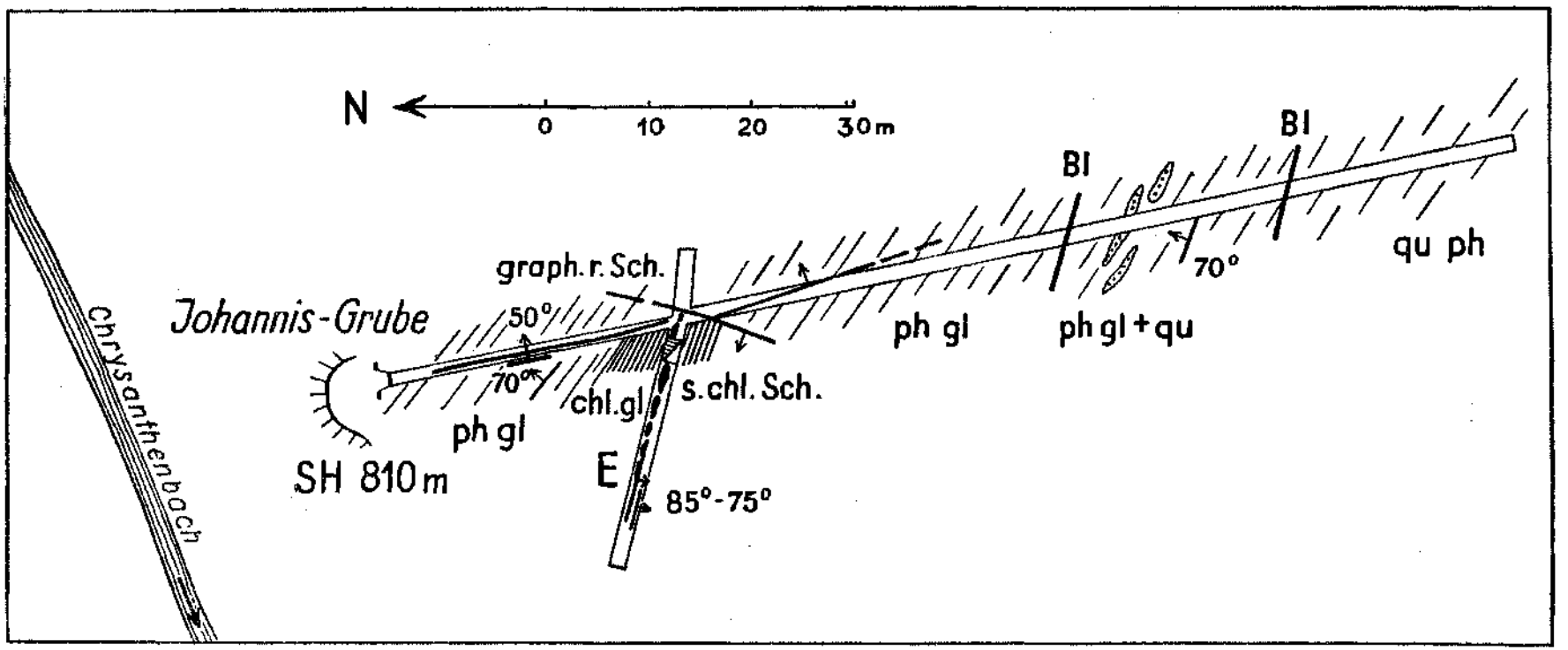


Abb. 16. Skizze der Lagerungsverhältnisse im Johanni-Stollen bei Nörsach, Osttirol.
phgl, ph Sch. = phyllitische Glimmerschiefer, s. chl. = serizitisch, chloritisch, graph. r. = graphit-reich, qu = quarzlinsenreiche Glimmerschiefer bis quph = Quarzphyllit.
E = Antimonvererzung längs Gangblatt, Bl = taube Gangblätter.

Im Jahre 1916 stand das westliche Feldort der Ausrichtung im vererzten Gangblatt noch in Adel: innerhalb zwei saigerer, 1 m voneinander entfernter Gangblätter hat sich eine 2 bis 3 cm starke Quarz-Antimonit-Schnur aufgetan; die übrige Gangausfüllung bestand in chloritischem und serizitischem Schiefer, brecciös, mit Ankerit- und Kiesnestern. Näher zum Streckenkreuz wuchs die reine Erzmächtigkeit auf 5 bis 7 cm, im Streckenkreuz auf 30 cm an. Hier ist auch später ein Gesenk 6 m tief niedergebracht worden, jetzt wassererfüllt.

Im Jänner 1915 hat der kleine Schurfbau aus der Ausrichtungsarbeit 1 t Derberz geliefert, die abgeführt wurde; auf der Halde lagerteu 1916 noch unbedeutende Mengen durch Handscheidung zu gewinnender Derberze und Quetscherze.

Der Antimonit der Johannigrube ist dicht-feinkörnig, von stahlgrauer Farbe, von Quarz durchwachsen. Auch das Salband des Ganges ist von Quarz eingenommen gewesen. In der Gangfüllung erscheint Ankerit; Schwefelkies und Arsenkies sind fein verteilt oder zu Nestern gehäuft.

Rosenrote Ausblühungen an Erzstufen hielt ich 1916 für Kobaltblüte, doch hatte ich keine Nachprüfung angestellt, ob nicht auch das rote Antimonoxydationserz Kermesit (Sb_2S_2O) vorlag. Inzwischen hat R. Canaval Kobaltblüte neben Ankerit auf Antimonerzstufen der Mariengrube bei Nikolsdorf beschrieben (51).

Die Mariengrube bei **Nikolsdorf in Osttirol.**

Am steilen Hang des Plonnerberges nordöstlich Nikolsdorf liegen in etwa 900 m SH, ober dem Dietlbauerngehöft, Stollenmundloch und Halde der Mariengrube. Der Grubenbau wird auf schmalem Fußsteig erreicht. Über phyllitische Schiefer stellt sich ein fester gebankter Muskowitgneis, z. T. massiger Augengneis, ein, in welchem auch die Lagerstätte aufsetzt. Es dürfte sich um einen ausgedehnten Gneiszug handeln, der im Streichen der Glimmerschieferserie eingepackt ist; stark gepreßter grobkörniger Gneis folgt z. B. dem Hangend des Rabantganges, im Profil zum Angerboden, in Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer eingelagert; aus dem Querprofil durch die gleiche Gesteinsserie bei Lienz ist ein Augengneiszug bekannt.

Der Stollen fährt nach 20 m Vortrieb in hartem Gneis, dessen Bankung unter 25 bis 40° nach N und NNW verflächt, die Erzführende Gangspalte an. Der Streichverlauf des Ganges ist NW, das Fallen ist 80° nach Richtung 40° oder ist fast saiger. Die streichende Ausrichtung, vom Querschlag nach beiden Seiten vorgebracht (Abb. 17), erreicht insgesamt 70 m.

Mein erster Befahruugsbericht stammt aus 1916, wo ich gemeinsam mit R. Canaval die Grube besuchte; letzterer hat seine damaligen Beobachtungen bereits in seiner Antimonitstudie (51) niedergelegt. Im Frühjahr 1938 habe ich die Befahrung wiederholt und fand seither nur die nordwestliche Ausrichtungsstrecke um zirka 15 m vorgetrieben, alle übrigen Strecken bei gleichem Feldortstand.

Eine nennenswerte Produktion kam aus diesem Schurfbau niemals heraus. Nach den Archivstudien von R. Canaval erscheint das Vorkommen bereits 1650 als verliehen.

Die Gangkluft ist eine Querkluft, die Gneisbankung steil, fast saiger durchsetzend. An der Gangspalte können Liegend- und Hangendblatt, nach 40° unter 80° fallend, beobachtet werden; zu wesentlicher Gangöffnung kam es jedoch nicht.

Die Erzführung des Ganges ist absätzig, Gangquarz und Antimonit folgen als schmale linsenartige Gängchen einmal am Hangend-, dann wieder am Liegendblatt, oft nur 1 bis 2 cm dick, mit Dezimeterstärke die größte Mächtigkeit erreichend.

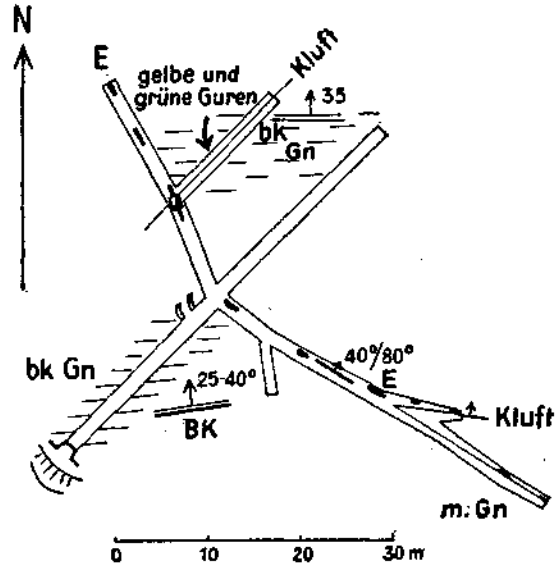


Abb. 17. Die Mariengrube bei Nikolsdorf in Osttirol.
gn = granitischer Augengneis, bk = gebankt, m = massig, BK = Bankung. E = Andeutung der Erzführung, linsenartige Anschwellungen längs Gangblatt.

Der Antimonit ist dicht, blättrig und stenglig, mit weißem Quarz verwachsen oder enthält grauen Quarz in kleinen Körnern. Weißer Quarz tritt — neben Kiesbändern — besonders auch an den Salbändern auf, so daß Lagenstruktur augenscheinlich ist. In Hohlräumen des Quarzes finden sich feine Nadelkriställchen von Antimonit.

Eine Gangdurchschnittsprobe enthielt nach einer Analyse der k. u. k. Bergwerksinspektion (1916) 17·08% Sb, solche einer Derberzprobe 55·62% Sb. R. Canaval (51) führt die Vollanalyse einer Derberzprobe aus der Mariengrube an mit 52% Sb, 0·25% Pb, 0·15% As, 21·60% S und 25·40% Gangart.

Schwefelkies ist in der Gangmasse verteilt enthalten oder bildet ein kiesiges Salband oder imprägniert auch den angrenzenden Gneis. Arsenkies kommt vor, ist jedoch zufolge daraufhin abgestellten Analysenbefunden der Antimonerze goldfrei.

Rote und grüne Überzüge auf Gneis dürften auf Co- und Cu-gehalt der Kiese zurückzuführen sein. In der westlichen Querkluft (siehe Abb. 17) entströmten 1916 noch solche rote und grüne Guren

R. Canaval (51) hat ebenfalls das Vorkommen von Co-blüte von der Mariengrube angemerkt.

Die Beeinflussung des Gneises von Seite der Thermen zeigt sich in Bleichung, Verkieselung und Kiesimprägnierung.

Jüngere tektonische Einwirkungen auf den bereits mineralisierten Gang sind vorhanden, doch im Bereich des bisherigen Aufschlusses unbedeutend.

Nach der Rohrerschen Schurfkarte sollen im Hangend des Ganges, also bergwärts, zwei weitere Tagausbisse sich befinden, der eine 70 m, der nächste 130 m von dem beschürften Gang abstehend. (Siehe auch Abb. 9.)

Dieselbe Karte verzeichnet im Zappernitzgraben, zirka SH 850 m, unterhalb des Gehöftes Gomig in nordwestlicher Richtung von der Mariengrube entfernt, ein weiteres Gangstreichen. Es wäre dies das äußerste Vorkommen im Westen auf der nördlichen Drautalseite. Die besagte Karte deutet ein Stollenmundloch an, im Streichen eines West—Ost-verlaufenden Ganges angesetzt, das Vorkommen wurde von mir nicht besucht.

Abfaltersbach. Diese Antimonitvorkommen zählen nicht mehr recht zu den Drautalvorkommen, sondern gehören bereits dem Kristallin des Gailaufbruches an, tektonisch in weiterem Sinne — der Gailbruch als ein Trabant der Drautallinie — können sie aber noch zur Draugruppe gerechnet werden, auch das tragende Nebengestein ist mit dem Draukristallin verwandt.

Bisher hatte ich nicht Gelegenheit, die Vorkommen um Abfaltersbach aus eigenem Augenschein kennenzulernen, und ich beschränke mich darauf, im Rahmen der bisherigen Betrachtungsweise die wesentlichen Daten aus der Arbeit von A. Tornquist (58) zu schöpfen; diese Arbeit legt allerdings auf die chalkographische Untersuchung des Erzmateriales ihr Hauptgewicht, enthält aber doch sonstige lagerstättenkundliche Angaben, die auch ein montangeologisches Bild geben.

In der Skizze Abb. 18, welche die allgemeine geologische Situierung dieser Vorkommen vor Augen stellen soll, habe ich die Örtlichkeiten der wichtigeren Vorkommen unter Zuhilfenahme der Tornquistschen Angaben fixiert.

Die Gruppe der Erzvorkommen und alten Grubenbaue im oberen Bereich des Auenbachtales SW von Abfaltersbach kommen vorerst, für die Darstellung der reinen Antimonitvorkommen, nicht in Betracht. Es handelt sich um Baue auf Fahlerz, Cu-hältigen Pyrit und Magnetkies sowie Ag-hältigen Bleiglanz und Zinkblende.

A. Tornquist beschreibt zunächst die Erze des sogenannten „Römerstollen" (R der Abb. 18); hier ist ein ausgedehnter, wohl mittelalterlicher Bergbau auf Cu-Kies und Ag-hältiges Fahlerz umgegangen. Die Lagerstätten, Gänge und Lagergänge liegen in dunkelgefärbten, weichen serizitischen Schiefern der Kristallinserie nahe zum tektonischen Kontakt mit Grödnersandstein an der Südgrenze der Gailtaler Alpen.

M. Furlani (52) hat, den Aufnahmsarbeiten von G. Geyer (53) nachfolgend, den „mesozoischen Drauzug" der Gailtaler Alpen im besonderen untersucht: die Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer des Gailtal-Kristallins machen an der Südgrenze der Trias grauen und schwarzen

Phylliten Platz, die stark gestört, mitunter zu einem schwarzen Mylonit reduziert sind.

Das Grubengebäude des Römerstollens hat sein Mundloch in 1500 m SH und erstreckt sich, reichlich verzweigt, auf nahe 1 km in südöstlicher Richtung. Das Fahlerz der Lagerstätte, von sideritischer Gangart begleitet, hielt in einer Durchschnittsprobe guten Erzes neben 6·25% Cu auch 4·09% Sb! Ja, zwei Stollen, 50 und 80 m über dem Römerstollen, werden geradezu als Antimonstollen I und II bezeichnet. Antimonit ist aber auch hier nicht zugegen, sondern reichlich Boulangerit $Pb_3Sb_2S_6$ und nadeliger Jamesonit $(PbAg)_2Sb_2S_5$, seltener Bournonit $CuPbSbS_3$. Das Strukturbild der Lagerstätten trägt keine Spuren metamorpher, etwa rekristallisierender Überprägungen.

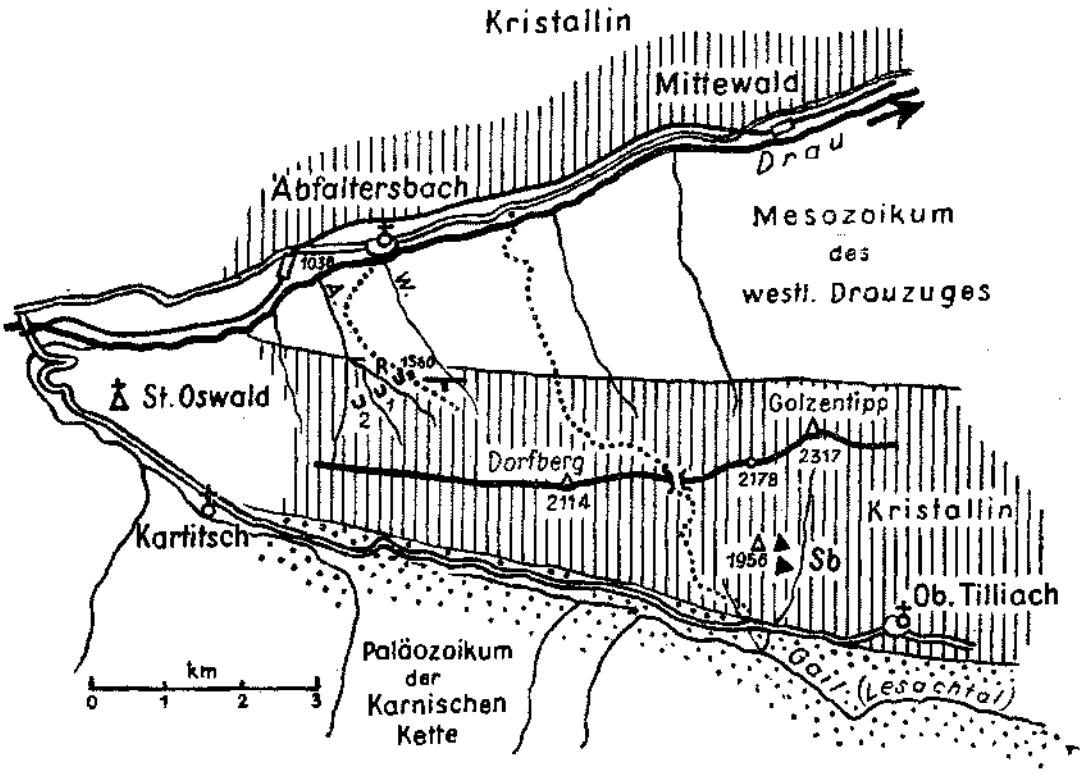


Abb. 18. Lagenskizze zum Vorkommen Abfaltersbach.
Ausbiß- und Stolleneinzeichnung nach A. Tornquist (Lit. 58); Kristallingrenzen nach der geologischen Karte der Republik Österreich von H. Vetters.
A = Auenbach, W = Wildbach, R = Römerstollen (Fahlerzbaue), 1 = Baue auf Cu-hältigen Magnetkies-Pyrit, 2 = Baue auf Ag-hältigen PbS, ZnS; Sb = Antimonbaue.

Die 400 m westlich vom Römerstollen gelegene Pyrit-Magnetkieslagerstätte (1 der Abb. 18), mit geringfügigem Kupferkiesanteil, steht als metamorphe Kieslagerstätte genetisch außerhalb der übrigen für jung und posttektonisch angesehenen Vererzungen.

Noch weiter westlich gerückt, in einer hangenderen Zone der hier allgemein südwärts verflächenden kristallinen Schiefer ist der ebenfalls von den Alten bebaut gewesene Bleiglanz-Blende-Erzzug. Silberhältiger Bleiglanz, dunkle Blende, Pyrit und etwas Cu-kies stehen in inniger Verwachsung mit Quarz und füllen neben jüngerem Kalzit eine O—W-verlaufende steilstehende Kluft, welche einer durch graphitische Schiefer ausgezeichneten Bewegungsfläche folgt. Auch diese Vererzung ist jung.

Abseits dieses reicher vererzten Kristallinausschnittes, zirka 6 km ostsüdöstlich vom Mundloch des Römerstollens im Auenbachtal, tritt auf der südlichen, dem Gailtal zugekehrten Seite des Sattels

zwischen Kote Dorfberg 2114 und Golzentipp 2317 ein System von Antimonitgängen- und -lagergängen zutage. „Die Ausbisse und die auf sie angesetzten Schurfstellen befinden sich in 1700 bis 1800 m SH in den steilen Bachrissen westlich oberhalb Ober-Tilliach." Das Nebengestein bilden flaserige Muskowitglimmerschiefer.

Im einzelnen nach A. Tornquist, S. 72: „Hoch in einem steilen Felsabriß tritt auf 40 m im Streichen ein vollkommen unverwitterter Ausbiß eines mit 10 bis 15° West fallenden Antimonitganges von zirka 0·3 m Mächtigkeit zutage. Das Lager quert die hier steilstehenden Glimmerschiefer. Das Hangende des Lagers bildet ein 5 cm mächtiges Quarzband. Der Erzgang wird von kleinen Verschiebungen mit Erzspiegeln durchquert, er besteht teilweise aus reinem Erz, teilweise aus einem graphitischen Quarzmittel mit eingesprengtem Erz. Etwa 100 m tiefer ist ein Antimonit-Lagergang in einem kurzen Schurfstollen aufgeschlossen worden, welcher im Ausbiß eine starke Auslösung inmitten verwitterten Gesteins gezeigt hatte. Hier liegt ein mit 30 bis 32° in N fallender Erzkörper vor, welcher in den Schieferflächen des Glimmerschiefers eingelagert ist, auch er führt in seinem Hangenden ein weißes Quarzband. Das Liegende dieses Lagerganges besteht aus rostbraun verwittertem, dicht verquarztem, glimmerarmem Glimmerschiefer. Der Antimonit tritt hier in Erzlinsen von ansehnlicher Ausdehnung in quarzigem Gangmittel auf. In den Berg hinein keilt sich das Erzlager nach der Tiefe zu aus, es verbleibt nur das weiße Quarzband im Hangenden und graphitisches Quarzmittel des Liegenden. In der Verwitterungszone des Erzkörpers ist in teilweise ausgelösten Hohlräumen des Erzes blutrote Antimonblende (Rotspießglanz $2 \cdot Sb_2S_3 \cdot Sb_2O_3$) sekundär entstanden. Im Hangenden dieses Lagerganges fand sich inmitten der Glimmerschiefer eine andere bis 1 m mächtige Antimonitterzlinse."

Eine Vollanalyse von Reicherz der Antimonitlagerstättengruppe wird S. 60 angeführt (%): 65·46 Sb, 0·08 Cu, 1·18 Fe, 23·48 S, 6·80 SiO_2, 1·47 CaO, 0·76 MgO, As in Spuren, Ag 15 g/t, Au in Spuren.

Die chalkographische Untersuchung ließ A. Tornquist neben Antimonit auch noch Jamesonit sowie Antimonsilber, den Dyskrasit Ag_3S, erkennen. Wenn letzterer tatsächlich als Zementationserz, wie Tornquist meint, aufzufassen ist, so kommt wohl nur aszendente Zementation in Frage. Gangart ist sideritisches Karbonat, der vorhandene Quarz wird auf Reste von Glimmerschiefer zurückgeführt, dessen Glimmer der Anlösung zuerst zum Opfer fiel.

In Übereinstimmung mit einigen der später, im Abschnitt 3 der hier vorgelegten Arbeit herausgestellten allgemeinen Beziehungen der ostalpinen Antimonitvererzung wird bereits von A. Tornquist für den Abfaltersbacher Erzbezirk ausgeführt: die Antimonitgänge entsprechen der jüngsten Vererzungsphase, für sich allein fast nur mehr in monomineralischen Absatz wirkend, nur dort, wo die Therme bereits auf die älteren Bildungen von Kupferkies und Bleiglanz traf, war Anlaß zur Bildung von Boulangerit, Jamesonit und Fahlerz gegeben; der Vererzungsvorstoß kam mit der Tektonik von Süden her.

Die Antimonitvorkommen an der Inntallinie. (Siehe Tafel II.)

61. Czermak F., Ein bemerkenswerter Fund bei Wattens im Unterinntal. Z. Ferdinandeum, Innsbruck, 1931.

62. Czermak F. und Schadler J., Vorkommen des Elementes Arsen in den Ostalpen. Min. Petr. Mitt. 44, Leipzig, 1933.

63. Gasser G., Die Mineralien Tirols, Vorarlbergs und der Hohen Tauern. Innsbruck, 1913.

64. Klebelsberg, R. v., Geologie von Tirol. Berlin, 1935.
65. Srbik, R. v., Bergbau in Tirol und Vorarlberg, Innsbruck, 1929.

Der Innlauf zwischen Landeck und Wörgl ist als Längstal, durch geologische Grenzen bestimmt, ungefähr eiu spiegelbildliches Gegenstück zum Drautal zwischen Abfaltersbach und Lienz; auch der Inn hält sich im allgemeinen an die tektonische Scheidelinie zwischen Mesozoikum der Nordtiroler Kalkalpen einerseits, südlich anstoßenden Paläozoikum und Kristallin anderseits. Dem System der Längsstörung ordnen sich auch hier noch jüngere Querstörungen zu. Alte, noch aus dem Deckenbau übernommene großtektonische Bewegungsflächen leben in junger Bruchtektonik weiter, Erzlagerstätten stehen in der Großanordnung mit ersteren, in der Kleinanordnung auch mit den Querstörungen in Beziehung; rezente Mineralquellenaufstiege zeugen von noch wirksamer Aktivität des Untergrundes.

An den nahen Inntalbereich gebunden, ungefähr in Verlängerung der Linie Rattenberg—Hall gelegen, finden sich bei Igls südlich Innsbruck als postglazialer Gang durch Moräne, bei Köfels im Ötztal als Gang durch Granitgneis, blasenreiche bimssteinähnliche vulkanische Gesteine. Diese jungen Magmatite standen gerade wieder in den letzten Jahren im Mittelpunkt lebhafter Erörterung (W. Hammer 1924, O. Reithofer u. a., zuletzt R. v. Klebelsberg (1935).

Das Auftreten von Antimonit im Inntalbereich ist, soweit nicht Eintritt von Antimonit in Kupfer-Fahlerz-paragenesen vorliegt, nur sporadisch und in mineralogischem Ausmaße bekanntgeworden; es handelt sich also um keine nutzbaren geologischen Vorkommen, um keine Lagerstätten, aber doch um gruppenweises Auftreten von Mineralvorkommen. Das Auffanggestein der rein antimonialischen Tiefenlösungen ist in diesem Falle meist ein Gestein der Quarzphyllitserie, seltener Schwazer Dolomit. Die Vorkommen sind rasch aufgezählt, wobei ich mich auf G. Gasser (63), R. v. Klebelsberg (64), F. Czermak und J. Schadler (62) beziehe, wo weitere Literaturhinweise sich finden.

Einzelfunde von Antimonit sind aus dem Erbstollen von Schwaz bekannt; ferner aus den alten Erzgruben von Volderer Wildbad, aus dem Wattental und Weertal im Osten von Innsbruck. Seltenheitsfunde von Antimonit, bezeichnenderweise auch von Realgar und Auripigment, sind vom Salzbergbau Hall genannt (R. v. Klebelsberg). Auch am Patscherkofel, hier allerdings in Begleitung von Arsenkies, und in einem Steinbruch bei Innsbruck wurde Antimonit gefunden. — Schon etwas abseits der Inntallinie werden Antimonitfunde im Serpentin der Tarntaler Serie von Matrei am Brenner und solche bei Trins im Gschnitztal angeführt.

Von der Inntallinie im Westen von Innsbruck wird kein Antimonitfund mehr namhaft gemacht, doch setzt auch hier und bei Landeck ins Stanzertal abzweigend die Zone der Sb-Fahlerze, z. T. Hg-führend (Pettneu), und sonstigen Sb-sulfosalze fort, wie sie im Osten Innsbrucks die Schwaz—Kitzbüheler Erzzüge auszeichnen und dort wie hier aus Quarzphyllit, bzw. Kristallin auch in die Trias hinein fortsetzen.

Die vorgenannten Antimonitfunde lassen deutlich ihre Lagerungsgruppierung zur Inntallinie erkennen, aber bei der geringen Vererzungsintensität ist auch hier in Zukunft kaum eine Lagerstättenhöffigkeit für reine Antimonitvorkommen zu erwarten.

In weiterem Sinne dürften auch Antimonitfunde bei Hochfilzen, in abgebeugter Fortsetzung der Inntallinie nach Osten sich befindend, hierher zu zählen sein; Kunde über dieses Auftreten vermittelt ein unveröff. Bericht von Dr. W. Heißel, 1940, Archiv G. B. A. Wien.

Die Antimonitvorkommen an der Lavanttaler Störungszone.
(Siehe Tafel II.)

66. Brunlechner A., Minerale des Herzogtums Kärnten. Klagenfurt, 1884.
67. Kieslinger A., (Betr. Lavanttalstörungszone), Jahrb. G. B. A., 1933.
68. Mitteregger J., Kärntens Mineral- und Heilquellen. Jahrb. naturhistorisch. Landesmuseum Kärnten, Klagenfurt, 1899.
69. Schwinner R., in Schaffers Geologie der Ostmark, Wien, 1943.

Mit der Bedeutung der Lavanttal-Linie allgemein für den Reigen der sich ihr anschließenden auch nicht-antimonigen Erzlagerstätten haben sich F. Czermak und J. Schadler (62) sowie in nachfolgender Diskussion R. Schwinner (99) auseinandergesetzt.

Die Lavanttallinie oder Lavant—Pöls—Linie, wie sie umfassender R. Schwinner nennt, erstreckt sich als tertiäre Bruchzone in NNW—SSO-Richtung über 160 km quer durch die östlichen Zentralalpen. Im Norden zersplittert die Störung bei St. Johann am Tauern, im Südverlauf biegt sie an der Drau in dinarische S—O-Richtung ab und lehnt sich dabei an die Dazitdurchbrüche südlich des Drautales an.

Auch die Lavanttallinie enthält älteres voralpidisches Erbgut. Später ist Miozän an dieser Linie grabenbruchartig versenkt, im mittleren und unteren Lavanttal an 2 km tief. Die bis in Jetztzeit reichende Aktivität dieser Linie macht sich durch Mineralquellenaufstiege und fallweise schwache Seismik bemerkbar.

Aus dem mittleren Abschnitt des Lavanttales sind die wenigen Antimonit-Funde bekannt, die A. Brunlechner (66) in seiner Übersicht der Minerale Kärntens anführt: Antimonit von Loben bei St. Leonhard, drusenhaft in großen Nadelkristallen auf Siderit; ferner Wölch bei St. Gertraud, derbkörnig auf Quarz; von letzterem Fundort auch Bindheimit (H. Meixner, 2). Die Eisenspatlagerstätten von Loben und Wölch gehören in die Fortsetzung der von Friesach und Hüttenberg ostwärts innerhalb der altkristallinen Schiefer sich erstreckenden, vererzten Kalkzüge (H. Haberfelner, B. u. H. Jahrb. Leoben, 1928, H. 3).

Die Angaben über die Antimonvererzung reichen nicht hin, um mit Sicherheit daraus zu entnehmen, ob es sich bei diesen alten Funden jeweils um unabhängiges Auftreten von Antimonit oder um Funde dieses Minerals angeschlossen an dort bekannte $FeCO_3$- und Sulfidparagenesen handelt. — Vielleicht ist auch Waldenstein, der Grubenbereich der bekannten Eisenglimmerlagerstätte, hierherzustellen, wo gediegen Antimon, daneben auch Antimonsilber Dyskrasit

gefunden worden sind (A. Brunlechner, 66). Die chalkographische Bearbeitung von Waldenstein durch O. Friedrich (B. u. H. Jahrb. Leoben, Bd. 77, 1929) brachte zwar keine Wiederholung dieser Funde, wohl aber werden Sb-sulfominerale, Fahlerze und Bournonit nachgewiesen, die einem jüngsten postorogenetischen, der Fe-glimmerbildung nachfolgenden Vererzungsvorgang zugehörig sind.

Auch die altberühmte Silberlagerstätte Zeyring in Obersteiermark kommt an der Lavant—Pöls—Linie zu liegen. Von Zeyring hat H. Meixner (2) (Z. f. Min. usw., Abt. A, Nr. 2, 1937) das wasserhaltige Pb-antimoniat Bindheimit (Bleiniere) beschrieben, aus Zersetzung von Bournonit hervorgegangen; Bleiglanz und Bournonit bildeten Nester iu Siderit. Der Siderit fand sich in den höheren Horizonten des alten Bergbaues, wo er als Eisenerz noch gegen 1900 gebaut wurde (K. A. Redlich, Berg- und Hüttenm. Jahrb., Leoben, 1904), während der mittelalterliche Bergbau auf Ag-hältigen Bleiglanz in seinen Schächten längst ersoffen war.

Handelt es sich also bei Zeyring nicht um ein eigentliches Antimonerzvorkommen, so verdient es doch hier Anmerkung vermöge Eingehen von Sb in seine Sulfiderzparagenese und mit Hinsicht auf die Lage zum Lavanttalbruch; wie auch die Sb-reichen Fahlerze und Verwandte von Brixlegg und Schwaz für die Inntallinie verbucht werden können.

Antimonerzminerale in Paragenesen gemischter sulfidischer Erzlagerstätten.

70. Aigner A., Die Mineralschätze der Steiermark.
71. Canaval R., Metasomat. Lagerstätten am Umberg zwischen Velden am Wörthersee und Heiligenstadt am Ossiachersee. Jahrb. naturh. Landesmuseum Kärnten, 22., Klagenfurt, 1893.
72. Fugger E., Die Mineralien des Herzogtums Salzburg. 1878.
73. Hatle E., Die Mineralien des Herzogtums Steiermark. Graz, 1885.
74. Rosthorn F. v. und Canaval J. L., Übersicht der Mineralien und Felsarten Kärntens usw. Jahrb. naturhist. Landesmus., Jg. 2, 1853.

Antimonit beigesellt anderen sulfidischen Paragenesen.

Ungeachtet der fast steten Gegenwart von Sb in Metallösungen der Tiefe, welchen die ostalpinen sulfidischen Erzlagerstätten ihre Entstehung verdanken, kommt es auf ihnen verhältnismäßig selten und nur in mineralogischer Bedeutung zur Antimonitbildung. Vor allem sind es die hauptsächlich aus Kupferkies und Fahlerz zusammengesetzten Cu-Lagerstätten der Grauwacken- und alpinen Zentralzone, welche reichlicherer Sb-Gehalt auszeichnet, der aber meist im Fahlerz aufgenommen wird, nur selten zu Bildung von Bournonit, bei reichlicherer Pb-gegenwart zur Entstehung von Boulangerit und Jamesonit Veranlassung gibt; höchst selten erscheint hierbei auch Antimonit. Zwar begleitet Sb in verdünntem Anteil die aus magmatischen Tiefen in die mesozoischen Kalkalpen aufsteigenden schwefeligen Pb-Zn-lösungen, vermag aber bei sinkenden P-T-bedingungen nicht mehr Antimonitmineralbildung hervorzurufen.

Auf den Tauerngoldgängen wird vereinzelt Antimonit gefunden. E. Fugger (72) erwähnt unter den Mineralien Salzburgs Antimonit vom Radhausberg, vom Hohen Goldberg der Rauris, von den Brennkogel-gängen, die an der Glocknerstraße liegen. Im Jahre 1920 konnte ich Antimonit in feinnadeligen Drusen nicht gerade

selten auf Erzstufen des Strabelebenganges (Mittellauf) des Imhofunterbaues im Naßfeld bei Böckstein beobachten.

Antimonit führen C. Schmidt und J. H. Verloop (Z. f. pr. G. 1909) von der Zinkwand in den Schladminger Tauern an, jedoch nicht aus der Ni-Co-Mineralisation der Scharungskreuze von Branden und Quergängen, sondern aus den Quergängen selbst. Weder mir (B. u. H. Jahrb. Leoben, 1929), noch O. Friedrich (B. u. H. Jahrb. Leoben, 1933) gelang es später den Fund zu wiederholen, wohl aber wies O. Friedrich chalkographisch Antimonarsen, Allemontit, nach.

In der Paragenese der Kieslagerstätte Walchen bei Öblarn in Steiermark figuriert Antimonit (K. A. Redlich, Berg- u. Hüttenm. Jahrb., Leoben, 1903 und Mineral. Lex. usw. von Zepharovich). Die Mineralisation dieses Kiesvorkommens kann nach R. Schwinner (99) einem Ausläufer der Lavant—Pöls—Linie zugeordnet werden.

Aus der Grauwackenzone des Salzachtales führt Fugger noch einige Einzelfunde von Antimonit an: Bergbau Schwarzleo, West-Saalfelden, wo bezeichnenderweise auch Hg und HgS in die Erzparagenese der As-Ni-Co-sulfide eintreten. Näher zur Längstalfurche der Salzach liegen die Vorkommen von Antimonit bei Limberg nächst Zell am See und Mittersill.

Bei Olsa östlich Friesach in Kärnten findet sich Antimonit über älteren Siderit in ähnlicher geologischer Lage und Paragenese wie die Cu-reichen, Sb-hältigen Sulfiderze von Wölch im Lavanttal und Waitschach bei Hüttenberg; von letzterem Fundort ist das Ni-As-Sb-sulfid Korynit bekannt.

Aus den Cu-lagerstätten der tirolischen Grauwackenzone ist Antimonit von Schwaz und von Brixlegg angeführt, bedeutsam ob der Lage beider Vorkommen an der Inntallinie. Das Vorkommen von Antimonit auf Pb-Zn-gängen in der Tribulaun trias wird in einer Arbeit von E. Clar (siehe Tab. 2) angedeutet.

Aus Quarzgängen, welche den Pinolitmagnesit von Eichberg am Semmering durchsetzen und die auch Kupferkies und Fahlerz führen, hat K. A. Redlich (C. f. Min. 1908, S. 281) Antimonit beschrieben.

Sonstige Sb-hältige Erzführung.

Was hier in Betracht kommt, sind — neben fallweise älteren metamorphen Schwefelkieslagern — die jüngeren sulfidischen Erzgesellschaften von vornehmlich Cu und Pb, die von kleinsten Vorkommen an bis zu Lagerstättengröße, als Einzelvorkommen oder in Gruppen gehäuft, oft auch an Siderit-Ankerit-vorkommen geheftet, in großer Zahl, wenn auch in veränderlicher Dichte, über schier sämtliches vortertiäres Gesteinsgerüst der Ostalpen gebreitet sind. Lagebeziehung zum jungtertiären germanotypen Bruchnetz der Ostalpen ist wohl in den meisten Fällen nachweisbar, ja umgekehrt, das Auftreten solcher Sulfidvorkommen kann als Indikator von Alter und Tiefenintensität solcher Brüche dienen.

Antimon ist gleich Arsen zumindest als Spurenelement auf allen diesen Sulfidvorkommen in gemeiner Verbreitung; lagerstättenmäßige Besonderheiten der Sb-vererzung gehen in dem komplexen sulfidischen Lagerstättentypus unter.

Es ist selbstverständlich hier nicht Aufgabe, alle diese mehr minder Sb-hältigen Sulfidlagerstätten im einzelnen aufzuzählen und in ihrer genetischen Gebundenheit zu kennzeichnen. Über das Wesen der ostalpinen Metallisation haben sich zahlreiche Arbeiten verbreitet, ich verweise auf die jüngste Sammelarbeit von O. Friedrich (80) 1937. Hier soll nur einiges Wesentliche, das die Erscheinungsweise des Antimons hervortreten läßt, an einer Reihe von Beispielen herausgegriffen werden, wobei auf allgemeine genetische Beziehungen noch einmal kurz im Abschnitt 3 zurückgekommen wird.

Im großen und ganzen wird der Sb-gehalt der aufsteigenden Tiefenlösungen bei der Lagerstättenbildung, wie vorhin bereits angemerkt, innerhalb Kristallin und Grauwackenserien der alpinen Zentralzone verdichtet zurückgehalten, nur ausnahmsweise oder als Spurenelement steigt Sb noch mit Pb und Zn in die Trias hoch.

In Kristallin- und Grauwacken-Serien spielen die Fahlerzparagenesen für Sb-beheimatung eine wichtige Rolle, also ein Cu-lagerstättentypus, der aber infolge seines fast immer gegenwärtigen Ag-gehaltes eine wichtige Rolle im Edelmetallbergbau der Alten spielte.

Der bedeutendste Vertreter unter den ostalpinen Fahlerzlagerstätten ist der Fahlerzhorizont des paläozoischen Schwazer Dolomits. Das Fahlerz von Schwaz in Nordtirol, der Schwazit, ist ein As-hältiges Sb-Fahlerz mit beträchtlichem (bis 15·6%) Hg-gehalt; Baryt ist seine vorzügliche Gangart. Die Beziehung der Schwazer Vorkommen zur Inntallinie wurde bereits erwähnt, daneben besteht Abhängigkeit zu Querstörungen, die aus dem Paläozoikum in die Trias übersetzen (Th. Ohnesorge, Öst. Z. f. Berg- u. Hüttenw., 1911)). Westlich Innsbruck sehen wir am Tschirgant bei Imst die Fahlerzführung ausnahmsweise auch noch mit Pb-Zn-erzen in die Trias hochsteigen. Hg-hältige Fahlerze halten auch in Westtirol Nachbarschaft zur Inntallinie: Rotenstein bei Serfaus, Obergand bei Pettneu im Stanzertal u. a. (zit. in R. v. Klebelsberg, 64).

Eine ähnliche Funktion wie jene der Inntallinie gilt auch für die Drautallinie und ihren tektonischen Trabanten gegenüber Metallaushauchungen der Tiefe: Sb und Hg finden hier teils verknüpft, teils selbständig ihren Aufstiegsweg zu lagerstättenbildenden Absatz. Hg ist außer in selbständigen Vorkommen (Glatschach, Stockenboi) auch mit Fahlerz verbunden in der schon außerhalb der österreichischen Grenze, doch knapp südlich am Gailbruch gelegenen Hg-Fahlerzlagerstätte Forni Avoltri am Mt. Avanza in Italien (R. Hörnes, Verh. G. B. A. 1876).

Auf den Mitterberger Cu-gängen im Salzburgischen und im Cu-revier von Kitzbühel in Nordtirol spielt neben vorwaltendem

Cu-kies Fahlerz eine geringe Rolle[8]). In Mitterberg ist es ein As-Sb-fahlerz, das nach E. Böhne (Archiv f. Lagerstättenforschung, Berlin, 1931) 14% As und 5% Sb enthält, bei Spuren Hg.

Auf der Mitterberg benachbarten S-kieslagerstätte Schwarzenbach in der Dienten, wo trotz genetischer Verwandtschaft mit Mitterberg auch Kupferkies fast völlig zurücktritt, halten die Kiesabbrände 0·07% Sb.

Das herrschende Fahlerz auf der Ni-Co-Lagerstätte der Zinkwand an der Tauerngrenze Salzburgs mit Steiermark ist ein Tennantit, obwohl gediegen Sb in Tröpfchenform (O. Friedrich) innerhalb gediegen Arsen, paragenetisch mit gediegen Bi verbunden, eingelagert ist (Antimonarsen, Allemontit).

Vom Kiesbergbau Walchen bei Öblarn führt R. v. Zepharovich (43) aus der Schwefelkies- und Kupferkiesparagenese neben Antimonit noch an Sb-hältigen Erzen an: Ag-hältiges Fahlerz und Pyrargyrit. (Siehe auch bei K. A. Redlich: „Die Walchen bei Öblarn", B. u. H. Jahrb., Leoben, 1903).

Wo Pb zum Metallinhalt der sulfidischen Sb-hältigen Cu-lagerstätten hinzutritt, besteht bei entsprechenden P-T-bedingungen Gelegenheit zu Bildung der Sulfoantimonide Bournonit ($CuPbSbS_3$), Boulangerit ($Pb_3Sb_2S_6$), Jamesonit ($Pb_2Sb_2S_5$). Beispiele sind die von O. Friedrich eingehend beschriebenen Kupferlagerstätten und Bleiglanz-Fahlerzlagerstätten der Schladminger Tauern (B. u. H. Jahrb., Leoben, 1933); weiters der alte Silberbergbau Gasen östlich St. Erhard in der Breitenau, Steiermark, von dem F. Czermak und J. Schadler (63) neben Ag-Fahlerz auch Jamesonit und Bournonit anführen. Hierher zählen die jungen Sulfidparagenesen auf älterem Spateisen des Hüttenberger Bezirkes in Kärnten (Maria Waitschach, Olsa bei Friesach, beide mit Bournonit neben Fahlerz und Kupferkies; im Schottenauergraben bei Mosinz sitzt Jamesonit dem Siderit auf; siehe H. Haberfelner, B. u. H. Jahrb., Leoben, 1928). Die von A. Tornquist (58) untersuchten Fahlerz-Kupferkies-Lagerstätten von Abfaltersbach, mit sämtlichen der oben genannten Sb-Sulfoerzen, sind hier einzubeziehen. Auch der Bindheimit von Zeyring (beschrieben von Freyn, Meixner) wäre nochmals hier zu erwähnen.

Vom italienischen Südtirol ist die ZnS-PbS-Lagerstätte von Schneeberg im Passeyer, im zentralalpinen Kristallin, durch Beibrechen von Sb-Erzen bemerkenswert: Boulangerit, Jamesonit, Antimonsilber, Schneebergit, letzterer ein F- und Na-hältiges Ca-antimoniat (Pošepny, Weinschenk, Granigg, Clar u. a. in R. v. Klebelsberg, Geologie von Tirol, 1935). Schneeberg ist eine metamorphe Lagerstätte, zumindest von der Tauernkristallisation überdeckt. Über die Rolle der Antimonerze während der metamorphen Umbildung stehen mir keine Angaben zur Verfügung.

Die Sb-hältigen reichen Silbererze Pyrargyrit ($3\ Ag_2S . Sb_2S_3$) und Antimonsilber Dyskrasit (Ag_3Sb) werden aus ostalpinen Lagerstätten

[8]) Herr Bergverwalter K. Zschocke in Böckstein zeigte mir kürzlich aus seiner schönen Aufsammlung von Mitterberger Erzen als Seltenheit eine Stufe derben Kupferkies mit kleinen Hohlräumen, worin sich Drusen feiner roter Nädelchen von Kermesit ($2\,Sb_2S_3 . Sb_2O_3$) befanden, der sich wahrscheinlich aus Umwandlung von Antimonit gebildet hat.

nur selten gemeldet. Fugger (72) führt Pyrargyrit vom Bergbau Weißwandel im Lungau an; aus dem Kiesbergbau Walchen bei Öblarn ist dieses seltene Erzmineral bei Zepharovich (43) genannt. Am Matzenköpfl bei Brixlegg, in der Fahlerzformation des Schwazer Dolomits, treten Enargit und Pyrargyrit zusammen als mineralogische Vorkommen auf. Noch seltener macht sich Dyskrasit. In Waldenstein in Kärnten wurde Dyskrasit neben Bournonit in Siderit beobachtet. Antimonsilber glaubt A. Tornquist (58) als zementatives Erz auf Antimonit der Lagerstätte Abfaltersbach deuten zu müssen. Von der hochmetamorphen Kieslagerstätte Panzendorf—Tessenberg in Osttirol hat derselbe Autor (Sitz. Ber. Ak. Wiss. 144, Wien, 1935) neben Bournonit auch Berthierit erkannt, beide jünger wie der begleitende Kalzit.

In einzelnen gutadeligen Teilen der Naßfeldgänge bei Böckstein, Hohe Tauern, waren 1920 spröde, glaserz-ähnliche Mineralpartikelchen, auch vom Bergmann als „Glaserz" bezeichnet, etwas häufiger. Leider unterblieb die Feststellung, ob es sich tatsächlich um das eigentliche Sprödglaserz Stephanit (Ag_5SbS_4) gehandelt hat. A. Tornquist (Ak. d. Wiss. Wien, 1933, Vererzung und Wanderung des Goldes in den Erzen der Hohen-Tauern-Gänge) hat bei der chalkographischen Untersuchung von Erzmaterial des Naßfelds kein Glaserz, doch u. a. Boulangerit und den seltenen Geokronit $Pb_5Sb_2S_8$ in Bleiglanz eingeschlossen nachgewiesen.

Polybasit, $(Ag,Cu)_9SbS_6$, ein spezifisches Erzmineral der Silbergänge, bis 10% Ag-hältig, dem Stephanit mineralogisch nahestehend, hat A. Tornquist (101) unter den Erzen der kleinen Kupferlagerstätte Offberg bei Remschnigg (nördlich der Drau, schon in Jugoslawien) bestimmt. Im übrigen ist Polybasit auf ostalpinen Lagerstätten höchst selten nachgewiesen worden, u. a. führt ihn O. Friedrich von Waldenstein in Kärnten an (B. u. H. Jahrb. Leoben, 1929).

O. Friedrich hat 1937 aufmerksam gemacht, daß die kompliziert gebauten Ag-reichen Sulfoerzminerale, wie Pyrargyrit usw., den ostalpinen Lagerstätten im allgemeinen fremd sind; dies sei auf die Bildungsbedingungen unter hohen P und T und langsamen P-T-Gefälle dieser Erzprovinzen zurückzuführen, während mitteldeutsche oder erzgebirgische Gangreviere bei niedrigeren P-T-Bedingungen und raschem Abfall beider den empfindlichen Bildungsbedingungen von Pyrargyrit und ähnlichen Erzmineralen anscheinend besser gerecht werden.

In gleicher Seltenheit wie die Sb-Ag-Verbindungen steht in der Ostalpenvererzung die Bindung von Sb an Ni: das Nickelantimonsulfid Ullmannit NiSbS auf den Fahlerzparagenesen der Sideritlagerstättenzüge von Hüttenberg; dort auch der Korynit Ni(AsSb)S bei Olsa und Maria Waitschach (H. Haberfelner). Auf Erzstufen der Zinkwand hat O. Friedrich (zit. S. 59) neben Wismutglanz und gediegen Wismut den Breithauptit NiSb erkannt. Ullmannit scheint in der Zinkwandparagenese zu fehlen. Von Waldenstein in Kärnten ist neben anderen Sb-hältigen Erzen auch Ullmannit gefuuden worden (A. Brunlechner, 66).

Schließlich sind die geringfügigen, aber regional vorhandenen Sb-Gehalte anzumerken, welche den fast silberfreien Bleiglanz

auf Lagerstätten der südlichen alpin-triadischen Kalkformation auszeichnen. Die folgenden ziffernmäßigen Werte großer Durchschnitte verdanke ich der von der Bleiberger Bergwerks-Union erbetenen Mitteilung: im naßmechanisch gewonnenen Bleischlich mit 76·43% Pb und 3·31% Zn der Produktionsstätte Bleiberg—Kreuth wurde 0·021% Sb festgestellt; Flotationsschlich von Bleiberg hielt demgegenüber 0·0028% Sb, von Mieß 0·0067% Sb, Schlich von Raibl 0·003% Sb. Herdofenblei, aus Röstgut von Bleiberg, Mieß und Raibl im Verhältnis 8 : 4 : 3 erschmolzen, wies 0·003% Sb, Schachtofenblei gleicher Herkunft 0·042% Sb auf. Bedeutsam, daß in den silberreichen Bleierzen der Nordtiroler Trias, Analysenbeispiel Nassereith, kein Sb nachgewiesen wurde.

Für das Auftreten der Sb-Sulfosalze auf den hier schon erwähnten mehr oder minder metamorphen Kieslagern der Ostalpen, z. B. Panzendorf—Tessenberg, Walchen (von Kallwang, in diese Lagerstättengruppe gehörend ,hat W. E. Petrascheck in seiner Gefügestudie kein Sb-Erzmineral nachgewiesen), aber auch auf der metamorphen Pb-Zn-Lagerstätte Schneeberg in Südtirol ist letztlich noch nicht entschieden, wie weit durch Metamorphose in Lösung gegangener alter Sb-Bestand (etwa in Fahlerz) neu abgesetzt wurde oder Frischzufuhr antimonialischer Lösungen in die metamorphe Lagerstätte hinein stattgefunden hat. Vergleichend hierfür sind die Erfahrungen bemerkenswert, welche A. Maucher für ähnliche Vererzungen von der Kieslagerstätte der Grube Bayerland bei Waldsassen in der Oberpfalz (Z. f. angew. Min., Februar 1938) gewonnen hat: Pb-Spießglanze, Geokronit, Gudmunit, gediegen Sb und andere Sb-Minerale (kein Antimonit!) sind als jüngere Mineralisation einer alten, durch hohe Metamorphose hindurchgegangenen, wahrscheinlich sedimentären Kieslagerstätte aufgepfropft, wobei aber fallweise die Sb-Erzführung als selbständige Gangspaltenfüllung an das Kieslager herantretend zu beobachten ist.

3. Allgemeines über die genetischen Bindungen der österreichischen Antimonerzvorkommen innerhalb der alpinen Vererzung sowie im Gesamtrahmen der südosteuropäischen und sonstigen Antimonerzprovinzen.

75. Ahlfeld F., Die Antimonitlagerstätte von Acora, Südperu. Z. f. pr. G., 1926.

76. Ahlfeld F., Die Realgarformation. Z. f. pr. G., 1933.

77. Ahlfeld F., Die Antimonit- und Zinnoberlagerstätten im Alai. N. Jahrb. f. Min. 69. A. 1935.

78. Ahlfeld F. und Munoz Reyes, Die Bodenschätze Boliviens. Berlin. 1939.

79. Angel F. und Heritsch F., Das Alter der Zentralgneise der Hohen Tauern. C. f. Min. B. 1931.

Czermak F. und Schadler J., unter 63.

80. Friedrich O., Überblick über die ostalpine Metallprovinz. Z. f. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Deutschen Reich. H. 85. Juni, 1937.

81. Friedrich O., Die ostalpine Hauptvererzung und ihre magmatischen Beziehungen. Festschr. Leobner Bergmannstag. B. u. H. Jb. 1937.

82. Friedrich O., Kurzer Überblick über die Metallprovinz der Ostalpen und ihre Vererzung. Z. D. G. G. 89, H. 5, Berlin, 1937.

83. Friedrich O., Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. Berg- und Hüttenmänn. Monatshefte, Leoben, 1942.

84. Granigg B., Über die Erzführung der Ostalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, 1912.

84a. Hermann F. (Sb in Jugoslawien), Z. f. pr. G., H. 2, 1942.

85. Hießleitner G., Sulfidisch-arsenidisches Ni-Co auf alpinen Erzlagerstätten. Z. f. pr. G., 1931.

86. Holler H., Die Tektonik der Bleiberger Lagerstätte. Carinthia, Klagenfurt, 1936.
87. Huttenlocher H. F., Die Erzlagerstätten der Westalpen. Beitrag z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie Nr. 4, Bern, 1934.
88. Klingner E. F., Das Alter der Vererzung des Bleiberger Erzberges. Carinthia, Klagenfurt, 1936.
89. Krusch P., Beitrag z. K. der Schwefelkies- und Antimonerzlagerstätten der Kleinen Karpathen. Z. f. pr. G., 1916.
90. Krusch-Vogt-Beyschlag, Die Lagerstätten d. nutzb. Minerale und Erze. 2. Auflage, 1921.
91. Lachmann R., Antimon und Schwefelkies bei Pernek in Ungarn. Z. f. pr. G., 1915.
92. Lambrecht W., Über den Antimonbergbau im Slowak. Erzgebirge. Met. u. Erz, 1931.
93. Maucher A., Das Antimonit- und Gudmunitvorkommen von Turhal im nördl. Kleinasien. Fortschr. d. Min. Krist. Petr. Bd. 22, 1937.
94. Petrascheck W., Metallogenetische Zonen in den Ostalpen, C. r. XIVième Congrès Int. Géol., Madrid, 1928.
95. Quiring H., Der Antimonitgangzug von Ceuta, Nordmarokko. Met. u. Erz, 1944.
96. Redlich K. A., Das Bergrevier d. Schwarzleotales b. Leogang. Z. f. pr. G., 1917.
97. Schneiderhöhn H., Erzlagerstätten-Kurzvorlesungen. Jena, 1944. (Unter Lit. 6: Lehrb. d. Erzlagerstättenkunde.)
98. Schneiderhöhn-Ramdohr, Lehrbuch d. Erzmikroskopie. Berlin, 1931.
99. Schwinner R., Die Verbreitung des Elementes Arsen in ihrer Beziehung zum Gebirgsbau der Ostalpen. Min. Petr. Mitt., Leipzig, 1934.
100. Schwinner R., Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. Z. D. G. G., Bd. 94, 1942.
101. Tornquist A., Die perimagmatische Pb-Cu-Zn-Lagerstätte vom Offberg bei Remschnigg (Jugoslawien). Sitz. Ber. Ak. Wiss. 138, Wien, 1929.
102. Tornquist A., Die Vererzungsperioden in den Ostalpen, Met. u. Erz, 1929.
103. Tornquist A., Perimagmatische Typen ostalpiner Lagerstätten. Sitz. Ber. Ak. Wiss. 139, Wien, 1930.
104. Tornquist A., Die Erzlagerstätten der südl. Karawanken und ihres Vorlandes. Naturhist. Landesmus. Kärnten, Klagenfurt, 1930.
105. Tornquist A., Die Vererzungsphasen der jungen ostalpinen Erzlagerstätten. Sitz. Ber. Ak. Wiss. 140, Wien, 1931.

In den hier gebrachten Darstellungen der reinen und gemischten Antimonerzvorkommen unserer Ostalpen zeichnet sich bereits eine Reihe genetischer Beziehungen ab, die nun zusammenfassend und in weiteren Ausblicken kurz erörtert werden sollen.

Es ist hier nicht Anlaß, ausführlicher zu den allgemeinen Grundfragen der alpinen Metallogenese Stellung zu nehmen. Die wachsende Einheitlichkeit, welche sich heute in der genetischen Beurteilung der ostalpinen Metall-Mineralisation herausgebildet hat, tritt in ausgezeichneter Weise in den Sammelarbeiten 1937 von O. Friedrich hervor: „Überblick über die ostalpine Metallprovinz" (80), „Kurzer Überblick über die Metallprovinz der Ostalpen und ihre Vererzung" (82), schließlich „Die ostalpine Hauptvererzung und ihre magmatischen Beziehungen" (81). In diesen Sammelarbeiten, mit reichlichen Literaturangaben versehen, spiegelt sich die Frucht vielseitiger Bemühungen wider, die vor 1914 mit K. A. Redlich und B. Granigg einsetzten, von H. Mohr 1925, W. Petrascheck 1928 und 1932, A. Tornquist 1929 und ff., G. Hießleitner

1931, O. Friedrich und E. Clar 1933, F. Czermak und J. Schadler 1933, R. Schwinner 1934, E. Haberfelner 1937 weitergeführt wurden, um jeweils aus der Fülle der laufend zuwachsenden Einzelarbeiten das Bild des allgemeinen Entwicklungsganges der ostalpinen Vererzung zu entwerfen versuchen.

Für die Antimonitlagerstätten im besonderen hat frühzeitig K. Hinterlechner (1918) die ihm bekannten Vorkommen dieser Art in Ostalpen und Dinariden in den Blickpunkt regionaler Vergleiche gestellt. Für die Drauprovinz und die ihr angeschlossenen Antimonitvorkommen brachte H. Holler in seiner „Tektonik der Bleiberger Lagerstätte" (86) ebenfalls bereits allgemeinere Gesichtspunkte zonarer Erzverteilung zur Geltung.

Auch nach 1937 kam nochmals die Diskussion über die Einheitlichkeit der ostalpinen Metallogenese in Fluß, als 1941 H. Schneiderhöhn's umfassendes und weithin begrüßtes „Lehrbuch der Erzlagerstätten" erschien, worauf R. Schwinner (100) und O. Friedrich (83) unter gleichem Titel „Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen" erneut in weitem Überblick Bezng nahmen.

Es könnte also scheinen, als sei es noch zu früh, als wäre zu wenig Abstand von den bisherigen Darstellungen der ostalpinen Metallogenese, um wesentlich Neues zur Klärung des allgemeinen Lagerstättenproblems der Antimonitlagerstätten hinzuzufügen, nachdem diese Lagerstätten ohnedies und übereinstimmend ihren Platz in den Endphasen der ostalpinen Vererzung zugewiesen erhalten haben [9]).

Wenn hier trotzdem versucht wird, in einigen allgemeinen Bemerken zum speziellen Problem der Antimonitvererzung Stellung zu nehmen, so mögen dies folgende Gründe rechtfertigen:

1. Die Geologie der Sb-Vererzung in den Ostalpen hat bisher — von Teilversuchen abgesehen — noch keine einheitliche Darstellung gefunden, wie sie in gröberer oder feinerer Durchbildung für Ni und Co, für As und Fe bereits vorliegen. Einer solchen Zusammenfassung für Sb kommt gerade zur Zeit, wo an den Wiederaufbau des österreichischen Erzbergbaues zu schreiten ist, auch ein zu beachtender bergmännischer und bergwirtschaftlicher Wert zu, damit verbunden muß auch das genetische Problem, an der Wiege jeglicher Lagerstättenbeurteilung stehend, erhöhtes Interesse gewinnen.

2. Mit dem Herausheben der reinen spezifischen Antimonitlagerstätten — und auf diese hat ja die vorliegende Arbeit in erster Linie ihr Augenmerk gerichtet — aus den komplexen, Sb-hältigen übrigen Sulfidvererzungen der Ostalpen ist ein ähnlicher Schritt getan, wie ihn der Geologe tut, wenn er aus der Beschäftigung mit weiter zurückreichenden historisch-geologischen Epochen etwa in Tertiär- oder gar Diluvialgeologie eintritt: zwar sind auch diese beiden mit den älteren geologischen Perioden durch die aktualistische Wirkungsweise der geologischen Kräfte verbunden, doch der Beobachter sieht

[9]) Daß aber doch schon wieder Anreiz zu einer Überschau bestand, geht aus der jüngst erschienenen Arbeit von W. Petrascheck hervor („Die alpine Metallogenese", Jahrb. Geol. B. A., Wien, 1945, ausgegeben anfangs 1948), die aber hier nicht mehr mitverwertet wurde.

sich in seinen Ideen und Vergleichen von der rezenten Erlebnisgeologie kräftiger unterstützt und vermag so klarer und sicherer von dieser Seite her in die Probleme einzudringen als es ihm für die älteren Epochen gelingen mag. Diese Unmittelbarkeit der Phänomene in der Diluvial- und Tertiärgeologie bildet ja den eigenen Reiz dieses Ausschnittes geologischer Forschungsarbeit, ein Ähnliches kann auch für das Studium der jungen und jüngsten Lagerstättengebilde, darunter der Antimonitlagerstätten, gelten.

Und schließlich 3. ist es das vergleichende Moment, das für die alpine Antimonitvererzung als Ausschnitt der südosteuropäischen Sb-Erzprovinz neues Licht zu bringen vermag. Ich selbst hatte Gelegenheit, einen Teil der balkanischen Sb-Erzreviere als auch einen Ausschnitt des karpathischen durch eigene Untersuchung näher kennenzulernen, so daß ich mich bei diesen Vergleichen auf eigene Anschauung zu stützen vermag. Die Entwicklung des Sb-Bergbaues in den Dinariden und am Innensaum der Karpatenbögen hat fast überall in sinnfälligster Weise das unmittelbare Gebundensein der Sb-Vererzung an den andesitisch-trachytischen Vulkanismus des jüngeren Tertiärs enthüllt, so daß auch für den alpiuen Anteil der südosteuropäischen Sb-Provinz genetische Schlüsse wesentlich bestimmter als bisher gestaltet werden können.

Der Magmatismus des Untergrundes als eine der lebendigen Kräfte der Erdentwicklung ist die Voraussetzung für die Bildung von primären Erzlagerstätten: die aus Magmenbildung und -umbildung hervorgehenden Stoffkonzentrationen metallischer Art und die damit erwachsende Bereitschaft des Untergrundes zu Stoffabgabe nach außen ist das Erstentscheidende, die vom Magmatismus im weiteren Sinne, vom Kontraktionsprozeß der Erde ausgelöste Tektonik öffnet die Ventile nach unten und entläßt die für das Gleichgewicht überschüssigen Magmenmassen als auch bereits angesammelte verdichtete Stoffkonzentrationen nach oben. Immer ist es der Magmatismus, der zuerst den Anstoß zur Bildung von Lagerstätten, Metallprovinzen gibt, willfährige Tektouik findet sich im Entwicklungsgang der Erdkrustenbildung mittelbar hinzu.

Die magmatische Abhängigkeit der ostalpinen Vererzung ist selbstverständlich schon nach vielen Richtungen diskutiert worden: Zentralgranit, die periadriatischen tonalitischen Intrusionen (mit ihrem Ganggefolge der Porphyrite, Malchite usw.) und Andesit(-Dazit) werden für die Erzführung verantwortlich gemacht. Soweit nicht überhaupt das Schwergewicht an Metallisationskraft in der Andesitepoche liegt, bestehen zweifellos Übergänge und Überdeckungen solcher Abhängigkeiten entsprechend einem kontinuierlichen, wenn auch Paroxysmen zustrebenden Magmenbildungsprozesse der Tiefe. Hofbilden der As-Au-Lagerstätten um Granitfladen, Erfaßtwerden gewisser Lagerstättentypen von der Tauernkristallisation als regional-alpidisches Metamorphosephänomen scheinen solche Lagerstättengruppen in granitische Magmenverwandtschaft zu drängen.

O. Friedrich (80) hat diese Verhältnisse 1937 zusammenfassend herausgestellt; seine Vorstellung geht dahin, daß nur ein Teil der Vererzungen das Abstoßen einzelner Magmenkuchen unmittelbar

begleitet und die Lagerstättenaureolen As, Au bildet, während die Exhalationen von Fe, Cu, Pb, Zn in viel weiter gespanntem Zeitrahmen von dem am Ursprungsherd in der Tiefe verbleibenden Stamm-Magma geleistet werden.

Allerdings gibt sich der magmatisch leblos gewordene Granit der Einzelkuchen oft nicht viel mehr als ein guter Spaltenbildner und Wegbereiter der Lösungsaufstiege zu erkennen; alkalisierende Wirkung nach außen ist übrigens auch andesitischen Magmenbereichen nicht ganz fremd. Wahrscheinlich ist es auch weniger der stabilisierte Magmenzustand der Tiefe als vielmehr die Magmenumbildungsepoche in der betreffenden Tiefenzone, etwa die Wende Granit zu Tonalit, Tonalit zu Andesit-Dazit, oder die Wende des letzteren zur Ausbildung des basaltischen Magmasubstratums, was zur Ausstoßung der Metallüberschüsse in Gasaureolen und Restlösungen führt.

Palingenetische Herkunft, die Frage von Lithogenesis der alpinen Granite berührt das Vererzungsproblem anscheinend weniger als daß ein großes, stufenweise wirksames magmatisches Geschehen auch die Lagerstätten geschaffen hat. In den Alpen geht die Entwicklung von hochorogenem syntektonischem Tauerngranit über spätorogenen, örtlich auch noch verschieferten[10]) Tonalit zu postorogenen, im Sinne H. Stille subsequenten, unverschieferten sialischen Andesit-Dazit. Auch für Andesit-Dazit käme nach Stille ebenfalls lithogene Bildungsweise in Frage. Im Innern der Alpen stünden in der Reihe der jüngsten Jungvulkanite noch die blasenreichen Bimssteinvorkommen an der Inntallinie.

Wenn die Metallisation der Ostalpen erst von dem Zeitpunkt an näher ins Auge gefaßt wird, wo ihre Antimonitlagerstätten erscheinen, haben metallogenetische Beziehungen zu den Tauerngraniten im großen und ganzen bereits ihr Ende gefunden. Auch die genetische Rolle der periadriatischen Eruptiva mit ihren ungleichförmigen und inkonsequenten Lagebeziehungen zu Erzvorkommen erscheint umstritten, worauf R. Schwinner aufmerksam macht. Für die Antimonitvererzungen ist kaum mehr eine gesicherte und stete Lagebeziehung zu den periadriatischen Eruptivdurchbrüchen und deren Ganggefolge nachzuweisen; ist im Drautal etwa eine ungefähre Nachbarschaft dieser Art hierfür lageverdächtig, fehlt eine solche Nachbarschaft in den übrigen Sb-Erzgebieten vollständig. Die Erzgänge (Cu, Pb) im Val Sugana, Südtirol, mit Porphyrit der tertiären periadriatischen Eruptivreihe verbunden, sind bei reichlicher As-Führung praktisch ohne Antimoniterze (A. Pferschy, B. u. H. Jahrb. Leoben, 1929; G. Hießleitner, Z. f. pr. G. 1931). Nicht nur die Antimonitvorkommen bleiben entlang der tonalitischen Aufbruchslinie im Weiterstreichen in die Westalpen hinein aus, auch der sonstige Lagerstättenkranz fehlt[11]). Wo etwa Sb-reiche Metallkombinationen als Sulfidlagerstätten vereinzelt in den äußersten West-

[10]) Z.B.W. Senarclens-Grancy, Die geol. Verhältnisse am Ostende des Tonalits der Riesenferner. Z. f. Min. 1930 B und 1932 B.

[11]) Nach dem Gmelinschen Handbuch, Bd. Antimon, 1943: Unbedeutende Gangvorkommen Antimonit im Mont Blanc-Gebiet.

alpen auftreten, z. B. die Vorkommen Allemont östlich Grenoble auch mit Hg eingeschlossen sowie La Taillat NW Grenoble (H. Huttenlocher, 87), beide jung, nichtmetamorph, ist möglicherweise schon der Einfluß der tyrrheno-afrikanischen Metallprovinz und ihrer Eruptiva bemerkbar. Zinnober- und sonstige spezifische Hg-Vorkommen fehlen den Westalpen fast gänzlich; Valalta bei Agordo (Tafel II) ist von Osten gezählt der vorgeschobenste Posten [12]).

Das Auftreten der Antimonitvererzung in den Ostalpen ist geleitet von jungen tektonischen Linien, die über den fertigen Deckenschub, über ein erstorbenes granitisches Magmenfeld des Untergrundes hinweggreifen und zu einem neuen jüngeren magmatischen Entwicklungsprozeß der Tiefe, jenem des Andesitvulkanismus in Verbindung stehen. Ist zwar im Innern des Ostalpenraumes diese Lagerstättenbeziehung zu Andesit verdeckt, nicht unmittelbar in die Augen springend, weil in den Kern des Gebirges diese Eruptivdurchbrüche nicht mehr an die Oberfläche gelangen, so stoßen wir doch noch innerhalb des Südsaumes der Alpen an Andesit- (und Dazit-) aufbrüche und damit an den Andesitstrom der Tiefe, welcher von hier südwärts unter die Dinariden fortsetzend, seine Existenz mit kurzen Unterbrechungen immer wieder kundgibt. An diesen unterirdischen Andesitstrom der Dinariden knüpft sich die Fülle der Metallagerstätten des Balkans, darunter in klarster Weise auch seiner Antimonitvererzungen.

Die geologischen Bedingnisse der Antimonitvorkommen in den Dinariden lassen sich mit Übergangsvorkommen (Trojane, Littai, Schönstein [13]) usw.) unmittelbar an jene der Ostalpen anreihen. Kernland und besonders Ostflanke der Dinariden sind durch den ganzen Balkan hindurch im großen gesehen siebartig durchlöchert von den jungkretazisch-tertiären Andesit-(Dazit-Trachyt-)Durchbrüchen, gewaltige Areale von Andesitmassiven breiten sich aus und zeigen damit die geschlossene Magmadecke auch der Tiefe an. Auch der dinarische Überschiebungs- und Schuppungsbau lag fertig vor, ein totes, in weite Tiefen hinabreichendes Gebirgsgerüst wird von den Jungvulkaniten durchstochen, nur wenig mehr werden für den Bau der andesitischen Großmassive alte Strukturlinien als Aufstiegswege benützt, vielmehr bricht sich der junge Vulkanismus, fallweise noch von jungem Plutonismus begleitet, mit vehementer Durchschlagskraft neue Bahnen aus, quert, zerschneidet ältere Bewegungsflächen. Ein neues, germanotypes Bruchnetz, ein Sackungsmechanismus großen Maßstabes mit Absinktendenzen zu einzelnen Beckenzentren arbeitet mit der Magmenbewegung des Untergrundes Hand in Hand. Dabei mögen örtliche

[12]) Die „Realgarformation", aus ähnlicher magmatischer Beziehung hergeleitet und nachstehend erörtert, reicht von den Ostalpen her noch weiter westlich, bis ins Binnental der zentralen Südschweiz.

[13]) Eine Feststellung im vorhin erwähnten Gmelinschen Handbuch 1943, Bd. Antimon, verdient in diesem Zusammenhang Interesse: Die 2·5 m mächtige Lettenmasse, welche den Tüfferer Aufbruch erfüllt und andesit-vulkanischer Thermalwirkung ihre Entstehung verdankt, hält 2 bis 3% Sb.

Hebungserscheinungen, ja begrenzte epirogene Hebungsfelder mit einhergehen, das Hauptprinzip bleibt doch das Nachsacken, der große Einbruch zum Mittelmeerbecken.

Mit dem jüngeren, miozänen Abschnitt des dinarischen Andesitvulkanismus ist die balkanische Antimonitvererzung verkettet. Das Zusammentreffen der Vererzung mit Vulkanit ist nicht willkürlich, es braucht darum kein in der Tiefe schlummernder Pluton als Erzbringer angenommen werden, sondern die Verkettung steht häufig unmittelbar vor Augen: erzbegleitete Kontaktwirkung auf das Nebengestein, thermale Zersetzungserscheinungen, intern, extern, mit Vererzung usw. (z. B. Alchar, Lojane bei Kumanovo u. a.). F. Hermann hat kürzlich (84 a) die zahlreichen und vielfach reichen Antimonitvorkommen Jugoslawiens in geologischer Übersicht zusammengestellt, aus der ebenfalls die unmittelbare genetische Bindung an Andesit überzeugend hervortritt. Selbst die Lagerstätte Bujanowce im Bereich des südlichen Morawatales in Südserbien, ein Ganggruppenvorkommen in Granit, möchte ich nach eigener Einsicht in dieses Gebiet nicht mit Granit, sondern mit dem Granit-anrainenden Andesit-Dazit-Areal in Zusammenhang bringen.

Die gleiche Bindung an Andesit gilt für die Realgarlagerstätten (AsS), die auch am Balkan vielfach in engster Gemeinschaft mit Antimonit auftreten. Hat zwar Fr. Ahlfeld in seiner erfahrungsreichen Studie über die Realgarformation (76) ausgesprochen: „Keine der größeren Realgarkonzentrationen steht in sichtbarem genetischem Zusammenhang mit Eruptivgesteinen" — daher von ihm in großer Tiefe steckengebliebene Granite als Erzbringer angenommen werden — trifft dies für die Balkanvorkommen gewiß nicht zu. Beispielsweise entwickelt sich eines der größten, dort zur Zeit erschlossenen Realgarvorkommen, die Realgarlagerstätte des Suharekatales bei Lojane, Mazedonien, aus einer gemischten Antimonit-Realgar-Vererzung, die eine von Andesit zu Hornstein verkieselte Serpentinmasse erfüllt; vom Andesit-Serpentin-Kontakt weg reicht die Lagerstätte noch als verkieselter Brezziengang weit in den Serpentin hinein.

Die reine Quecksilberformation — von Quecksilberfahlerz und seinen Zersetzungsprodukten abgesehen —, die sich in der Lagerstättenfolge meist zwischen Sb- und AsS-Formation einschiebt,[14]) sehr oft auch fehlt, hat über Idria hinaus im eigentlichen balkanischen Abschnitt der Dinariden geringe Verbreitung. Im Norden und Nordost von Idria, in Annäherung an die geologische Alpengrenze, stellt die Quecksilberformation eine Reihe lagerstättenkundlich bedeutsamer, größenmäßig unbedeutender reiner Zinnober- und gediegen Hg-Vorkommen (Krain, Südrand der Karawanken), welche überleiten zu den auf österreichischem Boden befindlichen HgS-Hg-Vorkommen — und in Parallele Realgar-Auripigment-Vorkommen — insbesondere Kärntens. (Siehe Übersicht Tafel II und Tabelle 2.)

---

[14]) Zu den bekannten Hg-Vorkommen, die Antimonit als selteneres Nebenmineral führen, zählt Almaden in Spanien, Nikitowka im Donezbecken u. a.

Tabelle 2: Erzvorkommen aus der Entwicklungsreihe der spezifischen Sb_2S_3 - → HgS (Hg) - → AsS (As_2S_3) - formation in den österreichischen Ostalpen

Hierzu Tafel II

Zusammengestellt unter Benutzung der Arbeiten:

Aigner A., Mineralschätze der Steiermark, Wien 1907; Brunlechner A., Die Minerale des Herzogtums Kärnten, Klagenfurt 1884; Commenda H., Übersicht der Mineralien Oberösterreichs, Jahresbericht Staatsgymnasium Linz 1887; Czermak F. und Schadler J., Vorkommen des Elementes Arsen in den Ostalpen, Min. Petr.-Mitt., Leipzig 1933; Friedrich O., Notizen über kärntnerische und steirische Hg-Vorkommen, B. u. H. Monatshefte, Leoben 1939; Fugger E., Die Mineralien des Herzogtums Salzburg, 1878; Gasser G., Die Mineralien Tirols einschließlich Vorarlberg und Hohe Tauern, Innsbruck 1913; Hatle E., Die Minerale des Herzogtums Steiermark, Graz 1885; Klebelsberg, R. v., Geologie von Tirol, Berlin 1935; Meixner H., Neue Mineralfunde in den österreichischen Ostalpen, Naturw. Verein f. Steiermark, 1936; Redlich K. A., Die Mineralquellen des Villachertales in Kärnten und ihre Beziehungen zu den daselbst befindlichen Erzlagerstätten, Jahrbuch G. B. A., Wien 1936; Sigmund A., Die Minerale Niederösterreichs, Wien 1909/1937; Teller Fr., Ein Zinnoberführender Horizont in den Silurablagerungen der Karawanken, Verh. G. R. A., Wien 1896; Voss W., Mineralien Krains, Laibach 1885.

Länderweise Übersicht	Reine spezifische Antimonit-Vorkommen	Zugehörige Nr. auf Tafel II	Spezifische Zinnober-Quecksilber-Vorkommen	Zugehörige Nr. auf Tafel II	Selbständiges Auftreten von Realgar-Auripigment	Zugehörige Nr auf Tafel II	Anmerkung
Nied.-Österr. Burgenland	Schlaining-Maltern	1	Maltern	1			
Kärnten	Drautalvorkommen (Lesnig — Radlberg — Guginock — Zwickenberg — Rabant).	2	Karawanken-Nordabfall: Kočna (im Kalk d. Oberkarbon),	2	Keutschach (Karawanken N, im Lignit).	1	Die Zinnobergänge von Wrekarca (S.O. Eisenkappel) treten nach K. A. Redlich in Diabas auf. Realgar u. Auripigment häufig in d. miozänen Kohlen d. Nordkarawanken; W. Petrascheck („Ist Arsen für d. magmatische Abfolge unserer Erzlagerstätten beweisend?", Sitz.-Ber. u. Abh. nat. Ges. Isis, Dresden 1931) weist auf Möglichkeit sedimentärer As-Anreicherung in Kohlen hin. (Doch Eibiswald AsS mit Chalzedon!) HgS-Vorkommen bei Thörl in Oberkärnten hierher?
	Lavanttallinie (Loben bei St. Leonhard, Wölch bei St. Gertraud, z. T. in beiden Sb_2S_3, wohl nur paragenetisch wie in Waldenstein).	3	Loibl,	3	Luschariberg (im Triaskalk).	2	
	Commendatoralpe bei Seeland, Karawanken.	4	Waidisch und Zell,	4	Sachsenburg a.d.Drau (im Dolomit).	3	
	Schifling, südl. Wörthersee.	5	Wrekarca.	5	Stein b. Dellach.	4	
			Im Gailtal: Kerschdorf.	6	St. Stefan im Lavanttal (im Hangendschiefer des Lignits).	5	
			Im Drautal: Dellach.	7	Stelzing bei Lölling (Zersetzungserz?).		
			Stockenboi (Bucholzgraben).	8			
			Magdalensberg (St. Veit).	9			
			Reichenau.	10			
			Hohes Kohr (Turrach, Steiermark).	11			

Tirol Vorarlberg	Fortsetzung Drautallinie (Nikolsdorf, Nörsach, Abfaltersbach). Inntallinie (Schwazer Erbstollen, Wattental, Weertal, Hall, Innsbruck). Patscherkofel (mit Arsenkies). Matrei (Tarntaler Serie, Serpentin) und Trins? (Triasdolomit).	2 6	Zwar zahlreiche Hg-Fahlerzvorkommen doch kein selbständiges Zinnobervorkommen. (HgS-Auftreten, meist mit Baryt, als nicht seltene jüngere Teilphase nicht nur der tirolischen sondern der gesamten ostalpinen Spateisen-Kupferkies-Fahlerzvererzung).		An der Inntallinie: Schwaz (Hl. Kreuzstollen), Hall (Salzberg), Innsbruck—Zirl, Imst. Silberleithen (paragenetisch?). Piz Lat bei Nauders (Oberinntal, Schweizer-Grenze).	6 7 8 9 10 (11)	Realgar auf der Fahlerzlagerstätte Falkenstein bei Schwaz nur Zersetzungserz? Unsicher ob Trins im Gschnitztal, auch Matrei, zu d. selbständigen Antimonitvorkommen zu zählen ist oder letztere nur die Antimonitführung der Obernberger Pb-Zn-Gänge in der Trihulauntrias einbegreifen (E. Clar, Schneeberg in Tirol, C. f. Min. 1931).
Salzburg	Rainberg b. Salzb. (in Nagelfluh). Viell. noch hieher z. stellen: Limberg b. Zell a. S. (mit Kupferkies). Rettenbach bei Mittersill (m. Arsenkies).		Liechtensteinklamm. (Bei Mitterberg nächst Mühlbach, Schwarzleo u. a. a. O. HgS nur paragenetisch oder als Zersetzungserz [Fahlerz]).	12	Leogang. Mitterberg bei Mühlbach. (As S in beiden Vorkommen viell. nur paragen. od. Zersetzungserz?).	12	Für Zinnober im Brauneisen d. Bergbaues Vorderhöllen bei Werfen (basale Trias!) ist nähere genetische Stellung nicht bekannt.
Oberösterr.							Das Land liegt außerhalb der großen tektonischen Längstalfurchen in den Ostalpen.
Steiermark			Krumpendorf b. Trofaiach (im devonen Kalk). Gratwein und Rein (im devonen Kalkstein). Zinnober im Johnsbachtal [A. Muchar, Steierm. Z., alte Folge 1833] aus Fahlerz?)	13 14	Fohnsdorf (auf Kohle). Eibiswald (auf Kohle). Knittelfeld (Forcherit = durch As_2S_3 gefärbter Opal, b. d. Holzbrückenmühle, Ingering).	13 14 15	In Hinsicht auf die HgS-Vorkommen v. Gratwein ist das Hg-Sb-Fahlerzvorkommen im Wetterbauergraben bei Mixnitz bemerkenswert [Siehe O. Hohl, Naturw. Ver. für Steiermark 1929).
(Ital. Grenzbereich zu Südtirol)	Tanzberg i. Sarntal (Antimonitgang im Bozener Porphyr).	(7)	Valalto-Sagron bei Agordo (Nahbereich der Suganer Linie).	(15)			Bezügl. Valalto: s. Stelzner-Bergeat, Erzlagerstättenkunde 1904/1906. Die Hg-Fahlerzlagerstätte am Monte Avanza bei Forni Avoltri (Nr. 16) ist auf Tafel II wegen Lagebeziehung zum Gailbruch eingezeichnet.

Am Balkan sind Antimonit- und Realgarvererzung in die jüngste Phase des miozänen Abschnittes der Andesitepoche zu stellen. Das Vorkommen Alchar in Mazedonien steht beispielsweise mit der Eruptionswirkung von Hornblendeandesit des Dudicevulkans in unmittelbarem Zusammenhang, dessen Tuffe in miozäne Süßwasserschichten eingestreut sind. Älter oder auch zum Teil nur magmanäher sind die Pb-Zn-Vererzungen am Balkan, die Cu-Formation mit Enargit und die komplexen Cu-Pb-Zn-Fe-S-Metallisationen in Andesitabhängigkeit. Der seltene, an bolivianische Antimonitvorkommen (auch Idaho) erinnernde Fall des Zusammentretens von Antimonit mit Wolframit (Ferberit) ist in einem Vorkommen bei Lahanas, Nord Saloniki, verwirklicht.

Für die bolivianische Antimonitprovinz findet Fr. Ahlfeld (75) bezeichnend, daß die metallspendenden Eruptivgesteine der Ostkordillere sich aus Tiefen- und Ergußgesteinen, Quarzmonzoniten, Graniten und zugehörigen Porphyren zusammensetzen, damit die Brücke zu Sn, W, Bi, Ag schlagend. Im andinen Peru fehlen die Ergußgesteine, damit weichen auch die genannten Elemente zurück, Sb_2S_3 tritt spärlich, Au reichlicher in Erscheinung. (Siehe auch Fr. Ahlfeld und Munoz Reyes, 78.)

Mit der Antimonit- und Realgarvererzung hat im allgemeinen die tertiäre Lagerstättenbildung auf dem Balkan ihren Abschluß gefunden. Die anschließende Epoche des basaltischen Vulkanismus, in seinen oberflächlichen Äußerungen auf kleineres, erst gegen die Mittelmeerachse wachsendes Areal beschränkt, greift in magmatische Tiefenräume hinab, in denen metallische Konzentrationen förderfähig nicht mehr bereitstehen.

Der Andesit im Alpen-Dinariden-Raum ist durch seinen in den Dinariden bedeutenden Anteil am Bau der obersten Erdkruste vorzüglich ein dinarisches Bauelement; damit sind auch Antimonit- (Hg-) und Realgar sozusagen rein dinarische Erzminerale, ähnlich, wie ich an anderer Stelle (G. Hießleitner, Das Enargitvorkommen von Dudice in Mazedonien, Jahrb. G. B. A., Wien, 1945) den Enargit als spezifisches Erzmineral des kretazisch-tertiären Orogenvulkanismus bezeichnen konnte.

Mit den reinen Antimonitlagerstätten taucht also ein einwandfrei dinarisches Erzelement im Innern der Alpen auf. Wir sehen an diesen Lagerstätten gewissermaßen den seitlichen Pegelstand, den Frontbereich der unterirdischen Andesitausbreitung. Die an der Oberfläche ablesbare Grenze des andesitischen Untergrundes bleibt am Südostrand der Alpen zurück, die Übersichtskarte Tafel II deutet diese Grenze an. Die Tiefenfront des andesitischen Untergrundes liegt weiter im Norden, durch die Antimonit- und Realgarvorkommen signalisiert. Der Versuch eines Tiefenprofils bis an das magmatische Substratum zu endandesitischer Zeit, bringt in vereinfachter Darstellung, unter diesen Vorstellungen entstanden, Abb. 19. Die subterrane Andesitflut,[15]) deren Dynamik nicht als tatsächliche Massenbewegung, sondern als Fortentwicklung der Magmenentfaltenden Kräfte von Süden her zu verstehen ist, brandet an den

[15]) In anderem Sinne formuliert W. G. Tyrrel („Flood basalts and fissure eruptions", Bull. volcanol. II, 1937) den Begriff des Flutbasalts und bezeichnet damit die oberflächig-deckenhaft ausgebreiteten Basaltmassen.

Alpenkörper an, ihn von Süden her erobernd und untergreifend. Das Andesitsubstratum steigt gegen Nord in größere Tiefen ab und dünnt wahrscheinlich aus, dämmt aber doch den Alpenkörper nach der Tiefe ab, glättet die Wunden, welche die Wildheit des Alpenbaues nach der Tiefe des Erdleibes zu reißen vermochte.

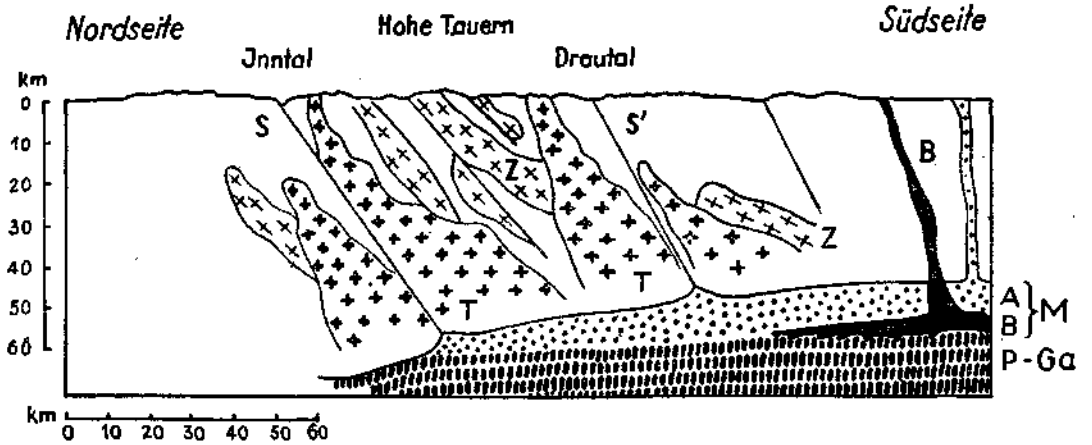


Abb. 19. Deutungsversuch in vereinfachter Darstellung der tiefenmagmatischen Verhältnisse zu endalpidischer Zeit im Ostalpenquerschnitt und die Beziehung zur Sb-Erzschöpfung.

Z = die Zentralgneise als syntektonisch-alpidische Intrusionen, in den Deckenschub einbezogen und noch während der magmatischen Phase von der tiefer gelegenen Magma(bezw. Migmatit)front abgerissen, in massive und selbständige Kuchen aufgelöst und in die alpinotype Tektonik eingebaut.

T = Tonalite und Granodiorite der periadriatischen Massen, nach dem Deckenschub in der konsolidierenden Phase des Alpenbaues intrudiert; die Magmenbahnen bereits Vorläufer der germanotypen Tektonik.

M = Magmenbildungszonen in tertiärer bis rezenter Zeit: A = andesitisches (-dazitisch-trachytisches) Substratum, von Süden gegen Norden sich entfaltend, allmählig tiefer absteigend und auskeilend. Einzelne tiefreichende Störungszonen S, S', aus dem System germanotyper Tektonik, vermögen bis an die Oberfläche der Andesitkalotte hinabzureichen und dort metallische Ausbauchungen (Sb, Hg sowie As als AsS) abzufangen und emporzuleiten.

Mit dem Ersterben des Andesitvulkanismus ersteht an der Unterseite der Andesitmagmenschicht, in Berührung mit der simatischen Zone (Peridotit, Gabbro) P-Ga, die basaltische Magmenschicht und der auf sie gegründete Vulkanismus, welcher zugleich mit Restherden des Andesitmagmas bis in die Jetztzeit reicht.

Auch das bisher erkannte Schwerebild des Alpenraumes (Schweredefizit der Alpenkette!, siehe u. a. R. Schwinner, „Das Schwerebild der Tauernbahn", Gerlands Beiträge zur Geophysik, Leipzig 1931) steht nicht in Widerspruch zu diesen Vorstellungen.

Wahrscheinlich war im Alpenuntergrund das granitische Magmenregime länger als in den Dinariden wirksam, bis es der Auseinandersetzung mit der Andesitmagmenentfaltung unterlag. Auch die Bildung der Erzlagerstätten empfing davon ihre von den Dinariden abweichende Erscheinungsweise; die Verkettung mancher As-Au-Vorkommen mit Fahlerz- und Antimonitlagerstätten leitet sich von Übergang und Ablöse im magmatischen Untergrund her. Die germanotype Bruchtektonik, zum Teil schon zwischen Phasen der alpidischen Schubbewegungen einsetzend, war es auch hier, welche eine fast regionale Thermendurchflutung aus der Tiefe

ermöglichte und dem Verteilungsprinzip der ostalpinen Lagerstätten ihren gewichtigen Stempel aufdrückte. Die großen Längstalfurchen als altüberkommene tektonische Schwächelinien treten hierbei erneut in Wirksamkeit.

Mit den Darlegungen über die magmatische Verbundenheit der alpinen Antimonitlagerstätten ist zugleich eine im groben gesehen ungefähre Gleichaltrigkeit sowie Altersauffassung mit „miozän" für diese Lagerstätten zum Ausdruck gebracht. Am Alpenostrand scheint höheres Miozän wahrscheinlicher zu sein, nachdem nachbarlich zur Schlaininger Lagerstätte ein Andesitgang basale Schichten des Miozäns durchbricht. Im Draugebiet hielt sich anscheinend das granitische Magmenregime länger und hat sich, in der Typenbildung der Lagerstätten widerspiegelnd, weniger abrupt zu andesitischem fortgebildet, wie überhaupt hier mehr die intrusiv höherthermale, in Schlaining mehr die extrusiv niedrigerthermale Abfolge der Vererzung zur Geltung kommt.

Für den ganzen Ostalpenraum und wohl nicht nur für diesen zutreffend, kann die Antimonitvererzung — mit ihr die jungen Hg- und AsS-Absätze — als der jüngste, nach Epochen zu rechnende erzene Jahresring angesehen werden, welchen die metallischen Aussonderungen der subkrustalen Magmenzone im Laufe der Erdentwicklung in die Erdkruste einbauen.

Nachdem W. Petrascheck 1928 (94) zum erstenmal die Andesit-Abhängigkeit der gesamten alpinen Metallogenese und damit Miozänalter derselben zur Diskussion gestellt hat, versuchte frühzeitig A. Tornquist (101, 105) eine verfeinerte Altersgliederung der ostalpinen Vererzung festzulegen. Nach seiner ursprünglichen Einteilung würden die Antimonitlagerstätten z. T. in den jungkretazischen Vererzungszyklus einspielen, während Hg-Idria und Sb-Schlaining ins Miozän gestellt werden, denen erst im Pliozän perimagmatisch Au-As der Hohen Tauern und apomagmatisch Pb-Zn in Bleiberg—Kreuth sich anschlössen. Die pliozäne Vererzung entstamme dem basaltischen Vulkanismus. Aber auch die Ansicht von altmiozäner Antimonitvererzung der Ostalpen wird von A. Tornquist (104) vertreten.

Für die magmatisch z. T. viel besser mit Altersmarken versehenen Lagerstätten der Dinariden ist eine solche ins einzelne gehende Altersgliederung noch nicht gewagt. Auch für die Ostalpen hat vorerst wohl nur das grobe Schema Gültigkeit, solange es eben nicht gelingt, neue Maßstäbe der Altersbeurteilung an die vielfach sich überkreuzenden tektonischen Bewegungsspuren anzulegen und zugehörige Metamorphoseerscheinungen zu differenzieren.

Die Bindung einer pliozänen Vererzungsphase an basaltischen Vulkanismus erscheint noch überaus fraglich. Die balkanischen Basalteruptionen, ametallisch, bieten hierfür keinen Anhalt. Nach H. Stille[16]) ist ja Basalt rein simischer Endvulkanismus, in ein orogenetisch fertiges Vollkraton wirkend. Magmatische und tektonische Vorgänge sind damit bereits in ein Reifestadium eingetreten, metallogenetische Ereignisse spielen sich hier kaum mehr ab. Das Erbteil der Tektonik, von der Andesitepoche übernommen, erlahmt in seiner Wirkung und mündet schließlich in seismische Bewegungen der Jetztzeit. Die sich langsam erschöpfenden Metallisationskräfte aus Magmendifferenzierung usw. können mit der basaltischen Magmenbildung noch fallweise gleichzeitig einherlaufen und finden in Mineralquellenaustritten und Thermen, vereint mit solchen basaltischer Abkunft, ihren Fortgang bis heute.

[16]) „Zur Frage der Herkunft der Magmen". Preuß. Akad. d. Wiss. Berlin 1939/40.

An die magmato-tektonischen Beziehungen knüpfen sich noch einige ergänzende Bemerkungen zur Stellung der Antimonitbildung in der Mineralisationsabfolge ostalpiner Vererzungen. Die alpinen Antimonitlagerstätten sind aus hydrothermalen Restlösungen entstanden, im Sinne H. Schneiderhöhn epi- bis telethermal; apomagmatisch findet m. E. für die Andesit-abhängigen Lagerstätten weniger in der Bedeutung langer Wanderung als zeitlich am Ende eines Metallisationszyklus stehend Anwendung. So klar sich die monomineralischen Vorkommen von Sb_2S_3, Hg (HgS) und AsS (As_2S_3) aus älteren Lagerstättenfolgen herausheben, sind doch Vorzeichen dieser Entwicklung in der Sb-Beteiligung an älteren komplexen Sulfidparagenesen angedeutet: Sb-Minerale stehen auch dort am Ende der internen Mineralisationsfolge. Also auch hier ein Übergang, ein gewisses Durchläufertum des Sb-Gehaltes — von der Elemente-Paragenese her gesehen —, wie es noch ausgeprägter und mit mehreren Höhepunkten für As gilt.

Als erster Höhepunkt der As-Aufförderung kann für die alpine Vererzung in der Bildung von magmanahem Milchquarz und Arsenkies (O. Friedrich 1937) angesehen werden; der letzte Höhepunkt liegt in der Realgarformation, die, wie Fr. Ahlfeld (76) hervorhebt, den Orogengürtel des gesamten neoeurasischen Raumes begleitet, weniger die circumpazifischen Gebirge.

In den Realgarvorkommen verkörpert sich der am längsten zurückgehaltene Metallinhalt der andesitischen Mineralisation.

Die Kupferkies-Fahlerzepoche der alpinen Vererzung liegt zeitlich vor der Antimonitbildung; Kupferkies (ebenso Pyrit) ist hierbei zum größten Teil älter wie Fahlerz. Nach O. Friedrich 1937 ist Arsenfahlerz in der Regel älter wie Antimonfahlerz, letzteres vermittelt von der Cu- zur Pb-Zufubr, mit welcher die Bildung der Pb-Sulfoantimoniate verbunden ist. Ni-Co-Sulfide gehen der Fahlerzbildung voraus und folgen meist unmittelbar dem frühen Siderit-Magnesit-Absatz (K. A. Redlich für Schwarzleo, Z. f. pr. G. 1917; O. Friedrich, 1937).

Der monomineralische Charakter ist in den reinen Hg- und HgS-Lagerstätten sowie in der Realgarformation z. T. noch schärfer betont wie in der Antimonitformation.

Eine Querverbindung zu Selenlagerstätten wie fallweise anderwärts (H. Schneiderhöhn) besteht für die alpinen Antimonitvorkommen nicht.

Begleiterzminerale des Antimonits der spezifischen alpinen Antimonitvorkommen beschränken sich hauptsächlich auf Pyrit in früher und später Phase, Arsenopyrit, Arsenkies, Markasit, in Ausnahmefällen Zinnober. ZnS, aus anderen Antimonerzrevieren öfters gemeldet, z. B. Čemernica in Bosnien (F. Hermann, 84a) ist bisher von alpinen Vorkommen ganz vereinzelt bekannt. PbS und ZnS erwähnt R. Canaval von Lesnig. Über die interne Altersfolge dieser Begleiterze zu Antimonit wird erst die chalkographische Bearbeitung ein genaueres Bild geben können.

Von besonderer genetischer Bedeutung erscheint die Verbindung Antimonit mit Enargit, die Fr. Ahlfeld (77) auf Antimonit-Zinnober-Realgarvorkommen im Alaigebirge bei Ferghana in Turkestan nachwies. Enargit ist zwar dort nur in mikroskopischem Anteil als älteres Erz in Antimonit einge-

schlossen. Aber Enargit ist am Balkan in hervorragender Weise ein Erzmineral des andesitischen Orogenvulkanismus (Jahrb. Geol. B. A., Wien, 1945) und die unmittelbare Verknüpfung Enargit mit Antimonit, die beispielsweise am Matzenköpfl bei Brixlegg auch auf alpiner Lagerstätte zn finden ist, vermag in den Vorstellungen über andesit-magmatische Abhängigkeit der alpinen Vererzung zu bestärken.

Die chemischen Bedingnisse der tragenden Thermallösungen als Lagerstättenbildner der alpinen Antimonitvorkommen fallen nach dem Mineralisationsbild in ihren Eigenschaften nicht aus der Reihe der üblichen für diesen Lagerstättentyp angenommenen und in den Lehrbüchern der Erzlagerstättenkunde — zuletzt H. Schneiderhöhn 1941 (6) — näher bezeichneten. Leichte Löslichkeit von Sb_2S_3, aber auch von HgS in Na_2S, K_2S, leichte Verbindbarkeit von AsS und As_2S_3 mit Alkalisulfiden, läßt alkalische bis schwach alkalische kiesel- und schwefelreiche, verhältnismäßig eisenarme Lösungen für diesen Metalltransport als wahrscheinlich annehmen. Die Temperaturen waren mittel- bis niedrigthermal, etwa in Grenzen unter 150° bis 200°. Antimonitabsatz geht fast durchwegs kristallin vor sich — für Sb-Metall bestehen einige amorphe und kolloidale Modifikationen —, während bekanutlich Zinnober sich auch kolloidal absetzen kann.

Von bolivianischen Lagerstätten ist auch Geltextur des Antimonits bekannt, wie auch dort Chalzedon an Stelle von Quarz tritt: Fr. Ahlfeld und J. Munoz Reyes (78). — Ähnliches von Vorkommen in Argentinien[17]).

Der vehemente Lösungsangriff auf Kalk, wie er sich beispielsweise im Lagerstättenbild von Schlaining offenbart, macht aber auch fallweisen Säurecharakter der Thermen durch mitgeführtes Cl, H_2, SO_2 nicht ausgeschlossen. Gips, Schwefel, das Sb-Oxysulfid Kermesit und andere Minerale sind nach Ahlfeld und Munoz Reyes (78) für Antimonitlagerstätten kennzeichnend, deren Mutterthermen sauren Lösungscharakter getragen haben. Gips, Kermesit und Schwefel zählen auch zu den Nebenmineralen der Schlaininger Lagerstätte.

SiO_2 ist in Gangart und Verkieselungserscheinungen evident. In Schlaining spielt allerdings Verkieselung eine geringere Rolle wie in den Drautalvorkommen. Rezenten Absatz von kolloidaler SiO_2 als Sb-Erzbegleiter hat Fr. Ahlfeld von Acora in Südperu [75] beobachtet. H_2S-Gegenwart in den Lösungen dürfte meistenteils zutreffen und an dem Metalltransport mitwirken, wie ja auch anderwärts H_2S-Beladung auch noch in die Solfatarentätigkeit hineinreicht. Es gibt bekanntlich Beispiele rezenter Solfataren, die in der Gegenwart Antimonit, Zinnober, auch Realgar absetzen. Für alpine Thermaltätigkeit ist bezeichnend, daß in der As- und Cu-hältigen Eisenvitriolquelle von Levico-Vetriolo in Südtirol Sb noch qualitativ nachweisbar ist (F. Czermak, J. Schadler, 62). H_2S-Geruch macht sich zur Zeit im Gangspaltenbereich des Hoffnungsstollen, Schlaining, bemerkbar. Die Zahl der Mineralquellenaustritte in der Schlaininger Umgebung ist groß, die Quelle von Bad Tatzmannsdorf

[17]) F. Ahlfeld, An unusual Antimony Deposit in NW-Argentina, Econ. Geol. 1948. Der Autor beschreibt von hier ein primär-kolloides Antimonerz, von ihm Jujuit genannt: Kompakterdig, limonitähnlich, dunkelbraunviolett, s = 4·15, d = 4·5; mit 18·59% Sb_2O_3, 65·2% Fe_2O_3, 11·7% SiO_2 und 0·2% MnO.

unter ihnen enthält wirkungsvolle Mengen von schwefelsaurem Na, Prüfung auf metallische Spurenelemente ist anscheinend noch nicht erfolgt.

Die Thermenentwicklung in Richtung auf AsS-As_2S_3-Absatz läuft nach Fr. Ahlfeld (76) auf stark verdünnte, mehr neutrale Wässer hinaus, zu deren juvenilen Komponenten As, H_2S, Cl, F, reichlich aus dem Nebengestein gelöste Bikarbonate von Ca und Mg, gelegentlich auch Ba hinzutreten.

Unter den sonstigen Eigentümlichkeiten der alpinen Antimonitvererzungen sei kurz hervorgehoben und in allgemeine Vergleiche gestellt:

Gangart ist vorwiegend Quarz, und zwar kristalliner Quarz, nicht Chalzedon, wie er ausnahmsweise z. B. in Toskana den Antimonit begleitet (G. Frattini, Die Antimonitlagerstätte der Maremme von Grosetto. Ref. N. Jb. 1942) und sonst mehr den kühleren Hg-Thermen eignet. Kalzit und Dolomit sind selten, noch seltener der von Schlaining angegebene Baryt. Auf den gemischten Sulfidlagerstätten der Inntallinie, mit spärlichem Antimonitauftreten hingegen regelmäßigerer Hg-Beimengung, ist barytische Gangart vorherrschend. Flußspat, der schon auf kühlere, magmafernere Absätze weist, findet sich meines Wissens auf reinen Antimonitvorkommen der Alpen nicht, steigt aber in die vereinzelt von Fahlerz, Sb-hältig, begleiteten Pb-Zn-sulfidischen Erzabsätze der Kalkalpen hoch, im Inntal in Nähe von Realgarfunden. Mit Realgar allein ist CaF_2 auf bosnischen Vorkommen beisammen. Wo Realgar sich noch mit Antimonit- und Hg-Formation auf ein und derselben Lagerstätte verbindet, wohl im Wege des Überdeckens der Erzabsätze, kann auch CaF_2 als Gangart erscheinen, z. B. gilt dies nach Fr. Ahlfeld für die schon erwähnten Antimonit- und Zinnoberlagerstätten im Alaigebirge bei Ferghana, Turkestan.

Die thermale Wirkung auf das Begleitgestein besteht bei alpinen Antimonitlagerstätten hauptsächlich in Zerstörung, Auflösung des Kalksteins und Kalkschiefers unter Herausbilden von residualer Lettensubstanz; ferner in Verkieselungswirkungen auf die kristallinen Schiefer. Nebenher gehen Bleichung, Entpigmentisierung, Zersetzung und Lettenbildung auch bei den Schiefern.

Daß die Druckverhältnisse der Lösungen eher etwas höher waren als bei üblicher Gangspaltenfüllung, läßt sich aus der Fähigkeit und Neigung der Thermenaufstiege für Aufsuchen von Ruschelzonen als Aufstiegswege ableiten; damit verbunden steht auch die Häufigkeit der Lagergangausbildung von Antimonitvererzung. Ruschelzonen sind zumeist Ausdruck von Bewegung unter dichter Packung der Gesteinspakete, also von Bewegung bei Raummangel. Unter höheren Drucken wird die Passage der Erzlösungen durch Ruschelzonen sowie durch relativ dicht schließende Schichtflächen eher eine pulsierende sein, Drucksammlung wechselt mit Druckentlastung, so daß die Erzkörper Formen von linsenförmigen Erzfällen annehmen werden, wie sie bei Antimonitvorkommen häufig wahrzunehmen sind.

Eine Eigentümlichkeit, die nicht nur den alpinen Antimonitvorkommen zukommt, sondern als ein sehr verbreiteter Faktor der Antimonitlagerstättenbildung gelten kann, ist die so häufig vertretene Mächtigkeit von einigen Dezimeter bis rund 1 m, so selten darüber hinaus. Auch Metasomatose bringt es hier in der Mächtigkeitsausbildung oft nicht viel weiter. In den Lehrbüchern der Lagerstättenkunde ist die Feststellung über die in der Regel niedrigen Sb-Erzmächtigkeiten längst gemacht. Diese Mächtigkeitsbegrenzung ist Glied der Reihe übriger Gemeinsamkeiten des Antimonitgangtypns. Wahrscheinlich spiegelt sich in der beschränkten Mächtigkeit neben ungefähr gleichen P—T-Bedingungen, gleichen Ionenkonzentrationen usw. auch noch ein gleicher Zeitfaktor wider. Damit wäre wenigstens für einen Ausschnitt der Endphase des subvulkanischen Metallisationsvorganges ein absolutes Zeitmaß sichtbar geworden.

Die Ausfällungsbedingungen der Sb-tragenden Thermen werden außer von Temperatur- und Druckabfall, Gasentladung usw. auch von seiten der physikalischen Eigenschaften gewisser Nebengesteine an der Thermenberührung beeinflußt. Karbonatgesteine erweisen sich auch gegenüber Sb-Lösungen zu metasomatischem Umsatz geeignet. Es sind vor allem elementare C-Führung der Gesteine, Graphit oder Bitumen im allgemeinen, als auch die komplexen Eigenschaften basischer Gesteine, welche die Sb-Ausfällung begünstigen. Reduzierende Wirkung von C, katalytische Eigenschaften, erhöhte elektrische Leitfähigkeit, wie überhaupt das Mitspiel elektromotorischer Kräfte, welche die ionenreiche Thermenpassage auszulösen vermag, und andere noch unbekannte Wirkungen scheinen graphitischen Schiefern und basischen Gesteinen, wie Diabas und Serpentin, die Eigenschaft zu verleihen, Erzausfällung in besonderem Maße zu begünstigen [18]). Ausbildung reicher Adelszonen kann sich an diese Gesteine knüpfen. Nicht nur für Antimonitlagerstättenbildung sind dies fördernde Faktoren: für Hg-Erzabsatz ist seit langem bekannt (Idria), daß er vom Bitumengehalt des Nebengesteins gesteigert wurde. Aber auch die Grüngesteine spielen für HgS-Absatz, noch weiter zurück in der Metallisationsabfolge z. B. auch für solchen der Ni-Co-Erze (G. Berg, „Nickel u. Kobalt", in der Schriftenreihe „Metall. Rohstoffe", 1944) eine begünstigende Rolle.

Graphitische Schiefer haben die alpinen Antimonitvorkommen recht oft in unmittelbarer Nachbarschaft. Für Sb-Kostajnik in Serbien betont F. Hermann (84a) die ausfällende Wirkung von seiten des Bitumengehaltes der permokarbonen Schiefer. Die Sb_2S_3-HgS = Vorkommen von Ferghana in Russisch-Turkestan halten sich an kohlige paläozoische Schiefer (F. Ahlfeld).

---

[18]) Im eingangs erwähnten Bd. Antimon des Gmelinschen Handbuches f. anorg. Chemie, 1943, wird auf die Beziehung „dunkle C-reiche Schiefer (sowie Paläozoikum als häufiger Träger derselben) und der in ihnen bevorzugt abgesetzten „Sb-Erze" noch in anderem Sinne hingewiesen: engere genetische Bindung der C-Führung mit Sb-Erzabsatz könne durch subaquatischen Vulkanismus in Faulschlammsedimentation hinein bewirkt sein. (Für die Bildungsweise der alpinen Sb-Vorkommen scheidet aber diese Vorstellung sicherlich aus. H.)

Serpentin ist Träger von Hg-Lagerstätten Kaliforniens, des HgS-Vorkommens Avala in Serbien usw. Für Antimonitlagerstätten, die in sehr großer Zahl Gesteine paläozoischer Serien zum Nebengestein haben, ist vornehmlich Diabas der absatzbegünstigende. Man kann hier die Zahl der Beispiele weit ausdehnen. In Schlaining ist der Chloritschiefer als metamorpher Diabastuffschiefer eine Erzabsatzgrenze; auf örtliche Lokalisierung von Sb-Vererzung der Drautalvorkommen wirken sich Diabasgänge und -lagergänge aus. Für die karpathischen, pyritreichen Antimonitvorkommen von Pernek (P. Krusch, 89; R. Lachmann, 91) und weiter östlich bei den Antimonitvorkommen des slowakischen Erzgebirges (W. Lambrecht, 92; ferner K. Rösner, R. Klein, B. u. H. Monatshefte, Leoben 1931, bzw. 1940 u. 1942) scheint der Einfluß der auch dort vorhandenen Grünschiefer in paläozoischer Serie der Anziehung günstiger Spaltenwege durch Quarzporphyr unterlegen zu sein. Unter den jugoslawischen Vorkommen tritt der subvulkanische Charakter der Antimonitlagerstätten, Bindung an das Eruptiv, unmittelbarer hervor, aber doch sind Beispiele für Serpentin als Träger der Antimonitvererzung anzuführen (Lojane, und wohl auch Nikuštak, beide in Mazedonien).

Das interessante Antimonitvorkommen von Turhal im nördlichen Kleinasien (A. Maucher, 93) sitzt paläozoischen metamorphen Schiefern auf und entwickelt sich an der Grenze von Graphit-Serizitschiefer und Grünschiefer-Diabas; Ni-haltige Silikate und Ni-Magnetkies des letzteren treten mit der Metallbeladung der Thermen in Reaktion und führen zur Bildung von Gudmunit (FeSbS), Berthierit ($FeS . Sb_2S_3$) und Ullmannit (NiSbS).

Die Antimonitvorkommen im Paläozoikum des deutschen Vogtlandes sind von Diabasgängen begleitet.

Die Antimonitgangspalte von Ceuta in Nordmarokko ist nach H. Quiring (95) von ihr parallel verlaufenden Diabasgängen begleitet; Erzspalte und Diabas durchsetzen altpaläozoische Schichten. An Altpaläozoikum halten sich auch Antimonitvorkommen in Südspanien und Portugal. — Die größte Antimonitanhäufung der Erde, die Lagerstätten von Hunan in China, haben paläozoische Sandsteine, Schiefer und Kalke zum Nebengestein (H. Schneiderhöhn, 97).

Nicht nur für Hg-, auch für Sb-Lagerstätten sind in Kalifornien basische Gesteine bevorzugtes Aufnahmsgestein; z. B. zeigen die Antimonitlagerstätten Wildrose im Canongebiet (D. White, U. S. Geol. Survey Bull. 922—K, Washington 1940) in präkambrischen Chloritschiefern und Amphiboliten besonders reiche Entwicklung.

In allen diesen Fällen ist bei der Genesis der Antimonitlagerstätten die Rolle des basischen Gesteins eine passive, Lagerstätten und Serpentin wie Diabas stehen in Alter und Genese weit auseinander.

Die Bevorzugung paläozoischer Serien im allgemeinen durch die Antimonitvererzung — zu den vielen schon hier genannten Beispielen für paläozoisches Auffanggestein treten auch die in neuerer Zeit Bedeutung gewinnenden Vorkommen Boliviens (Ahlfeld und Munoz Reyes, 78) — stellt sich natürlich nicht nur beim Antimonitabsatz ein, sondern gilt in den Ostalpen auch für den gesamten Komplex der höher- bis mitteltemperierten Sulfidvererzungen, welche die hochaufgetürmten Pakete der mesozoisch-alpinen Kalk- und Mergelschichten meiden. Mit der unteren Triasgrenze ist in den Ost-

alpen überall, wo nicht Mesozoikum einer ausgiebigen Tiefenmetamorphose und kristallinen Verschweißung unterlegen war, ein bedeutender Temperatursprung vorhanden gewesen, eine untere Grenze des hier besonders tiefreichenden vadosen Wasserkreislaufes, welche Grenze gerade noch die Pb-Zn-, auch die AsS-Lösungen (Realgarvorkommen der Inntallinie) der Tiefe überschreiten ließ, alle übrigen Sulfidvererzungen aber zurückhielt; die paläozoischen Serien schieben sich wie ein Filter vor.

In den Karpathen eine Ausnahme: Mit Antimonit verbundene Realgarvorkommen, sogar Antimonit in zwei mit Quarz verbundenen älteren Generationen, finden sich im Flysch der Marmaroser Karpathen (v. Szadecky-Kardoss E., Z. f. Min. 1941).

Die Tiefe, in welcher der Absatz reiner Antimonitvererzung im Thermenaufstieg begonnen hat, unterschreitet wohl in den meisten Fällen 600—1000 m. In den extrusiv-hydrothermalen Vorkommen sind geringere Bildungstiefen anzunehmen, für Schlaining etwa 100—200 m. Entsprechend dem höherthermalen Charakter der Drautalvorkommen stehen dort 500 m und mehr als Bildungstiefe in Frage. — Für Hg-Vorkommen — hier sei an Glatschach im Drautal erinnert, das an derselben antimonitvererzten tektonischen Linie liegt — wird ungefähr 500 m als Bildungstiefe abgeleitet.

Entsprechend der Bildungstiefe und dem Temperaturgefälle treten große Schwankungen in der vertikalen Reichweite, in der Teufenspanne des Antimonabsatzes auf. Größere Empfindlichkeit der Ausfällungsbedingungen wirkt sich bei den niedrigstthermalen Vorkommen in sehr beschränkter Teufenspanne aus. Für Sb-Schlaining kann die Teufenspanne mit 30—80 m angegeben werden, darüber und darunter befindet sich taube Gangspalte. In den Vorkommen des Drautales, mit höherer Bildungstiefe, wird die Teufenspanne einige 100 m übersteigen. Von den slowakischen, z. T. turmalinführenden und Au-hältigen Antimonitvorkommen ist mir z. B. für die Grube Cučma bei Rošnava die Teufenspanne mit 300 m bekannt, dann tritt nach der Tiefe Verarmung ein.

Zementationsvorgänge spielen auf Antimonitlagerstätten ebensowenig wie auf Hg-Lagerstätten eine Rolle. Vom Sb-Vorkommen Abfaltersbach, das nach A. Tornquist (58) dem perimagmatischen Typus ostalpiner Vererzung zugezählt werden kann, fand der genannte Beobachter Dyskrasit, Antimonit — aszendent? — zementierend. H. Schneiderhöhn-P. Ramdohr (98) sehen für das seltene Auftreten von gediegen Sb sowohl deszendente als aszendente Abkunft für gegeben.

Oxydation kann den jungen oberflächennahen Antimonitlagerstätten um so leichter zusetzen, sobald sie unter die geologischen Bedingnisse tiefreichender tertiärer Verwitterung geraten, wie es für Teile der Schlaininger Lagerstätte zutraf. Schwefelkies, das häufigste Begleitmineral des Antimonits, vermag die Oxydationsvorgänge zu beschleunigen. (G. Berg, 1: In feuchter Berührung mit Antimonit entwickelt Schwefelkies stärkere elektromotorische Kräfte wie Sb_2S_3, so daß sich der O der Elektrolytflüssigkeit an Sb_2S_3 abscheiden wird.) Die Umwandlung des Antimonits vollzieht sich verhältnismäßig rasch

und leicht in oxydisches Sb-Erz, dessen verbreitetstes Erzmineral der Antimonocker (Stiblith, Cervantit) ist. Von Schlaining erwähnt Chlebus außerdem Senarmontit und den roten Kermesit. Über Valentinit habe ich keine Angaben.

Mit dem oxydischen Zustand hat das Antimonerz eine gewisse Resistenz erreicht, die es befähigt, in alluviale Seifenlagerstätten einzugehen (China).

Regionale Metamorphose erleiden die alpinen reinen Antimonitlagerstätten nicht mehr, sie stehen bereits außerhalb der Tauernkristallisation. Leichte Löslichkeit, leichte Translationsfähigkeit würden Antimonit zu einem Überdauern der Metamorphose auch gar nicht recht befähigen. Der Wechsel von kristallig-blättrig-stengeliger Ausbildung des Antimonits mit dichtkristalliner fällt eher auf primäre Absatzbedingungen zurück, als — ausuahmsweise — auf örtliche Mylonitisierung. Die leichte Translationsfähigkeit im Antimonitgitter führt zu gebogenen Kristallformen bereits im Drusenraum, z. T. mögen hiebei leichte tektonische oder auch Lösungsspannungen während der Drusenfällnng, z. T. Wachstumstau von seiten der beiden Salband- oder Drusenwände mitgewirkt haben.

Diese knappe durchaus nicht erschöpfende Übersicht der gemeinsamen lagerstättenkundlichen Züge im Antlitz der Antimoniterzlagerstätten, insbesondere der südosteuropäischen Sb-Erzprovinz, läßt ersehen, daß es mitunter berechtigt erscheint, aus der Fülle der Gemeinsamkeiten dort bestimmtere Schlüsse hineinzutragen, wo minder günstige Aufschlußlage, Überdecken von Vererzungsvorgängen, Abseitigkeit zu plutonischen oder vulkanischen Phänomenen usw. das Vorstellungsbild von der Genesis mit Unsicherheit belasten. Solche Tragkraft darf manchen dieser Schlüsse zugemutet werden, daß in gewissen Fällen der umgekehrte Weg beschritten werden kann: aus der Tatsache der Mineralisation von Sb_2S_3 — ihr angeschlossen aus der verwandten Mineralisation von HgS und $AsS = As_2S_3$ — läßt sich auf Alter der betreffenden erzleitenden Tektonik und der Lagerstätte selbst, auf Vorhandensein entsprechender magmatischer Wirkquellen in der Tiefe mit Bestimmtheit schließen. Für die alpinen Vorkommen wurden in Auswirkung der lagerstättenkundlichen Vergleiche mit dem Kerngebiet der südosteuropäischen Antimonerzprovinz bereits Schlüsse dieser Art gewonnen.

4. Bisheriger Prodnktionserfolg der österreichischen Antimonerzförderung lagerstättenmäßig betrachtet und gegenübergestellt der Preisentwicklung des Antimonmetalles und seiner Rolle in der Metallwirtschaft.

106. Balling C. A. M., Antimongewinnung und Verhüttung in Banya (Schlaining). Chem.-Zeitg. 1885/1886.

107. Baum H., Seltenere Metalle unter Kriegseinflüssen (2. Antimon). Met. und Erz 1943.

108. Chem. Industrie, Nachr. Ausgabe 64, 1941.

109. Granigg B., Die Bodenschätze Österreichs und ihre wirtschaftliche Bedeutung, Wien. 1947.

110. Hildebrandt H., Lehrb. der Metallhüttenkunde. Hannover, 1906.

111. Jahn R., Das Antimon und seine Verhüttung. Mont. Rsch. Nr. 7, 1925.
112. Krusch P., Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten. Stuttgart, 1907.
113. Reuleux F., Die chem. Behandlung der Rohstoffe. Leipzig-Berlin, 1886.
114. Sommeregger V., Über die Möglichkeit der Wiederinbetriebsetzung des Antimonwerkes in Schlaining. Mont. Rdsch. 1937.
115. Wendt W., Der heutige Stand der Antimonverhüttung, Berg- u. Hüttenm. Monatshefte, Leoben, Bd. 93, 1948.

Mit diesen Fragen ist die wirtschaftliche und volkswirtschaftliche Seite des österreichischen Sb-Erzbergbaues berührt. In jeder Rohstoffgewinnung spiegeln sich aber auch Momente des friedlichen und kriegerischen Völkerwettbewerbes und der Weltwirtschaft wider.

Zum besseren Verständnis seien in knappester Form einige allgemeine technisch-wirtschaftliche Daten in Erinnerung gebracht, welche die Herkunft, Darstellung, Verwendung und Verbrauchsentwicklung des Antimonmetalles betreffen:

Antimon (lat. stibium; der Name nach Reuleux aus dem Arabischen al ithmidu = das Antimon, in verderbter Sprachentwicklung[19]) entstanden) ist heute in erster Linie Legierungsmetall. Spez. Gew. = 6·7, At. Gew. = 120 (121·6), Schmelzpunkt 630°.

Wichtigstes Antimonerz ist der Antimonit und dessen Oxyde. Daneben wird Sb-Gehalt gewisser Bleierzförderungen zugute gebracht.

Das Mineral Antimonit findet bereits im grauen Altertum in den Süd- und Ostländern Verwendung, bis heute herauf in der Kosmetik dienend (Augenbrauenfärben), als Arzneimittel und Vieharznei[20]). Die Leichtflüssigkeit des Antimonits (550° Schmelzpunkt, Siedepunkt 990°) erleichtert die Reinigungs(Saiger-)arbeit im Tiegel-, stehenden Retorten- oder Flammofenverfahren und führt zur Darstellung des Schwefelantimon Antimonium crudum.

Dem Metall ist man nach F. Reuleux (113) durch Alchymistenarbeit auf die Spur gekommen (Sb macht Gold spröde!).

Die Abscheidung des Metalles Sb aus dem sulfidischen Erz geschieht: a) Durch Niederschlagsarbeit im Flammofen oder in Tiegeln; dem ungerösteten Erz wird Eisen zugesetzt ($Sb_2S_3 + 3\,Fe = 3\,FeS + 2\,Sb$). Dieses Verfahren war auch zuletzt in Schlaining in Anwendung: es erfordert im allgemeinen reiche Derberze oder Konzentrate mit min. 50% Sb. Ausbringen günstigsten Falles 90%. In Schlaining waren bedeutende gasförmige Verluste an Sb und Ausbringen nur 70 bis 80%. b) Röstreduktionsverfahren in Flammöfen, Schachtöfen oder Tiegeln. Nach oxydierender Röstung erfolgt Reduktion der Sb-Oxyde mit Holzkohle. Der Schachtofenprozeß verträgt auch ärmere Erze, herab bis 10% Sb. Auch in Schlaining (Banya) wurde nach Hildebrandt (110), R. Jahn (111), zeitweise dieser Prozeß geübt. c) In moderneren Verfahren wird sulfidisches Erz in Wälzofen zu Sb_2O_3 oxydiert und dann in Flammofen das Metall erschmolzen. Wälzofenanlagen fordern 7% Sb min. in der Aufgabe. In Serbien tritt an Stelle der Wälzofenarbeit auch der Konverterbetrieb.

Das erzielte Rohantimon hält 90 bis 92% Sb. Reinigung auf Handelsantimon Regulus Antimonii mit 99% Sb erfolgt in Flammofen, Tiegeln, unter Sodazusatz; auch Elektrolyse wird angewendet. Direkte elektrolytische Sb-Metallerzeugung aus Erzen oder Erzkonzentraten ist noch in Durchbildung begriffen. Auch Laugungsverfahren wurden versucht.

---

[19]) Diese Ansicht wird vom Orientalischen Institut der Universität Wien, Dr. R. F. Kreutel, dem ich freundliche Beantwortung einer Anfrage danke, als unwahrscheinlich empfunden.

[20]) In Gmelins Handbuch der anorg. Chemie, Bd. Antimon, 1943, wird über die Verwendung des Sb in geschichtlicher und vorgeschichtlicher Zeit eine gründliche Untersuchung angestellt, vor- und frühgeschichtliche Funde von Sb-Metall und Sb-Legierungen werden eingehend erörtert.

Verwendung des Antimons: Als Metall vor allem als Weißmetall, Lagermetall (Achsenlagermetall mit 15% Sb, 9% Cu, 76% Sn): Hartbleilager (bis über 80% Pb, 12 bis 20% Sb und etwas bis 10% Sn und Cu); ferner Letternmetall (Antimonblei zum Beispiel 60% Pb nebst 25% Sb und 15% Sn, nach Hildebrandt, 110); Zusatz zu Lötzinn; Schrottherstellung. Neuzeitlich in steigendem Maße Sb im Akkumulatorenblei (Automobilindustrie, besonders in USA..). Als Schwefelantimon: Außer in der pharmazeutischen Industrie wird Crudum verwendet in der Feuerwerkerei, Munitionsindustrie (Initialzündungen); Bleistiftindustrie (Zusatz zu Graphit); Farbzwecke u. a. Schiffsanstrich, Glasuren, Schmelzmalerei: weiße, rote, schwarze Farben usw.; als Brechweinstein (weinsaures Sb-Oxyd-Kalium), Zusatz von Gummi, in der Zeugdruckerei u. a.

Welterzeugung und Verbrauchsentwicklung des Antimons.

Nach H. Baum (107) war die Welterzeugung an Sb-Metall im Jahre 1927 rund 28.000 t, 1937 37.000 t, 1938 nahe 30.000 t, ohne Sb-Inhalt in Hartblei. Der Verbrauchsanstieg der letzten Friedensjahre war ermäßigt gegenüber der vorhergehenden Periode, z. B. 1904 nach P. Krusch (Untersuchung u. Bewertung usw.) rund 16.000 t Sb-Erz als Weltproduktion, 1895 um 11.000 t.

Mit der Verbrauchsentwicklung im Krieg schnellt die Sb-Produktion hinauf: Munitionserzeugung, Schrott, aber auch Mehrverbrauch an Lagermetall; nach H. Baum haben die USA., die in den letzten 25 Jahren zwei Drittel der Welterzeugung Sb verbrauchen, im Jahre 1918 noch 11% des Gesamtverbrauches für die Munitionserzeugung verwendet. 1928 weist in den USA. der Sb-Verbrauch für Akku. der motorisierten Fahrzeuge 28% auf. Der Kriegsverbrauch bringt aber auch Verschiebungen hinsichtlich der Produktionsländer.

Der erfahrene Kenner der Sb-Wirtschaft Dr. F. Hermann, Wien, schätzt die Welterzeugung an Sb in den letzten Kriegsjahren an 40.000 Jahrestonnen herangekommen, darin ca. 10.000 t Sb in Hartblei (briefl. Mitt.).

Die Herkunft der Welterzeugung an Sb hat heute ein wesentlich anderes Bild als vor 15 und 20 Jahren.

H. Schneiderhöhn gibt für 1929 an: 31.000 t Weltproduktion, hiervon leisten China 72%, Mexiko 10%, Bolivien 10%, Frankreich (Zentralplateau, Algier) 3%, Tschechoslowakei 3%.

Stand z. B. 1927 noch China mit seiner reichen Sb-Erzprovinz Hunan (geschätzte Vorräte fast 4,000.000 t Sb-Erz mit 5 bis 20% Sb) mit zwei Drittel der Weltproduktion an der Spitze der Großerzeuger, auch noch 1935 mit der Hälfte derselben, so teilt sich später China — Folgen des Bürgerkrieges — in der Weltproduktion mit Bolivien und Mexiko zu je ungefähr gleichen Teilen. Bolivien [21]) brachte 1939 die Förderung auf nahe 10.000 t Sb-Inhalt, die Erze gingen größtenteils als Konzentrat in die USA. Auch Peru weist ansteigende Sb-Förderkapazität auf, z. T. sind es hier Hg-Sb-Mischerze.

In der europäischen Produktion war um 1900 noch Frankreich an erster Stelle (hier allerdings auch die algerische Produktion, Senarmontit, eingeschlossen). Im vergehenden Jahrzehnt kam Jugoslawien, z. T. freilich auch durch die Kriegsentwicklung, in Führung: 1928 betrug die Förderung an Sb-Erz rund 1000 t, 1940 24.000 t, 1943 fast 30.000 t, bei einer Reinantimonherstellung im Lande selbst

[21]) Die Sb-Erzvorräte der bolivianischen Lagerstätten werden als verhältnismäßig gering bezeichnet, mit 50.000 t Sb-Metallinhalt geschätzt (108).

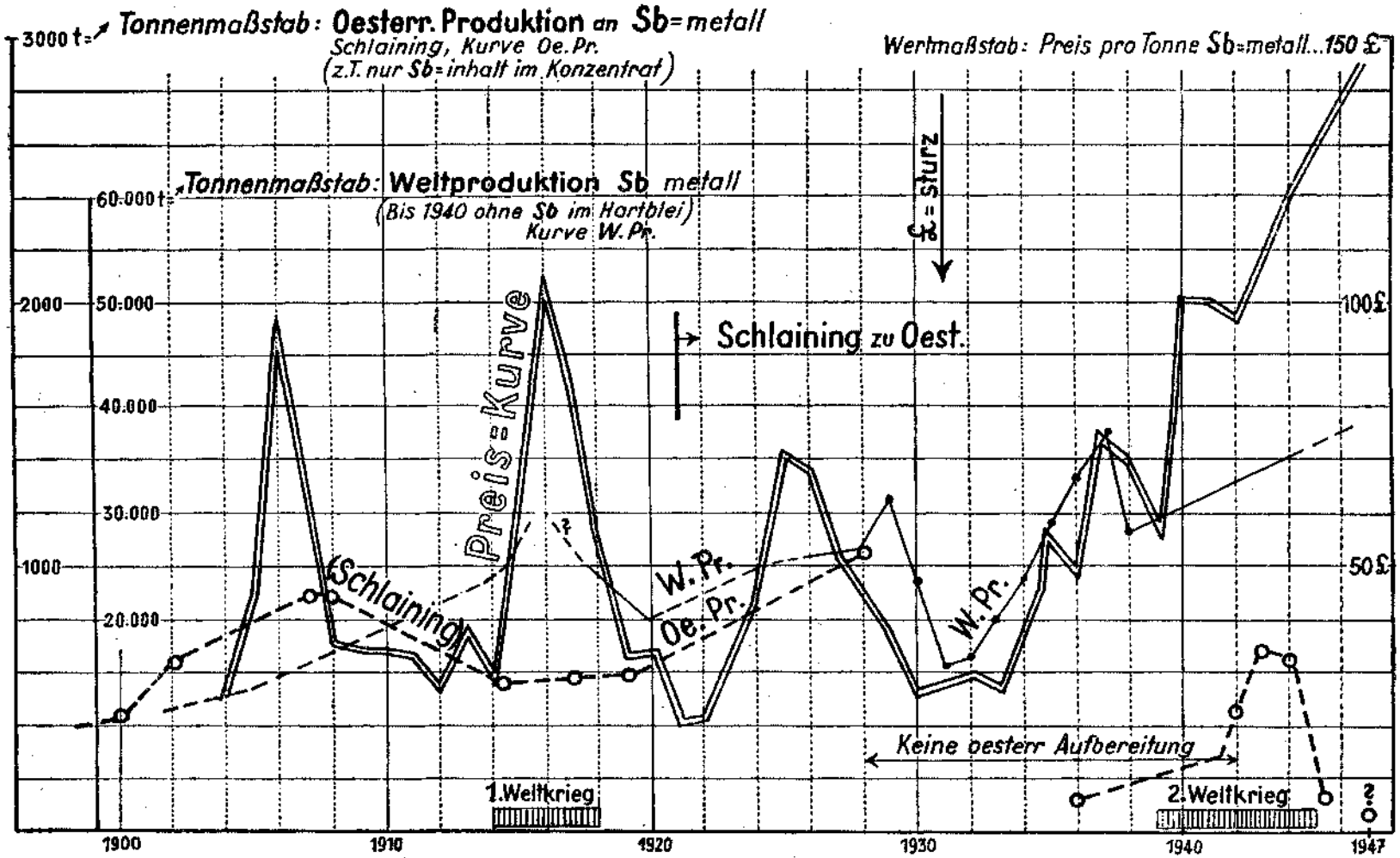


Abb. 20. Die Entwicklung der österreichischen Sb-Erzeugung, gegenübergestellt der Preisentwicklung des Sb-Metalles und der Welterzeugung an Sb, in den letzten 50 Jahren.
Benützte Zahlenangaben u. a. nach P. Krusch (112), W. Lambrecht (92), K. Richter (5), H. Baum 107).

in den letzten Kriegsjahren von 1200 bis 1700 t. Demgegenüber erreichte die slowakische Produktion auch in den Kriegsjahren nicht über 20.000 t Erz, allerdings mit 1 ‰ Au-Gehalt.

Die Preisentwicklung des Sb-Metalls zeigt ein fortwährendes Auf und Ab, Kriegseinwirkungen, Vorkriegshortungen sich darin spiegelnd und den friedlichen Entwicklungsfluß in Verbrauch und Wert dieses Metalls fast ganz verdeckend. Das Kurvenbild der Abb. 20 zeigt, lückenhaft, den unruhigen, in Preisspitzen alternierenden Entwicklungsgang der Sb-Preise und stellt diesen zugleich auch einige Sb-Produktionsdaten Österreichs gegenüber. Auch die gegenwärtige (1947), alle bisherigen Preissätze übersteigende Preisspitze — 145 bis 150 £ pro Tonne regulus — wird zweifellos bald wieder zu einem Preistal absteigen, sobald die europäischen Verhältnisse sich stabilisieren.

Die österreichische Sb-Erzproduktion und der österreichische Verbrauch.

Von einer urösterreichischen Sb-Produktion kann man eigentlich nur hinsichtlich der Drautalvorkommen sprechen; diese lag, am heutigen Wirtschaftsmaßstab gemessen, zu aller Zeit sehr niedrig. Schlaining kam erst 1920 mit dem Burgenlande an Österreich.

Für Lesnig und Radlberg im Drautal hat R. Canaval (51) einige Produktionsdaten erhoben; z. B. für 1845—1851 Jahreserzeugungen bis 19 t Sb-Crudum und bis 22 t regulus. Die älteste überlieferte Produktionsangabe von Lesnig 1784—1790 sagt 3½ t crudum Jahreserzeugung an. Auch die Produktion von Lesnig in der Zeit des ersten Weltkrieges war äußerst bescheiden, sie betrug bis 1919 insgesamt 200 t aufbereitetes Hüttenerz mit 40—48 % Sb; die Aufbereitung war einfachster Art, Pochstempel, Handsetz- und mechanische Stauchsiebe usw.

Für Schlaining im österreichischen Burgenland, das frühere Szallonak in Ungarn, das seit 80 Jahren, nach anderen Angaben seit 120 Jahren in Produktion steht, sind stichprobenweise für die ungarische Betriebszeit einige Jahresproduktionen an Sb-Metall anzuführen: 1900 450 t, 1902 682 t, 1914 560 t regulus und 1100 t crudum. Die österreichische Produktion lief 1921—1929 und erbrachte beispielsweise 1928 1100 t Sb im Konzentrat — die Hütte lag damals bereits still. Mit dem Brande der Schlaininger Flotation im Herbst 1929 kam, mitbeeinflußt durch die ungünstige Metallpreislage, auch der Grubenbetrieb zum Stillstand. Im kleinen wurde die Erzeugung 1936 wieder aufgenommen (1938: 1500 t Roherz mit 125 t Sb-Inhalt). 1938 wurde Schlaining wieder auf breiter Basis in Betrieb genommen und in den Jahren 1940—1945 der Lagerstätte 55.000 t Hauwerk und den Halden 4000 t hältiges Material entzogen, die neue Flotationsanlage mit 80—100 t Tagesdurchsatz arbeitete seit 1942.

Die Konzentraterzeugung der Gesamtflotation Schlaining betrug im einzelnen:

1942	811 t mit 62·7 % Sb	511 t Sb-Metall
1943	1202 t mit 57·0 % Sb	683 t Sb-Metall
1944	1093 t mit 58·9 % Sb	640 t Sb-Metall
1945	266 t mit 59·4 % Sb	158 t Sb-Metall
	3372 t mit 59 % Sb	1992 t Sb-Metall

Die Verhüttung erfolgte, wie schon in den Jahren vor dem Kriege, außerhalb der österreichischen Grenzen.

Einen bescheidenen Beitrag an Sb-Metallproduktion bringt die Verarbeitung der Schwazer Fahlerze in der Hütte Brixlegg hervor.

Nach B. Granigg 1947 (109) liegt die österreichische Einfuhr von Sb-Metall, das hauptsächlich dem österreichischen Bedarfe für die Herstellung von Letternmetall, Erzeugung von Hartblei und Lagermetall dient, im Werte von S 200.000·— pro Jahr. Beispielsweise 1936: 122·2 t im Werte von 188.000 S (1935 S/t Sb), wobei die Tschechoslowakei (Slowakei) nahezu 90% der Einfuhr bestritt. Im vollbeschäftigten Jahre 1928 lag die Einfuhr bei 200 t im Werte von S 275.000·—.

5. Wie sind die Entwicklungsaussichten des österreichischen Antimonbergbaues zur Zeit geologisch beurteilbar?

Der Versuch, diese Frage zu beantworten, muß vor allem für die reinen spezifischen Antimonitvorkommen interessieren. Die übrigen Auftreten von Antimonerz, als Antimonit in Paragenesen sonstiger Sulfidlagerstätten oder als Sb-hältige Fahle oder sonstige Sulfoerze, führten bisher zu keiner eigentlichen Sb-Gewinnung; Fahlerzvorkommen größerer Ausdehnung, die auch für ständige Sb-Gewinnung bedeutungsvoll sein könnten, fehlen in den Ostalpen, es sei denn, daß der Ag-Sb-Hg-Fahlerzhorizont im paläozoischen Dolomit von Schwaz-Brixlegg noch einmal größere Bedeutung erringt.

Unter den eigentlichen Antimonlagerstätten ist zur Zeit an erster Stelle das Vorkommen **Schlaining** für die Zukunft der österreichischen Sb-Produktion von Wichtigkeit. Nahezu ein Jahrhundert anhaltende, in ihren Wirtschaftserfolgen gut überblickbare Bergbautätigkeit einerseits, sowie der eingerichtete, in Betrieb befindliche Bergbau von Schlaining mit eingearbeiteten Bergleuten und einem Aufbereitungsaggregat für 80—100 t Tagesdurchsatz Hauwerk ausgestattet, auferlegen die Obsorge, den Fortbetrieb und die Stetigkeit der Produktion nach Möglichkeit zu erhalten.

Der Antimonbergbau Schlaining kam 1929, mitten in normaler Produktion befindlich, durch äußere Umstände (Aufbereitungsbrand) vorübergehend zum Erliegen. Auf Grund der geologischen Verhältnisse zur Zeit der Einstellung des Betriebes konnte ich einige Jahre nach der Stillegung (Hießleitner, 15) die Aussage treffen: bei 10.000 t aufgeschlossener Hauwerkreserve bringt jeder Meter Ausrichtungsfortschritt in der Grube Kurt gegen Ost 40—60 t Hauwerk der weiteren Vorrichtung zu, die Vererzungsfläche sei im Zunehmen.

Diese Voraussage wurde durch die tatsächlichen Ergebnisse seit Wiedereröffnung des vollen Betriebes 1939 — eine Teileröffnung ging

1936 voraus — bestätigt und übertroffen. In den Jahren 1940—1945 hat die Kurtgrube vornehmlich im Ostfeld über 50.000 t Hauwerk mit 4—5% Sb geliefert. Die Ausrichtung in der Lagerstättenzone Kurt nach Ost wurde dabei seit 1929 um 250 m vorgetrieben, jedoch in der letzten Zeit unter erlahmenden Erfolgskoeffizienten.

Mit dem Anstoßen des erzführenden Kalk- und Kalkschieferhorizonts an den Plischaserpentin im Feldortbereich des Vincenzstollens schien überhaupt der Lagerstättenerstreckung gegen Ost ein Schlußpunkt gesetzt zu sein: eine scharf ausgeprägte Störung bringt den Serpentin in den Stollenraum. Die Intensität der Sb-Vererzung sinkt allerdings sowohl in Gang als in Lagergang bereits vor Erreichen der Serpentinstörung bis an die Bauwürdigkeitsgrenze ab.

Die Auffassung über die örtliche geologische Situation von Kurt-Ostende ist aus dem Profilabschnitt Abb. 1 der Tafel I ersichtlich; eine mögliche Fortsetzung der Lagerstätte wäre im Dach der Serpentinmasse zu suchen, entsprechend hätte auch ein Bohrversuch von der Vincenzstollensohle gegen Ost schräg aufwärts dorthin abzuzielen. Auf ausgiebige Gangausbildung ist in diesem Raume wenig mehr, eher noch auf Ausbildung des Lagerganges im Kalkschiefer über Serpentin zu hoffen.

Was an „eventueller" Erzflözfläche des Lagerganges östlich der Serpentinstörung günstigsten Falles vorhanden sein könnte, von der Serpentinstörung bis zum Ausgehenden des Liegendkalkzuges im Norden des Kl. Plischa gemessen, ist 600 m Längserstreckung der möglicherweise vorhandenen Zone. Allerdings fehlt bislang der unter dieser Annahme zu erwartende Ausbiß einer Sb-Vererzung Nord Kl. Plischa (verrollt?). — Nach Erfahrung 1929, wo jeder m Ausrichtung Ost 40 bis 60 t Hauwerk erschloß, würden für 600 m Zonenerstreckung selbst bei verarmender Erzführung noch 15.000 bis 20.000 t Hauwerk in Frage kommen können. Doch ist eine solche Schätzung vorläufig nur unter Vorbehalt auszusprechen, da immerhin eine völlige Erschöpfung der Lagerstätte schon westlich der Serpentinstörung platzgegriffen haben könnte.

Zwischenstück Kurt—Neustift (Bereich Tauchental). Diesem Abschnitt hat sich, wohl angesichts zunehmenden Verarmens der Erzführung gegen Ost, bereits in den letzten Kriegsjahren das bergmännische Interesse zugewendet. Ein neuerliches Bohrprogramm wurde hier durchgeführt, nachdem früher schon Bohrungen in diesem Abschnitt vorausgegangen waren. Die vermutbare Erzzone verläuft hier unter der Sohle des Tauchenbachtales, kann also mit Stollenbau nicht mehr erreicht werden.

Soweit es gestattet ist, sich an die in Bohrprofiten überlieferten Resultate der 7 hier in den letztvergangenen Jahren (1943/45) niedergebrachten Crälius-bohrungen (I—VII, Tafel I) zu halten, können die Ergebnisse als günstig bezeichnet werden: fast alle Bohrungen waren mehr oder minder fündig, die nachgewiesenen Mächtigkeiten betrugen einige dcm bis 2 m, die Halte von $^1/_2$—2—9% Sb. Dabei handelt es sich um Vertikalbohrungen, also irgendwie abseits der eigentlichen steil niedersetzenden Gangspalte, so daß wohl nur Lagergangabzweigungen durchbohrt worden sein dürften.

Die durch Bohrungen I—VII (Tafel I) umrissene erzhöffige Zone dieses Abschnittes hat eine Streichausdehnung von 700 m, ausgehend vom Hinabtauchen der Erzführung am Ostende der Grubenbaue Neustift unter die Talsohle Tauchenbach bis zur vermuteten Tauchentalstörung. Für letztere wird nach Bohrlochbefund III (Sb-Erzfund

Tm 54) angenommen, daß sie zwischen III und Vincenzstollen-Mundloch durchsetze, bei mittelsteiler Neigung gegen SW, ähnlich wie der Heinrichsprung in Tauchen, zu dessen System sie gehört.

Der auf 700 m sich erstreckende Hoffnungsraum ist für 500 m durch die fündigen Bohrungen in seinen Aussichten besser begründet als für die östlich anschließenden 200 m mit nur spurenhafter Vererzung im Bohrloch III.

Bei einer, im bekannten Neustifter Feldesteil vorhanden gewesenen Ausdehnung der Vererzung in der Gangfläche vertikal von 20—30 m, von 5—20 m Reichweite der beidseitig abzweigenden Lagergänge, können für den 700 m-Hoffnungsraum etwa 50.000 t Hauwerk als minimaler Hoffnungswert erwartet werden. Kommen weitere Gangausbildungen dazu, wie sie aus Fortsetzung Mathildegang nach Westen, Erzfunde im Hoffnungsstollen, Angaben älterer Berichte (Rochata) angedeutet sind, so kann eine wesentliche Mengenvermehrung hinzutreten. — Dem durchschnittlichen Halt nach aber wären die zu erhoffenden Erzmengen entsprechend der historischen Bergbauerfahrung in Neustift um mehr als das Doppelte höher einzuschätzen wie die Erze des Kurtfeldes Ost, die im Hauwerk nur mehr bei 3—4% Sb im Mittel liegen. — Allerdings muß für das Zwischenstück infolge dauernder starker Grundwasserdurchfeuchtung mit stark lettiger Beschaffenheit des Hauwerks gerechnet werden.

Die Erschließung des Zwischenstückes kann nur mit Tiefbau erfolgen. Die geologischen Verhältnisse, die dem Vorschlag eines Blindschachtprojekts zugrunde liegen, sind auf einer Profilabb. 2 der Tafel I dargestellt.

Die Frage des endgültigen Westendes der Lagerstätte ist ebenfalls noch ungeklärt.

Nach den Angaben in der Arbeit P. Chlebus (9) ist anzunehmen, daß das Wiedereröffnen des westlichen Grubenabschnittes mittelst Gewältigung des Steinbründlstollens 1918 bis ins westlichste Feldort der alten Grubenbaue vorgekommen ist. Chlebus (S. 118) gibt an: „...es ist jedoch bisher nicht festgestellt, in welcher Weise die Erzablagerungen gegen Westen ihr Ende finden. Die seinerzeit zuletzt aufgeschlossenen Partien zeigen eine allmähliche Abwärtsbewegung des Lagerganges, doch keinen Abschluß!" Daß der Chloritschiefer nicht auskeilt — dem Auskeilen desselben gegen Westen glaubt Chlebus mit der einmal eintretenden Vertaubung in Zusammenhang bringen zu müssen — zeigt Bohrlochbefund der Deutagbohrung a (Profil 1, Tafel 1).

Jedenfalls wären 1—2, von obertags schräg abwärts gerichtete Cräliusbohrungen, 80—100 m westwärts des bisher bekannten äußersten Lagerstättenaufschlusses in die vermutete Gangzone niedergebracht, geeignet, die Frage zu klären.

Von Restabbauen im Westfeld Kurt und in Neustift sind ebenfalls noch kleinere Zusatzmengen an Hauwerk abzusehen.

Zusammenfassend stellte sich Ende 1946 das Bild der Erzreserven für die Grubenfelder Kurt und Neustift des Schlaininger Antimonbergbaues etwa wie folgt dar: wahrscheinliche (bis mögliche) Erze ca. 70.000—80.000 t, hievon bereits 10.000 t als nahezu erschlossen geltend. — Einschließlich älterer Haldenerze ist die Größenordnung für verwertbares Aufgabegut der Aufbereitung mit etwa 100.000 t wahrscheinlicher, z. T. darin vorerst nur möglicher Erze mit 3—5% Sb im Durchschnitt zu bezeichnen. Darüber hinaus kann noch mögliches Erz aus unbekannter Westfortsetzung, aus günstigerer Entwicklung der Kurtgrube und des Zwischenstückes

Neustift—Kurt sowie aus Schurfbauten der engeren Umgebung (Goberling, Schlaggraben, Grodnau u. a.), zuwachsen.

Die Bedeutung der letztgenannten Außenseiter-Lagerstätten für weitere Schurftätigkeit ist noch unklar, jedenfalls haben die bisher geführten Suchbetriebe noch nicht befriedigt.

Auch für Maltern, im Norden von Schlaining, wo in ähnlichem Begleitgestein ein bisher als recht absätzig erkanntes Gangvorkommen steckt, das in den sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts eine kurzlebige Produktion gab, sind bestimmtere Erfolgsaussichten für eine Wiederaufnahme der Schurfarbeiten nicht auszusagen. Die kurze Wiedergewältigung 1915—1917 hat keine Ermunterung gebracht. Die allgemeine Höffigkeit scheint jedoch gegeben zu sein.

Im Vergleich zu den präziseren Formulierungen, mit denen gegenwärtig Erzreservenlage und Zukunftsaussichten im Schlaininger Antimonerzrevier zu bezeichnen sind, können Aussagen für die zweitwichtige Gruppe der österreichischen Antimonerzvorkommen, für die Drautallagerstätten schwieriger und unsicherer getroffen werden. An Erzeugungsbetrieb war bisher immer nur Kleinstbetrieb in Gang, der zudem Jahrzehnte zurückliegt und nur brachliegende, zumeist verfallene Gruben zurückgelassen hat. Nur das neu erschlossene und noch in Erschließung befindliche Vorkommen Rabant läßt sich in seinen Chancen etwas besser übersehen.

Im Flachriß durch die Gangzone Rabant (Abb. 15) sind die bis Ende 1947 erschlossenen Erzlinsen dargestellt, sie verkörpern einen Erzinhalt von ca. 20.000 t bei 3—5% Sb durchschnittlich. Von Sohle —100 des Tiefbaues bis zu den Tagausbissen der Lagerstätte ist für die Antimoniterzführung bereits eine Teufe von 180 m nachgewiesen. Weitere 200 m kämen hiuzu, wenn der Erzaufschluß der Johannigrube im Chrysanthengraben, 800 m westlich vom Rabantstollen, 300 m tiefer wie dieser, sich ohne zwischenliegende Verwurfstörung an die Rabanterzzone anschlösse. Damit wäre schon eine Teufenspanne von annähernd 400 m angezeigt, Ausmaße, die im allgemeinen die Teufenspanne vieler der Antimonitlagerstätten übersteigen. Für Rabant haben eben höher als üblich epithermal temperierte Lösungen den Erzabsatz gebracht, worauf auch der vorhandene Übergang zu den Au-Lagerstätten deutet.

Gilt für den Teufenabschnitt +12 bis —100 m des derzeit umgrenzten Lagerstättenzuges von Rabant ein Erzinhalt von 20.000 t, so können bei den geologisch begründbaren Aussichten auf weiteres Anhalten der Lagerstättenbedingnisse nach der Teufe, zumindest bis zum Niveau des 200 m tieferen Johannistollens herab, weitere zahlenmäßig umreißbare Erzvorräte liegen, die sich zusammen mit noch unbekannten doch wahrscheinlichen Adelzonen in der Weite der Gangfläche dazwischen zu einer Vorstellung möglicher Erzreserven in der Größenordnung 80.000—100.000 t Hauwerk fügen. Diese Vorstellung ist um so berechtigter, wenn im Zuge der Weiterentwicklung des Aufschlußbetriebes später der Unterbau von der Drautalseite und Tiefenaufschlüsse der Außenseitervorkommen Gloder und Gurserkammer hinzutreten.

Von den übrigen Vorkommen des Drautales ist es weitaus schwieriger, sich bestimmte Vorstellungeu über die möglichen Erzreserven zu machen.

Für Lesuig, das 1922 noch befahrbar[22]) war, und ich selbst 1916 noch iu Betrieb sah, und über dessen Produktionsbedingungen R. Canaval (51) eingehend berichtet hat, wäre heute kurz zu sagen: ein systematischer Schurfbetrieb fand in den letzten Betriebsjahren nicht mehr statt, hauptsächlich war es Rücklässebau, alles in Handbetrieb. Der Hauwerksgehalt war auch zuletzt höher als in Schlaining, an 10% Sb. Es ist anzunehmen, daß bei wiedergeöffneter Grube ein genaueres Studium der Tektonik, die, gerade in den seinerzeitigen Grubenaufschlüssen von Lesnig als von wesentlicher Bedeutung zu erkennen, doch nicht unter weiter gespannten Gedankengängen beachtet war, neue Ideen für den Aufschlußbau beizubringen vermöchte. Nach R. Canaval wäre von Lesnig eine Jahresproduktion von 400 bis 500 t Hüttenerz mit ca. 60% Sb zu erwarten.

Die längst geschlossenen Stollenbauten des Radlberg-Vorkommens verwehren vorläufig eine Stellungnahme zu den Aussichten einer Wiederaufnahme von Schurftätigkeit.

Guginock ist nicht ungünstig beurteilbar, bedingt vor allem, weil der jüngste Stollenbau daselbst eine mächtige, im Ausmaße zwar noch unbekannte, im Halte aber sehr wahrscheinlich bauwürdige Goldlagerstätte anschnitt. Dabei hat dieser Querschlag die von den Alten bebaute Antimonitlagerstätte noch gar nicht erreicht, sondern bedarf noch 150—200 m Vortrieb in kristallinem Kalk, um an der Kalksüdgrenze unter die Antimonbaue der Alten zu kommen.

Für Siflitz, ebenso für Abfaltersbach, sind die Schurfaussichten wenig bekannt. Die Mariengrube bei Nikolsdorf bietet mit ihrer dünnen und höchst absätzigen Gangspaltenöffnung keine besonderen Hoffnungen.

Die für allgemeine Überlegungen interessanten, doch nicht als Lagerstätten aufzufassenden Antimonitvorkommen, welche bisher an der Inntallinie und Lavanttalstörungszone bekanntgeworden sind, haben dem Schürfer noch keinen Anreiz gegeben.

Die bergbaulichen Bedingnisse im allgemeinen, welchen sich der österreichische Antimonerzbergbau gegenübersieht, sind die üblichen der in nicht allzu exponierter Gebirgslage befindlichen alpinen Bergbaue, die Vorkommen sind auf kleine bis mittelgroße Lagerstätten verteilt und veranlassen so nur kleinen Bergbaubetrieb oder günstigsten Falles kleineren Bergbaumittelbetrieb, wie letzteres sich etwa in Schlaining darbietet. Immerhin ist auch ein gewisses gruppenweises Auftreten der Einzellagerstätten vorhanden und gestattet demgemäß ein Zusammenfassen der bergbaulichen Führung, wie überhaupt für die Meisterung der gesamten, meist gleichartigen Aufschluß-, Aufbereitungs- und Verhüttungsprobleme in der österreichischen Antimonproduktion einheitliche Gesamtplanung schon aus wirtschaftlichen und volkswirtschaftlichen Gründen erwünscht sein muß.

---

[22]) Stollen 2 ist seit 1943 teilweise wiedergeöffnet (M. Munda, zit. S. 30).

Entsprechend umfangreicher und geologisch kontrollierter Hoffnungsbau gehört auch hier zum Rückgrat der Bergbautätigkeit. Großes Gewicht liegt demnach auf Erzielen guter Stollenfortschrittsleistungen; Kraftinstallationen für maschinelles Bohren, gründliche Organisation des Aufschlußbetriebes, vorzügliche Gezäheausstattung gehören u. a. zu den Voraussetzungen erfolgreicher Arbeit. Für größere Querschlagsauffahrungen wäre das Einführen von Lademaschinen zu erwägen. Verkieselungszonen im Bereich der Antimonitvererzung werden fallweise zu Spülbohren und Verwendung von Hartmetallkronen zwingen. Schurfbohrmaschinen können untertags für kleine Ausrichtungsaufgaben vorteilhaft Anwendung finden.

Geophysikalische Schurfmethoden, besonders elektrische, können in Frage kommen; gute Leitfähigkeit der Graphitschiefer als auch basischer Gesteinslagen, beide als Nebengestein der Sb-Vererzungen nicht selten, legen jedoch besondere Vorsicht in der Auswertung von Meßergebnissen auf.

Dem Abbau werden bei den kleinen vorkommenden Mächtigkeiten keine besonderen Schwierigkeiten erwachsen; möglichst verlustfreies Hereingewinnen der Metallsubstanz — besonders dann, wenn ein verwendbarer Goldgehalt mitgeht — wird Hauptaufgabe sein.

Mit der Bergbauentwicklung allein ist allerdings der österreichischen Antimonerzeugung noch nicht geholfen. Die Erze, in Sicht stehende und noch zu erwartende, bedürfen der Aufbereitung. Für Schlaining besteht eine, in ihren Dimensionen ausreichende Gesamtflotation; ihr Standort beim Vincenzstollen ist auch für die Verarbeitung etwaig aufzuschließender Erze der bekannten Nebenvorkommen nicht ungünstig. Für die Drautalvorkommen wäre eine eigene Aufbereitung erforderlich, ihr Standort im Drautal hätte sich an Rabant, der zur Zeit besterschlossenen Grube, zu halten; der Anschluß an die Nachbarvorkommen könnte mit kurzen Straßen- oder Bahntransporten gefunden werden. Der Entwurf dieser Anlage hat zu berücksichtigen, daß bei einigen der Drautal-Antimonerzvorkommen, so Gurserkammer, Guginock, auch ein beachtliches Goldausbringen aus den begleitenden Kiesen erreichbar ist. Guginock verspricht überhaupt mehr als Goldlagerstätte wie als Antimonbergbau von Bedeutung zu werden. Es sei erinnert, daß beispielsweise die slowakischen Antimoniterze mit ihrem durchschnittlich unter 1 g/t Hauwerk nie herabsinkenden Au-Gehalt durch diesen mindestens die Verhüttungskosten bezahlt haben.

Auch der Frage der Verhüttung auf österreichischem Boden, gemeinsam für alle erzeugten Antimonerze, ist näher zu treten. Die in Schlaining geübten Verhüttungsverfahren wurden bald nach dem ersten Weltkrieg aufgegeben, da die großen, 20—30% betragenden gasförmigen Hüttenverluste nicht zu unterdrücken waren. Die Konzentrate gingen seither ins Ausland, an belgische Lohnhütten. Versuche in Richtung verbesserter metallurgischer Verfahren, etwa auch solche direkter Elektrolyse der Konzentrate, wären mit der Wiederbelebung des österreichischen Antimonbergbaues zu verknüpfen.

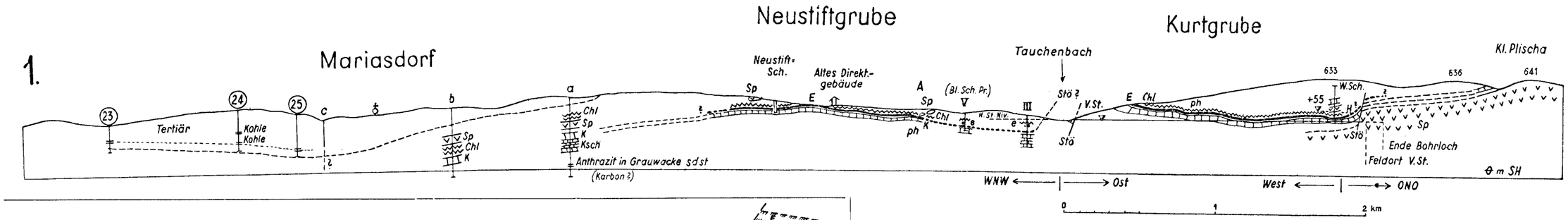
Damit soll die praktische Bewertung beschlossen werden, welche sich aus dem in diesen Ausführungen gezeichneten Lagerstättenbild

der österreichischen Antimonerzvorkommen ergeben hat. Wie immer im Erzbergbau, kann nur ein vorläufiger, auf derzeitige Aufschlußkenntnis und geologische Erfahrung gestützter Standpunkt eingenommen werden. In der Entwicklung liegt es, daß sich die praktischen Folgerungen nach Jahren oder Jahrzehnten wieder ändern können.

Zusammenfassend sind die geologischen Aussichten für die Zukunftsentwicklung des österreichischen Antimonerzbergbaues nicht gerade durchschlagend günstig zu nennen, aber sie sind doch dazu angetan, alle Anstrengungen zu rechtfertigen, um Wiederanstieg und Stetigkeit der Sb-Produktion zu erzielen. Fest steht die geologische Tatsache, daß die österreichischen Sb-Lagerstätten in Gesamtheit Teil der südosteuropäischen Antimonerzprovinz darstellen. Die Sb-Ergiebigkeit dieser Provinz, welche den Kern des Alpen-Karpathen-Bogens erfüllt, in diese Gebirge selbst ausstrahlt und über die Ostflanke der Dinariden nach Kleinasien, Armenien und Persien fortsetzt, ist gerade im letzten Jahrzehnt durch ein stetes Anwachsen der Förderung hervorgetreten.

Für Österreich kommt es dabei nicht allein auf die Frage an, ob der eigene an sich nicht große Antimonmetallbedarf, der bei Stillliegen der Gruben aus dem Ausland gedeckt werden muß, mit einem größeren oder kleineren Betrag ins Gewicht fällt, sondern es geht auch darum, daß die geologischen Voraussetzungen wie dargetan überhaupt gegeben sind, im eigenen Lande entsprechende Lagerstättensubstanz bei planmäßig geführtem Bergbaubetrieb vorzufinden. Auch wenn, wie für den Sb-Bergbau in Österreich vorauszusehen, nur kleiner bis höchstens mittelgroßer Erzbergbaubetrieb hiebei entstehen kann, sind doch eine Fülle wirtschaftlicher und kultureller Momente mit einem solchen verbunden. Nicht nur der materielle Bergsegen ist es, der örtlich wie auch der gesamten Volkswirtschaft auf dem Wege zu Wohlstand hilft, auch die geistigen Belange des Aufsuchens und der Gewinnung, des Erzanreicherns und der Metallherstellung fallen in die Waagschale, sie wecken Fähigkeiten, drängen vorwärts und vermögen völkerverbindend am friedlichen Fortschreiten der Zivilisation mitzuwirken.

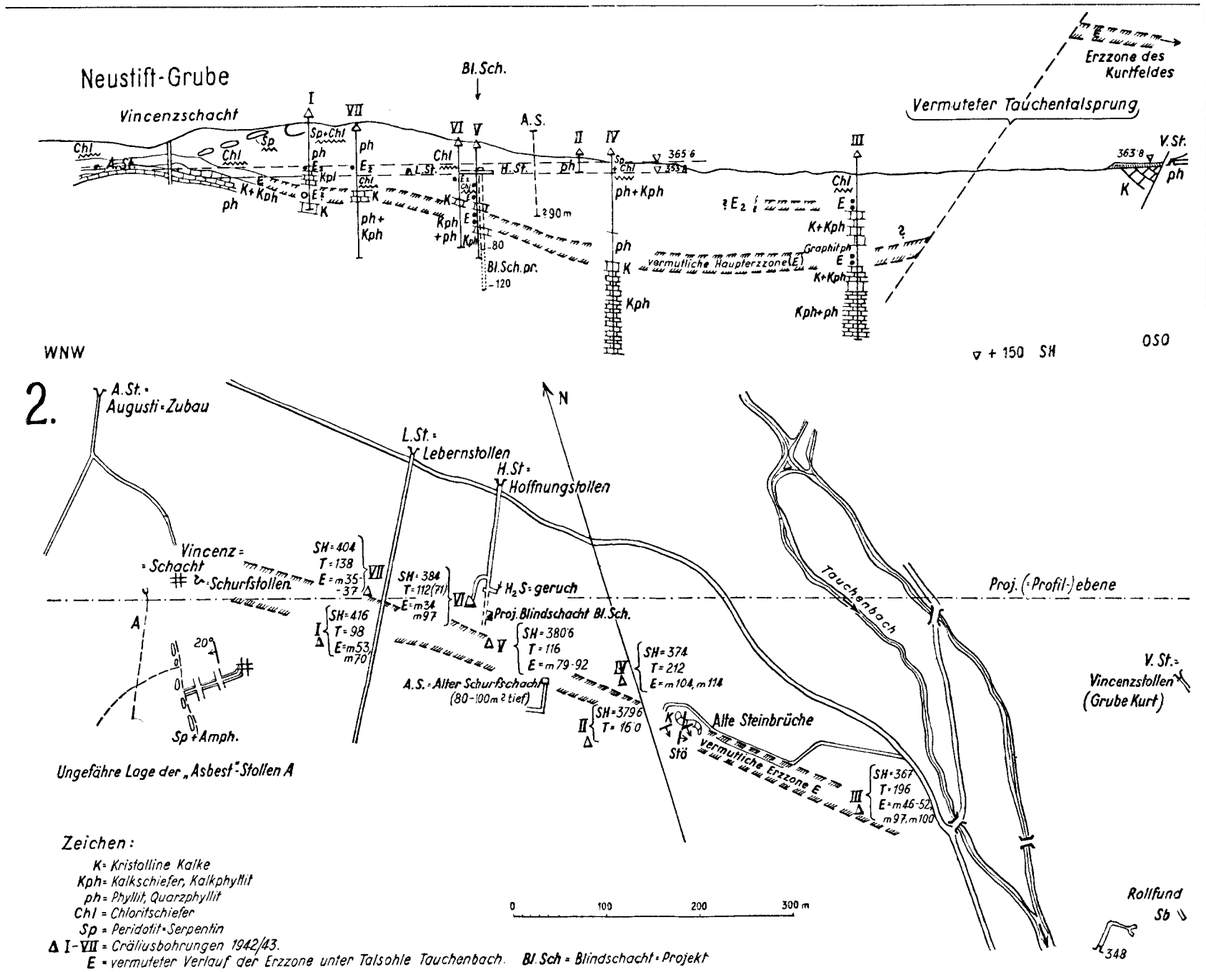
Für die Förderung zur Drucklegung der Tafeln und Textabbildungen wird der Geofulgur, Unternehmen für geophysikalische Untersuchungsarbeit, Wien, sowie der Direktion der Erzhütte AG., Wien, der verbindlichste Dank zum Ausdruck gebracht.



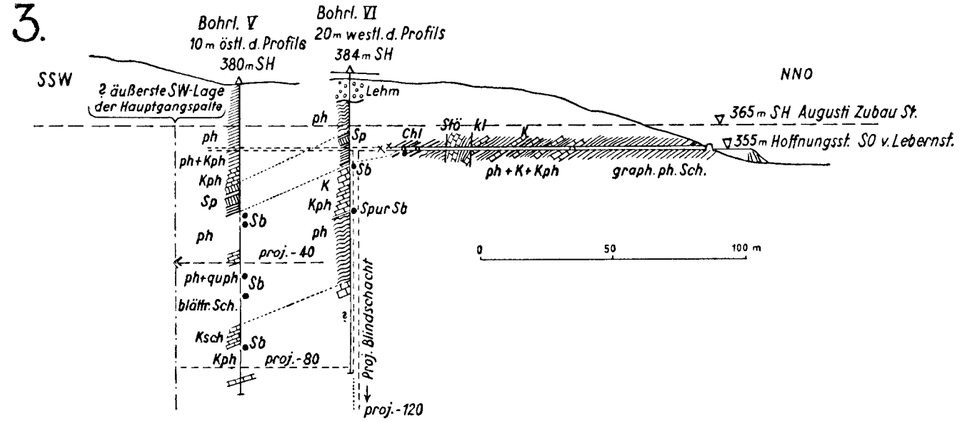
1. Längsprofil durch die Antimonlagerstätte Schlaining.

(23) bis (25) = alte Szallonaker Bohrungen, a, b, c = Deutagbohrungen 1944/45
III, V = Cräliusbohrungen 1942/43.

A = Bereich der Asbeststollen, V. St. = Vincenz-Stollen Kurtgrube, H = Heinrich Aufschlagpkt. (V. St.), H. St. Niv. = Niveau Hoffnungs-Stollen, Bl. Sch. P. = Blindschachtprojekt, E = Haupterzzone (e = höhere Erführung in Bohrlöchern), K = Krist. Kalk und Kalkschiefer, ph = Phyllit, Chl = Chloritschiefer, Sp = Serpentin, Stö = Störung.

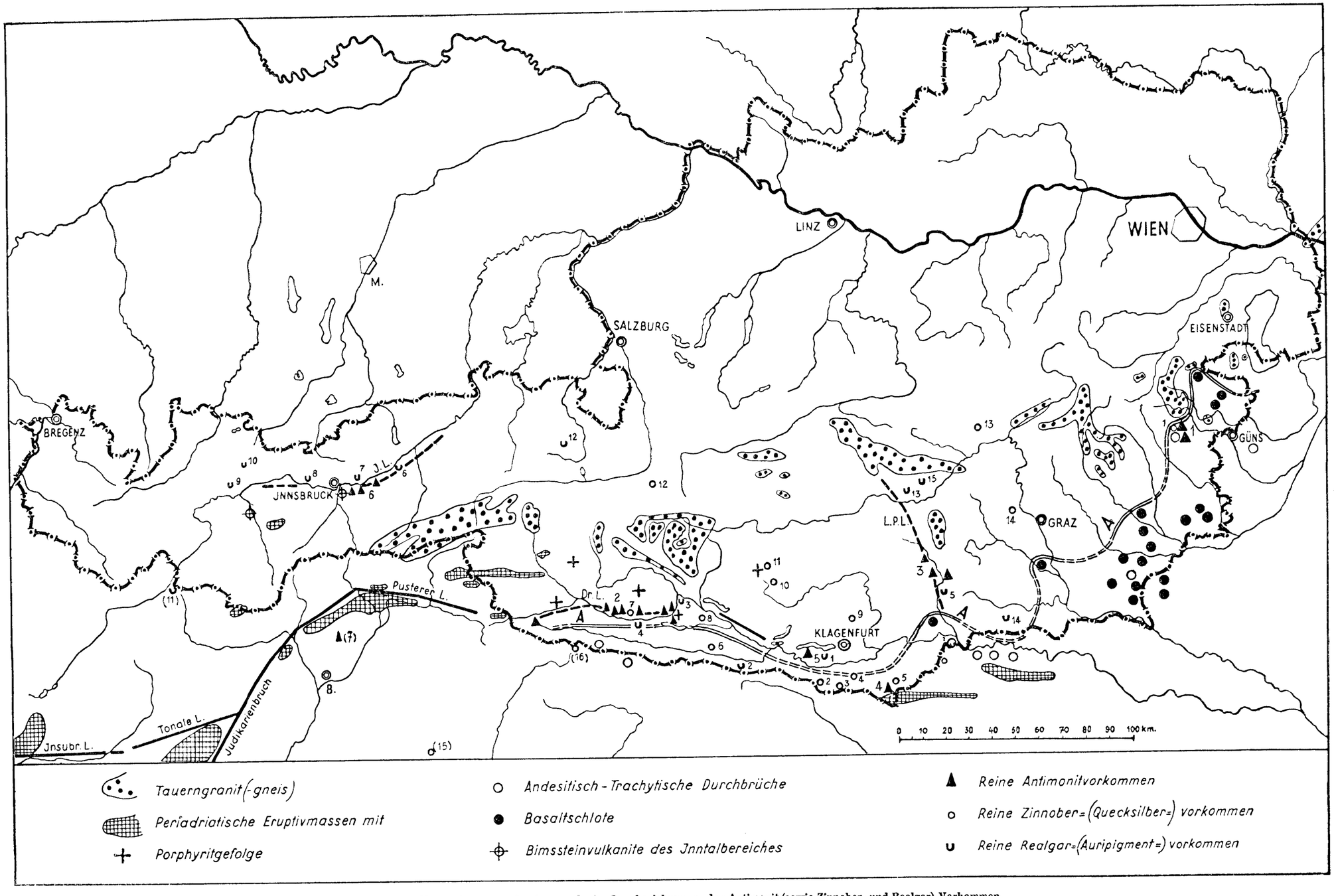


2. Geologische Deutung von Zwischenstück Neustiftgrube und Kurtgrube im Antimonerzbergbau Schlaining im Burgenland.



3. Geologisches Querprofil durch den Hoffnungs-Stollen zwischen Kurtgrube und Neustiftgrube, Schlaining.

K = Krist. Kalke, Kph = Kalkphyllite und Ksch = schiefrig-glimmer. Kalke, ph. Sch. = phyllit. Schiefer, quph = Quarzphyllit, Chl = Chloritschiefer, Sp = Serpentin, Sb = Antimonvererzung, Stö = Störung.



Der jüngere Magmatismus der Ostalpen und seine Lagebeziehung zu den Antimonit (sowie Zinnober- und Realgar)-Vorkommen.
Entworfen unter Benützung der geologisch-tektonischen Karten der Alpen von L. Kober, E. Kraus u. a.]
I.L. = Inntallinie, Dr.L. = Drautallinie, L.P.L. = Lavant-Pöls-Linie.
A = Andesit(Dazit-Basalt)front am Alpensüdostrand; Dazitaufbrüche südlich der Gailtallinie nach F. Heritsch „Die Karnischen Alpen", Graz 1936; Nummernbezeichnung der Erzvorkommen siehe Tabelle 2, Seite 70/71.

Otto Ampferers geologisches Lebenswerk

Von **R. Klebelsberg**, Innsbruck.

Als um die Jahrhundertwende die letzten noch unerstiegenen Felstürme der Ostalpen fällig wurden, standen im Vordergrunde der Bergsteiger ein paar Studenten vom Akademischen Alpenklub Innsbruck. Einer von ihnen war Otto Ampferer[1]). Sein Stern leuchtete am Alpinistenhorizont, als ihm zusammen mit seinem Freunde Karl Berger 1899 die erste Ersteigung der Guglia di Brenta gelang: es war eine Leistung, die die Grenze des Möglichen und die alpine Schwierigkeitsskala um einen Grad weiter vortrieb. Alsbald nachher verschwand Ampferer vom Schauplatz der Alpinistik. Die Liebe blieb, er lebte weiterhin den Bergen, Zweck und Ziele aber setzte nun die Wissenschaft. Er schrieb wohl noch ab und zu in der „alpinen" Literatur, es waren aber nur mehr Nebenprodukte, Ampferers Lebensarbeit gehörte fortan der Alpengeologie.

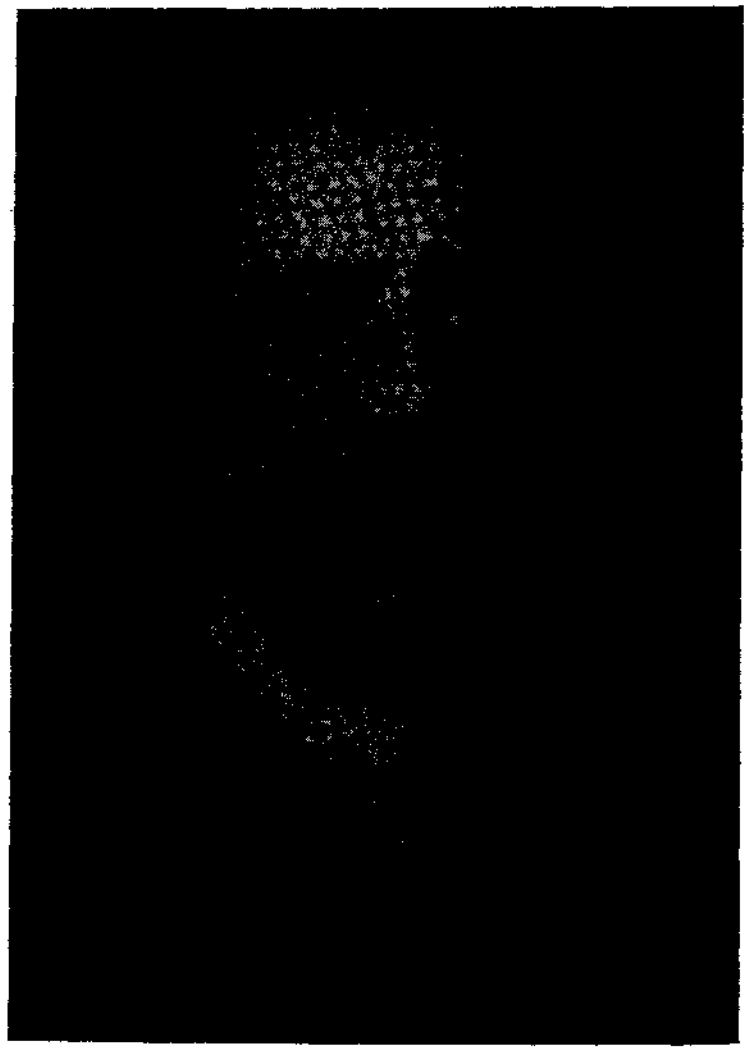
Es wurde die Arbeit eines halben Jahrhunderts. Sie begann schon gleich in den ersten Semestern am Geologischen Institut der Universität Innsbruck, bei Professor Blaas, mit der Neuaufnahme (gemeinsam mit Wilhelm Hammer) der südlichen Karwendel- (Innsbrucker „Nord"-) Kette, auf Grund deren Ampferer, nach anfänglichem Physikstudium, 1899 zum Dr. phil. promoviert wurde.

Die Aufnahmsgeologie blieb weiterhin leitend. Wie er sie betrieb, bestätigte aufs neue ihren Rang und ihre Bedeutung, das zugleich Elementare und Souveräne, das sie für alle geologische Erkenntnis bietet. Das zeitliche und räumliche Ausmaß aber von Ampferers Aufnahmsarbeit findet, von einem Einzelnen geleistet, in den Alpen kaum seinesgleichen.

An die Dissertation schloß sich, von der k. k. Geologischen Reichsanstalt aus, in die Ampferer 1902 eingetreten, die Aufnahme des ganzen übrigen österreichischen Karwendelgebietes. Von da schritt sie zunächst nach Osten ins Sonnwendgebirge, dann nach Westen in den Wetterstein und in die Mieminger Berge, weiterhin in die Lechtaler Alpen bis gegen den Arlberg fort. Nach dem ersten Kriege wandte sich Ampferer weiter ostwärts, in die Gegend von Kuf-

[1]) Geb. am 1. Dezember 1875 zu Hötting bei Innsbruck. Über Ampferers Lebenslauf s. Verh. d. Geol. B.-A. 1947 (G. Götzinger), „Berge und Heimat" (hg. v. Österr. Alpenverein) 1948, Heft 4 (R. Klebelsberg), „Geologie und Bauwesen" 16, 1948, Heft 3/4 (J. Stiny).

stein, dann über das Kaisergebirge, die Waidringer Alpen, Loferer und Leoganger Steinberge bis ins Saalachtal. Als damit der ganze Tiroler Anteil der Nördlichen Kalkalpen aufgenommen war, kehrte Ampferer, um 1927, nach Westen, in die Lechtaler Alpen, zurück und setzte nun dort, auf Vorarlberger Boden, die Aufnahme der Kalk-



O. Ampferer

alpen geologischen Sinnes vom obersten Lech bis ins Rhätikongebirge und an das Rhein-Quertal in Liechtenstein fort.

In die außerordentliche Arbeitsleistung teilte sich ab 1902 Ampferers Frau Olga, geb. Sander; jahrein, jahraus war sie seine Begleiterin und Helferin auf allen Begehungen, sie wich nicht von seiner Seite, wie immer Wetter und Wege auch waren, und assistierte in mannigfacher Weise.

Das Ergebnis dieser 40jährigen Aufnahmstätigkeit ist handschriftlich niedergelegt in rund 30 „Sektionskopien", den topographischen Original-Aufnahmsblättern 1:25.000 zur Österreichischen Spezialkarte 1:75.000, die auf 11 Blätter[2]) der Geologischen Spezialkarte übertragen wurden, von denen 9 bereits im Druck erschienen sind, ein Blatt (Bludenz-Vaduz) noch aussteht. Es ist in seiner Geschlossenheit das größte zusammenhängende Gebiet Österreichs und der ganzen Ostalpen, für das eine geologische Karte gleicher Güte vorliegt, und das größte der ganzen Alpen, das eine so einheitliche Darstellung gefunden hat. Würdigt man dazu noch die orographische und geologische Beschaffenheit des Gebietes: abgesehen von den schmalen Sohlenstreifen und Fußhängen der paar Haupttäler großenteils Hochgebirge mit äußerst frequenter Höhenbewegung im Ausmaße bis 2000 m, von kompliziertem Bau, so ergibt sich schon rein physisch ein kaum erreichter Leistungsrekord. Auch er aber tritt noch zurück gegenüber dem inneren Wert der Aufnahme, sowohl absolut, als insbesondere, wenn man sie an dem Fortschritt gegenüber der bisherigen Kenntnis mißt. Sie ist so, um eine pädagogische Folge als Wertmaßstab anzuführen, daß es bis auf weiteres kaum angeht, hier, 20, ja auch 30 Jahre nach Ampferer, geologische Dissertanten zu Neuaufnahmen anzusetzen — man kann weder erwarten, noch verlangen, daß sie über Ampferer hinaus jenes „wesentlich Neue" fänden, das für Dissertationen vorgeschrieben ist. Den Raum des Unterinntaler Tertiärs stellte Ampferer noch in einer besonderen Karte 1:40.000 dar (1922).

Der Ausführung nach hat Ampferer selbst die Geologische Spezialkarten noch überboten, indem er im Auftrage des D. u. Ö. Alpenvereins das ganze große Gebiet der Lechtaler Alpen und des Kaisergebirges, mit mancherlei neuen Begehungen, auch auf den vorzüglichen Alpenvereinskarten 1:25.000 dieser Gebiete geologisch darstellte. Diese dann vom Alpenverein bei der Kartographischen Anstalt Freytag & Berndt-Wien in Druck und von der Geologischen Bundesanstalt mit einem Textbuch herausgegebenen Karten stellen Höhepunkte alpengeologischer Karten überhaupt vor.

Zum Zwecke einer gleichen Darstellung des östlichen Karwendelgebietes einschließlich der Osteinfassung des Achensees führte Ampferer nach seiner Pensionierung als Direktor der Geologischen Bundesanstalt (mit Ende 1937) in den Jahren 1938—1940 im Auftrage des Alpenvereins eine Neuaufnahme dieses Gebietes auf Grund der Alpenvereinskarte 1:25.000 durch. Und hier kann eine hocherfreuliche Mitteilung gemacht werden: dank der tatkräftigen Initiative des Technischen Leiters der Vorarlberger Illwerke A. G., Direktor Ammann, haben die Direktionen dieser Werke, der Tiroler Wasserkraft A. G. und der Österreichischen Verbund-Gesellschaft, sowie die Landesregierung von Tirol und die Stadtgemeindevorstehung Innsbruck die Mittel zur Drucklegung dieser geologischen Karte bereitgestellt, nach-

---

[2]) Innsbruck—Achensee (Aufnahmssommer 1896—1902), Zirl—Nassereith (1902/3), Achenkirch (1904), Rattenberg (1905/6, 1908), Lechtal (1905, 1907, 1912), Landeck (1908—1916), Kufstein (1919—1923), Lofer—St. Johann (1921—1924, 1926), Kitzbühel (1926), Stuben (1927—1932, 1935), Bludenz—Vaduz (1932—1937).

dem der große alte D. u. Ö. Alpenverein als Opfer des Krieges leider ausgeschieden war[3]).

Aufnahme und Kartendarstellung waren Ampferer stets Selbstzweck. Er vermied gewissenhaft, Theorien hineinzulegen, die Karten geben ein möglichst objektives Bild des Tatsachenbestandes, so, wie er der Beobachtung zugänglich war. Darin liegt ihr besonderer Wert, der Deutungen und Theorien überdauern wird. Aus der Karte aber und der Fülle von Erfahrungen, die die Aufnahme so großer Gebiete vermittelte, leitete Ampferer wichtige Erkenntnisse ab und drang er auch weit in die Theorie vor.

Rein sachliche Fortschritte der Kenntnis danken wir Ampferer znnächst in stratigraphischer Richtung. Die Stratigraphie der Nordtiroler Kalkalpen war zwar zu Ende des vorigen Jahrhunderts im wesentlichen schon geklärt, in ein paar Punkten aber hat Ampferer doch noch recht wichtige neue Beiträge dazu geliefert. Im Verbande der Raibler Schichten des obersten Lechtales entdeckte er das größte bisher bekannte Vorkommen vulkanischer, melaphyrischer Eruptivgesteine in den Nördlichen Kalkalpen. Für die Hornsteinbreccien im mittleren Jura des Sonnwendgebirges neigte Ampferer als erster (1908) zu sedimentärer Deutung, wie sie später von B. Sander mit Hilfe neuer, sedimentpetrographischer Methoden als zutreffend erwiesen wurde. Am wichtigsten ist wohl Ampferers Erkenntnis (1908—1914) des Kreidealters der in den westlichen Lechtaler Alpen weitverbreiteten dünnschichtigen dunklen Mergel und Sandsteine, die seitdem als „Kreideschiefer" in die Literatur eingegangen sind und nach paläographischen und tektonischen Gesichtspunkten eine große Rolle spielen. Es gelang Ampferer, in kalkig-quarzigen Breccieneinlagerungen Versteinerungen zu finden, welche R. Schubert als oberkretazisch bestimmte, besonders Orbitulinen. Alsbald konnte Ampferer dann auch schon feststellen (1914), daß diese Kreideschiefer transgressiv auf stark erodiertem Untergrund liegen, und in weiterer Verfolgung wahrscheinlich machen, daß sie cenoman und von den senonen Gosauschichten getrennt zu halten sind, die hier im Westen schon von C. A. Haniel erkannt worden waren. Beiderlei Oberkreideschichten wurden zwar nicht in unmittelbarer Berührung miteinander angetroffen, in den Gosauschichten des Muttekopfs aber fand Ampferer Gerölle von Sandsteinen und Breccien, die jenen cenomanen vergleichbar sind. Damit war auch hier im Westen die für die ostalpine Geschichte so bedeutsame Gliederung des kretazischen Aktes der jungen Gebirgsbildung in eine ältere prä- und eine jüngere postcenomane Phase wahrscheinlich geworden.

Auch zur Stratigraphie der Gosauschichten hat Ampferer viel beigetragen, indem er sowohl am Muttekopf als auch im Brandenberger Gebiete exakte Detailprofile aufnahm und, in Brandenberg, die dünnen Kohlenflözchen und die bituminösen Kalke

---

[3]) Auch das mittlere und westliche Blatt der Alpenvereins-Karwendel-Karte 1:25.000 sind im Auftrage des Alpenvereins, von Dr. G. Mutschlechner (1934—1940), geologisch aufgenommen worden und im Manuskript fertiggestellt.

stratigraphisch näher festlegte und weithin verfolgte, die dort den Gosausandsteinen eingeschaltet sind. Bemerkenswert ist auch die Auffindung von Windkantern im Verbande der Gosauschichten (später auch in jenen des Ostens, in den Vorbergen der Ennstaler Alpen). Auch die Stratigraphie des Unterinntaler Tertiärs verfeinerte Ampferer, womit die Phasengliederung des tertiären Gebirgsbildungsaktes gefördert wurde.

Regionalgeologisch wichtige Neufunde sind die paläontologisch sichergestellten Vorkommen paläozoischer Gesteine am Südrande der Kalkalpen im Stanzer Tal (Arlberg-Ostseite) und im Silbertal (Vorarlberg). Mit ihnen konnte nunmehr die Nördliche Grauwackenzone in einem wenn auch nur schmalen und unterbrochenen Streifen westwärts bis ins Rhätikongebirge verfolgt werden. Ein anderer wichtiger Fund westlich des Arlbergs sind die Talk- und Serpentingesteine, die Ampferer 1935 an der Nordseite des Klostertals fand und die umgekehrt die „Zone von Arosa" ostwärts gegen den Arlberg fortsetzen.

Das Hauptaugenmerk richtete Ampferer allenthalben auf die Tektonik. Hier trieb er die Kenntnis in außerordentlichem Maße voran. Von der schier unübersehbaren Menge neuer Feststellungen ist nach Zeit und Wichtigkeit besonders hervorzuheben der Nachweis der großen Karwendelüberschiebung. Schon im Sommer 1901 (erste Veröffentlichung 1902), also noch vor Termiers Übertragung westalpiner Vorstellungen auf die Ostalpen, hat hier Ampferer zum erstenmal so weit im Osten eine mehrere Kilometer weite flache Aufschiebuug der Karwendeltrias auf Juraschichten nachgewiesen — sie ist seitdem zu einem vielbesuchten Glanzstück geologischer Ostalpenexkursionen geworden. Nach und nach machte Ampferer solche schöne flache Überschiebungen auch von anderen Stellen, besonders in den Lechtaler Alpen, bekannt — er wurde damit zum Bahnbrecher der Vorstellung flach übereinander greifender, weithin entlang verfolgbarer Schubdecken in diesem Gebiete, aber nicht Überfaltungsdecken westalpinen Sinnes, sondern Scherdecken, ohne jede Spur inverser Mittelschenkel, etwa aus einem Raume nahe südlich des Kalkalpensüdrandes. Die in den Allgäuer Alpen schon von Rothpletz und seiner Schule angebahnte „Steintreppe ohne Anstieg", Allgäu—Lechtaldecke, setzte Ampferer mit der Inntaldecke bis an den Südrand der Kalkalpen fort, sie ist zur allgemein gebrauchten Bauformel der Nordtiroler Kalkalpen geworden (erste strikte Durchführung im „Querschnitt" 1911). Für kleine Teilbereiche im Süden ergänzte sie Ampferer noch mit einer vierten, obersten, der Krabachjochdecke. Umstritten blieb Ampferers „Kaisergebirgsdecke".

So kritisch Ampferer in seiner ersten Karwendelarbeit Rothpletz gegenüber getreten war, soviel Richtiges fand er später nach und nach an Rothpletz' von anderen so bekämpften Ost—West-Bewegungen. Ampferer stellte solche am Westrand der Mieminger Berge und des Wetterstein fest, er fand sie wieder an vielen Stellen der Lechtaler Alpen, bestätigte sie für die Allgäuer Alpen,

wies sie im Achenseegebiet, besonders am Unnutz nach, brachte sie auch im „Querschnitt" zu Ehren, besonders aber würdigte er ihre Bedeutung im Rhätikon und am Prätigauer Rande, wo er schließlich dem Ost—West-Vorschub der Ost- auf die Westalpen grundsätzlich, wenn schon nicht im einzelnen, ähnliche Bedeutung für die West—Ostalpengrenze zusprach wie Jahrzehnte früher Rothpletz — kurz, wer heute dieser Bewegungskomponente wesentlichen Anteil am Alpenbau zumißt, kann sich schon fast mehr auf Ampferer als auf Rothpletz stützen. Doch ging Ampferer nicht soweit, sie den Süd—Nord-Bewegungen überzuordnen, die letzteren blieben für ihn die primären, übergeordneten.

Von Ampferers Ergebnissen an der West—Ostalpengrenze, der er von 1933 an eingehende Studien widmete, ist im übrigen für die Synthese besonders bemerkenswert, daß er dazu neigte, den Südflysch des Bregenzer Waldes unter den Drei Schwestern und der Falknisgruppe durch mit den Bündner Schiefern zu einer gemeinsamen tektonischen Einheit, Decke, zu verbinden, eine Verbindung, die ihn später zur Annahme weitgehender Selbständigkeit von Flysch und Bündner Schiefern führte — sie hätten ursprünglich „außerhalb des Alpenbaues" gelegen und wären „erst später in diesen hineingezogen" worden — wie sich Ampferer das vorstellte, ist offen geblieben, es scheint hier eine Überlegung angedeutet, die er weiter ausbauen wollte. Andere Eindrücke aus den Glarner Alpen ließen Ampferer die „Rationalisierung" tektonischer Profildarstellungen zur Diskussion stellen.

Eine andere wichtige tektonische Vorstellung, die Ampferer in den Nordtiroler Kalkalpen, zuerst am Stan(s)er Joch (1924) südlich des Achensees begründet und die dann ein lebhaftes Echo gefunden hat, ist die der Reliefüberschiebungen. Manchen einschlägigen Gedanken hatte zwar schon (1906) Arnold Heim geäußert, so recht als solche herausgestellt aber hat sie doch erst Ampferer: die Schubmassen seien häufig über ein durch Erosion geschaffenes Relief vorbewegt worden, wobei die Erhabenheiten dieses Reliefs umgelegt, abgetragen und ihre Trümmer in den Vertiefungen angeschoppt worden oder die vorbewegten Schubmassen, an entgegenstehenden Aufragungen gebremst, gestaut, „übereinander emporgeklettert" wären, die tieferen sich an der Stirne „eingerollt" hätten („Rollstirnen" von Scherdecken), höhere darüber hinweggegangen wären. Den Beweisen, die Ampferer dafür beibrachte, vermochten zwar nur wenige exakt zu folgen — je mehr die Überschiebung von sich aus das Relief der Unterlage verändern und gestalten konnte, um so schwieriger ist der Nachweis eines sicheren Erosionsreliefs —, er selbst aber war davon so befriedigt und sprach später von seinem eigenen „Staunen" darüber, „wie sehr die Idee der Reliefüberschiebungen das Verständnis des Gebirgsbaues hier zu erhellen vermag", und von dem „Ärger", den er empfand, „so spät erst auf diese wichtige Auflösungsformel gekommen zu sein", daß der Gedanke vertrauensvoll weiter übernommen wurde. Neuestens (1948) hat ihn Max Richter wieder aufgegriffen und in großem Stil auf das Verhältnis der Nördlichen Kalkalpen zur Flyschzone angewendet: der

letzte große Vorschub der Kalkalpen nach Norden wäre über schon weitgehend erodierten Flysch erfolgt.

Für manche Fälle sprach Ampferer geradezu von der Erhaltung alter Landformen „im Schutz von Überschiebungen" (Karwendel, Sellagruppe). Anderseits sind seiner Meinung nach tiefe Erosionseinschnitte, die in einem von starkem Zusammenschub betroffenen Gesteinspaket bestanden, zum Ausgangspunkt von Überschiebungen geworden (tektonische „Kerbwirkung") — hier kommt Ampferer dem Begriff der „Erosionsüberschiebungen" nahe, den F. Koßmat in seinen letzten Wiener Vorlesungen (um 1909) geprägt hatte — oder, am entgegengesetzten Hang der Kerbe hätte sich die vorgeschobene Masse gestaut. Auch ablenkend und beugend hätten sich Reliefzüge auf die Überschiebung auswirken können.

Beziehungen zwischen Tektonik und Morphologie fühlte Ampferer auch sonst nach, wobei ihn gerade das Problematische solcher Beziehungen reizte, wenn er zum Beispiel der „tektonischen (Form-) Konservierung" (1925) tektonische Formänderungen (1926) gegenüberstellte. In weiterer Folge schlägt hier auch die Verknüpfung von Tektonik und Erosion — Akkumulation ein.

Von den Nordtiroler Kalkalpen aus legte Ampferer gemeinsam mit Hammer den in der Alpengeologie berühmt gewordenen neuen „Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee" (1911). Er stellt eine Tat von besonderer regionalgeologischer Bedeutung vor, den dritten Versuch dieser Art nach F. v. Hauer (1857, mit F. Foetterle) und A. Rothpletz (1894), in jenem Profil, in welchem die neuen Aufnahmen (Spezialkarten 1:75.000) der Geologischen Reichsanstalt dank Ampferer und Hammer fast geschlossen vom Nord- zum Südrand der Alpen reichten. Ohne Schmälerung des Verdienstes Hammers darf man die geistige Leitung des Werkes Ampferer zuschreiben. Es brachte zum erstenmal für den ganzen Alpenqnerschnitt insoferne eine grundsätzliche Annäherung der ostalpinen Aufnahmsgeologie an die westalpine Deckenideologie, als es sich, „von beiden von vornherein verdammt", ohne „Nappismus" von dem Glauben an die Autochthonie lossagt und damit „die Freiheit nimmt", zwischen den „Orthodoxen der ausschließlichen Lokalforschung" und den „reinen, überzeugungstreuen Nappisten" einen eigenen Weg zu gehen —, „gegen den Nappismus und für die Deckentektonik" hat Ampferer seine letzte große Stellungnahme zur Theorie des Alpenbaues (1940) überschrieben.

In anderer Richtung liegen weit außerhalb des bisher besprochenen Arbeitsgebietes Ampferers Aufnahmen in den Kalkalpen des Enns- und Ybbstales (Spezialkartenblatt Admont—Hieflau, Aufnahmen 1920, 1923, 1928, 1930/31, 1934). Sie gingen aus von Studien für die Wasserkraft-Projekte an der Enns und Ybbs und gipfelten in der im Auftrage des D. u. Ö. Alpenvereins hergestellten, von der Geologischen Bundesanstalt mit einem Führer herausgegebenen Geologischen Karte der Gesäuseberge 1:25.000, mit der Alpenvereinskarte als Grundlage, einer ähnlichen Spitzenleistung geologischer Hochgebirgskartographie wie jene des Kaisergebirges und der Lechtaler Alpen. Es ist die erste und bisher einzige geologische Karte dieses

Ranges aus dem Osten der Alpen; vom Alpenverein dem Wiener Ausflugsbereiche zugedacht, vermittelte sie auch hier eine Probe von Ampferers Aufnahmskunst — dadurch hebt sie sich relativ noch um eine Note stärker hervor als die gleichen westlichen Kartenwerke. Ampferers Arbeiten hier im Osten brachten neues Licht, allerdings auch neue Komplikation, in die Tektonik der viel studierten „Weyrer Bögen", sie wiesen für sie Zusammenhänge mit einer großzügigen, weit südwärts reichenden Querstörung nach, „welche das Ostende der Ostalpen von dem Hauptzug derselben abgliedert".

Im Jahre 1919 beteiligte sich Ampferer auch an der Fertigstellung der geologischen Aufnahme des Spezialkartenblattes Schneeberg—St. Ägyd.

Als Berater der hochverdienten schottischen Geologin Mrs. M. Ogilvie-Gordon war Ampferer in den Jahren 1926, 1928 und 1935 auch in den Südtiroler Dolomiten geologisch tätig.

Die Weitfahne kommt Ampferers gemeinsam mit W. Hammer teils in militärischem, teils im Auftrag der Wiener Akademie der Wissenschaften unternommenen geologischen Forschungsreisen in den Jahren 1917 und 1918 in Albanien, Montenegro und Westserbien zu. Sie lieferten wertvolle Beiträge besonders zur Stratigraphie.

Schon früh begann sich Ampferer auch mit weittragenden grundsätzlichen Fragen der Tektonik zu befassen. Seine Studie über „Das Bewegungsbild von Faltengebirgen", die er schon 1906 veröffentlichte, ist in dieser Hinsicht zu einer von Ampferers bedeutsamsten Arbeiten geworden. Sie fesselt heute noch durch die großzügige, tiefgehende Intuition und die Prägnanz der Darstellung, Ampferer wurde mit ihr zum Begründer der „Unterströmungstheorie". Ausgehend von der relativen Dünne der „Erdhaut" und ihrer Abhängigkeit vom Untergrund, sowie von den Schwierigkeiten der bewegungsmechanischen Vorstellungen der westalpinen Deckentheorie nach Gesichtspunkten der Festigkeitslehre und Drucküberragung, der „Unmöglichkeit der Summation tangentialer Druckkräfte über die ganze Erdoberfläche hin" auf einige wenige schmale Zonen, kam Ampferer zum Schlusse, daß die gebirgsbildenden Bewegungen zu viel größeren Anteilen, als bisher angenommen wurde, in Bewegungen des Untergrundes wurzeln, wo dank der Plastizität viel eher mit großen Gleitungen und seitlichen Verschiebungen gerechnet werden könne... „so haben wir die Theorie der ‚Unterströmung' vor uns, welche die Gleitung als eine Teilerscheinung umschließt"... „nach dieser Annahme werden die oberflächlichen Faltungen und Überschiebungen von Bewegungen des tiefsten Untergrundes bedingt und getragen". Sie stellen die „tektonische Abbildung der Veränderungen des Untergrundes in der Erdhaut" vor. „Nach diesen Anschauungen sind die Formen der Erdoberfläche nicht Folgen einer allgemeinen Zusammenpressung, die sich je nach der verschiedenen Stärke des Erdgewölbes verschieden äußert. Wir sehen in ihnen Wirkungen von tieferliegenden Vorgängen und fassen so die gesamte Erdhaut als die Abbildung ihres lebendigen beweglichen Untergrundes"... „wir suchen die Begründung der Züge des

Mienenspiels im Antlitz der Erde aus den verborgenen Nervenregungen des Inneren abzuleiten". Die Zonen der Gebirgsbildung, die großen Geosynklinalstreifen, werden damit nach Ampferer zu Zonen eigener Prägung aus der Tiefe her — „Ausquetschung zwischen Schraubstockbacken" lehnte er in der Folge ab. Aber auch im positiven Sinne trug Ampferer die Idee der Unterströmung an größte Entwicklungsräume der Erde wie den Atlantik heran (1941).

Für eine konkrete Anwendung ist Ampferer im „Querschnitt" (1911) auf diese Vorstellung zurückgekommen, um sie der Frage nach der Herkunft der nordalpinen Schubdecken nutzbar zu machen. Zur Erklärung der Verhältnisse zwischen Nordalpen und Silvretta nahm hier Ampferer „Einsaugungen nach der Tiefe hin" an, durch die breiten Gesteinspaketen an der Oberfläche der Untergrund entzogen worden wäre, worauf sie durch den gleichzeitigen Zusammenschub schollen-, deckenförmig (Scherdecken) übereinander geschoben worden wären. Diese „Verschluckungszone" würde die vielgesuchte und nirgends gefundene Wurzelzone ersetzen, aus der jene Decken abzuleiten wären, und unter einem das so weitgehende Untertauchen bis fast völlige Verschwinden der Grauwackenzone erklären, durch das der große Hiatus zwischen Kalkalpen-Süd- und Zentralalpen-Nordrand zustandekommt.

An Verschluckungsvorgänge dachte Ampferer auch, als er die Glarner Überschiebung — die ihn gewaltig beeindruckt hatte — im Sinne einer großen Gleitung deutete und sich nach deren Herkunft fragte.

Die Unterströmungstheorie hat viel Beachtung gefunden. Eduard Sueß hat ihr zwar, wie Ampferer selbst gelegentlich bemerkte, ein „stilles Begräbnis" zuteil werden lassen, Albert Heim hat ihr lebhaftes Mißfallen bekundet, Heritsch, Schwinner, Koßmat aber haben viel von ihrem Gedankengut übernommen, auch Fernerstehende wie J. Andree, S. v. Bubnoff, W. Salomon ihr viel Verständnis entgegengebracht, die „Verschluckungs"-Idee ist dann besonders in E. Kraus' „Abbau" (richtiger wäre „Hinabbau") neu aktiviert worden — heute darf man sagen: wenn schon sie, die Unterströmungstheorie, eine Flucht ins Unbekannte bedeutet, von der Oberfläche in unzugängliche Tiefe, ist ihr Grundgedanke doch aus der Theorie der Gebirgsbildung und der Krustenbewegungen gar nicht mehr hinwegzudenken.

Zum Unterschied von der großen Mehrzahl der „zünftigen" Alpengeologen, für die alles Posttertiäre und Posttektonische „nur" „junges Zeug" ist, hat Ampferer — wohl dank des Einflusses seines Lehrers Blaas — von seiner ersten Karwendelarbeit an auch auf die quartären Bildungen, auf die Glazialgeologie geachtet. Sie wurde zu einem zweiten Hauptfeld seiner Betätigung und seiner Erfolge. Es waren vor allem die schon vorher von Blaas und Penck eingehend untersuchten „Inntal-Terrassensedimente", denen er seinen Spürsinn zuwandte. Zunächst (1904) hielt er sich dabei noch an das alte Schema von der Abdämmung und Aufstauung durch einen Zillertaler Gletscher, der das Inntal unterhalb Jenbach früher erreicht hätte als der Inngletscher selbst. Mit dem Fortschreiten der

Untersuchung aber kam er (ab 1908) zu völlig anderen, neuen Erkenntnissen: die Terrassensedimente des Inntals schneiden nicht am Zillertal ab, sondern reichen weit darüber hinaus bis an den Ausgang ins Alpenvorland und sind hin und hin von Moräne bedeckt; sie rühren von einer Zuschüttung des Inntals in der letzten (Riß-Würm) Interglazialzeit her, der letzte große (Würm-) Gletscher ist über sie noch hinweggegangen. Die Höttinger Breccie, die in Geröllen in den Terrassensedimenten enthalten ist, muß in eine ältere Interglazialzeit zurückverlegt werden.

Je fester gefahren die alte Vorstellung dank der Übereinstimmung Blaas-Penck in diesem Punkte war, je höher das Profil der Höttinger Breccie für die Eiszeitgeschichte der ganzen Alpen und darüber hinaus gewertet wurde, um so revolutionärer wirkte Ampferers neue These. Auch die große fluviatile Talzuschüttung an sich, mehr als 300 m über die heutige Talsohle hinan, bedeutete für die Ostalpen ein novum, wenn schon aus der Schweiz ähnliches bereits bekannt war. Es entspann sich ein großer Meinungsstreit, der 1921 mit der vollen Anerkennung der Ampfererschen These durch Penck endigte, einem Erfolge für Ampferer, wie er kaum überboten werden konnte. Penck verlieh dem ein paar Jahre später, nach seinem großen Vortrag über „Das Antlitz der Alpen" bei der Versammlung der Deutschen Naturforscher und Ärzte 1924 in Innsbruck, noch besonderen persönlichen Ausdruck, indem er Ampferer, der als zweiter sprach, auf dem Podium der Halle, unter dem Dröhnen des Föhnsturms, das Du antrug — es mag wissenschaftlich und menschlich ein Höhepunkt in Ampferers Leben gewesen sein; in seiner freudigen Bewegung gab er den Ausdruck der Freundschaft an mich, den dritten Vortragenden, weiter.

In dem alten Streite der Mono- gegen die Polyglazialisten hinsichtlich der primären Unterlagerung der Höttinger Breccie durch die „Liegendmoräne" stand Ampferer von allem Anfang an auf der Seite Penck-Blaas. Ihm wurde dann auch (1913) die wissenschaftliche Leitung des von der Berliner Akademie der Wissenschaften finanzierten Stollenbaues und die Berichterstattung darüber (1914) anvertraut, mit der dieser Streit zu Grabe getragen wurde. Ampferer war es auch, der die Höttinger Breccie als Teil einer in den Kalkalpen nördlich des Inntals weit verbreiteten alten Schuttverkleidung erwies.

Mit der Zustimmung Pencks war Ampferers Deutung der Inntal-Terrassensedimente zu allgemeiner Annahme gelangt. Es liegt eine gewisse Tragik darin, daß später (1939/40) Ampferer selbst auf Grund neuer Beobachtungen mit ersten Anstoß dazu gab, dieses, wie man glauben mochte, nun festgefügte Gebäude wieder zu erschüttern: er fand isoliert inmitten feinsandiger Terrassensedimente des Unterinntals vereinzelt so große kantige erratische Blöcke, daß er sie nicht ohne Gletschernähe erklären zu können glaubte; er hielt zwar noch an der interglazialen Deutung der Terrassensedimente fest, konnte aber nicht umhin, das nahe Ende wenigstens eines Lokalgletschers anzunehmen (seither haben sich, in Weiterverfolgung der Angaben H. Bobeks, 1935, die Anhaltspunkte dafür gemehrt, daß

wenigstens beträchtliche Oberteile der Inntal-Terrassen nicht inter-, sondern paraglazial sind).

In naher Beziehung zu den Terrassensedimenten steht eine Veröffentlichung Ampferers, die außer in glazialgeologischer auch in morphologischer Hinsicht viel Aufsehen machte: sein Bericht über die Tiefbohrung von Rum bei Innsbruck, die „dem Mangel an Kohlen und dem Überfluß an Vertrauen auf die Angaben von Wünschelrutentechnikern" zu danken war. Durch diesen Bericht wurde erstmals, beziehungsweise weit nachhaltiger als anläßlich der Bohrung von Wörschach im Ennstal, die ungeheure Verschüttungstiefe der großen Alpentäler bekannt: 200 m unter der heutigen Talsohle ist noch nicht der felsige Grund des Inntals erreicht worden. Aus der Wiederholung der „Verlandungsserie" innerhalb der Füllmasse — ein seither viel gebrauchtes Argument — und aus der anscheinend (nur vereinzelte Bohrungen, kein Bohrprofil) höheren Lage des Felsgrundes bei Wörgl schloß Ampferer auf tektonische Einbiegung, eine Annahme, die viel Anklang fand und gerade auch in Pencks späteren Arbeiten über das inneralpine Inn- und Isartal eine große Rolle spielte. Es war damit wieder eine neue fruchtbare Idee in die Diskussion der Eiszeitgeschichte der Alpentäler geworfen, die zusammen mit den in nordischen Vergletscherungsgebieten geprägten Vorstellungen von der Glazialisostasie in hohem Grade anregend wirkte — solche Mobilisierung der Geister bedeutet nächst Entdeckungen und neuen Methoden größten wissenschaftlichen Gewinn.

Von etwa 1930 an hat Ampferer sein besonderes Augenmerk auch auf die „Stadien" gerichtet. Auf Grund eines reichen Beobachtungsmaterials erwuchs ihm die Ansicht, daß diese Stadien nicht einfach Etappen des Rückzugs der Würm-Vergletscherung sind, sondern zu einer besonderen „Schlußeiszeit" (1926) oder wenigstens „Schlußvereisung" (1931) zusammengehörten. Er fand dabei mancherlei Zustimmung, die Diskussion darüber ist noch im Gange (vgl. Z. f. Gletscherkunde 28, 1942, S. 60 f.).

Zur Morphologie der Alpen gewann Ampferer besonderen Anschluß bei seiner zweiten Karwendelaufnahme (ab 1938). Da ging er mit Bedacht den Formen nach, die durch Ablösung randlicher, hangwärtiger Teile steil aufragender Felsmassen an Rissen, Klüften, zufolge Zugspannung, Schwerewirkung entstehen: der Wandbildung, die in der Formenwelt des Hochgebirges, unter anderem auch bei den Karen, so maßgebend ist. Ampferer sprach von „Bergzerreißung" und widmete diesem Thema eine Reihe von Veröffentlichungen.

Außerhalb seiner Aufnahmsgebiete hat sich Ampferer auch in Oberkrain (Save-Bereich) dem Studium quartärer Ablagerungen gewidmet. In den Jahren 1932 und 1933 befaßte er sich auch mit dem Flimser Bergsturz im Vorderrheintal (Graubünden) und gab der Meinung Ausdruck, daß unter dem Bergsturz ein Mylonitkern vorhanden sei.

Aus der Tatsache, daß Ampferer der beste geologische Kenner so weiter Gebiete Österreichs war, ergab sich ganz von selbst seine

ausgedehnte und zum Teil wirtschaftlich sehr wichtig gewordene Gutachter-Tätigkeit. Besonders für die großen in neuerer Zeit aufgekommenen Kraftwerks-Projekte wurde er zu einem der gesuchtesten Fachberater. J. Stiny, der für ein solches Urteil wohl Berufenste, hat ohne Zweifel recht, wenn er sagte, daß Ampferer auf dem Gebiete der Bauberatung „wohl kaum von einem anderen österreichischen Geologen übertroffen" wurde. Literarischen Niederschlag haben gefunden die Gutachten zum Spullersee-Werk der Österreichischen Bundesbahnen (1925), zum Achensee-Werk der Tiroler Wasserkraft-A. G. (1927), zum Ybbstal-Werk (1930) und über das Längenfelder Becken im Ötztal (1939). Die Projekte zur Ausnützung der Enns (ab 1918) hatten Ampferers Aufnahmetätigkeit in den Gesäusebergen (s. o.) veranlaßt. Bergmännischen Zwecken diente die Bearbeitung der Tiefbohrungen am Halleiner Salzberg (1936). Fallweise wurde Ampferer auch ins Ausland berufen (zum Beispiel nach Rumänien). Die wichtigsten der Gutachten verzeichnet J. Stiny in seinem Nachruf. Bis kurz vor seinem Tode beriet Ampferer die neue Quellfassung der Innsbrucker Wasserwerke im Mühlauer Graben (Karwendel).

Leistung und Horizont, Höhe und Tiefe weisen Ampferer als einen Großen im Fache aus. Ein hervortretender Zug seines geistigen Schaffens war Originalität. Er ging immer und überall eigene Wege. Wohl trafen sie sich ab und zu mit denen anderer, einen schon betretenen Pfad einzuschlagen aber oder gar auf einem solchen zu wandeln, schloß sich wie von selbst aus. Jeder Konvention war er abhold. Ja, schon die Bezugnahme auf Gedankengänge anderer, Berücksichtigung und Verarbeitung älterer Literatur beschränkte er auf ein Mindestmaß. Fast alles ist Eigenbau. Manchmal ist ihm darum der Vorwurf gemacht worden, er kümmere sich zu wenig um die Arbeit anderer — doch es geschah nicht aus Mißachtung oder Eigendünkel, einfach in dem Bestreben, mit neuen, eigenen Versuchen zur Lösung beizutragen. Darum sind seine vielen Aufsätze und Abhandlungen eine Fundgrube immer wieder neuer Anregung für den, der sie aufmerksam liest: man findet hier anderes als in den Schriften anderer, besonders jenen der „großen Schulen" mit ihrer öden, unfruchtbaren Gleichschaltung, wo man schier am Anfang schon weiß, was am Ende herauskommt. Ampferers Veranlagung war dabei ausgesprochen analytisch, weniger synthetisch gerichtet.

Mag Ampferers tektonischem Gedankengut in manchem auch die Bewährnng der Zukunft versagt sein, manches wird bleiben oder, mutatis mutandis, wiederkehren. Erhaben über allen Wechsel der Theorie aber ist das Wissen, das Ampferer in so reichem Maße, besonders eben auf tektonischem Gebiete, zur Kenntnis beigetragen hat. Davon zehren alle, auch die, die es nicht sagen, von den Wortführern der hohen Schulen über die bescheideneren „Kleinen", über die Techniker und Wirtschaftler bis zu den, vielleicht dankbarsten, Landes- und Heimatkundlern: Ampferers Karten sind zum täglichen Brot für alle geworden, die hier etwas Geologisches wissen wollen.

Durch und durch original ist auch Ampferers Textierung. Seine besondere Vorliebe galt der Schilderung geologischer Befunde.

Da legte er schier dichterischen Schwung hinein, in einem knappen Stil, kurzen Sätzen von monumentaler Einfachheit und Plastik. Wie mit dem Meißel geschlagen reiht sich Zug an Zug, ohne Umschweife und Beiwerk, später oft jeder Satz ein Absatz. In dem Bildhaften der Sprache klingt die Romantik bergsteigerischer Naturschilderung nach, ab und stößt ein Kraftausdruck etwas gesucht auf. Zur Erläuterung dienen außer Profilen üblicher Art kleine schematische Zeichnungen, meist sehr instruktiv, manche mehr dekorativ. Zusammenfassungen vermißt man häufig, sie paßten nicht recht zur Kürze und Bündigkeit des Haupttextes. Diskussionsbemerkungen wirken bisweilen etwas schroff — sie korrespondieren mit der rauhen Schale, hinter der sich Grundgüte verbarg, so sehr, daß es Ampferer schwer fiel, erbetene wissenschaftliche Empfehlungen, Befürwortungen für Subventionen, Drucklegungen u. dgl. abzulehnen. Für Systematik hatte er nicht viel übrig; darum wohl hat er das Tektonik-Buch, das man sich von ihm erhoffte, so lange zurückgestellt, bis es leider zu spät geworden.

Vortragen, engeren Sinnes, zumal vor großem Forum, lag Ampferer nicht. Von Haus aus, nach schlichter Tiroler Art, die er zeitlebens bewahrte, mehr scheu und verschlossen — kraftsprühend im vertrauten Kreise —, wagte er sich nicht zu freier Rede vor. So wohlgesetzt und gehaltvoll seine Lesung war, ein Genuß für den, der aufmerksam folgte, so ging doch durch den Verzicht auf alle Rhetorik die größere Wirkung verloren, die der Inhalt verdient hätte. Das war es wohl, warum Ampferer nicht die akademische Laufbahn betrat — gerade Wien wäre wie geschaffen gewesen für einen Tektoniker von seinem Range und seiner Erfahrung. Um so mehr hingen die an ihm, die in persönlichem Umgange von seiner Meisterschaft lernten. Lebhaft ist mir in Erinnerung, welches Gewicht der Name Ampferer schon um 1909 für uns Jünger im Uhlig-Institute, dem Gegenpol der k. k. Reichsanstalt, hatte, welchen Eindruck es uns machte, wenn Ampferer „in offener Feldschlacht" unserem Herrn und Meister opponierte — nur eine Komponente Uhligscher Gewandtheit dazu und der Eindruck wäre durchschlagend gewesen. Und die, die ab und zu mit ihm gehen durften, erzählten begeistert, allen voran Uhligs Neffe, der hochbegabte, so tragisch verunglückte Raimund Folgner; und auch unser nach Jahren und Wissen unbestrittener Primus, der scharfsinnige, äußerst kritische Albrecht Spitz, mit dessen vorzeitigem, mir so nahegegangenem Tod die Ostalpengeologie einen der Besten nächst Ampferer, in dessen Richtung, verloren hat, war erfüllt von Respekt. Beiden hat Ampferer Nachrufe geschrieben, die einen Blick in die Tiefe des Menschen tun lassen, wie warm sein Herz für den Nachwuchs schlug.

Aber auch ohne akademische Verbrämung war Ampferers wissenschaftliche Persönlichkeit stark und bedeutend genug, um sich, trotz seiner äußeren Zurückgezogenheit, durchzusetzen. An der Geologischen Reichs-, später Bundesanstalt, hat Ampferer, seiner Leistung gemäß, raschen Aufstieg genommen, er wurde 1919 Chefgeologe, 1925 Vizedirektor, erhielt 1921 den Titel eines Oberbergrats, 1930 den eines Hofrats, um schließlich, nach seinem um ein paar Dienstjahre älteren Freund Hammer 1935 die Direktion der An-

stalt zu übernehmen, die er bis zu seinem Übertritt in den Ruhestand Ende 1937 führte. Außeramtlich hatte es zwar lange gebraucht — Ampferer selbst klagte gelegentlich über die kalte Schulter der Päpste —, dann aber wurde ihm auch da reiche Anerkennung zuteil. Und gerade der Einsame, Abgeschlossene war dafür empfänglich. Ein erstes solches Fest für ihn war es, als wir 1924 im Geologischen Institut der Universität Innsbruck, in der alten „Kinderstube", an den gleichen „Schulbänken" wie 1899, im Beisein Professor Blaas' feierlich sein und Wilhelm Hammers 25jähriges Doktor-Jubiläum begingen. Schon 1925 — ohne Hochschulrang hieß das auch für einen Wiener was Besonderes — wurde er zum korrespondierenden, 1940 zum wirklichen Mitglied der Wiener Akademie der Wissenschaften, 1936 zum Mitglied der Deutschen Akademie der Naturforscher in Halle a. d. S. erwählt. Das Museum Ferdinandeum in Innsbruck verlieh ihm 1933 in dankbarer Würdigung seiner Verdienste um die geologische Erforschung Tirols die Franz v. Wieser-Medaille. Die Wiener Geologische Gesellschaft folgte 1937 mit der Verleihung der Ehrenmitgliedschaft und der Eduard Sueß-Medaille, die Geologische Vereinigung (Bonn a. Rh.) 1939 mit der Gustav Steinmann-Medaille. Die Universität Innsbruck hatte ihm ihrerseits 1944, zum Beginn seines 70. Lebensjahres, das Ehrendoktorat zuerkannt, die Auszeichnung konnte nur nicht durchgeführt werden, da die politische Obrigkeit die vorgeschriebene Zustimmung versagte. Das wahre, schönste Denkmal aber hat sich Otto Ampferer selbst gesetzt mit seinem geologischen Lebenswerk.

Verzeichnis der Veröffentlichungen Otto Ampferers *)

Abkürzungen: J. = Jahrbuch, V. = Verhandlungen der Geologischen Reichs-, Staats- bzw. Bundesanstalt Wien, M. = Mitteilungen, S. B. = Sitzungsberichte, D. = Denkschriften, Anz. = Anzeiger der Akademie der Wissenschaften in Wien, Math.-Naturwissensch. Klasse I, D. Ö. A. V. = Deutscher und Österreichischer Alpenverein, Z. = Zeitschrift, Z. f. Glkde. = Zeitschrift für Gletscherkunde.

Regionale Geologie

a) Geologische Karten

Zugehörige Aufnahmsberichte und Erläuterungen.

1. Österreichische Geologische Spezialkarte 1:75.000 (Aufnahme, Druck, Herausgabe: Geologische Reichs-, bezw. Bundesanstalt Wien.) Blätter (von West nach Ost):

5143 Bludenz und Vaduz (mit O. Reithofer; im Druck). — Aufnahmsberichte V. 1933, S. 35—37; 1934, S. 32—34; 1935, S. 30—31; 1936, S. 29—31; 1937, S. 30—31; 1938, S. 27—28.

5144 Stuben. 1937 (mit O. Reithofer). — Aufnahmsberichte V. 1928, S. 45—46; 1929, S. 41; 1930, S. 51—54; 1931, S. 52—53; 1932, S. 43—44; 1933, S. 35—37; 1936, S. 29—31; 1937, S. 139—143.

4945 Füssen (Österreichischer Anteil). — Aufnahmsbericht V. 1918, S. 13—14; 1919, S. 16—17.

5045 Lechtal 1914. — Erläuterungen 1924, 55 S. — Aufnahmsbericht V. 1906, S. 13—14.

5145 Landeck (Kalkalpiner Anteil) 1922. — Erläuterungen 1924, 88 S. — Aufnahmsbericht V. 1917, S. 14—15.

*) An dieser Zusammenstellung hat Herr Dr. Georg Mutschlechner wesentlichen Anteil genommen.

5046 Zirl und Nassereith (Kalkalpiner Anteil) 1912. — Erläuterungen 1924, 68 S. — Aufnahmsbericht V. 1904, S. 16—17.

5047 Innsbruck und Achensee (Kalkalpiner Anteil) 1912. — Erläuterungen 1924, 108 S. — Aufnahmsberichte V. 1902, S. 16—17, 274—276; 1903, S. 14; 1904, S. 16—17; 1905, S. 9.

4947 Achenkirch—Benediktbeuern. 1912. — Erläuterungen 1914, 31 S.

5048 Rattenberg (Kalkalpiner Anteil). 1918. — Aufnahmsbericht V. 1906, S. 13—14; 1907, S. 13.

4948 Kufstein. 1925. — Aufnahmsberichte V. 1921, S. 13; 1922, S. 13—14; 1923, S. 13—15; 1924, S. 12—13.

4949 Lofer—St. Johann (mit F. v. Kerner-Marilaun). 1927. — Aufnahmsberichte V. 1922, S. 13—14; 1923, S. 13—15; 1924, S. 12—13; 1925, S. 15—17; 1927, S. 47—48.

5049 Kitzbühel und Zell am See. 1936. — Aufnahmsbericht V. 1927, S. 47—48.

4953 Admont und Hieflau (mit W. Hammer). 1933. — Aufnahmsberichte V. 1921, S. 12—13, 1924, S. 12—13; 1926, S. 171—197; 1927, S. 47—48; 1931, S. 50—51; 1932, S. 44—46.

4855 Schneeberg und St. Ägyd am Neuwalde (mit E. Spengler). 1931. — Aufnahmsbericht V. 1920, S. 16—17.

2. Alpenvereinskarten 1:25.000

(Aufnahme und Drucklegung: D. u. Ö. Alpenverein, Herausgabe mit Erläuterungen, bezw. Führern: Geologische Bundesanstalt; von West nach Ost):

Lechtaler Alpen. Blatt I. Klostertaler Alpen (mit Th. Benzinger u. O. Reithofer); II. Arlberggebiet (mit O. Reithofer); III. Parseierspitzgruppe (mit W. Hammer u. O. Reithofer); IV. Heiterwand und Muttekopfgebiet (mit W. Hammer). — Erläuterungen 1932/33. 125 S.

Östliches Karwendelgebiet mit Achensee. 1 Blatt (im Druck). — Aufnahmsbericht M. des Alpenländischen Geolog. Vereins (M. d. Geolog. Ges. Wien) 32, 1939 (ersch. 1940), S. 119—123.

Geologische Formenwelt und Baugeschichte des östlichen Karwendelgebirges. Denkschriften, 196. Bd., Wien 1942.

Kaisergebirge. 1 Blatt. 1933. — Geologischer Führer 1933, 132 S.

Gesäuseberge. 1 Blatt. 1935. — Geologischer Führer 1935, 178 S.

3. Sonstige Karten

Geologische Karte des südlichen Teiles des Karwendelgebirges 1:50.000. Hg. v. d. Geologischen Reichsanstalt Wien 1898.

Geologische Karte des Unterinntales zwischen Rattenberg und Kufstein 1:40.000. Hg. v. d. Geol. Bundesanstalt Wien 1922.

b) **Abhandlungen und Aufsätze**

Alpen im Ganzen und größere Teilgebiete (Chronologisch)

Die neuesten Fortschritte der geologischen Erforschung der Ostalpen. M. D. Ö. A. V. 1904, S. 87—89, 97—98.

Mit W. Hammer: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. J. 61, 1911, S. 531—710.

Über die Trennung von Engadiner- und Tauernfenster nach Zeit und Art der Entstehung. V. 1916, S. 191—195.

Geometrische Erwägungen über den Bau der Alpen. M. Geol. Ges. Wien, 1919, S. 135—150.

Mit B. Sander: Über die tektonische Verknüpfung von Kalk- und Zentralalpen. V. 1920, S. 121—131.

Über NW-Beanspruchungen in den Nordalpen. J. 71, 1921, S. 198—202 (Tirol).

Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. J. 73, 1923, S. 99—119; 74, 1924, S. 35—73; 76, 1926, S. 125—151; 78, 1928, S. 327—355; 80. 1930, S. 309—338; 81, 1931, S. 637—659.

Über die Tektonik der Alpen. „Die Naturwissenschaften" 12, 1924, S. 1007 bis 1014.

Über weitere Ziele der geologischen Landeserforschung (Vortrag anläßlich des 75jährigen Jubiläums der Geologischen Bundesanstalt). V. 1925, S. 131 bis 138.

Über die tertiäre und diluviale Schuttausstrahlung der Alpen. V. 1925, S. 147—150.

Über die Einfügung der Salzstöcke in den Bau der Nordalpen. Zeitschrift „Kali und verwandte Salze", 22, 1928, S. 58—62.

Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt über das Jahr 1935. I. Bericht über die Tätigkeit der Anstalt. V. 1936, S. 1—28.

Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt über das Jahr 1936. I. Bericht über die Tätigkeit der Anstalt. V. 1937, S. 1—30.

Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt über das Jahr 1937. I. Bericht über die Tätigkeit der Anstalt. V. 1938, S. 1—27.

Neue geologische Erfahrungen von 1939. M. des Alpenländ. geologischen Vereines (M. d. Geologischen Gesellschaft in Wien), 32, 1939, S. 167—172.

Über einige tiefere Bauverbände der Alpen. „Natur und Volk" (Frankfurt a. M.), 70, 1940, S. 373—388.

Über die Bedeutung von Gleitvorgängen für den Bau der Alpen. SB. 151, 1942, S. 9—26.

Östlichste Westalpen — Westliche Ostalpengrenze
(Chronologisch)

Beiträge zur Geologie und Mechanik des Westrandes der Ostalpen. SB. 142, 1933, S. 145—155.

Tektonische Studien im Vorderrheintal. Anz. 1934, S. 327.

Neue Wege zum Verständnis des Flimser Bergsturzes. SB. 143, 1934, S. 123—135.

Reisebericht über den Flimser Bergsturz im Vorderrheintal. V. 1934, S. 6.

Über die Gleitformung der Glarner Alpen. SB. 143, 1934, S. 109—121.

Über die Begegnung der Ost- und Westalpen am Rheindurchbruche. SB. 146, 1937, S. 317—331.

Der Bauplan im Grenzgebiet von Ost- und Westalpen. Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen geologischen Vereines. Neue Folge 29, 1940, S. 46—55.

Nördliche Ostalpen
(mit Rhätikon, außer Glazialgeologie)

1. Vorarlberg, Liechtenstein
(Chronologisch; „Lechtaler Alpen" bei 2. Nordtirol).

Zur neuesten geologischen Erforschung des Rhätikongebirges. V. 1907, S. 192—200.

Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales. Mit einem petrographischen Teil von W. Hammer. J. 80, 1930, S. 103—146.

Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales und des Großen Walsertales. J. 81, 1931, S. 177—216.

Zur Großtektonik von Vorarlberg. Mit Beiträgen von Otto Reithofer. J. 82, 1932, S. 31—64.

Beiträge zur Geologie des Rhätikons. J. 83, 1933, S. 137—172.

Geologische Bauformen und Baufragen des Rhätikongebirges. J. 84, 1934, S. 13—40.

Über die Auffindung von Arosazone im Klostertale. SB. 145, 1936, S. 1—8.

Über den Schubplan in den Sulzfluhkalken des östlichen Rhätikons. J. 86, 1936, S. 359—372.

Geologische Bewegungsbilder vom Westende des Rhätikons. J. 87, 1937, S. 275—310. Jahrbuch des Historischen Vereins für das Fürstentum Liechtenstein, 38, 1938, S. 5—53.

Die Bergwelt der Schesaplana in der Umgebung der Straßburger und Zalim-Hütte. Ihre geologische Geschichte. Festschrift aus Anlaß des goldenen Jubiläums der Sektion Mannheim des D. A. V. 1939, S. 1—16.

Probleme der Arosazone im Rhätikongebirge. M. des Alpenländischen Geologischen Vereines (M. der Geologischen Gesellschaft Wien), 33, 1940, ersch. 1942, S. 97—109.

2. Nordtirol
(Chronologisch)

Mit W. Hammer: Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. J. 48, 1898, ersch. 1899, S. 289—374.

Über den geologischen Zusammenhang des Karwendel- und Sonnwendjochgebirges. V. 1902, S. 104—113.

Die Mieminger Kette (Zur Geologie). Z. d. D. Ö. A. V., 33, 1902, S. 219—223.

Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges. V. 1902, S. 170—180.

Geologische Beschreibung des nördlichen Teiles des Karwendelgebirges. J. 53, 1903, S. 169—252.

Die neueste Erforschung des Sonnwendgebirges im Unterinntal. V. 1903, S. 41—51.

Über Wandbildung im Karwendelgebirge. V. 1903, S. 197—204.

Einige allgemeine Ergebnisse der Hochgebirgsaufnahme zwischen Achensee und Fernpaß. V. 1905, S. 118—125.

Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. J. 55, 1905, S. 451—562.

Die Triasinsel des Gaisberges bei Kirchberg in Tirol. V. 1907, S. 389—393.

Studien über die Tektonik des Sonnwendgebirges. J. 58, 1908, S. 281—304.

Über neuere Erfahrungen der Geologie der Lechtaler und Allgäuer Alpen (Vortrag). V. 1908, S. 162.

Das Gebiet der Simmshütte. Über den geologischen Bau der Berge des Sulzeltales. 16. Jahresbericht des Akadem. Alpenklub Innsbruck, 1909, S. 1—5.

Mit Th. Ohnesorge: Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. J. 59, 1909, S. 289—360.

Über Gosau- und Flyschablagerungen in den tirolischen Nordalpen (Vortrag). V. 1909, S. 144.

Aus den Allgäuer und Lechtaler Alpen. V. 1910, S. 58—59.

Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges. V. 1912, S. 197—212.

Über die Gosau des Muttekopfs. J. 62, 1912, S. 289—310.

Neue Funde in der Gosau des Muttekopfs. V. 1912, S. 120.

Über den Nordrand der Lechtaldecke zwischen Reutte und Trettachtal. V. 1912, S. 334—335.

Das geologische Gerüst der Lechtaler Alpen. Z. d. D. Ö. A. V. 1913, S. 1—25.

Geologische Bilder aus der Umgebung von Imst. In K. Deutsch, Führer durch die Umgebung von Imst, 1914.

Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. J. 64, 1914, S. 307—326.

Über die tektonische Heimatsberechtigung der Nordalpen. V. 1918, S. 63—76.

Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. D. 96, 1918, S. 1—56.

Über die Breccien der Eisenspitze bei Flirsch im Stanzertal. J. 70, 1920, S. 1—10.

Über die kohleführenden Gosauschichten des Brandenberger und Thierseertales in Tirol. J. 71, 1921, S. 149—158.

Zur Tektonik der Vilseralpen. V. 1921, S. 117—124.

Über die regionale Stellung des Kaisergebirges. J. 71, 1921, S. 159—172.

Über den Bau der Unterinntaler Tertiärmulde. Österr. Monatsschrift f. d. öffentlichen Baudienst und das Berg- und Hüttenwesen (Wien), 1922, H. 7, S. 130—133.

Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs. J. 72, 1922, S. 105—147.

Über die Kaisergebirgsdecke. V. 1925, S. 150—152.

Zur Deutung der Hornsteinbreccien des Sonnwendgebirges im Unterinntal. Geologische Rundschau 17, 1926, S. 21—22.

Geologische Profile aus dem Gebiete des Kössener Beckens. J. 77, 1927, S. 123—148.

Die Reliefüberschiebung des Karwendelgebirges. J. 78, 1928, S. 241—256.

Beiträge zur Geologie der Muttekopfgosau. V. 1930, S. 181—191.

Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. J. 80, 1930, S. 407—451.

Zur neuen Umgrenzung der Inntaldecke. J. 81, 1931, S. 25—48.

Neue Gosaufunde im Kaisergebirge. V. 1933, S. 129—130.

Über das Westende der Inntal- und Krabachjochdecke in den Lechtaler Alpen. J. 84, 1934, S. 41—54.

Neue Fragen, die sich aus der geologischen Erforschung der Lechtaler Alpen ergeben. M. Geolog. Ges. Wien, 30, 1937, ersch. 1939, S. 186—194.

Über die geologischen Aufschlüsse beim Bau der neuen Achenseestraße auf der Strecke zwischen Wiesing—Scholastika. „Geologie und Bauwesen". 11, 1940, S. 101—112.

Tektonische Nachbarschaft Karwendel—Sonnwendgebirge. SB. 150, 1941, S. 181—199.

Die Eisenspitzbreccien auf dem überkippten Südrand der Lechtaldecke. SB. 152, 1943, S. 67—84.

Belastungswirkungen durch die Aufladung der Inntaldecke. SB. 153, 1944, S. 17—44.

Über die tektonische Selbständigkeit der Inntaldecke. Berichte des Reichsamts f. Bodenforschung Wien, 1944, S. 57—73.

3. Salzburg
(Chronologisch)

Über den Westrand der Berchtesgadener Decke. J. 77, 1927, S. 205—232.

Bemerkungen zur Bohrung im Halleiner Salzberg. Internat. Z. f. Bohrtechnik (Wien), 42, 1934, S. 31—32.

Über die Neuentdeckung von Salzlagern in Österreich. Montanistische Rundschau (Wien), 27, H. 24, 1935; Tägl. Montanber. Nr. 97, S. 4—5.

Die Ergebnisse der Halleiner Salzbohrung. Wiener Zeitung vom 20. Mai 1936.

Die geologische Bedeutung der Halleiner Tiefbohrung. J. 86, 1936, S. 89 bis 114; Montanistische Rundschau 28, 1936, Nr. 15 und 17.

4. Ober- und Niederösterreich und Steiermark
(Chronologisch)

Über Kantengeschiebe unter den exotischen Geröllen der niederösterreichischen Gosauschichten. J. 66, 1916, S. 137—138.

Vorläufiger Bericht über neue Untersuchungen der exotischen Gerölle uud der Tektonik in den niederösterreichischen Gosauablagerungen. SB. 125, 1916, S. 217—227.

Beiträge zur Geologie der Ennstaleralpen. J. 71, 1921, S. 117—134.

Beiträge zur Geologie der Umgebung von Hieflau. J. 77, 1927, S. 149—164.

Über das Bewegungsbild der Weyrer Bögen. J. 81, 1931, S. 237—304.

Südtiroler Dolomiten
(Chronologisch)

Beiträge zur Glazialgeologie der westlichen Südtiroler Dolomiten. Z. f. Glkde., 16, 1928, S. 242—260.

Einige Beispiele von Kerbwirkung und Reliefüberschiebung aus den Südtiroler Dolomiten. J. 79, 1929, S. 241—256.

Rodella und Langkofel, tektonisch nen beleuchtet. M. Alpenländischer Geologischer Verein, 33, 1940 (ersch. 1942), S. 87—96.

Außeralpine Gebiete
(Chronologisch)

Mit W. Hammer: Erster Bericht über eiue 1917 im Auftrage und auf Kosten d. Kaiserl. Akademie der Wiss. ausgeführte geologische Forschungsreise in Nordwestserbien. SB. 126, 1917, S. 679—701.

Mit W. Hammer: Erster Bericht über eine 1918 im Auftrage und auf Kosten der Akademie d. W. ausgeführte geologische Forschungsreise in Westserbien. SB. 127, 1918, S. 635—668.

Zur Tektonik und Morphologie des Zlatibormassivs. D. 101, 1928, S. 361—424.

Zum Bewegungsbild des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 94, 1942, S. 292—306.

Allgemeine, besonders tektonische Geologie

(ohne engere regionale Kennzeichnung im Titel; chronologisch geordnet)

Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. J. 56, 1906, S. 539—622.

Erdrelief und Tetraëderhypothese. Petermanns Geographische M. 57, 1911, S. 305.

Über neue Methoden zur Verfeinerung des geologischen Kartenbildes. V. 1911, S. 119—121 (Vortragsbericht); J. 62, 1912, S. 183—194; Kartograph. u. Schulgeograph. Z. (Wien) 1, 1912.

Über das Verhältnis von Faltung und Schiebung zum Untergrund und zur Umgebung. V. 85. Vers. Deutscher Naturforscher und Ärzte, Wien 1913.

Über den Wechsel von Falt- und Schubrichtungen beim Bau der Faltengebirge. V. 1915, S. 163—167.

Über die Bildung von Großfalten. V. 1917, S. 235—243.

Über die geologische Deutung von Schwereabweichungen. V. 1918, S. 38—50.

Über die tektonische Bedeutung von Oberflächen- und Tiefendecken. V. 1918, S. 81—88.

Über die Bedeutung von Kerben für den Verlauf tektonischer Gestaltungen. V. 1919, S. 133—148.

Über bituminöse und kohlige Gesteine. Österr. Monatsschr. f. d. öff. Baudienst u. d. Berg- u. Hüttenwesen. 4, 1923, S. 60—62, 134.

Über die Verwendung der Schuttausstrahlung zur Erkennung von Gebirgsverschiebungen. J. 74, 1924, S. 117—134.

Über Kontinentverschiebungen. „Die Naturwissenschaften" 13, 1925, H. 31, S. 669—675.

Über Methoden der Feldgeologie. M. Geolog. Ges. Wien, 18, 1925, S. 1—15.

Einige Bemerkungen zu der Oszillationstheorie von E. Haarmann. V. 1931, S. 99—102.

Über einige Grundfragen der Gebirgsbildung. J. 87, 1937, S. 375—384.

Wert der Geologie fürs Leben. V. 1937, S. 89—98.

Über den Begriff der tektonischen Leitlinien. SB. 147, 1938, S. 57—69.

Über die tektonischen Begriffe von Totfaltung, Ausschaltung und Verschleppung toter Falten, Herstellung von Falten aus frischem Schichtmaterial. SB. 147, 1938, S. 35—42.

Im Kampfe für Reliefüberschiebung und O—W-Bewegung. V. der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung, 1939. S. 196—205.

Grundlagen und Aussagen der geologischen Unterströmungslehre. „Natur und Volk" (Frankfurt a. M.) 69, 1939, S. 337—349.

Über die Rationalisierung geologischer Profile. SB. 149, 1940, S. 211—223.

Gegen den Nappismus und für die Deckenlehre. Z. d. Deutschen Geologischen Gesellschaft, 92, 1940, S. 313—327.

Wie können Schubmassen in der Erdtiefe verankert sein? SB. 150, 1941, S. 1—18.

Gedanken über das Bewegungsbild des atlantischen Raumes. SB. 150, 1941, S. 19—35.

Vergleich der tektonischen Wirksamkeit von Kontraktion und Unterströmung. M. des Alpenländischen geologischen Vereines (M. der Geologischen Gesellschaft in Wien). 35, 1942, S. 107—123.

Bedeutung von Verkleinerungen und Vergrößerungen fürs geologische Arbeiten. SB. 152, 1943, S. 57—66.

Über die Möglichkeit einer Gasdruck-Tektonik. SB. 153, 1944, S. 45—60.

Morphologie

(Chronologisch)

Über Wandbildung im Karwendelgebirge. V. 1903, S. 197—204.

Die Hochfläche von Seefeld—Leutasch. Deutsche Alpenzeitung 5, München 1905, S. 58—61.

Über die Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen. Z. D. Ö. A. V. 46, 1915, S. 72—96.

Über morphologische Arbeitsmethoden. J. 72, 1922, S. 205—222.

Über junge Talverbiegungen in den Ostalpen. (Vortrag 31. März 1922 in der Geol. Ges. Wien.)

Über das Verhältnis von Aufbau und Abtrag in den Alpen. J. 73, 1923, S. 121—137.
Beiträge zur Morphologie und Tektonik der Kalkalpen zwischen Inn und Saalach. J. 75, 1925, S. 19—44.
Über einige Beziehungen zwischen Tektonik und Morphologie. Z. f. Geomorphologie I, 1925, S. 83—104.
Über größere junge Formänderungen in den nördlichen Kalkalpen. Z. f. Geomorphologie I, 1926, S. 276—291.
Über alte Landformen, welche im Schutz von Überschiebungen aufbewahrt wurden. Z. f. Geomorphologie 4, 1929, S. 139—148.
Beispiele von jungen Gleitungen aus Vorarlberg. Verwendung von Gleitformen für das Karproblem. J. 86, 1936, S. 337—352.
Über einige Formen der Bergzerreißung. SB. 148, 1939, S. 1—14.
Die geologischen Hypothesen über die Formung des Talraumes zwischen Umhausen und Längenfeld im Ötztale. SB. 148, 1939, S. 123—140.
Zum weiteren Ausbau der Lehre von den Bergzerreißungen. SB. 149, 1940, S. 51—70.
Bergzerreißungen im Inntalraume. SB. 150, 1941, S. 97—114.
Standbilder der Bergzerreißungen. „Natur und Volk" (Frankfurt a. M.) 71, 1941, S. 247—262.
Geologische Formenwelt und Baugeschichte des östlichen Karwendelgebirges. D. 106, 1942, S. 1—95.

Glazialgeologie

(Chronologisch)

Die Mündung des Vomper Baches. V. 1903, S. 231—234.
Die Bergstürze am Eingang des Ötztales und am Fernpaß. V. 1904, S. 73—87.
Studien über die Inntal-Terrassen. J. 54, 1904, ersch. 1905, S. 91—160.
Aus der Geologischen Geschichte des Achensees. Z. D. Ö. A. V. 36, 1905, S. 1—15.
Über die Terrasse von Imst—Tarrenz. J. 55, 1905, S. 369—374.
Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Inntal. V. 1907, S. 200—201.
Glazialgeologische Beobachtungeu im unteren Inntal. Z. f. Glkde. II, 1907, S. 29—54, S. 112—127.
Über Gehängebreccien der nördlichen Kalkalpen. J. 57, 1907, S. 727—752.
Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung von Reutte. V. 1907, S. 345—360.
Über die Entstehung der Inntal-Terrassen. V. 1908, S. 87—97.
Über die Entstehung der Inntal-Terrassen. Z. f. Glkde. III, 1908, S. 52—67, S. 111—142.
Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung von Bludenz. J. 58, 1908 (1909), S. 627—636.
Über einige neue Ergebnisse von glazialgeologischen Forschungen im Inn-, Isar-, Loisach-, Lech- und Illgebiete. M. D. Ö. A. V. 1911, S. 10—11.
Über einige Grundfragen der Glazialgeologie. V. 1912, S. 237—248.
Exkursion zur Mündung des Vomperloches. Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und den Tauern, Leipzig 1913, S. 35—37.
Über die Verschiebung der Eisscheide gegenüber der Wasserscheide in Skandinavien. Z. f. Glkde. VIII, 1914, S. 270—274.
Über die Aufschließung der Liegendmoräne unter der Höttinger Breccie im östlichen Weiherburggraben bei Innsbruck. Z. f. Glkde. VIII, 1914, S. 145—159.
Bericht über den Verlauf und die Ergebnisse der Aufschließung des Liegenden der Höttinger Breccie im östlichen Weiherburggraben bei Innsbruck. Anzeiger der Akademie der Wiss. Wien, 1914, S. 65—69.
Die neuesten Erfahrungen über die Höttinger Breccie (Vortrag). M. Geol. Ges. Wien, VII, 1914, S. 44—45.
Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntals. J. 65, 1915, S. 289—316.
Über die Bedeutung der Überschiebungen für die Bewegung der Gletscher. Z. f. Glkde. IX, 1915, S. 270—276.

Über die Saveterrassen in Oberkrain. J. 67, 1917, S. 405—434.
Landschaft und Geologie des Achensees. „Die Wasserwirtschaft" (Wien), 1919.
Über die Bohrung von Rum bei Hall in Tirol und quartäre Verbiegungen der Alpentäler. J. 71, 1921, S. 71—84.
Mit J. Bayer: Die Methoden zur Erforschung des Eiszeitalters (Vortrag). M. Geol. Ges. Wien, 16, 1923, S. 313—318.
Über geologische Methoden zur Erforschung des Eiszeitalters. „Die Eiszeit" 1, 1924, S. 2—8.
Beiträge zur Glazialgeologie des Enns- und Ybbstales. „Die Eiszeit" 1, 1924, S. 38—46.
Über Wachstumsunterschiede zwischen Fern- und Nahgletschern. „Die Eiszeit" 2, 1925, S. 41—49.
Beiträge zur Glazialgeologie der westlichen Südtiroler Dolomiten. Z. f. Glkde. XVI, 1928, S. 242—260.
Über die Ablagerungen der Schlußeiszeit in der Umgebung des Arlbergpasses. J. 79, 1929, S. 307—332.
„Rückzugsstadien" oder „Schlußeiszeit"? Diskussion O. Ampferer — R. v. Klebelsberg. Z. f. Glkde. XVII, 1929, S. 381—386.
Begründung der Schlußeiszeit. Petermanns Geographische M. 1930, S. 231 bis S. 233.
Nachträge zur Glazialgeologie des Oberinntales. J. 85, 1935, S. 343—366.
Rhätikon und Montafon in der Schlußvereisung. J. 86, 1936. S. 151—175.
Waren die Alpen zwischen Würmeiszeit und Schlußvereisung unvergletschert? SB. 145, 1936, S. 201—208.
Beiträge zur Geologie der Hungerburgterrasse bei Innsbruck. J. 86, 1936, S. 353—358.
Zell a. See—Paß Thurn—Kitzbühel—Unterinntal—Innsbruck. Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich. II. Teil. Wien 1936, S. 36—55.
Höttinger Breccie und Hafelekar. Ebendort 1936, S. 56—66.
Über die eiszeitlichen Ablagerungen des Laternser Tales. V. 1937, S. 253 bis S. 255.
Über die geologischen Deutungen und Bausondierungen des Maurach-Riegels im Ötztal. „Geologie und Bauwesen" 11, 1939, H. 2, S. 25—43.
Über die geologischen Aufschlüsse beim Baue der neuen Achenseestraße zwischen Wiesing und Scholastika. „Geologie und Bauwesen" 11, 1939, H. 4, S. 101—112.
Über den Rückzug der Würmvergletscherung im obersten Montafon. SB. 150, 1942, S. 27—40.
Geologisches Schauen und Naturerklären im Inntalraume. „Natur und Volk" (Frankfurt a. M.) 72, 1942, S. 234—249.
Die Schlußvereisung der Kalkkögel bei Innsbruck. SB. 152, 1943, S. 255—274.
Die Ablagerungen der Schlußvereisung in der Umgebung von Innsbruck. SB. 152, 1943, S. 85—109.
Über grobblockige Einschlüsse in den Inntalterrassen. SB. 152, 1943, S. 43—55.
Geologische Methoden zur Erforschung von Wegrichtungen von abgeschmolzenen Eismassen. SB. 155, 1946, S. 35—47.
Zur Abgliederung der Schlußvereisung von der Würmeiszeit. Ber. d. Naturw. Med. Ver. in Innsbruck, 47, f. 1939/46, ersch. 1947, S. 4—9.

Technische Geologie

(Chronologisch)

Mit M. Pernt, Th. Redl u. K. Innerebner: Der Achensee und die Ausnützung seiner Wasserkräfte. „Die Wasserwirtschaft" (Wien) 1919 (Sonderheft).
Geologische Bemerkungen zum Druckstollenproblem. Z. Österr. Ing.- u. Arch.-Ver. Wien, 75, 1923, S. 283—285.
Mit H. Ascher: Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Spullerseewerkes. J. 75, 1925, S. 365—420.
Über die geologischen Verhältnisse des Achensees und die beim Bau des Achenseewerkes geschaffenen neuen Aufschlüsse. Innsbruck (Tiwag) 1926.

Mit K. Pinter: Über geologische und technische Erfahrungen beim Bau des Achenseewerkes in Tirol. J. 77, 1927, S. 279—333.

Mit J. Berger: Vom geologischen Aufbau der Achensee-Ufer, seine Auswirkung bei der Spiegelabsenkung. Schweizerische Bauzeitung 93, 1929, S. 170—174.

Geologische Erfahrungen in der Umgebung und beim Bau des Ybbstal-Kraftwerkes. J. 80, 1930, S. 45—86.

Geologische Probleme des Baues und der Erhaltung von Talsperren. „Die Wasserwirtschaft" (Wien) 1933, H. 17—19, 4 S.

Über die geologischen Deutungen und Bausondierungen des Maurach-Riegels im Ötztal. „Geologie und Bauwesen", 11, 1939, S. 25—43.

Geologische Ergebnisse von Schutzstollenbauten bei Innsbruck. SB. 155, 1946, S. 49—62.

Referate, Bemerkungen, Polemiken

(Autoren-Alphabet)

Bemerkungen zu dem Aufsatz von J. Bayer: Identität der Achenschwankung Pencks mit dem Riß-Würm-Interglazial. V. 1914, S. 321—324.

Bemerkungen zu den von J. Bayer in der Sitzung vom 5. Dezember 1922 besprochenen Arbeiten A. Pencks. Vortrag in der Kommission für Eiszeitforschung in Wien am 16. Jänner 1923.

Aus dem Nachlaß Raimund Folgners. V. 1917, S. 38—42. (Betrifft: Rofan, Karwendelmulde und Zürs.)

Referat über G. Götzinger: Verhandlungen der III. Internationalen Quartärkonferenz. Wien 1936. V. der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung 1939, S. 187—191.

Einige Bemerkungen zu der Oszillationstheorie von E. Haarmann. V. 1931, S. 99—102.

Referat über Albert Heim: Ein Profil am Südrande der Alpen, der Pliocänfjord der Breggia-Schlucht. V. 1906, S. 258—259.

Referat über Albert Heim: Bergsturz und Menschenleben (1932). V. 1933, S. 81—82.

Referat über Arnold Heim: Über rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung. V. 1909, S. 59—60.

Bemerkungen zu den von Arnold Heim und A. Tornquist entworfenen Erklärungen der Flysch- und Molassebildung am nördlichen Alpensaume. V. 1908, S. 189—198.

Entgegnung an Prof. V. Hilber. V. 1912, S. 395—398.

Richtigstellung falscher Prioritätsangaben Prof. V. Hilbers über die Erkennung des interglazialen Alters der Inntalterrassen. V. 1912, S. 165—167.

Die neue „Geologie von Tirol" von R. v. Klebelsberg. V. 1935, S. 151—157.

Die neuen Wege in dem Werke von E. Kraus: „Der Abbau der Gebirge, Bd. I, Der alpine Bauplan." V. 1937, S. 132—139.

Referat über J. Müllner: Die Seen des unteren Inutales in der Umgebung von Rattenberg und Kufstein. V. 1906, S. 260.

An H. Mylius. V. 1915, S. 117—119.

Referat über A. Penck und E. Brückner: „Die Alpen im Eiszeitalter", 1. und 2. Lieferung, Leipzig 1901. V. 1902, S. 227—231.

Referat über A. Penck: „Die Entstehung der Alpen." V. 1909, S. 60—62.

Referat über E. Philippi: „Über das Problem der Schichtung und über Schichtbildung am Boden der heutigen Meere." V. 1909, S. 57—59.

Referat über E. Reyer: „Geologische Prinzipienfragen." V. 1907, S. 396 bis S. 397.

Bemerkungen zum II. Teil der von A. Rothpletz herausgegebenen „Geologischen Alpenforschungen". V. 1906, S. 265—272.

Verteidigung des interglazialen Alters der Höttinger Breccie (Erwiderung an A. Rothpletz). Petermanns M. 61, 1915, S. 336—338.

Besprechung mit O. Schlagintweit, K. Chr. v. Loesch und H. Mylius über das Wettersteingebirge. V. 1914, S. 338—352.

Bemerkungen zu der Arbeit von R. Schwinner: „Vulkanismus und Gebirgsbildung." V. 1921, S. 101—107.

Zur Vollendung des Wähnerschen Werkes über das Sonnwendgebirge durch E. Spengler. V. 1935, S. 85—96.
Referat über R. v. Srbik: „Geologische Bibliographie der Ostalpen." I. Bd. 1935. V. 1935, S. 98—99. Desgleichen II. Bd. 1935. V. 1935, S. 165—166.
Entgegnung an A. Tornquist. V. 1909, S. 43—46.
Tornquist A., s. a. Arnold Heim.
Referat über E. Wepfer: „Die nördliche Flyschzone im Bregenzer Wald" (1908). V. 1909, S. 206.
Referat über K. Zoeppritz: „Geologische Untersuchungeu im Oberengadin zwischen Albulapaß uud Livigno" (Berichte der Naturf. Gesellschaft zu Freiburg, Bd. XVI). V, 1906, S. 190—192.

Biographisches

(Personen-Alphabet)

Josef Bayer †. V. 1931, S. 191—192.
Zur Erinnerung an Ing. Karl Berger. Mitt. D. Ö. A. V. 1915, S. 187—188.
Prof. Carl Diener †. V. 1928, S. 89—93.
Georg Geyer †. V. 1936, S. 231—233; Montanistische Rundschau 28, 1936, H. 23, 1 S. 1 Bild; Almanach der Akademie der Wissenschaften Wien 1937, 7 S.; M. d. D. Ö. A. V. 1937, S. 44—45; M. Geol. Ges. Wien 30/31, 1938/39, S. 195—198.
Georg Geyer, sein Leben und sein Werk. J. 86, 1936, S. 373—390. Mit Bild.
F. Felix Hahn †. M. Geol. Ges. Wien, 7, 1914, S. 331—334.
Wilhelm Hammer †. M. d. Alpenländischen geologischeu Vereines (M. Geol. Ges. Wien) 35, 1942, S. 307—314. Mit Bild.
Errichtung einer Robert Jaeger-Preisstiftung. V. 1916, S. 219—223.
Fritz Kerner v. Marilaun †. J. 1945, ersch. 1948, S. 45—52. Mit Bild.
R. v. Klebelsberg als geologischer Forscher und Förderer. „Der Bergsteiger", H. 3, 1936, S. 201—203.
Norbert Lichtenecker †. M. Geol. Ges. Wien, 30/31, 1937/38, S. 209—210.
Otto Melzer †. Österreichische Alpenzeitung (Wien) 23, 1901, S. 289—292; Tiroler Tagblatt 1901, Nr. 283; s. a. „Aus Innsbrucks Bergwelt", Iunsbruck 1902, S. 1—6.
Eduard Richter †. V. 1905, S. 87—89.
August Rothpletz †. V. 1918, S. 59—62.
Zur Erinnerung an Richard Johann Schubert. J. 65, 1915, S. 261—276. Mit Bild.
Zur Erinnerung an Albrecht Spitz. J. 68, 1918, S. 161—170. Mit Bild.
Viktor Uhlig †. V. 1911, S. 209—212.

Bergsteigerische Literatur

(Chronologisch)

Westliche Mitterspitze (Mieminger Kette; Tourenbericht). M. D. Ö. A. V. 1894, S. 211.
Karkopf—Hochwand (Mieminger Kette; Tourenbericht). M. D. Ö. A. V. 1895, S. 59.
Östliche Mitterspitze (2702 m), Theil- oder Tajakopf (2467 m), Handschuhspitze (2316 m), Wanneck (2495 m), Marienberg (2540 m), Westliche Hohe Griesspitze (2744 m), Wankberg (Tourenberichte). M. D. Ö. A. V. 1895, S. 107.
Dremelspitze (Parzinkopf, 2765 m; Tourenbericht). M. D. Ö. A. V. 1896, S. 161.
Scharnitzspitze (2463 m), Oberreinthaler Schrofen (2524 m), Schneekopf (2374 m), Mittagspitze (2336 m), Fiechter Spitze (2331 m), Vomperjoch, Hochglück aus der Schneepfanne, Schafkarspitze (2513 m), Mitterspitze—Lamsenspitze (Tourenberichte). M. D. Ö. A. V. 1897, S. 201.
Östliche Hohe Griesspitze (2759 m) über die Nordwand und Traversierung zur Westlichen Hohen Griesspitze (2744 m; Tourenbericht). M. D. Ö. A. V. 1897, S. 270.
Vorderer Brunnenkogel über den Nordostgrat. Schrandele über den Nordgrat (Tourenberichte). M. D. Ö. A. V. 1898, S. 287.
Hahicht—Glättespitzen (Tourenbericht). M. D. Ö. A. V. 1898, S. 213.

Guglia di Brenta, I. Ersteigung (Tourenbericht). M. D. Ö. A. V. 1899, S. 208.
Hinterer Drachenkopf. Hochwanner—Hinterreinthaler Schrofen. Östliche Wangscharte—Schüsselkarkopf—Leutascher Dreithorspitze (Tourenberichte). M. D. Ö. A. V. 1899, S. 282—283.
Rosengartenspitze über den Nordostgrat (Tourenbericht). M. D. Ö. A. V. 1899, S. 272.
Marchreissenspitze (S. 63—64). Walderkammspitze—Ofelekopf—Larchetkarspitze (S. 112). Fußstein—Olperer (S. 136). Goldkappel (S. 195—196). Daumen an der Fünffingerspitze (S. 281). Tourenberichte. Österr. Alpen-Zeitung (Wien), 21, 1899.
Östl. Murfreit (S. 23). Hechenberg (S. 59—60). Östl. Karwendelspitze—Grabenkarspitze (S. 60—61) Sonnenspitze (S. 71). Eiskarlspitze (S. 72). Schlickerzinnen (S. 72). Monte Rosa (Nordend, S. 296). Tourenberichte. Österr. Alpen-Zeitung, Wien, 22, 1900
Eine Winterbesteigung der Partenkirchner Dreithorspitze (Nordostgipfel). Österr. Alpenzeitung (Wien), 24, 1902, S. 4—9.
Eine Besteigung des Monte Rosa (Nordend). Österr. Alpenzeitung (Wien) 1902, Nr. 606 u. 607, S. 89—94, 101—105.
Mit H. v. Ficker: Aus Innsbrucks Bergwelt. Wanderbilder aus Innsbrucks Bergen. Innsbruck (Wagner), 1902, 229 S.
Die Mieminger Kette. Z. D. Ö. A. V. 1903. S. 243—270.
Erste Besteigung des Habicht (3274 m) über den Nordostgrat. Deutsche Alpenzeitung 2, 1903, S. 345—349.
Erste Überschreitung des Grates Jägerkarscharte—Hinterödkopf—Nördliche Jägerkarspitze. Deutsche Alpenzeitung 3, 1903, S. 57—63.
Bergtage am Wanneck. Deutsche Alpenzeitung 4, 1904, S. 257—263.
Erwacht. Deutsche Alpenzeitung 5, 1905, S. 39.
Bärenkopf und Achensee. Deutsche Alpenzeitung 5, 1905, S. 149—153.
Herbst. Deutsche Alpenzeitung 5, 1905, S. 20—21.
Frühling um Wien. Deutsche Alpenzeitung 5, 1905, S. 70.
Hoher Winter. Deutsche Alpenzeitung 5, 1906, S. 141.
Ein Freilager auf dem Henneberg. Deutsche Alpenzeitung 6, 1906, S. 225—230.
Blühende Bäume. Deutsche Alpenzeitung 7, 1907, S. 168—169.
Bergtage. Gewalt und Glück der Höhen. Sammlung „Große Bergsteiger", hg. v. Hans Fischer, München. Bergverlag R. Rother, 1930, 270 S., 16 Bilder.
Gedanken über alpine Probleme. Österreichische Alpenzeitung 53, 1931, S. 278—283.
Aus den Erinnerungen an die erste Besteigung der Guglia di Brenta. „Der Bergsteiger" 1936, S. 177—184; „Empor!", Leipzig 1906, S. 133—142.

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, Wien III, Rasumofskygasse 23.
Redaktion: Direktor Dr. G. Götzinger, Wien III, Rasumofskygasse 23.
Druck: Gesellschaftsbuchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III, Steingasse 25.

Der Kalkalpenrand bei Kaumberg, N.-Ö.

Von **Heinrich Küpper**

Mit einem Beitrag von Gerda Woletz

(Mit 1 Tafel und 2 Textfiguren)

I. Einleitung.

Das oberste Triestingtal westlich von Altenmarkt mit Kaumberg bis zum Gerichtsberg-Sattel sowie das Quellgebiet des Gölsenbaches jenseits des Sattels wurde im kalkalpinen Anteil seit dem Jahre 1891 geologisch nicht näher bearbeitet. Im Zuge der Neubearbeitung des Blattes Baden—Neulengbach war die Aufgabe gestellt, den kalkalpinen Anteil des genannten Gebietes neu zu kartieren. Die Feldaufnahmen wurden Juli—September 1948 durchgeführt. Es galt hiebei, an die älteren Aufnahmen von Bittner (Blatt St. Pölten), Koßmat (Blatt Wiener-Neustadt) und Spitz (Mödling—Triestingbach) anzuschließen, und auch auf eine Mitberücksichtigung der wohl nicht direkt anschließenden, so doch auch dieses Gebiet beeinflussenden neueren Arbeiten von Spengler (Blatt Schneeberg—St. Agyd) und Solomonica (Kieselkalkzone) anzusteuern. Auf spezielle Probleme konnte nur in beschränktem Maße eingegangen werden. Es wird daher eine dankbare Aufgabe sein, den entworfenen neuen Rahmen durch weitergehende Detailarbeit auszubauen und so zur Weiterentwicklung der Probleme beizutragen.

Um die Karte so durchsichtig als möglich zu gestalten, wurden Höhenkoten an Stelle von Ortsnamen weitgehend gebraucht; alle sind den entsprechenden Sektionen der Karte 1:25.000 entnommen.

II. Literatur.

1. Bittner A., Die geologischen Verhältnisse von Hernstein, 1892.
2. Bittner A., Die Grenze zwischen Flyschzone und Kalkalpen, Jb. G. R.-A. 1900, S. 51.
3. Bittner, Paul, Abel, F. E. Sueß, Geol. Karte 1:75.000, Blatt St. Pölten, 1907.
4. Götzinger G. und Becker H., Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches, Jb. G. B.-A. 1932, S. 343.
5. Götzinger G., Abriß der Tektonik des Wienerwaldflysches, Berichte R. f. B. 1944, S. 73.
6. Hertle L., Lilienfeld—Bayerbach, Jb. G. R.-A. 1865, S. 451.
7. Jäger R., Beobachtungen im Alttertiär des südlichen Wienerwaldes, Mitt. Geol. Ges. Wien, 1914.

8. Kober L., Wiener Landschaft, Wiener geogr. Studien, Wien 1947.
9. Koßmat F., Geol. Karte 1:75.000, Blatt Wiener Neustadt 1914.
10. Kühn O., Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten, Sitz.-Ber. Öst. Akad. Wissensch., Abt. I, 156, 3. H., 1947.
11. Leuchs K., Die Beziehungen zwischen Gosau- und Flyschfazies, Sitz.-Ber. Öst. Akad. Wissensch., Abt. I, 156, 3. H., 1947.
12. Lögters H., Über neue Cenomanvorkommen in den nördlichen Kalkalpen, Vh. G. B.-A. 1938, S. 224.
13. Paul C. M., Der Wiener Wald, Jb. G. R.-A. 1898.
14. Solomonica P., Zur Geologie der sog. Kieselkalkzone, Mitt. Geol. Ges. Wien, 1934.
15. Spengler E., Geol. Karte 1:75.000, Blatt Schneeberg—St. Ägyd.
16. Spengler E., Geol. Bau der Kalkalpen des Traisentales und des oberen Pielachtales, Jb. G. B.-A. 1923, S. 53.
17. Spitz A., Die nördl. Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach, Mitt. Geol. Ges. Wien, 1919.
18. Stur D., Geol. Karte 1:75.000 der Umgebung von Wien, Blatt Baden—Neulengbach, 1891.
19. Trauth F., Über die Stellung der piennin. Klippenzone usw., Mitt. Geol. Ges. Wien, 1921.
20. Trauth F., Geol. Studien in den westl. niederösterreichischen Voralpen. Sitz.-Ber. Akad. Wissensch. Wien, 8. März 1934.
21. Trauth F., Tektonische Gliederung d. östl. Nordalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, 1936.

III. Stratigraphie.

Von einer Detailbeschreibung der Sedimente wird in folgendem abgesehen. Nur jene stratigraphischen Daten, die zur Festlegung des Horizonts, sowie jene faziellen, die zur Beurteilung der tektonischen Zugehörigkeit dienen, sollen näher besprochen werden. Obwohl die Begründung für die tektonische Gliederung in: Ötscherdecke, Lunzer Decke, Frankenfelser Decke erst im tektonischen Teile gegeben werden kann, sollen diese Einheiten bei Besprechung der Stratigraphie vorausgreifend benützt werden.

Ötscherdecke.

In den Bereich des Arbeitsgebietes fällt nur der Nordrand dieser Einheit; es treten ausschließlich die bekannten Schichtglieder von der Unteren Trias bis zum Hanptdolomit auf. Die seit Hertle bekannten fossilführenden Werfener Schiefer, ca. 800 m W von der Araburg, sind auch noch heute aufgeschlossen. Dagegen konnte das Vorkommen beim Moser [Bittner (1)] nicht wiedergefunden werden. Es liegt hier die Möglichkeit einer Verwechslung mit roten Schiefertonen der Gosau vor. Undeutliche Bivalvenabdrücke im Lunzer Sandstein wurden S vom Waisenhofer beobachtet; fossilführende Opponitzer Kalke im östlichen Teile des obersten Steinbachgrabens.

Lunzer Decke.

Gegenüber den Gesteinen des Jura und der Gosau nimmt die Trias in dieser Einheit eine untergeordnete Stelle ein. Werfener Schiefer fehlen. Der Unteren Trias dürften die als dnnkle Kalke oder auch als Zellendolomite entwickelten Gesteine angehören, die sich vom unteren Laabbach nach Osten bis über den Steinbachgraben hinaus erstrecken. Lunzer Sandsteine fehlen. Zwei kaum aufgeschlossene sumpfige

Flecken zwischen Hauptdolomit und Muschelkalk im eben genannten Gebiet könnten jedoch als solche aufgefaßt werden. (Auf der Karte als Lunzer Sandstein angegeben.) Dem Hauptdolomit entsprechende Gesteine sind dagegen in dieser Einheit von West nach Ost fast durchgehend verbreitet. Die gut gebankten dolomitischen Kalke im höheren Teile der Hauptdolomite des Triestingdurchbruches weisen auf Dachsteinkalkfazies. Obertriaskalke mit Korallen und Durchschnitten von großen Bivalven sind in dem Steinbruch am O-Hang des Laabbachgrabens beim Bichter aufgeschlossen; sie werden hier durch Fleckenmergel überlagert. Hier, wie auch im oberen Steinbachgraben N vom Laabhofer, liegen zwischen Obertrias und Fleckenmergeln keine Kössener Schichten. Dunkle Rhätkalke mit Lithodendron und Fossilgrus treten auf als steilstehende Rippe am Boden des Grabens W vom Sulzer Kogel (694), beim Falsbauer (1 km O von 686) und schließlich, als fast geschlossener Zug beginnend, auf der Höhe direkt SO von Kaumberg (681) in östlicher Richtnng.

Lias kommt im Bereich der Lunzer Decke überwiegend in Fleckenmergelfazies vor. An folgenden Stellen treten Fossilien auf:

Hang S von 681 (SW von Kaumberg): Ammoniten, *Arietitis* sp.

S vom Laabhofer (Steinbachgraben): Belemniten.

700 m W vom Sulzerkogel (694): *Amaltheus margaritatus* d'Orb., Belemniten.

S Hang des Reisberges (598): Belemniten.

Ferner wird in (1) vermerkt, daß am Sulzerkogel (694), beim Falsbauer (1 km OSO von 686) und im Steinbachgraben Arietiten gefunden wurden. Nach der Lithologie beurteilt höhere Jurabildungen, vorwiegend als rote Kalke entwickelt, lieferten:

Brennhoferkogel (686): Ammoniten, Belemniten.

NO vom Laabhof (Steinbachtal): Belemniten.

O Hang 530 (W Bernauer Mühle): Ammoniten Brut, Belemniten.

Nach Bittner (1/225) weisen Aptychenfunde am Brennhoferkogel (686) auf Dogger (*Apt. lamellosus-Lamellaptychas bajociensis* Tr.). In der Verwitterung sind Fleckenmergel, Aptychenmergel und Cenomanmergel einander sehr ähnlich. Da in unserem Gebiet außer für Lias keine Fossilfunde sprechen, wurde vorläufig davon abgesehen, auf Grund von unsicheren lithologischen Unterscheidungsmerkmalen die auf der Karte einheitlich als Fleckenmergel angegebene Gesteinsserie weiter aufzugliedern.

Sedimente der Oberen Kreide (Gosau) sind im Bereiche des Südteiles der Lunzer Decke weit verbreitet, sie führen fast keine Fossilien; eine Kalkbreccie mit rotem Mergelzement und eingestreuten Schalensplittern von Inoceramen wurde S vom Brennhoferkogel (686) gefunden, ferner sollen nach Bittner (1) bei Tenneberg einmal Hippuriten gefunden worden sein. Loegters (12) zitiert Cenoman nach Spitz, beim Gappmeyer N von Altenmarkt. Es ergibt sich, daß Spitz nur erwähnt, „das kieselreiche Konglomerat vom Gappmeyer liegt darunter und gehört also ziemlich sicher ins Cenoman"; die Orbitolinensignatur fehlt auf der Karte, u. E. ergab sich für Spitz das cenomane Alter hier nur deduktiv, nicht aus Fossilfunden.

Frankenfelser Decke.

Wie bekannt, wird durch Solomonica (13) die Kieselkalkzone als nördliches Randgebiet der Frankenfelser Decke betrachtet; er hat durch Detailbeobachtungen das, was auf der Karte von Spitz 1910 als Kieselkalk zusammengefaßt war, z. T. in verschiedene stratigraphische und fazielle Einheiten gegliedert.

Am Reisberg selbst hat Spitz verschiedene Gesteinstypen als Kieselkalke zusammengefaßt, so daß auch hier die von Solomonica begonnene Aufgliederung Platz greifen müßte. Weiter nach Westen werden jedoch die von uns zur Frankenfelser Decke gestellten „Kieselkalk"-Vorkommen immer kleiner, sie nehmen den Charakter von Klippen an, ihre Zusammensetzung jedoch wird immer bunter. Wir beobachteten auf kleinem Raum:

Am Reisberg: Zellendolomite, dunkle Kalke, graue schiefrige Mergel, Kalke mit eingesprengten Hornsteinen, graue Hornsteine.

Im Höfner Graben: Lichte Mergelkalke, rote Hornsteinkalke, schwarze Kalkschiefer, Muschelkalk, Hauptdolomit, Rhätkalke mit Fossilgrus.

An der Klippe am W-Hang des Laabbachgrabens SW von Kaumberg: Graue Hornsteine, dünnplattige lichte Kalke, dunkle Crinoidenkalke, polymikte Breccie, Hornsteinknollen, feinstgeschichtete Mergelkalke.

An der Klippe 560, SW vom Gerichtsberg: Zelliger Dolomit, lichte Kalke, Kalkbreccien, licht-rote Kalke, schwarze und rote Hornsteine, rote Adneter Kalke, lichtgraue fossilführende Kalke (Rhät?).

Hieraus ergibt sich, daß die erwünschte Aufgliederung praktisch, kartierungsmäßig schwer durchführbar ist; wir haben daher die Jurabildungen der Frankenfelser Decke zusammengefaßt. Die auf unserer Karte gebrauchte Benennung ist ein Sammelbegriff für eine Gesteinsvergesellschaftung, die im Terrain meist als ein Haufwerk von lithologisch verschiedenen Kalken auftritt. Obwohl ihre Zugehörigkeit zum Jura aus dem makroskopisch-lithologischen Befund deutlich ist, konnte bisher nur im Tale O der Klippe 560 ein schlecht erhaltener Belemnitenrest gefunden werden. Unter den Gesteinen kommen zweifellos auch der Trias zugehörige Typen vor. Weiter beobachteten wir am N-Rand der Frankenfelser Decke, westlich von Kaumberg, dunkle Mergelschiefer, graue Hornsteine, eine etwas abweichende Oberkreide-Flysch-Entwicklung mit einigermaßen serienfremden Gesteinen, die tektonisch oder stratigraphisch an die Basis der Oberkreidegesteine gebunden zu sein scheinen. Als wichtigste Gesteinstypen konnten wir beobachten:

a) Graue bis schwarze Knollenschiefer; in einer dunklen tonigen Grundmasse, die durch Druck oft graphitisch glänzend wird, sind Knollen oder Bänke eines schwarzen Mergelsteins eingelagert, der von schneeweißen Kalzitadern durchsetzt wird. Die Knollen brausen deutlich mit HCl, sind aber auch oft sandig und machen den Eindruck, gewalzt zu sein. U. d. M. zeigen sich in den kalkig-mergeligen Partien rundliche Körper (Foraminiferen?), die mikro-sandigen Partien zeigen Schlieren von organischem Material.

b) Hornsteine von mausgrauer Farbe, nur selten rötlich oder grünlich, in Knauern und Lagen auftretend; die Oberfläche ist runzelig, nicht von tiefen Rissen durchsetzt; im Gegensatz zu anderen Hornsteinen treten diese niemals mit Kalken verwachsen auf. U. d. M. zeigen sich schlecht erhaltene Radiolarien.

c) Die als Oberkreide aufgefaßten Bildungen zeigen besondere Einschaltungen: Einmal treten im westlichen Gebiet, NW und NO vom Sulzerkogl 694, Konglomeratsandsteine auf, deren Matrix einen hohen Gehalt an feinen Glimmerblättchen zeigt und deren Bestandteile neben Quarzen auch Glimmerschieferbröckchen führen. Weiters kommen W vom Friedhof Kaumberg und im obersten Spiegelbachgraben polymikte Kalkbreccien vor. In ihren groben Varietäten bestehen sie aus ei- bis faustgroßen, nicht gerundeten Knauern verschiedener mesozoischer Kalke, manchmal mit eingesprengten lichtgrünen Hornsteinen; einmal enthielten sie sogar einen Brocken eines verwitterten Aplites.

d) In den Gräben, die vom Haidbauer (S von Gerichtsberg) und vom Brennhoferkogel (686) nach O herunterziehen, konnten eingewalzt in den unter a) genannten Knollenschiefern verschiedene serienfremde Bestandteile beobachtet werden, u. a.:

Ein $^1/_2$ m³ großer Block von rotem Hornstein, durchsetzt von weißem Kalzit, der Block als ganzes gut gerundet;

grau-grüner Tonstein mit eingesprengtem Pyrit, u. d. M. rundliche Körper und Stäbchen organischer Herkunft;

feinkörniges, polymiktes Kalkkonglomerat; erbsengroße weiße, graue, schwarze Kalkgerölle zusammen mit Quarzporphyrbrocken in rötlicher Grundmasse eingebettet;

am Hang S des Spiegelbaches (bei den zwei Eiben), etwa 600 m W vom Friedhof Kaumberg fand sich ein Brocken (30×30) eines nicht verwitterten grauwackenähnlichen Sedimentes, in dem Gangquarze durch reichlichen Glimmer zusammengekittet sind. Ein auffallendes, dunkelgrünes Mineralkorn, das zwischen den Glimmern eingebettet war, wurde auf Anraten von Prof. H. Mohr mikrochemisch untersucht, die Analyse ergab eine deutliche Reaktion auf Chrom (Analyse Chem. Lab. Geol. B. A.); dies bedeutet, daß das Gestein Bestandteile enthält, die von Serpentin-artigen Gesteinen abgeleitet werden können.

Die dunklen Knollenschiefer und grauen Hornsteine wurden auf Blatt St. Pölten als Neocomflysch ausgeschieden, können jedoch auch auf Dogger weisen. Es fällt auf, daß in dieser Serie Rhät-Liasgesteine in Grestener oder Schwäbischer Fazies nicht beobachtet wurden, ferner, daß nach Bittner (1) vom Hasler Hof, W von Kaumberg, Aptychen beschrieben wurden, und zwar:

Aptychus depressus = *Lamellaptychus lamellosus* Park[1]),
Aptychus profundus = *Punctaptychus punctatus* Voltz[2]).

Beide Fossilien sprechen sehr deutlich für obersten Jura. Es muß jedoch bemerkt werden, daß ein „Hasler Hof" heute nicht bekannt ist. Wir halten es aber für sehr wahrscheinlich, daß diese Gehöftebezeichnung mit dem heutigen „Haslinger" ident ist, der 600 m SW vom Gerichtsberg gelegen ist.

Flyschzone.

Es war nötig, zur Festlegung des Kalkalpenrandes die Beobachtungen bis in den Südteil der Flyschzone auszudehnen. Folgende lithologischen Haupttypen lassen sich unterscheiden, die zwischen dem Kalkalpennordrand und den Laaber Sandsteinen (Eozän) gelegen sind, welch letzterer den in der Bramer Höhe kulminierenden und von hier nach ONO und W weiterstreichenden Höhenzug bildet:

---

[1]) F. Trauth, Die Lamellaptychen des Oberen Jura und der Unterkreide, Palaeontographica 88, 1938.

[2]) F. Trauth, Die Punktaptychen des Oberen Jura und der Unterkreide, Jb. G. B.-A. 1935.

a) Rot-grüne Serie; graublaue bis grünliche Kalke und Kalksandsteine wechseln in finger- bis handbreiten Bändern ab mit roten und grünen Mergelschiefern; manchmal überwiegt der rote Farbton, Feinschichtung ist häufig, auf den Schichtflächen finden sich oft zarte unregelmäßige Wülste; die Schichtflächen selbst sind durchsetzt von Rissen und Fugen; bei Überwiegen des tonigen Materials tritt Kleinfältelung und Durchknetung häufig auf.

b) Braunverwitternde, im frischen Bruch graue Sandsteine, geschichtet durch Glimmerbelag und Pflanzenhäcksel, manchmal wellige Schichtflächen; oft vergesellschaftet mit Tonschiefern, die stellenweise Chondriten führen.

c) Konglomeratsandsteine, deren Komponenten aus dicht gepackten, erbsengroßen Geröllen von durchscheinendem Quarz, Milchquarzen und licht verwitternden Tonsteinen bestehen; seltener sind haselnußgroße Tonsteine und schwarze Schiefergerölle. Das Bindemittel tritt oft zurück, die durchscheinenden rissigen Quarze ergeben ein intensiv glitzerndes Gestein.

Die Reihenfolge a—b—c der oben beschriebenen Gesteinsgruppen dürfte bei generellem Südfallen einer Aufeinanderfolge von älter nach jünger entsprechen.

Tabelle.

Prozentueller Anteil der einzelnen Schwerminerale in der Korngrößengruppe > 0·1 mm.

Lokalität	Analysenergebnis											
	a	b	c	c1	c2	c3	c4	c5	c6	c7	c8	c9
1a, sicheres Eozän												
Edelhof, Gölsenthal	85	2	13	—	5	82	—	10	3	—	—	—
Gerichtsberg N	62	1	37	2	8	86	—	3	—	—	—	—
Bramerhöhe	65	1	34	5	10	81	—	4	—	—	—	—
Herbstbauer	90	1	9	2	14	82	—	2	—	—	—	—
1b, vermutetes Eozän												
Reisberg bei Tenneberg	57	1	42	1	9	89	—	1	—	—	—	—
Hügel S Rehhof	51	1	48	—	6	93	—	1	—	—	—	—
S Rehhof (Tal)	79	1	20	—	14	75	—	11	—	—	—	—
Friedhof Kaumberg	69	1	30	—	9	87	—	3	1	—	—	—
2a, Oberkreide (Flysch)												
Steinbruch S Klein-Mariazell	75	1	24	15	22	39	—	16	7	—	—	—
Winten bei Eichgraben	27	4	69	83	—	1	—	4	—	—	4	3
Lainzer Tiergarten (a)	57	2	41	65	5	7	—	12	11	—	—	—
„ „ (e)	68	1	31	20	12	42	—	16	10	—	—	—
„ „ (f)	44	1	55	84	1	5	—	4	6	—	—	—
2b, Oberkreide der flyschartigen Gosau												
Birnbaumer	52	2	46	82	8	8	—	1	1	—	—	—
Sumperbauer	58	2	40	66	14	14	—	2	4	—	—	—
Hinterbrühl N Hundskogel	53	5	42	62	19	10	—	7	2	—	—	—
Hinterbrühl, Hochsätzen	51	1	48	53	41	1	sp.	5	—	—	—	—
Eichberg bei Gießhübel	51	1	49	75	15	3	—	4	1	—	—	1
Kreimholdkogel	64	4	32	76	12	7	—	—	—	—	3	2
Heiligenkreuz, Elendkreuz	76	—	24	37	21	23	2	1	—	—	—	—

Erklärung: a = opak, b = Biotit und Chlorit, c = durchsichtige Minerale, c1 = Granat, c2 = Rutil, c3 = Zirkon, c4 = Korund, c5 = Turmalin, c6 = Apatit, c7 = Monazit, c8 = Zoisit, c9 = Staurolith.

Ein wesentlicher Hinweis für die Beurteilung der Alterszugehörigkeit dieser Gesteine ergibt sich aus der Untersuchung ihres Gehaltes an schweren Mineralen, welche in dankenswerter Weise von Dr. G. Woletz zur Verfügung gestellt wurden (siehe Tabelle).

Da die Untersuchung des Gehaltes an schweren Mineralen sich heute in einem Stadium befindet, wo sich aus Lokalbefunden eine für größere Räume gültige Arbeitshypothese erst langsam entwickelt, so wurden jeweils Proben, deren Alter wahrscheinlich ist, solchen gegenübergestellt, deren Alter auf Grund mikroskopischer Indizien vermutet wurde.

Als erstes und wesentliches Resultat kann auf den deutlichen Unterschied zwischen Eozän- und Oberkreide-Flyschgesteinen hingewiesen werden: erstere sind gekennzeichnet durch ihren hohen Zirkongehalt und sehr geringen Granatgehalt; letztere durch den hohen Granatgehalt und weit geringeren Zirkongehalt. Durch diesen Unterschied können die unter c) erwähnten Konglomeratsandsteine mit großer Wahrscheinlichkeit dem Eozän zugewiesen werden; die Flyschsandsteine, welche sich entlang der Kalkalpen-Nordgrenze bis Kaumberg verfolgen lassen, sind demnach teilweise als Eozän zu betrachten (Gruppe 1 b in der Tabelle).

Weiter soll darauf hingewiesen werden, daß die Eozängesteine mineralogisch enger gefaßt sind als diejenigen der Oberen Kreide; die größere Variationsbreite im Granat- und Zirkongehalt der letzteren entspricht gewissermaßen dem größeren Ablagerungsraum und erfordert ein fortgesetztes Studium.

IV. Tektonik.

A. Für die Zuordnung der verschiedenen tektonischen Einheiten sind folgende Tatsachen maßgebend:

a) Ötscherdecke.
Der Zusammenhang der Unter- und Mitteltriasgesteine des Hocheckzuges in östlicher und westlicher Richtung mit der durch Spengler als Reisalpendecke und Spitz als Ötscherdecke beschriebenen Einheiten ist deutlich. Das Durchstreichen der Brühl-Altenmarkter Gosau von Altenmarkt am Fuße des morphologischen Steilrandes vom Hocheck bis zur Araburg bestätigt diese Zuordnung.

b) Lunzer Decke.
Als faziell wichtiges Moment darf hier auf die Überlagerung von Dachsteinkalken durch Fleckenmergel (Laabbachtal, oberes Steinbachtal) und auf den Zug kalkiger Rhätgesteine SO von Kaumberg verwiesen werden. Das Fehlen von sandiger Rhät-Liasentwicklung, kalkiges Rhät im Nordteil und Fehlen von Rhät weiter südlich scheinen uns ein ausreichendes Kriterium für die Zuordnung der Gesteine zur Lunzer Decke.

c) Frankenfelser Decke.
Wie im stratigraphischen Teile bereits ausgeführt, kann die Zuordnung der Jura-Gesteinsvergesellschaftung N der Lunzer Decke auf den nördlichen Teil der Frankenfelser Decke weisen. Wurde

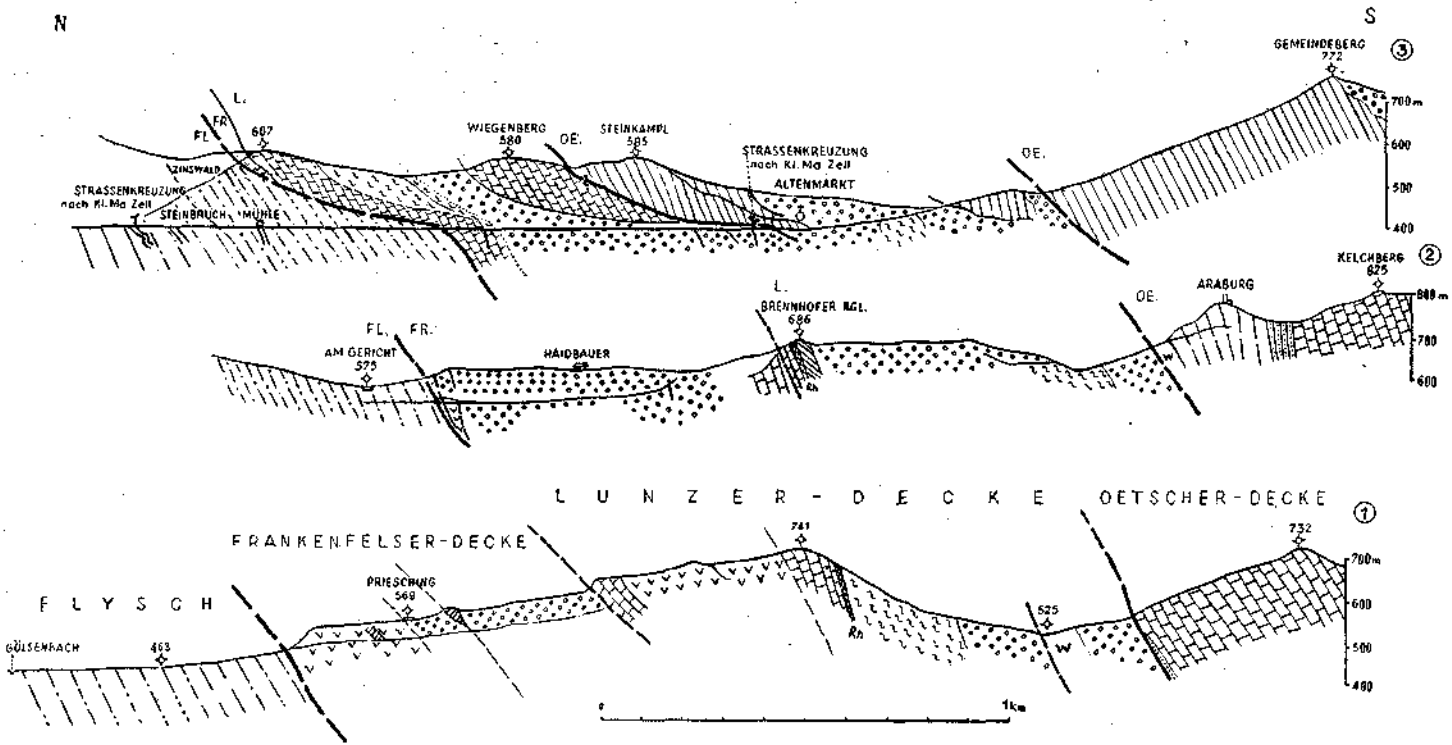


Abb. 1.
Profile durch den Kalkalpenrand bei Kaumberg.
(Zeichenerklärung siehe Tafel 1.)

diese Einheit von Alland bis Altenmarkt (Reisberg) schon immer schmäler, so ist sie bis S vom Gerichtsberg auf wenige klippenartige Vorkommen reduziert, weiter im Westen scheint sie dann wieder an Breite zuzunehmen. Die polymikten Kalkbreccien an der Basis der Oberkreide sprechen für Zuordnung zu der nördlichsten kalkalpinen Einheit. Die Ähnlichkeit mit der Entwicklung des Gosauflysches der Frankenfelser Decke weiter im W, die dort Exotika enthält, ist auffällig [Trauth (20/p. 6)].

B. Zur näheren Darstellung des Baues verweisen wir auf die Profile, die das Vorherrschen eines nachgosauischen Schuppenbaues zeigen. Ergänzend soll noch erwähnt werden, daß die Gosau SW des Mittagskogels mit der SSW-streichenden Gosau W von Altenmarkt zusammenhängen kann, so daß die Untertriaskalke des Gemeindeberges auf die Hauptdolomite des Hochecks aufgeschoben wären. Überzeugende Aufschlüsse, die für diese Deutung sprechen, fehlen leider. Die Aufschiebungsfläche der Ötscherdecke wird von Spitz an die W-Seite des Wiegenberges gelegt; wir betrachten es als nicht ausgeschlossen, daß diese Fläche auf dem Sattel zwischen Wiegenberg und Steinkampl (N von Altenmarkt) durchzieht.

Entlang dem Triestingdurchbruch bei km 29 ist der tiefere Teil des Kalkalpenkörpers und sein Kontakt mit der Flyschzone relativ gut aufgeschlossen. Da dieses Gebiet von Wien aus leicht erreichbar ist und für Exkursionen geeignet erscheint, fügen wir eine Detailskizze bei. Die weitere Analyse der Frankenfelser Decke und auch das Studium der südlichsten Teile der Flyschzone wird mit Vorteil hier anknüpfen können.

C. Auffallend ist die Stellung der Querstörungen; W von Kaumberg verlaufen sie NW—SO, sie durchsetzen diagonal Flysch- und kalkalpine Decken. O von Kaumberg verläuft der Quersprung des Höfner Grabens entgegengesetzt (SW-NO), d. h. ungefähr parallel den Basisflächen der Schön- und Peilsteinschuppe. Der gleichen Gruppe scheint die Aufschiebungsfläche knapp O von Altenmarkt anzugehören, die wir zwischen Steinkampl—Wiegenberg und Mittagskogel—Hocheck legen möchten. Diese nach NW und NO ausstrahlenden Sprünge sowie die Tatsache einer gewissen Sonderstellung des kleinen trapezförmigen Randsektors des Kalkalpenrandes zwischen Laabbach und Höfnergraben kann darauf hinweisen, daß der Vorschub der kalkalpinen Decken hier durch ein Hindernis besonders abgebremst gewesen sein dürfte.

D. Koßmat erwähnt in seiner Paläogeographie und Tektonik, 1936, S. 193, daß „das oberkretazische Meer der Kalkalpen sich mit jenem der Flyschzone mischte" und verweist speziell auf die Randzone von Altenmarkt. In dieser allgemeinen Form ist dies sicher richtig, insoweit als sich in der Flysch-Oberkreide und Gosau-Oberkreide Gesteinstypen finden, die sich ihrem Habitus nach sehr ähneln, was durch Leuchs (11) kürzlich ebenfalls betont wurde. Wir möchten jedoch in diesem Zusammenhang auf unser Profil 3 verweisen, welches das Beobachtungsgebiet Koßmats darstellen dürfte. Aus der Tektonik dieses Profils geht hervor, daß hier die Oberkreide

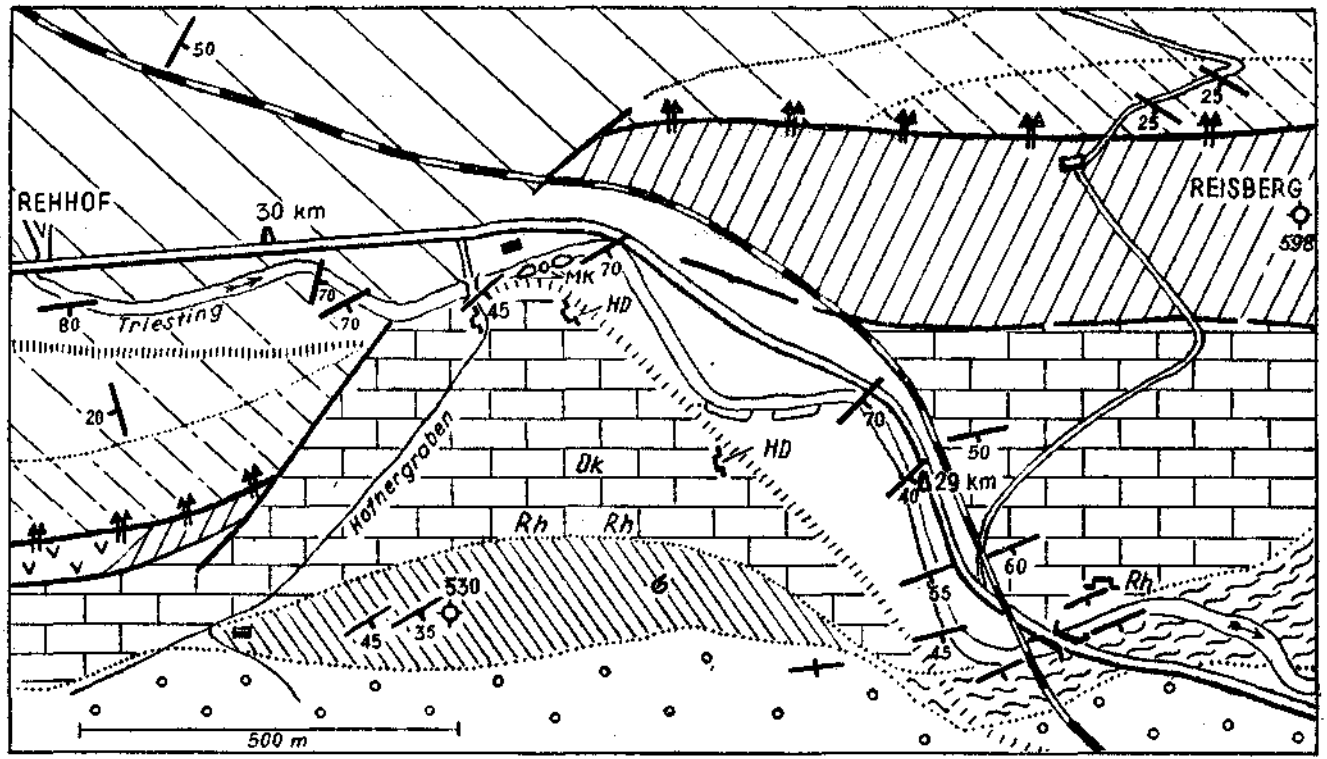


Abb. 2.
Detailskizze des Triestingdurchbruches bei km 29. (Zeichenerklärung siehe Tafel 1.)

der südlichsten Flyschdecke (Klein-Mariazeller Tal) mit jener des Südteiles der Lunzer Decke verglichen wurde. Zwischen diese hat sich jedoch zumindest der Ablagerungsbereich des Hüll-Flysches der Pienninischen Klippen sowie jener der Frankenfelser Decke eingeschaltet, welche Einheiten hier tektonisch unterdrückt sind. Aus der durch Koßmat angeführten habituellen Ähnlichkeit von gewissen Flysch- und Gosaugesteinen ergeben sich daher keine tektonischen Folgerungen.

Durch die Feststellung von Eozänsandsteinen entlang dem Kalkalpen-Nordrand, die unter diesen einfallen, sich konkordant an die Oberkreide-Flyschgesteine anschließen, mineralogisch jedoch gänzlich abweichen von innerhalb des Kalkalpenraumes auftretenden Oberkreide-Sandsteinen, wird der Kalkalpen-Nordrand als tektonische Linie erster Ordnung deutlich unterstrichen.

V. Übersicht.

a) Die Grenze Kalkalpen—Flyschdecken ist deutlich. Die Frankenfelser Decke umfaßt im Westen eine ca. 600 m breite Zone, die nach S durch die schon zur Lunzer Decke gehörigen Höhen (741, 694, 686) begrenzt wird. S vom Gerichtsberg verengt sich die Frankenfelser Decke durch eine von NW hereinstreichende Querstörung und ist entlang dem S-Hang des Spiegelhaches nur als ca. 200 m breite Zone angenommen; die Abgrenzung gegen die Lunzer Decke ist hier nur vermutet, da die Gosaubildungen der Lunzer auf die flyschartige Gosau der Frankenfelser Decke aufgeschoben sind, ohne daß sich hier Klippen zwischenschalten. O vom Laabbach verschwindet die Frankenfelser Decke unter den Untertriaskalken, die sich vom Laabbach bis zum Höfner Graben hinziehen. Linsen von Hornsteinen am N-Rand dieses Randsektors verraten das Durchziehen der Frankenfelser Decke, die dann im Reisberg (598) wieder zu einem breiteren Zuge angewachsen ist. Der Südteil des Reisberges und die im Triestingdurchbruch aufgeschlossenen Gesteine gehören der Lunzer Decke an.

Die Lunzer Decke selbst trägt im S eine mächtige Auflagerung von Gosau, die ihrerseits wieder vom N-Rand der Ötscherdecke überschoben ist, entlang einer Linie, die im Karten- und Landschaftsbild überzeugend hervortritt. Während die kalkalpinen Einheiten bis etwa Tenneberg W—O streichen, schwenken sie bei Altenmarkt scharf nach NO um; es ist dies das Einlenken in die Richtung, welche durch den Ausstrich der Aufschiebungsfläche der Schön- und Peilsteinschuppe gegeben ist.

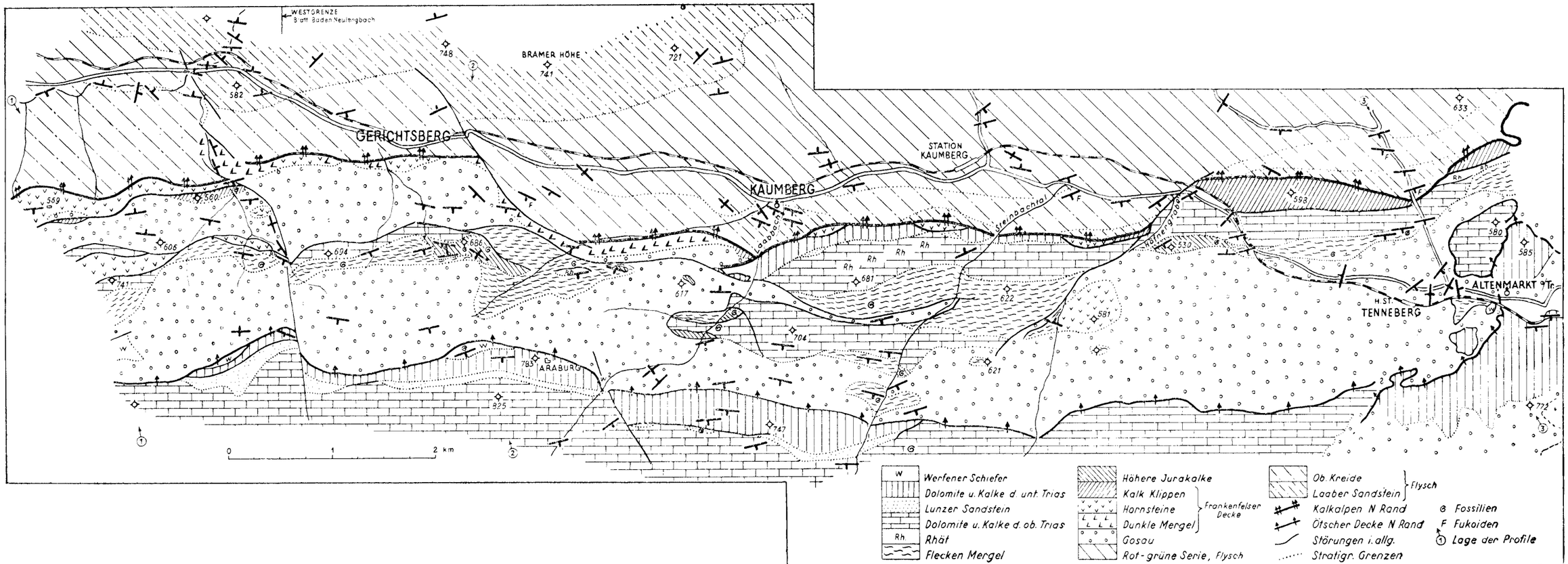
Das Streichen der Flyscheinheiten ist unabhängig von diesem durch die Kalkalpen gebildeten stumpfen Winkel oder Bogen. Die Eozänhügel (Flysch) N vom Gerichtsberg streichen von dort schon in ONO-Richtung, auch die südlich folgenden Einheiten der Flyschzone, so daß die Flyscheinheiten im Streichen hinsichtlich der Kalkalpen das Bild einer den Bogen abkürzenden Sehne ergeben, ein Bild, das auf eine großangelegte tektonische

Diskordanz hinweist. Im innersten (südöstlichsten) Winkel des Bogens tritt nochmals Eozän hervor; dies ist die Stelle, wo infolge des Umschwenkens der Kalkalpen die Flyschzone am breitesten ist, und man daher den am weitesten nach Süden, „unter" den Kalkalpendeckenrand reichenden Einblick erhält.

b) Aus der sedimentpetrographischen Untersuchung von Oberkreide- und Eozänsandsteinen ergaben sich wertvolle Hinweise für ihre Unterscheidung (Woletz).

c) Als noch offenes Problem muß die tektonische Zuordnung der dunklen Knollenschiefer im nordwestlichen Randgebiet der Frankenfelser Decke angesehen werden. Obwohl hier Gesteine der piennin. Klippenserie nicht beobachtet wurden, kann es doch sein, daß die dunklen Knollenschiefer nicht mehr der Frankenfelser Decke, sondern einer piennin. Klippeneinheit zuzuordnen wären, derart, daß von dieser Einheit nur die stratigraphisch höchsten Teile unter der Kalkalpenaufschiebung zutage kommen, der tiefere, stratigraphisch den Ausschlag gebende Teil mit Grestener Lias usw. aber tektonisch zurückgeblieben wäre. Eine Aufnahme des westlich anschließenden Gebietes wird hierüber Aufschluß geben können.

Geologische Karte des Kalkalpenrandes bei Kaumberg von H. Küpper.



Die miozäne Molasse am Alpennordrand im Oichten- und Mattigtal nördlich Salzburg

Von **F. Aberer** und **E. Braumüller** (Wien)

Mit 1 geologischen Karte (Tafel 2) und 2 Profilen im Texte

Einleitung

Im Rahmen eines Forschungsauftrages, welchen die Rohoel-Gewinnungs A. G. Wien von der Geologischen Bundesanstalt Wien zwecks erdölgeologischer Untersuchung des Raumes zwischen Salzburg und Braunau am Inn erhalten hat, wurde das an den Außenrand der Alpen angrenzende Molassegebiet zwischen der Salzach und dem Westrand des Kobernaußer Waldes einer eingehenden Bearbeitung unterzogen. Die Kartierungsarbeiten wurden vornehmlich 1947 durchgeführt. Die mikropaläontologische Untersuchung lag in den Händen von Dr. W. Schors, während die Bearbeitung der neu gefundenen Makrofaunen in liebenswürdiger Weise Dr. R. Sieber übernommen hat, wofür beiden Herren bestens gedankt wird.

Die Untersuchungen haben eine Reihe von neuen, allgemein geologisch interessierenden, stratigraphischen und tektonischen Ergebnissen gezeitigt, welche von den bisherigen Vorstellungen über den Anfbau dieses Gebietes in einer Weise abweichen, daß es angezeigt erscheint, dieselben einem weiteren Kreis zugänglich zu machen. Für die bereitwillige Zustimmung zur Veröffentlichung dieser Ergebnisse erlauben sich die beiden Verfasser der Leitung der Rohoel-Gewinnungs A. G. Wien den geziemenden Dank auszusprechen. Für die vielfachen wertvollen Anregungen und Hinweise, welche die Verfasser seitens der Herren Hofrat Prof. Dir. Dr. G. Götzinger, Dr. R. Grill, Dr. R. Janoschek und Dr. H. Stowasser gelegentlich gemeinsamer, in den Rahmen der Zusammeuarbeit zwischen der Rohoel-Gewinnungs A. G. und der Geologischen Bundesanstalt fallender Exkursionen erhalten haben, fühlen wir uns den genannten Herren zu aufrichtigem Dank verpflichtet.

Die vorliegende Arbeit bezieht sich in erster Linie auf den stratigraphischen und tektonischen Aufbau der südlichen, an den Alpenrand angrenzenden Molassezone im Raume zwischen Oberndorf—Michaelbeuern — Höring — Auerbach — Astätt — Mattsee — Seeham — Nußdorf nnd Weitwörth. Darüber hinaus erstrecklen sich unsere Untersuchungen auch auf das nördlich anschließende Molassegebiet zwischen

der Salzach, dem Inn und dem Kobernaußer Wald und insbesondere auch auf das südlich anschließende, viel erörterte Helvetikum zwischen St. Pankraz und Mattsee, sowie auf die angrenzenden Flyschinselberge des Haunsberges, Buchberges und Tannberges. Über die in diesen Räumen erzielten Ergebnisse wird zu einem späteren Zeitpunkt berichtet werden.

Übersicht der Gliederungsversuche früherer Bearbeiter

Die älteste eingehendere Darstellung des Miozäns im gegenständlichen Gebiet findet sich bei E. Fugger (1899) und die dazugehörige kartenmäßige Darstellung auf dem Blatt Salzburg der geologischen Spezialkarte der österreichisch-ungarischen Monarchie (1903). E. Fugger gliederte das Miozän im Oichtental in einen basalen Schlier und in hangende Konglomerate, ohne jedoch diese Gliederung kartenmäßig zum Ausdruck zu bringen. Die miozänen Sande und Sandsteine am N-Ufer des Niedertrumersees und unmittelbar S Fraham stellte E. Fugger (1899, S. 392 u. 408) auf Grund einer auf K. F. Frauscher (1885, S. 177—78) zurückgehenden, irrtümlichen Fossilfundpunktbezeichnung zu den Nierentalerschichten der Oberkreide. Dieser Irrtum wurde von K. Götzinger (1937 a) und F. Traub (1938, S. 5) richtiggestellt. G. Götzinger (1922, S. 18 ff.; 1934, S. 38 ff., und 1936, S. 87 ff.) hat in dem von E. Fugger als Miozänschlier ausgeschiedenen Schichtstoß die Sonderstellung der dunklen, zum Teil fossilreichen Mergel und Glaukonitsandsteine in den Gräben SE Oiching erkannt und dieselben als „Oichinger Schichten" von wahrscheinlich altertiärem Alter, vom Miozänschlier abgetrennt. Von K. Götzinger (1937 a und b) und F. Traub (1936 und 1938) wurde der Komplex der Oichinger Schichten in einen liegenden Oberkreideanteil (Pattenauer Mergel und Gerhardsreuter Schichten) und einen hangenden Paläozänanteil gegliedert.

Die von E. Fugger im Hangenden der Schlierserie beschriebenen, ins Miozän gestellten Schotter und Konglomerate am Wachtberg und am W-schauenden Gehänge des Oichtentales zwischen Steinbach und Lauterbach wurden von G. Götzinger (1934, S. 39; 1936, S. 90), sowie K. Götzinger (1937 a) gleichfalls vom Miozän abgetrennt und als eine das steil aufgerichtete Miozän diskordant überlagernde Serie aufgefaßt, welche den pliozänen Quarzschottern des Kobernaußer Waldes gleichzustellen sei.

Das verbleibende Miozän zwischen Nußdorf und Steinbach am S-Fuße des Wachtberges und Immersberges sowie bei Lukasöd im untersten Oichtental wurde von G. Götzinger (1934, S. 38; 1936, S. 90) als miozäner Schlier ohne nähere Alterseinstufung bezeichnet. Die im nördlichen Oichtental, nördlich nud südlich von Michaelbeuern auftretenden mergeligen Feinsande und sandigen Tonmergel wurden von G. Götzinger als obere Süßwassermolasse im engeren Sinne ausgeschieden (1924, S. 197 ff., und 1928). Eine nähere Abgrenzung gegen das südliche „Schliergebiet" im unteren Oichtental wurde nicht gegeben.

F. Traub (1938, S. 4 und 5) gliederte die miozäne Molasse des Oichtentales in eine untere Mergelgruppe mit groben Quarzgeröllen, welche er als Schlier bezeichnet (Lukasöd und N Nußdorf) und eine obere Sandstein- und Sandmergelgruppe (Wachtbergsockel und Graben S Irlach, NE Nußdorf).

Stratigraphie

Nach dem Vorgang von F. Traub (1938) kann das marine Miozän zwischen dem nördlichen Außenrand des Alpenkörpers, das ist nördlich der Überschiebung des Helvetikums auf die Molasse und dem Südrand der kohleführenden Süßwasserschichten des oberen Miozäns petrographisch in eine untere Mergelgruppe mit groben Quarzgeröllen (= Schlier) und eine obere Sandstein-Sandmergelgruppe gegliedert werden. Zusätzlich konnte jedoch festgestellt werden, daß in die obere Sandstein-Sandmergelgruppe im Sinne F. Traubs in verschiedenen stratigraphischen Niveaus mehrere, bis einige 100 m mächtige marine Schotter- und Konglomeratlagen eingeschaltet sind. Wegen dieser engen Wechsellagerung scheint es uns besser, an Stelle der Bezeichnung Sandstein-Sandmergelgruppe Traubs diese, im folgenden noch näher zu definierende Schichtgruppe als „Sand-Schottergruppe" zu bezeichnen.

1. Schlier (basales Burdigal)

Unmittelbar nördlich der Überschiebungsfläche des Helvetikums über die Molasse treten im Untersuchungsgebiet an mehreren Stellen in einem durch quartäre Ablagerungen mehrfach unterbrochenen, schmalen, steil N-fallenden bis saiger stehenden Streifen von zirka 100—300 m Ausstrichbreite — wegen der Steilheit des Einfallens entspricht dies gleichzeitig ungefähr der aufgeschlossenen Mächtigkeit — graue bis dunkelgraue, fast immer feinsandig-glimmerige, mehr oder minder deutlich geschichtete Mergel auf, in welche sich häufig, besonders in den hangenden Partien, Feinsandlagen von zum Teil linsenförmiger Gestalt einschalten, deren Mächtigkeit von der Stärke dünner Bestege bis zu einigen Metern anschwellen kann. In den Sanden und Schliermergeln finden sich häufig in Form unvermittelter Einstreuungen, kleine, zumeist nur erbsen- bis haselnußgroße Quarzgerölle. Stellenweise ist der grobe Kies, beziehungsweise feiner Schotter in den sandigen Partien angereichert und an einzelnen Stellen (zum Beispiel S Lukasöd) treten auch bis 1·5 m mächtige, mergelig gebundene Schotterlagen mit bis überfaustgroßen Geröllen auf. Der Zusammensetzung nach handelt es sich bei den Geröllen in der Hauptsache um Quarz und um Kristallin alpiner Prägung. Aus den Nördlichen Kalkalpen, beziehungsweise aus der Flyschzone stammende Gerölle, treten nur untergeordnet in Erscheinung. Außer an den bereits von E. Fugger (1899, S. 366—67), G. Götzinger (1934, S. 39; 1936, S. 90), K. Götzinger (1937 a) und F. Traub (1938, S. 4) beschriebenen Örtlichkeiten konnten sandige, zum Teil fossilführende Schliermergel mit Geröllagen in einem schönen natürlichen Aufschluß am N-Ufer des Niedertrumersees SW Aug, beim

Aushub der Fundamente für ein neues Sanatorium N Mattsee (zirka 200 m NNE der Abzweigung der Straße nach Fraham) und in künstlich angelegten Röschen am Südabfall des Hügels SW Fraham (Kote 540) beobachtet werden.

In den Sanden und Schliermergeln mit Geröllagen finden sich fast immer mehr oder weniger reichlich marine Fossilreste. Eine kleine Fauna wurde bereits von F. Traub (1938, S. 4) von Lukasöd sowie aus dem Graben W Holzmannberg (NE Nußdorf) beschrieben. Durch unsere eigenen Aufsammlungen wurden an den im nachfolgenden angeführten Lokalitäten nachstehende, von Dr. R. Sieber bestimmte Formen festgestellt:

1. SSE Oberndorf. Rechtes Ufer des Oichtenbaches, 900 m SE dessen Mündung in die Salzach:

Cardium moeschanum May.
Nassa basteroti Micht. *var.*
Dendrophyllia irregularis Blainv.[1])

2. Rechtsufriger Seitengraben des Oichtenbaches, 150 m SW Mühle Lukasöd und linkes Ufer des Oichtenbaches, unmittelbar unterhalb des Wehres der Mühle Lukasöd:

Lucina sp.
Natica sp.
Turritella terebralis Lam.
Trivia burdigalensis Orb.
Nassa subquadrangularis Micht.
Pleurotoma sp.

3. Graben W Holzmannberg, NE Nußdorf:

Nucula sp.
Tellina sp.
Natica cf. *transgrediens* Schff.
Natica (Lunatia) helicina Brocc.
Nassa subquadrangularis Micht.

4. Baugrube für die Fundamente eines neuen Sanatoriums N Mattsee, 200 m NNE der Abzweigung der Straße nach Fraham:

Arca sp.

5. N-Ufer des Niedertrumersees SW Aug:

Diloma (Oxystele) amedei Brogn. *(= Trochus amedei).*
Turritella turris Bast. *var. rotundata* Schff.
Tympanotonus margaritaceus Brocc.

Unter den angeführten Fossilien, die eine eindeutige Bestimmung zuließen, haben Tympanotonus margaritaceus, Trivia burdigalensis, Nassa basteroti var., Turritella terebralis, Dendrophyllia irregularis ihre Hauptverbreitung im Burdigal.

Einen weiteren bemerkenswerten Hinweis für die Altersstellung des schmalen Schlierstreifens am Alpenrand gibt die Untersuchung der Mikrofauna. Nach Dr. W. Schors findet sich an mehreren Stellen (Lukasöd und Graben W Holzmannberg) innerhalb einer

[1]) Die Bestimmung dieser Art hat in liebenswürdiger Weise Prof. Dr. O. Kühn (Naturhistorisches Museum Wien) durchgeführt.

verhältnismäßig reichlichen, marinen Foraminiferengesellschaft ziemlich häufig eine charakteristische *Planularia sp.*, welche Form im Gebiet von Bad Hall in Oberösterreich zusammen mit dem gleichfalls in den Rückständen auftretenden Glaukonit für die stratigraphisch tiefsten, unmittelbar über der Oligozänoberkante liegenden Partien des Miozänschliers (= unterster Teil des Unteren Haller Schliers nach V. Petters, 1936) kennzeichnend ist.

Für die Alterseinstufung unseres Schliers als tiefstes Miozän (Burdigalbasis) spricht ferner auch die ausgezeichnete Übereinstimmung der petrographischen Beschaffenheit der vorwiegend mergelig gebundenen Gerölleinstreuungen mit den entsprechenden Bildnngen im tiefsten Miozän und obersten Oligozän im Raum von Bad Hall.

Nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung von Herrn Dr. R. Grill entspricht auch in dem zwischen unserem Untersuchungsgebiet und Bad Hall liegenden Raum der tiefste, unmittelbar dem Helvetikum, beziehungsweise dem Flysch vorgelagerte Miozänschlier immer dieser charakteristischen Stufe (zum Beispiel im Trauntal N Gmunden).

2. Sand-Schottergruppe (Burdigal bis unteres Helvet)

Der konkordant über dem Schlier folgende, insgesamt zirka 2200 m mächtige Schichtkomplex besteht in der Hauptmasse aus mergeligen Feinsanden mit Sandsteinbänken und untergeordneten Tonmergelzwischenlagen. Wechsellagernd mit diesem sandig-mergeligen Hauptgestein treten mächtige, zum Teil konglomeratisch verbundeue Feinschotter auf. Im S fällt dieser Schichtstoß ebenso wie der Schlier sehr steil gegen N, während nach N ein allmähliches Verflachen bis auf einige wenige Grade Einfallen festzustellen ist.

Die Sand-Schottergruppe entwickelt sich aus dem liegenden Schlier in Form eines ganz allmählichen Überganges, welcher zwischen Lukasöd und der Obermühle im untersten Oichtental und zwar in den beiden nördlichen, von W kommenden Seitengräben sowie am N-Ufer des Niedertrumersees SE Aug beobachtet werden kann. Wie bereits oben erwähnt, schalten sich in den hangendsten Partien des sandigen Schliermergels Lagen von glimmerigem Feinsand ein, deren Mächtigkeit nach obenhin auf Kosten der Tonmergelzwischeulagen immer mehr und mehr zunimmt, so daß schließlich nur mehr ein grauer bis grünlichgrauer, in oberflächennahen Aufschlüssen gelblichgrauer, festgelagerter, glimmeriger Feinsand mit nur untergeordneten grauen, meist sandigen Tonmergelzwischenlagen verbleibt. Ihre Mächtigkeit beträgt im allgemeinen nur wenige Millimeter; Lagen von größerer Mächtigkeit sind selten. Die Wechsellagerung mit dem Feinsand ist jedoch eine sehr euge, so daß das Gestein vielfach eine als charakteristisch zu bezeichnende Bänderung aufweist. Diese Bänderuug sowie glimmerreiche Bestege innerhalb der Sande bewirken eine zumeist deutliche Schichtung. Lagenweise, namentlich in der Nähe der Schlieroberkante, sind die Feinsande zu harten dichten Kalksandsteinen verfestigt, zum Beispiel SW Wachtberg im Graben

NE Furt, Graben E Irlach, N-Ufer des Niedertrumersees SW Aug und S Stein. Die Mächtigkeit der Sandsteinbänke kann von 10—20 cm bis zu einigen Metern ansteigen. In den Aufschlüsseu am N-Ufer des Niedertrumersees S Stein führen die Kalksandsteine zahlreiche graue Tonmergelgerölle, welche bereits von E. Fugger (1899, S. 408) beschrieben worden sind.

Die mit den mergeligen Feinsanden mehrfach wechsellagernden Schotter bestehen aus fast durchwegs gut gerundeten erbsen- bis nußgroßen, gelegentlich auch ei- bis faustgroßen Geröllen, welche teils durch einen hellgrauen, glimmerigen Grobsand locker verkittet, teils durch ein kalkig-sandiges Zement zu einem festen Konglomerat verbunden sind. Durch den Wechsel von locker verkitteten und konglomeratisch gebundenen Lagen, welche mitunter auch Unterschiede in der Geröllgröße aufweisen, sowie durch ein lagenweise stärkeres Hervortreten des sandigen Bindemittels zeigen die Schotter und Konglomerate eine mehr oder weniger deutliche grobe Bankung.

Der petrographischen Beschaffenheit nach handelt es sich bei den Geröllen ähnlich wie bei den Geröllagen innerhalb des Schliers in der Hauptsache um Quarz und um kristalline Gesteine der alpinen Zentralzone. Die überwiegende Herkunft aus den Zentralalpen beweist unter anderem auch der Fund eines apfelgrünen Radstädter Quarzites mit hellroten Quarzgeröllen, ein unverkennbares Leitgestein des Unterostalpins. Gerölle aus den Nördlichen Kalkalpen und der Flyschzone treten auch hier nur ganz untergeordnet auf.

Diese Schotter, welche, wie bereits erwähnt, namentlich am Wachtberg und am W-schauenden Gehänge des Oichtentales zwischen Irlach und Lauterbach auffällig in Erscheinung treten, wurden von G. Götzinger (1934, S. 39; 1936, S. 90) und K. Götzinger (1937a) im Gegensatz zu E. Fugger (1899, S. 370), von welchem dieselben in das Miozän gestellt worden sind, als pliozäne Flußschotter nach Art der Schotter des Kobernaußer Waldes aufgefaßt, obwohl es G. Götzinger nicht entgangen war, daß diese Schotter eine feinere Körnung aufweisen als die Schotter des Kobernaußer Waldes.

Unsere Untersuchungen haben jedoch ergeben, daß die erwähnten Schotter auf Grund der Lagerungsverhältnisse und auf Grund von ziemlich reichlichen Funden mariner Fossilien unbedingt in das Miozän gestellt werden müssen. Es handelt sich jedoch nicht, wie E. Fugger meinte, um ein das marine Miozän beschließendes Schichtglied, sondern um mehrfach sich wiederholende schottrige Einschaltungen in die im allgemeinen sandig-mergeligen Sedimente des Miozäns[2]).

Über die Lagerungsverhältnisse konnten folgende Beobachtungen gemacht werden:

Im Hangenden des steil N-fallenden schmalen Zuges von Schliermergel zwischen der Salzach und dem Niedertrumersee folgt eine ungefähr 400 m mächtige Serie mergeliger Feinsande mit Sandstein-

[2]) Bezüglich der mit diesen Feststellungen weitgehend übereinstimmenden, während der Drucklegung dieser Arbeit veröffentlichten Ergebnisse von F. Traub wird auf den am Ende dieser Arbeit beigefügten „Nachtrag während des Druckes" verwiesen.

bänken, welche in kleinen Gräben am SE-Fuß des Wachtberges, des Hügels SE Rottstätt (Kote 456), in den Gräben E und SE Irlach, in einem kleinen Graben SW Fraham und in einer Grube unmittelbar am S-Ausgang dieses Ortes sehr gut aufgeschlossen sind. Die Unterkante der darüberfolgenden Schotter (Schotterzug Wachtberg — Steinbach) ist vollkommen konkordant an das Einfallen (30 bis 65° NW) der obersten Lagen der mergeligen Feinsande angepaßt. Besonders deutlich ist dies aus dem Verlauf der Schotterunterkante über die Ostflanke des Wachtberges nnd in einem kleinen Graben E des Wachtberggipfels (Kote 511) zu beobachten. Innerhalb des Schotterznges zwischen Wachtberg und Steinbach vollzieht sich ein auffälliges Flacherwerden des nördlichen Einfallens. Nach N zu werden die Schotter dieses Zuges, deren maximale Mächtigkeit im Profil des Wachtberges zirka 500 m beträgt, unzweifelhaft konkordant von mergeligen Feinsanden überlagert. Dieses Untertauchen mit einem Einfallen von rund 25° geht aus den Aufschlüssen in einem kleinen Waldgraben N des Wachtberges, bei der Gehöftsgruppe Gröm-Graben und aus mehrfachen Aufschlüssen im Graben ENE Steinbach, beziehungsweise S des Gehöftes Alberberg eindeutig hervor. In dem nach NW gegen das Gehöft Kendlinger ziehenden Seitengraben des erwähnten Aufschlusses von Gröm-Graben ist eine mehrfache Wechsellagerung von mergeligen Feinsanden und feinen Quarz-Kristallinschottern, deren Bänke eine Mächtigkeit bis zu 1 m erreichen, zn beobachten. In den Schotterlagen finden sich zahlreiche anfgearbeitete Geschiebe von miozänem Sandstein.

Eine weitere nur etwa 20 m mächtige Schotterlage, tritt, eingelagert in miozänen Feinsanden, undeutlich aufgeschlossen in einem Graben zwischen Altsberg und Röttenaigen NW Nußdorf auf.

Ein weitaus bedeutenderer Schotterzug mit einer Gesamtmächtigkeit von zirka 300 m baut die Höhe nördlich des Gehöftes Grub (NNW Nußdorf) nnd das NW-schauende Gehänge des Oichtentales zwischen Eisping nnd Lauterbach anf (Schotterzug Grub—Lauterbach). Wahrscheinlich verbindet sich der oben erwähnte schmale Schotterzug zwischen Altsberg und Röttenaigen in der auf beiliegender Karte angegebenen Weise mit dem Schotterzng Grub—Lauterbach. In einem kleinen Graben nahe am Waldrand E des Gehöftes Grub (NNW Nußdorf) ist die mit zirka 10° gegen NNW einfallende Überlagerung des mergeligen Feinsandes durch die feinkörnigen Quarz-Kristallinschotter ausgezeichnet aufgeschlossen. An der Grenze ist eine mehrfache Wechsellagerung in geringmächtigen Bänken (0·50—1·00 m) zu beobachten. Die Mächtigkeit der mergeligen Feinsande zwischen den beiden Schotterzügen Wachtberg—Steinbach, beziehungsweise Grub—Lanterbach beträgt einschließlich der oben erwähnten Schotterlage zwischen Altsberg und Röttenaigen rund 150 m.

Unmittelbar N der Gehöftsgruppe Grnb sind innerhalb der Schotter eingeschaltete mergelige Feinsande aufgeschlossen. Allem Anschein nach handelt es sich um eine linsenförmige Einlagerung. Wegen der schlechten Aufschlüsse ist jedoch nicht mit Sicherheit zu entscheiden,

ob nicht etwa eine seitliche Verzahnung zwischen den Sanden und Schottern vorliegt.

Das Hangende des Schotterzuges Grub—Lauterbach bilden wieder mergelige Feinsande. Dieselben sind SW St. Alban in zwei kleinen Gräben am N-Abfall des Hügels N Grub (Kote 485) mit flachem NNE-Fallen (5—10°) deutlich aufgeschlossen.

Einen Schlüsselpunkt für die Erkennung der stratigraphischen Stellung der miozänen Quarz-Kristallinschotter bilden die Aufschlüsse in der Nähe der neuen, über das NW-schauende Gehänge des Oichtentales von Lauterbach nach Berndorf führenden Straße. Ungefähr 800 m NE Lauterbach kreuzt die Straße einen kleinen, in die Richtung auf die Kote 594 verlaufenden Graben. Unmittelbar nördlich dieser Kreuzungsstelle sind dicht an der Straße, in einer kleinen Grube nußgroße, lagenweise konglomeratisch verhärtete, flach N-fallende Quarzschotter aufgeschlossen, welche in einzelnen Bänken reichlich Austernschalen führen (Näheres über diese Fossilien siehe unten). Steigt man diesem kleinen Graben folgend östlich der Straße aufwärts, so gelangt man nach zirka 30—40 m in mergelige festgelagerte Feinsande, welche eindeutig die Schotter überlagern. Auch die Grenze zwischen Schottern und Sanden ist sichtbar. Die den Schotterzug Grub—Lauterbach überlagernden Feinsande sind nördlich der beschriebenen Aufschlüsse, SE und E Reinharting (NE Lauterbach) mehrfach aufgeschlossen.

G. Götzinger (1928) hat diese Feinsande am W-schauenden Gehänge im Oichtental bei Lauterbach, ebenso wie den aus völlig gleichartigen Gesteinen aufgebauten Tertiärsockel des Immersberges und Lielonberges N Michaelbeuern auf dem Blatte Mattighofen der geologischen Spezialkarte der Republik Österreich als „Obere Süßwassermolasse im engeren Sinne" (Obermiozän bis Altpliozän) ausgeschieden (vgl. 1934, S. 39). Die mikropaläontologische Untersuchung dieser Gesteine hat jedoch in Übereinstimmung mit der petrographischen Gleichartigkeit dieser mergeligen Feinsande mit den entsprechenden Gesteinen N Nußdorf für die genannten Örtlichkeiten das Vorhandensein einer marinen Mikrofauna ergeben. Außerdem wurde im obersten Teil des NE Michaelbeuern gelegenen, in die Ostflanke des Lielonberges eingeschnittenen Grabens, W der Straßenkreuzung beim Gehöft Neumühl, innerhalb der mergeligen Feinsande eine geringmächtige Schotterlage und darüber, unmittelbar unter der hangenden Moräne, eine weitere Bank von feinen, zum Teil konglomeratisch verfestigten Quarz-Kristallinschottern gefunden, welche eine individuenreiche marine Makrofauna geliefert hat (vgl. S. 137, Profil Fig. 1). Eine genaue Festlegung der Mächtigkeit dieser oberen Schotterbank ist wegen der Moränenbedeckung nicht möglich. Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt etwa 5 m. Da an anderen Stellen des Tertiärsockels des Lielonberges die sonst auch bei schlechteren Aufschlußverhältnissen immer deutlich erkennbaren Schotter unseres Wissens nicht auftreten, ist es sehr wahrscheinlich, daß es sich auch in diesem Falle, ähnlich wie bei den im Liegenden befindlichen Schottern, um eine Lage von nur geringer Mächtigkeit und Ausdehnung handelt.

Aus allem bisher Gesagten geht hervor, daß die Grenze des marinen Miozäns gegen die obermiozänen, kohleführenden Süßwasserschichten nördlich des Lielonberges liegen muß, das ist weitaus nördlicher als bisher angenommen worden ist. Die ersten sicheren Aufschlüsse der kohleführenden Süßwasserschichten befinden sich bei Höring (G. Götzinger, 1928), woselbst verfallene Kohlenschürfe noch heute festzustellen sind. Die kohleführenden Süßwasserschichten bauen sich aus grünlichgrauen Tonen, sandigen Tonmergeln, Sanden und Schottern auf. Lignitflöze in wechselnder Mächtigkeit schalten sich in mehreren Horizonten ein. Abgesehen von diesen petrographischen Merkmalen sind sie durch das Fehlen einer Mikro- und Makrofauna gekennzeichnet.

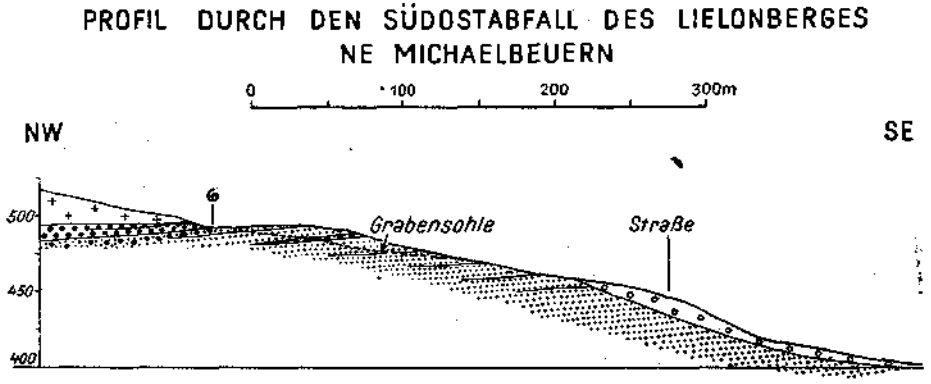


Fig. 1. Zeichenerklärung siehe geologische Karte auf Tafel 2.

Einen weiteren Anhaltspunkt für den Verlauf der N-Grenze des marinen Miozäns bieten die südlich Thal (SSW Auerbach) aufgeschlossenen feinkörnigen, zum Teil konglomeratisch verfestigten, flach N-fallenden (5°) Quarz-Kristallinschotter, die von G. Götzinger (1928) gleichfalls in die „Obere Süßwassermolasse im engeren Sinne" gestellt worden sind, unseres Erachtens aber den weiter südlich auftretenden marinen Schottern petrographisch vollkommen gleichen. Außerdem wurden in diesen Schottern ein vereinzeltes Bruchstück einer Austernschale und im Schlämmrückstand des sandigen Zwischenmittels einzelne Foraminiferen, sowie Seeigelreste gefunden. Die Schotter S Thal stellen daher höchstwahrscheinlich eine weitere, stratigraphisch im Hangenden der Schotter vom Lielonberg liegende Schotterlage innerhalb der mergeligen Feinsande dar. Da das Hangende und Liegende der Schotter S Thal wegen Moränendeckung nicht aufgeschlossen ist, kann die Mächtigkeit jener nicht angegeben werden. Aus der Ausstrichbreite und dem Einfallen ergibt sich eine Mindestmächtigkeit von 45 m.

Die Grenze zwischen dem marinen Miozän und den kohleführenden Süßwasserschichten muß daher zwi-

schen den Schottern S Thal und den kohleführenden Schichten bei Höring liegen. Die genaue Lage dieser Grenze ist durch Kartierung nicht festzustellen, da die Aufschlüsse des Tertiärsockels am SE-schauenden Gehänge des oberen Oichtentales, beziehungsweise Engeltales sehr kümmerlich sind. Östlich und westlich des Oichtentales biegt die N-Grenze des marinen Miozäns weit nach S zurück. Im Salzachtal liegt sie zwischen den bekannten Kohlenvorkommen bei Wildshut, beziehungsweise den südlich davon gelegenen Aufschlüssen der kohleführenden Süßwasserschichten im unteren Moosachtal E St. Georgen und den zirka 3 km südlich davon gelegenen Aufschlüssen der marinen mergeligen Feinsande am rechten Salzachufer W Obereching (NW Oberndorf). Im E ist die Grenze durch die kümmerlichen Aushisse der kohleführenden Schichten am S-Rand des Kobernaußer Waldes zwischen Friedburg und Schneegattern gegeben.

Die Mächtigkeit der mergeligen Feinsande im Hangenden des Schotterzuges Grub—Lauterbach einschließlich der geringmächtigen Schotterlagen vom Lielonberg und von Thal bis zur Unterkante der kohleführenden Süßwasserschichten beträgt schätzungsweise 850 m.

Die schon mehrfach erwähnten Fundpunkte mariner Makrofossilien innerhalb der Sand-Schottergruppe finden sich vorwiegend in den Schotterhorizonten, und zwar zumeist in der Nähe der Liegend-, beziehungsweise Hangendgrenze gegen die mergeligen Feinsande. Nachfolgende Fundpunkte verdienen besonders angeführt zu werden.

1. 500 m NE Gipfel Wachtberg, Hohlweg am E-Fuß desselben:
Ostrea sp.
Balanus sp.

2. NW-schauendes Gehänge des Oichtentales, 800 m NE Lauterbach, Graben W Kote 594 m:
Pectunculus sp.
Chlamys multistriata Poli. *var. tauroperstriata* Sacco.
Anomia ephippium L.
Ostrea digitalina Dub.
Balanus sp.

3. E-Flanke des Lielonberges NE Michaelbeuern, Graben W der Straßenkreuzung bei Gehöft Neumühl:
Chlamys seniensis Lam.
Chlamys cf. *macrotis* Sow.
Balanus sp.

In den mergeligen Feinsanden wurden an einzelnen Stellen gleichfalls einige zumeist schlecht erhaltene Molluskenreste gefunden, die aber eine nähere Bestimmung nicht zulassen. Hierher gehören auch die bereits von E. Fugger (1899, S. 368) angeführten Fossilien aus einem kleinen Graben SSE des Wachtberggipfels.

Die im allgemeinen nicht übermäßig reichliche Mikrofauna der Sand-Schottergruppe ist immer deutlich marin und zeigt einen allgemein miozänen Charakter, ohne daß aus ihr allein eine genaue Altersdeutung möglich wäre. Das Hervortreten gewisser Formen, wie *Rotalia beccarii* L., *Nonion granosum* d'Orb. usw. spricht für das Vorhandensein einzelner Lagen mit leicht brackischem Charakter.

Die oben auf Grund der Mikrofauna ausgesprochene Altersdeutung des Schliers im Liegenden der Sand-Schottergruppe als basales Burdigal (vgl. S. 132/133) bietet einen wichtigen Anhaltspunkt für die altersmäßige Einordnung der Sand-Schottergruppe. Unter dieser Voraussetzung muß dieselbe die Hauptmasse des Burdigals enthalten. Mit Rücksicht auf das Auftreten von Ostrea digitalina und Chlamys seniensis, kann der obere Teil der Sand-Schottergruppe auch noch dem unteren Helvet angehören. Eine stratigraphische Abgrenzung nach oben ist dadurch gegeben, daß die erwähnten Arten mit den in den Grunder Schichten auftretenden Formen nicht übereinstimmen, das heißt, die Sand-Schottergruppe muß älter sein als die Grunder Schichten. Wahrscheinlich ist unsere Sand-Schottergruppe mit ihren glimmerigen Feinsanden, welche mit dünnen sandigen Tonmergellagen wechsellagern und den eingelagerten Schotterhorizonten ein sandig-schottriges Äquivalent der tonig-mergeligen Schlierfazies des Miozäns im E und damit ein Übergang zu der vorwiegend sandig-schottrigen Ausbildung des marinen Miozäns, der Oberen Meeresmolasse in Bayern.

Besonders hinzuweisen ist auf den Umstand, daß allem Anschein nach in dem von uns untersuchten Gebiet Äquivalente der sogenannten oberhelvetischen Oncophoraschichten, beziehungsweise der Kirchberger Schichten Bayerns fehlen, da gerade die in dem oberen Teil des ganzen Schichtkomplexes von uns gefundene reiche Makrofauna (Lielonberg) nach Dr. R. Sieber, abgesehen von ihrem marinen Charakter, nicht jünger sein kann als unteres Helvet. Daraus ergibt sich als weitere Folgerung, daß mit großer Wahrscheinlichkeit zwischen dem sandig-schottrigen Miozän und den darüber folgenden Süßwasserschichten eine Schichtlücke anzunehmen ist. (Bezüglich der Anzeichen für eine Diskordanz an dieser Stelle vergleiche unten S. 142.)

Für die paläogeographische Deutung der oft mehrere hundert Meter mächtigen Schotterlagen in den sonst feinsandig-mergeligen Miozänsedimenten ist es maßgeblich, daß die Hauptmasse der Schotter einerseits in zwei mächtigen Lagen (Schotterzug Wachtberg—Steinbach und Schotterzug Grub—Lauterbach) im unteren Teil des ganzen Schichtkomplexes zusammengedrängt ist und anderseits räumlich auf das Gebiet beiderseits des Oichtentales beschränkt zu sein scheint. Der Schotterzug Wachtberg—Steinbach dürfte zwar im W noch die Salzach erreichen — im Raume von Oberndorf—Laufen ist der Tertiärsockel der Beobachtung nicht zugänglich — der nördliche Schotterzug Grub—Lauterbach muß aber auf jeden Fall noch östlich der Salzach auskeilen, wie die zusammenhängenden Aufschlüsse mergeliger Feinsande am rechten Salzachufer NW Oberndorf zeigen. Auch gegen E dürften die Schotterlagen, soweit dies wegen der daselbst vorherrschenden Moränenbedeckung gesagt werden kann, bald auskeilen. Andeutungen einer östlichen Fortsetzung des Wachtberg—Steinbach-Zuges finden sich in einem Graben westlich Fraham. In den Aufschlüssen zwischen dem E-Ende des Niedertrumersees und Astätt sind jedoch keine Schotterlagen zu beobachten.

Es ist daher naheliegend, die feinen Quarz-Kristallinschotter mit ihren überwiegend aus den Zentralalpen stammenden Geröllen als zu verschiedenen Zeiten, hauptsächlich aber während des älteren Helvets, nach N vorgetriebene Schwemmkegel eines aus den Alpen kommenden Flusses zu deuten.

Tektonik

Das N-gerichtete Vordringen des Helvetikums gegen die Molasse ist der wesentlichste Faktor der Tektonik der an den Alpenrand angrenzenden Teile der Molasse. Die Grenze zwischen Helvetikum und Molasse ist, soweit dieselbe der Beobachtung zugänglich ist, scharf und eindeutig. Der zu steilem N-Fallen, beziehungsweise bis zur saigeren Schichtstellung aufgerichtete Schlier grenzt unmittelbar an die mittel- bis steil S-fallenden Schichten des Helvetikums, zum Beispiel Graben W Holzmannberg (W Nußdorf) und Sattel S der Kote 540 (SW Fraham). Der annähernd geradlinige Verlauf der Grenze zwischen Molasse und Helvetikum macht es wahrscheinlich, daß diese Grenzfläche steil gegen S einfällt. Aus dem Fehlen einer ausgesprochenen südlichen Randfazies innerhalb der an den Alpenrand grenzenden Molassesedimente kann hier wie anderwärts am nördlichen Außenrand der Alpen auf das Vorhandensein raumverzehrender Überschiebungen geschlossen werden; denn die Schotterlagen innerhalb des Schliers, beziehungsweise die mächtigen Schotterhorizonte in den darüberfolgenden mergeligen Feinsanden stammen zwar von einem südlichen Ufer, können aber trotzdem nicht als Sedimente der unmittelbaren Litoralzone angesprochen werden.

Dazu kommt noch, daß zwischen Traunstein in Oberbayern und Bad Hall, nach dem derzeitigen Stand unserer Kenntnisse, Äquivalente einer subalpin gefalteten Oligozänmolasse fehlen. F. Traub (1938, S. 32) hat bereits hingewiesen, daß dieses Verschwinden der subalpinen Molasse mit dem Vorspringen und der Verbreiterung des Helvetikums und der Flyschzone in diesem Raum zusammenhängt und rechnet mit dem Vorhandensein von überschobenem Oligozän unter dem vorspringenden Helvetikum, beziehungsweise Flysch.

Die aus den Faziesverhältnissen am S-Rand der Molasse zu erschließende Überschiebung des Helvetikums über die Molasse muß auf einer flacheren Bahn als auf der steilstehenden heutigen Grenze zwischen Helvetikum und Molasse erfolgt sein. Die Steilstellung derselben ist offensichtlich jünger als die eigentliche Überschiebung und muß in die Zeit des Ausklingens der N-Bewegungen am Außenrand der Alpen gestellt werden. Diese ausklingenden Bewegungen sind es auch, welche die steile, nach N rasch ausklingende Aufrichtung der miozänen Molassesedimente unseres Untersuchungsgebietes verursacht haben. Nach dem Alter der beteiligten Schichten kann das Ende dieser Bewegungen als intra- bis posthelvetisch bezeichnet werden.

Die Breite der steil (30—90°) aufgerichteten Molasse beträgt nicht mehr als 1 km, das heißt, sie reicht nicht weiter als bis zur Ober-

GEOLOGISCHES PROFIL DURCH DIE MIOZÄNE MOLASSE AM ALPENNORDRAND
IM OICHTENTAL NÖRDLICH SALZBURG

entworfen von

F. ABERER und E. BRAUMÜLLER

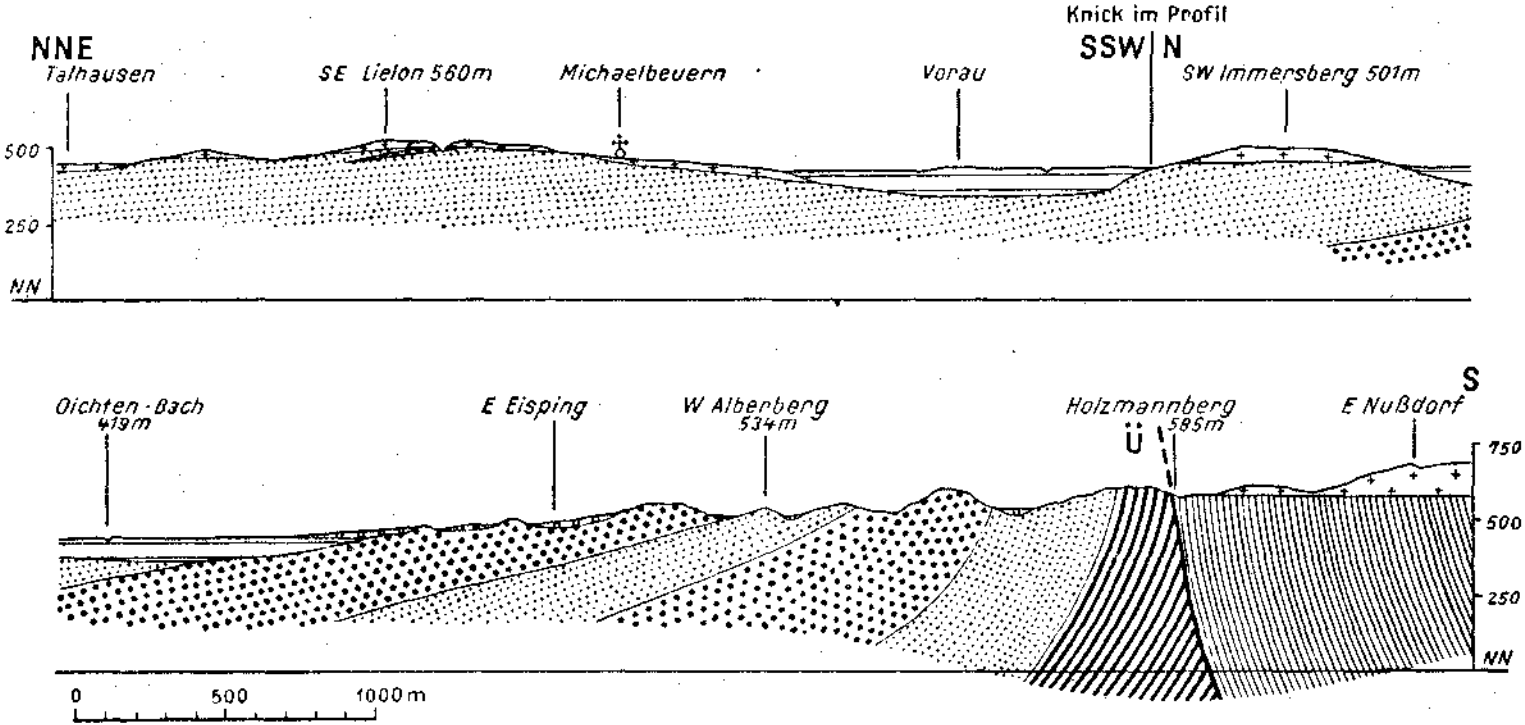


Fig. 2. Zeichenerklärung siehe geologische Karte auf Tafel 2.

kante des Schotterzuges Wachtberg—Steinbach. In einem weiteren Streifen von etwa 3 km Breite, bis zum N-Fuß des Immersberges vollzieht sich das allmähliche Ausklingen der Aufrichtung von 30° bis auf 5°. In einer Entfernung von mehr als 4 km vom Überschiebungsrand des Helvetikums bewegt sich das Einfallen des marinen Miozäns zwischen 4 und 5°.

Ein weiterer Beweis der tektonischen Aufrichtung der miozänen Molasse am Aufschiebungsrand des Helvetikums ist die Tatsache, daß das allgemeine Streichen ungefähr parallel zum Überschiebungsrand verläuft, das heißt, das im Oichtental vorherrschende SW—NE-Streichen dreht sich im Bereiche der Trumerseen in die WSW—ENE bis W—E-Richtung, entsprechend der gleichsinnigen Drehung des Überschiebungsrandes des Helvetikums.

Auffallend ist, daß innerhalb der kohleführenden Süßwasserschichten eine mehr oder weniger horizontale Lagerung festzustellen ist, ohne daß direkte Übergänge zu dem flachen N-Fallen des angrenzenden marinen Miozäns festzustellen sind. Möglicherweise kann man darin ein Anzeichen einer geringen Ablagerungsdiskordanz sehen. Auf die Möglichkeit des Vorhandenseins einer Schichtlücke an dieser Grenze in der Zeit des oberen Helvets (Fehlen der Oncophoraschichten) wurde bereits hingewiesen.

Die zahlreichen im Helvetikum nachweisbaren Blattverschiebungen, auf deren Vorhandensein erstmals G. Götzinger (1934, S. 38) hingewiesen hat, wurden in der beiliegenden Karte mit Ausnahme einer, ungefähr in der Längsrichtung des Obertrumersees fallenden Querstörung, nicht dargestellt, da eine Fortsetzung dieser Querstörungen in die Molasse hinein im allgemeinen nicht nachweisbar ist oder wegen der Geringfügigkeit des Verstellungsbetrages vernachlässigt werden kann. Die erwähnte, im einzelnen aber noch nicht näher lokalisierte Querstörung im Bereiche des Obertrumersees geht aus der gegenseitigen Verstellung des geradlinig streichenden Eozäns im Teufelsgraben (SW Seeham) und am Wartstein bei Mattsee, sowie aus der Verringerung der Ausstrichbreite der helvetischen Oberkreide E des Obertrumersees mit großer Klarheit hervor. Ob diese Störung sich in der angegebenen Art und Weise (Tafel 2) auch noch in die Molasse fortsetzt, sei dahingestellt. Man kann jedoch mit ziemlicher Sicherheit annehmen, daß dieselbe nach N hin bald innerhalb der Molassesedimente ausklingt[3]).

F. Traub (1938, S. 33) nimmt weiters an, daß dem NW-Fuß des Haunsberges eine Querstörung folgt, welche sich nach S zu in das Salzachtal fortsetzen soll. Unseres Erachtens ist jedoch der steile

[3]) Zwecks Vermeidung von Mißverständnissen sei jedoch vorausgeschickt, daß das bekannte Vorkommen von mitteleozänem Stockletten bei Eisenharting SW Fraham seine Ortsstellung nicht, wie F. Traub annimmt, der erwähnten Querstörung verdankt, sondern als eine an der Basis der helvetischen Oberkreide unmittelbar am Überschiebungsrand über die Molasse vorgeschleifte Eozänschuppe zu deuten ist. Die gleiche Schuppe mit Stockletten und auch mit Nummulitenkalksandstein wurde noch im Oichtental bei Holzmannberg NE Nußdorf festgestellt. Eine genaue Darstellung dieser Verhältnisse ist der in Vorbereitung befindlichen Arbeit über das Helvetikum und den Flysch im Haunsberg- und Tannberggebiet vorbehalten.

NW-Abfall des Haunsberges nicht durch eine tektonische Linie bedingt, sondern stellt eine Erosionsform dar, wofür eine Reihe von Gründen sprechen. Der Schlier im untersten Oichtental bei Lukasöd und SSE Oberndorf, nahe der Mündung des Oichtenbaches in die Salzach, zeigt sehr steiles N-Fallen, beziehungsweise saigere Schichtstellung. In Anbetracht der Abhängigkeit der tektonischen Aufrichtung der miozänen Molasse von der Nähe des Überschiebungsrandes des Helvetikums und des ursächlichen Zusammenhanges zwischen dem Auftreten der Schlierausbisse und dieser tektonischen Linie kann man mit Sicherheit annehmen, daß unmittelbar SE von Lukasöd im Untergrund des Oichtentales Helvetikum ansteht. Die steile Aufrichtung des Schliers der genannten Vorkommen und der Sande und Sandsteine am SE-Abfall des Wachtberges ist ohne diese Annahme unverständlich. Einen eindeutigen Beweis für diese Anschauung hat die Schurfbohrung CFN 1 der Rohoel Gewinnungs A. G. (300 m SW der Kirche von Nußdorf) geliefert. Diese Bohrung erreichte nach Durchteufung der spätglazialen Seetone des Oichtenbeckens in einer Tiefe von 248·80 m Pattenauer Mergel der helvetischen Oberkreide. Durch den Nachweis dieser unerwartet großen Mächtigkeit des spätglazialen Seetones ist es weiterhin wahrscheinlich, daß die im Jahre 1918 niedergebrachte Bohrung Weitwörth, zirka 900 m WSW vom Schloß Weitwörth gelegen, bis zu ihrer Endtiefe von 149·80 im spätglazialen Seeton verblieben ist und keineswegs Tertiär erreicht hat.

Verzeichnis der angeführten Literatur.

Fugger, E., Das Salzburger Vorland. — Jb. geol. Bundesanst. **49**, S. 287 bis 428, Wien 1899.

Fugger, E., Geologische Karte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der österr.-ungar. Monarchie, Blatt Salzburg, SW-Gruppe Nr. 9 (Zone 14, Col. VIII), samt Erläuterungen, Wien 1903.

Frauscher, K. F., Ergebnisse einiger Exkursionen im Salzburger Vorland, mit besonderer Berücksichtigung der Eozän- und Kreideablagerungen in der Umgebung von Mattsee. — Verh. geol. Reichsanst. **1885**, S. 173—183, Wien 1885.

Götzinger, G., Aufnahmsbericht über die Blätter Salzburg (Zone 14, Col. VIII) und Mattighofen (Zone 13, Col. VIII) (im Jahresbericht des Direktors). — Verh. geol. Bundesanst. **1922**, S. 18—19, Wien 1922.

Götzinger, G., Studien in den Kohlengebieten des westlichen Oberösterreich. — Jb. geol. Bundesanst. **74**, S. 197—227, Wien 1924 (1925).

Götzinger, G., Geologische Spezialkarte der Republik Österreich Blatt Mattighofen (Zone 13, Col. VIII = 4750). — Wien 1928.

Götzinger, G., Aufnahmsbericht über Blatt Salzburg (4850). — Verh. geol. Bundesanst. **1934**, S. 37—40, Wien 1934.

Götzinger, G., Das Salzburger Haunsberggebiet zwischen Oichtental und Obertrumersee. — Verh. geol. Bundesanst. **1936**, S. 86—92, Wien 1936.

Götzinger, K., Oberkreide und Paläogen in der Umgebung von Salzburg und Gmunden. — Diss. phil. Fak. d. Univ. Wien 1937 (a).

Götzinger, K., Zur Kenntnis der helvetischen Zone zwischen Salzach und Alm. — Verh. geol. Bundesanst. **1937**, S. 230—235, Wien 1937 (b).

Petters, V., Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen der Eurogasco im Schlier Oberösterreichs. — Petroleum **32**, Nr. 5, S. 10—12, Wien 1936.

Traub, F., Beitrag zur Kenntnis der helvetischen Kreide-Eozän-Serie nördlich von Salzburg. — Zbl. f. Min. usw., Abt. B, Nr. 1, S. 12—15, Stuttgart 1936.

Traub, F., Geologische und paläontologische Bearbeitung der Kreide und des Tertiärs im östlichen Rupertiwinkel nördlich von Salzburg. — Palaeontographica, Beiträge zur Naturgeschichte der Vorzeit 88, Abt. A. S. 1—107, Stuttgart 1938.

Nachtrag während des Druckes.

Während der Drucklegung dieses Aufsatzes erhielten die Verfasser Kenntnis von der neu erschienenen Arbeit von F. Traub: „Beitrag zur Kenntnis der miozänen Meeresmolasse ostwärts Laufen/Salzach unter besonderer Berücksichtigung des Wachtbergkonglomerates; Neues Jahrb. f. Min. usw., Monatshefte Jahrgang 1945—48, Abt. B, Heft 1—4, S. 53—71 und Heft 5—8, S. 161—174.

Völlig unabhängig von unseren eigenen Untersuchungen gelangte F. Traub für einen Teil unseres Untersuchungsgebietes zu fast vollkommen übereinstimmenden Ergebnissen. Dies trifft vor allem für die stratigraphische Deutung des Wachtbergkonglomerates und dessen Fortsetzung gegen E zwischen Steinbach und Irlach als eine von S aus den Alpen kommende Einschüttnng in das Miozänmeer zu. Die Übereinstimmung hinsichtlich der tektonischen Einordnung des Wachtbergkonglomerates geht besser als dies Worte sagen können aus einem Vergleich der einander verblüffend ähnlichen Profildarstellungen hervor (vgl. F. Traub l. c. Längsschnitt A—B, S. 174 und diese Arbeit Fig. 2, S. 141).

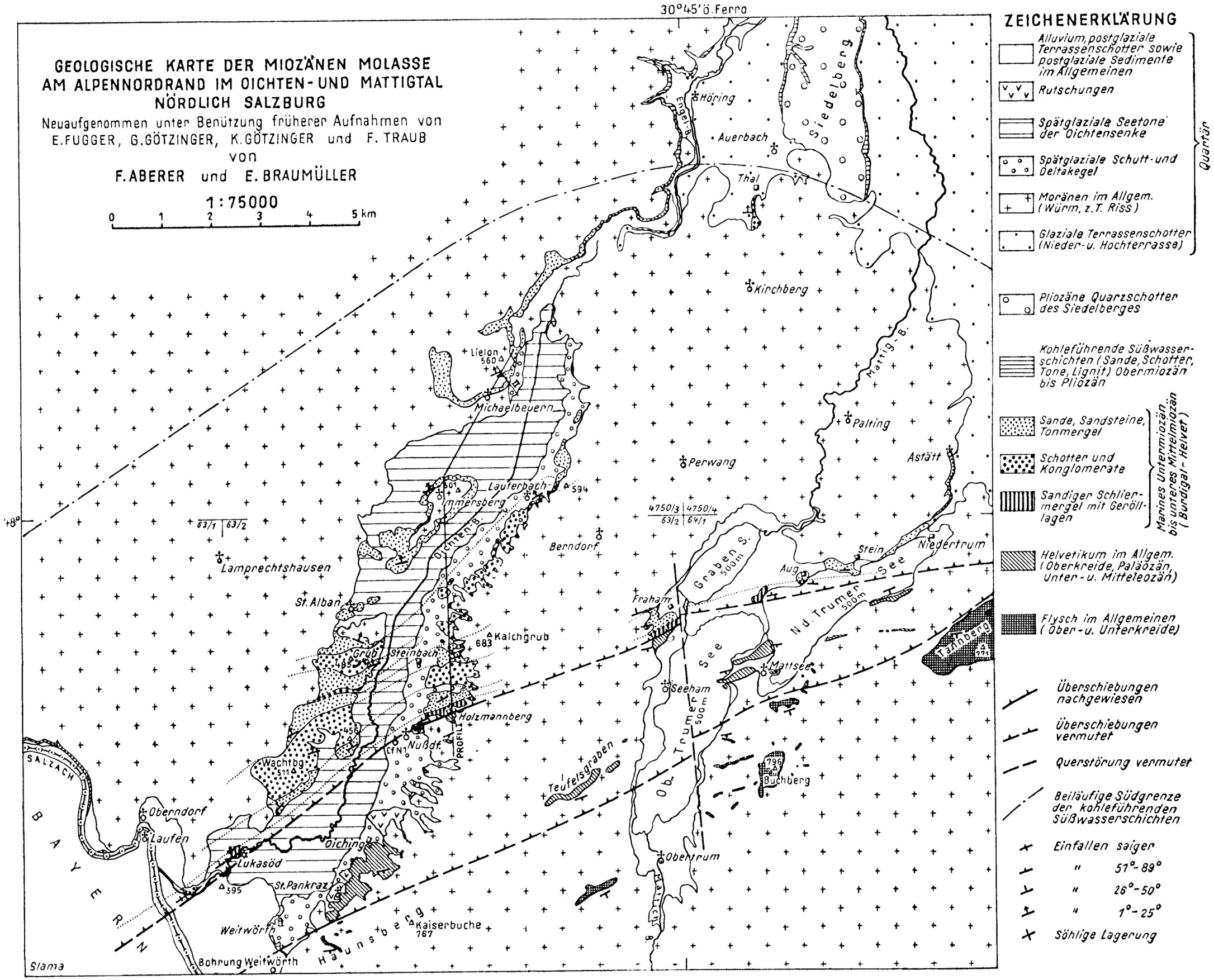
Die von uns nicht näher festgelegte Grenze zwischen Burdigal und Helvet wird von F. Traub an die Basis des Schotterzuges Wachtberg—Steinbach gelegt. Auf Grund der Angabe Traubs, daß die von uns nur in stratigraphisch höherliegenden Schotterhorizonten gefundene *Ostrea digitalina* Dub. von ihm auch im Schotter des Wachtberges, und zwar im Kematinger Graben gefunden worden ist (l. c. S. 60), kann ein helvetisches Alter dieser Schotter als ziemlich sicher gelten. Demgegenüber fehlt für das unmittelbare Liegende der Wachtbergschotter (= Traubs „Sandstein-Sandschlier") eine exakte Altersbestimmung als Burdigal. Wenn jedoch die in unserer Arbeit ausgesprochene Ansicht zu Recht besteht, daß nämlich in dem tiefsten aufgeschlossenen Schichtglied der Molasse unseres Gebietes, in dem Schlier von Lukasöd usw. (= F. Traubs „Geröllmergelgruppe des Schliers"), die Basis des Burdigals zu erblicken ist, so kann man, wie bereits gesagt, mit einiger Wahrscheinlichkeit annehmen, daß auch noch Teile des Hangenden in das Burdigal zu stellen sind. Ein weiterer Anhaltspunkt liegt darin, daß die Gesamtmächtigkeit des im Liegenden des Wachtbergschotters aufgeschlossenen Jungtertiärs rund 600 m beträgt, was mit der Mächtigkeit des gleichfalls als Burdigal anzusprechenden „Haller Schlier" im Raume von Bad Hall (500—700 m) sehr gut übereinstimmen würde.

Eine große Schwierigkeit liegt jedoch darin, daß es kaum möglich ist, die mergeligen Feinsande und Sandsteine mit den mengenmäßig stark zurücktretenden Tonmergelzwischenlagen im Liegenden des Schotterzuges Wachtberg—Steinbach (= Traubs „Sandstein-Sandschlier") von den petrographisch mehr oder weniger völlig gleichartigen Gesteinen im Hangenden dieser Schotter (= Traubs „Sandmergelschlier") wenigstens einigermaßen sicher zu unterscheiden. Dazu kommt noch, daß, wie auch Traub (S. 69) erkannt hat, der Schotterzug Wachtberg—Steinbach ein sowohl gegen W als auch gegen E verhältnismäßig rasch auskeilendes Schichtglied darstellt, so daß es uns zweckmäßig erscheint, die von uns geprägte Bezeichnung „Sand-Schottergruppe" zumindest so lange beizuhalten, bis es möglich ist, Burdigal und Helvet auch dort scharf zu unterscheiden, wo an der Basis des Helvets ein derart auffälliger Leithorizont wie das Wachtbergkonglomerat nicht ausgebildet ist.

In diesem Zusammenhang ist es aber auch notwendig darauf hinzuweisen, daß uns die Verwendung der Bezeichnung „Schlier" für vorwiegend sandige Gesteine („Sandstein-Sandschlier", „Sandmergelschlier") nicht angebracht erscheint, da sie mit der ursprünglichen und allgemein gebräuchlichen Definition des Begriffes „Schlier" für Molassesedimente aus einem vorwiegend tonig-mergeligen Faziesbereich in Widerspruch steht.

Einer Berichtigung bedarf jedoch die von F. Traub gegebene Deutung der Aufschlüsse der Höhe 476 zwischen Grub und Meierhof (l. c. S. 66 ff. und Schnitt C—D, S. 174). Aus unseren diesbezüglichen Darlegungen (S. 135 ff.) geht mit genügender Klarheit hervor, daß die Schotter der Höhe 476 N des Gehöftes Grub nicht etwa die liegenden mergeligen Feinsande horizontal überlagern, sondern ebenso wie diese flach (8—15°) gegen NNW einfallen und im Bereich des gegen St. Alban schauenden N-Abfalles dieses Höhenzuges eindeutig von mergeligen Feinsanden, welche in der gleichen Richtung einfallen, überlagert werden. Das gleiche Bild einer Überlagerung des im Vergleich zum Wachtbergschotter stratigraphisch jüngeren Schotterzuges Grub—Lauterbach durch mergelige Feinsande ergibt sich auch aus den Aufschlüssen an der Straße NE Lauterbach (vgl. S. 135 ff.).

Der von E. Fugger (1899, S. 385) aus dem Graben E Eisping erwähnte miozäne, von Konglomerat überlagerte Sandstein — übrigens erwähnt Fugger Sandstein nur an einer Stelle und nicht, wie Traub (l. c. S. 68) zitiert, an drei Stellen — wurde zwar von uns gleichfalls nicht mehr gefunden, doch kann es sich aus dem ganzen Zusammenhang der Ausbisse keineswegs um das Liegende der Schotter, sondern nur um eine der auch anderwärts in diesem Schotterzug ziemlich häufig zu beobachtenden sandigen Einschaltungen handeln.


GEOLOGISCHE KARTE DER MIOZÄNEN MOLASSE
AM ALPENNORDRAND IM OICHTEN- UND MATTIGTAL
NÖRDLICH SALZBURG
Neuaufgenommen unter Benützung früherer Aufnahmen von
E. FUGGER, G. GÖTZINGER, K. GÖTZINGER und F. TRAUB
von
F. ABERER und E. BRAUMÜLLER
1:75000
0 1 2 3 4 5 km
30°45' ö. Ferro
ZEICHENERKLÄRUNG
Alluvium, postglaziale Terrassenschotter sowie postglaziale Sedimente im Allgemeinen
Rutschungen
Spätglaziale Seetone der Oichtensenke
Spätglaziale Schutt- und Deltakegel
Moränen im Allgem. (Würm, z.T. Riss)
Glaziale Terrassenschotter (Nieder- u. Hochterrasse)
Quartär
Pliozäne Quarzschotter des Siedelberges
Kohleführende Süßwasserschichten (Sande, Schotter, Tone, Lignit) Obermiozän bis Pliozän
Sande, Sandsteine, Tonmergel
Schotter und Konglomerate
Sandiger Schliermergel mit Geröllagen
Marines Untermiozän bis unteres Mittelmiozän (Burdigal-Helvet)
Helvetikum im Allgem. (Oberkreide, Paläozän, Unter- u. Mitteleozän)
Flysch im Allgemeinen (Ober- u. Unterkreide)
Überschiebungen nachgewiesen
Überschiebungen vermutet
Querstörung vermutet
Beiläufige Südgrenze der kohleführenden Süßwasserschichten
Einfallen saiger
" 51°-89°
" 26°-50°
" 1°-25°
Söhlige Lagerung
Höring
Auerbach
Thal
Siedelberg
Engel-B.
Kirchberg
Mattig-B.
Lielon 560
Michaelbeuern
Palting
Perwang
Astätt
Lauterbach
594
Immersberg
Oichten-B.
Berndorf
Lamprechtshausen
St. Alban
Kalchgrub
683
Grub
Steinbach
Holzmannberg
Nußdf.
PROFIL
Wachtbg.
511
Teufelsgraben
Graben S. 500m
Stein
Niedertrum
Aug
Fraham
Nd. Trumer See
Mattsee
Seeham
Ob. Trumer See
Tannberg
Buchberg
Obertrum
Mattich-B.
Oberndorf
Laufen
Lukasöd
Oiching
St. Pankraz
395
Weitwörth
Kaiserbuche 767
Haunsberg
Bohrung Weitwörth
SALZACH
BAYERN
Slama
63/1 63/2
4750/3 4750/4
63/2 64/1
48°

Alte Gletscherstände im Hochkönig-Gebiet

Mit 1 Karte (Taf. 3), 1 Textfigur und 1 Tabelle.

Von **Werner Heißel.**

Vorwort.

Am 14. Dezember 1946 feierte mein verehrter Lehrer, Professor Dr. R. v. Klebelsberg, seinen 60. Geburtstag. Aus diesem Anlaß wurde aus Arbeiten seiner Schüler eine kleine Festschrift zusammengestellt. Vorliegende Arbeit ist mein Beitrag dazu. Da die Festschrift in der Zeitschrift des Museum Ferdinandeum in Innsbruck erscheint, diese Zeitschrift aber nur Arbeiten, Tiroler Gebiet betreffend, aufnimmt, muß mein Beitrag außerhalb der Festschrift erscheinen.

Im Hochkönig-Gebiet sind die Ablagerungen alter Gletscher besonders reichhaltig und gut entwickelt. Außerdem nimmt der Hochkönig zufolge seiner Formverhältnisse gegenüber anderen Alpengebieten eine gewisse Sonderstellung ein. Es schien mir daher diese Arbeit besonders geeignet, sie als kleinen Beitrag meinem verehrten Lehrer zu widmen und meine besten Geburtstagswünsche damit zu verbinden.

Die Feldarbeiten dazu erfolgten im Rahmen der geologischen Neuaufnahme des Kartenblattes St. Johann im Pongau (5050) der österreichischen geologischen Spezialkarte 1 : 75.000. Seine Gesamtaufnahme ist zwar noch nicht abgeschlossen, für die quartären Bildungen ergab sich aber dennoch innerhalb dieses Rahmens ein geschlossenes Bild. Auf das bestehende Schrifttum näher einzugehen soll einer späteren Gesamtdarstellung der Aufnahmsergebnisse vorbehalten sein.

Namen und Höhenangaben dieser Arbeit sind den Originalaufnahmesektionen 1 : 25.000, Blatt 1 und 2 der österreichischen Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt 5050, St. Johann im Pongau entnommen. Es sei aber betont, daß diese alten Aufnahmeblätter stark veraltet und in der Wiedergabe topographischer Einzelheiten sehr ungenau sind. So kommen auch die Formen sehr mächtiger Glazialablagerungen im Isohypsenbild überhaupt nicht zur Darstellung.

Wien, im Dezember 1946. Dr. Werner Heißel.

Einleitung.

Innerhalb der nördlichen Kalkalpen gehört der Hochkönig (2938 m) zu den wenigen Gipfeln, die hart an die 3000 m heranreichen und heute noch vergletschert sind. Im Norden wird er durch das Blühnbachtal vom Hagengebirge getrennt. Seine Ostbegrenzung bildet das Salzachtal bei Werfen und Bischofshofen. Von den Bergen der südlich liegenden Granwackenzone trennen ihn das Gainfeldtal und die obersten Teile des Mühlbacher, Dientener und Urschlauer (Almer) Tales und die sie verbindenden Sattel Mitterberg, Dientner- und Filzen-Sattel. Mit dem westlich liegenden Steinernen Meer hat der Hochkönig über Torscharte (2283 m) und Marterlkopf (2439 m) Verbindung.

Blühnbachtal.

Im Norden des Hochkönig liegt das Blühnbachtal. Es beginnt mit dem großartigen Talschluß der Seichen und mündet bei Tenneck (Konkordia-Hütte) in das Salzachtal. Es trennt den Hochkönig vom nördlich liegenden Hagengebirge und vom Ostende des Steinernen Meeres. Entsprechend gehören seine westlichen und nördlichen Hänge bereits diesen beiden Gebirgsgruppen an. Der innere und mittlere Teil dieses Tales sind überreich mit mächtigen und wohlerhaltenen Moränenwällen ausgestattet. Die Hauptzuflüsse für die zugehörenden Gletscher kamen vom Hochkönig.

Höchste Blockwälle liegen im Tauchertal. Bei P. 1860 und nördlich P. 2378 (Hundsschädel) zeigen kleinere Stirnwälle die Enden kleiner Gletscherzungen aus den Karen an der Ostseite des Hundsschädel an. Von einem etwas tiefer reichenden Gletscher des Tauchertales stammen zwei deutliche Uferwälle unter P. 1860. Dieser Gletscher hatte bei 1740 m seine Stirn.

Am Hahnbalzboden liegt ein schöner Stirnbogen bei P. 1414. Seine Schnittmasse wird durch das Ausbiegen der 1500 und 1400 m-Isohypse deutlich gemacht.

Ein entsprechender Gletscher am Ostabhang der Mauerscharte (2177 m) hat zwei Stirnwälle auf der hinteren Häuslalm bei 1380 m zurückgelassen.

Nördlich des Jagdhauses 1288 m weisen auf der hinteren Häuslalm schöne Uferwälle auf einen Gletscher, der bei 1200 m endete.

Alle diese Moränenwälle gehören Gletscherzungen an, die vom Steinernen Meer herabreichten.

An der Nordseite des Hochkönig liegt das steile Wasserkar. Bei 1710 m liegt ein oberster, kleiner Wall. Einem Gletscherende bei 960 m gehört ein Uferwall an, der am Ausgang des Kares auf der linken Seite liegt.

Im Talgrund des Blühnbachtales liegen innerste Wälle nördlich des P. 1083. Es sind Ansätze zweier bedeutenderer Stirnbögen mit Quellaustritten am Fuße der Wälle.

Bei den Hütten 958 m und bei P. 1020 liegen Endmoränen. Sie scheinen von einem von der Mauerscharte herabgestiegenen Gletscher zu stammen.

Zahlreiche, hohe Uferwälle liegen südlich der Wildhütte und bei P. 910. Ihnen entsprechen einige größere Wallreste auf der Südseite des Tales. Uferwälle am Sulzkarbach, westlich der Vorderen Sulzen (P. 1062) wurden von einem gleich alten Gletscherast zurückgelassen, der vom Hagengebirge heruntergekommen ist. Die Gletscher des hinteren Blühnbachtales haben sich bereits zu einer gemeinsamen Endzunge vereinigt, deren Stirn ungefähr bei der Einmündung des Wasserkarbaches in den Blühnbach gelegen hat.

Der Wallgruppe bei der Wildhütte und auf der gegenüberliegenden Talseite entsprechen im Wasserkargraben Wallreste nordwestlich P. 951 sowie höhere Uferwälle bei P. 951 und auf der rechten Seite des Grabens. Die Zungen dieser Wallgruppen lagen zwischen 900 und 800 m.

Ein etwas älterer Gletscherstand hat den schönen Uferwall zurückgelassen, der am Fuße des Nieder-Tenneck bei 1100 m als zunächst 1 bis 2 m rückfälliger Blockwall einsetzt. Schon nach kurzer Strecke wird er zu einem Wall mit 8 bis 10 m hoher Außenböschung und breiter Wallkrone, vom Berghang durch eine rund 20 m breite Ufermulde getrennt. In der Nähe von P. 951 biegt dieser Wall in den Wasserkargraben zurück. Auf der rechten Seite desselben entsprechen hohe Uferwälle bei P. 937. Dazugehörige stirnnahe Wallreste sind die kräftigen Wälle nördlich P. 851 an der Mündung des Ochsenkargraben. Das Zungenende lag bei 800 m.

Südlich des Jagdschlosses liegt ein Moränenhügel auf der rechten Bachseite. Er gehört einem noch älteren, tieferen Gletscherstand bei 760 m an.

Im Bereiche der Wälle des mittleren Blühnbachtales treten große Felder von Blockmoräneuschutt auf. Gelegentlich gehen auch die Wälle nach vorne allmählich in solche Blockschüttungen über, so die Uferwälle auf der rechten Seite des Wasserkargrabens.

Von den Größenverhältnissen und der Reichhaltigkeit der Moränenwälle mag ein Querschnitt durch die Uferwälle in der Nähe von P. 937 zeigen (Fig. 1).

Der äußere Teil des Blühnbachtales ist völlig frei von Ablagerungen, die auf noch tiefer reichende Gletscherstände hinweisen würden.

Die Gletscher, deren Moränen im mittleren Blühnbachtal liegen, waren richtige Talgletscher, zu denen sich die aus der Seichen, vom Steinernen Meer, Hagengebirge und aus dem Wasserkar kommenden Gletscherströme vereinigten. Die Gletscherzunge hatte eine Länge von 4 bis 5 km.

Im Bereiche Hahnbalzboden, Häuslalm, am Nordfuß des Nieder-Tenneck und am Blühnbach beim Jagdschloß treten eigenartige Hangleisten auf. Am Hahnbalzboden und auf der Häuslalm steigen sie von 1290 m auf 1200 m ab. Am Nieder-Tenneck hält sich diese Leiste an die 1150 m-Höhenlinie. Im Wasserkar liegt sie bei 970 m und nächst dem Jagdschloß hat sie eine Höhe von 840 bis 800 m. Ausgesprochene Wallformen fehlen vollkommen. Es handelt sich durchwegs um breite, terrassenförmige Leisten. Ihre ansehnliche Längenerstreckung ist aus der Kartenbeilage ersichtlich. Aufschlüsse zeigen besonders in den höheren, taleinwärts gelegenen Teilen mo-

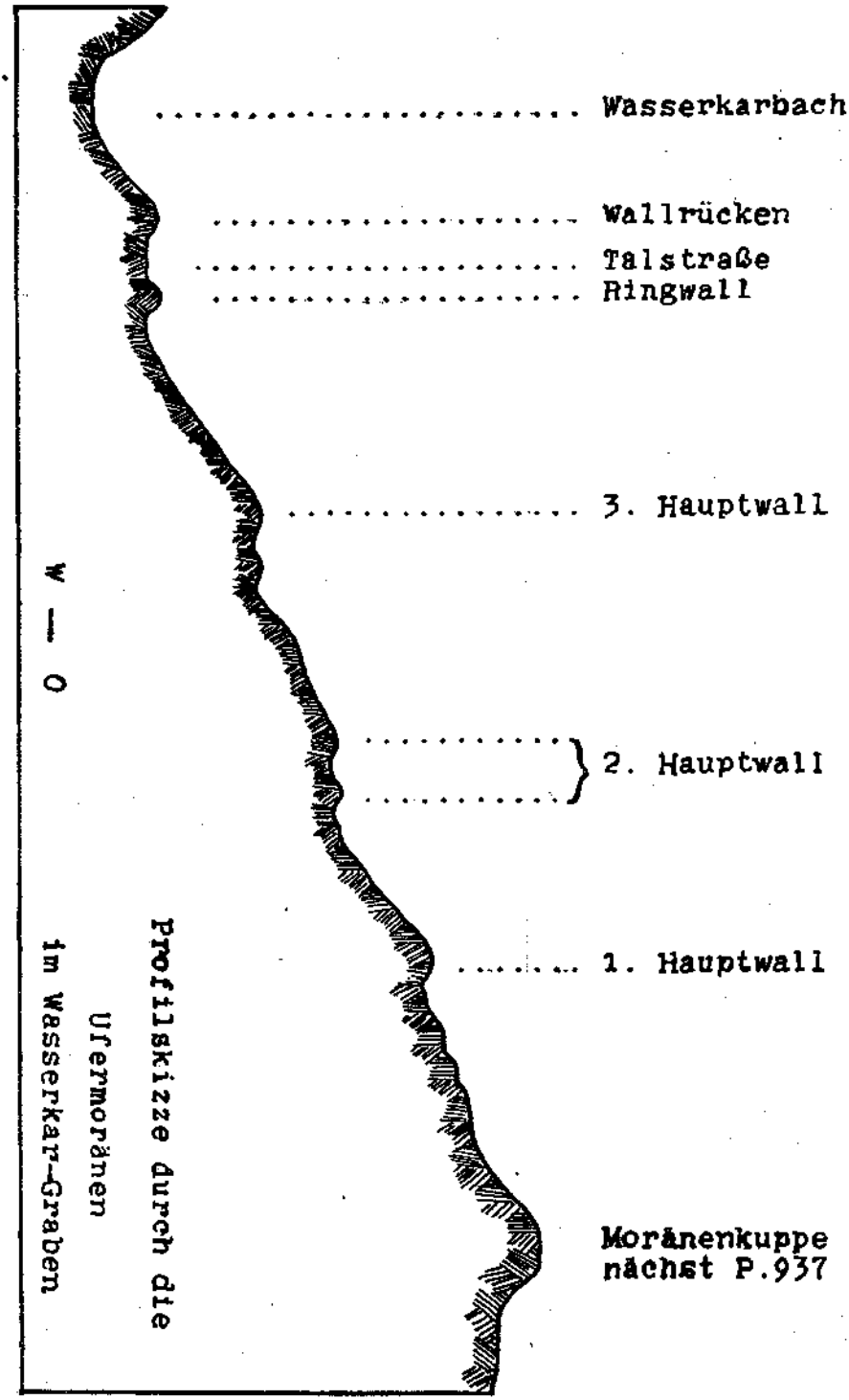

Wasserkarbach
Wallrücken
Talstraße
Ringwall
3. Hauptwall
2. Hauptwall
1. Hauptwall
Moränenkuppe
nächst P.937
W — O
Profilskizze durch die
Ufermoränen
im Wasserkar-Graben

Fig. 1

ränenartiges Material, bei den tieferen, talaus gelegenen auch schotterige Ablagerungen. Das Gefälle dieser Leisten ist sehr absätzig. Während zwischen den Leisten auf der Häuslalm und am Nieder-Tenneck ein Höhenunterschied von nur 50 m bei einer Entfernung von knapp $1^1/_2$ km besteht, beträgt er bei kaum 1 km Abstand zwischen Nieder-Tenneck und Wasserkar 170 m und von hier zu den 2 km entfernten Leisten innerhalb des Jagdschlosses 130 m. Das Ostende der Leiste am Nieder-Tenneck ist ebenfalls rund 2 km vom Westende der Leiste inner dem Jagdschloß entfernt. Hier sind aber sogar rund 300 m Höhenunterschied. Das Fehlen von Wallformen würde darauf deuten, daß es sich bei diesen terrassenförmigen Hangleisten um Reste einer alten Talverschüttung handelt. Dagegen spricht aber die große Absätzigkeit der Höhenlage, die starke Gefällsknicke der Einschüttungsfläche voraussetzen würde. Eine einfache Znordnung der Leisten zu Moränen der jüngeren Talgletscher ist aber nicht durchführbar. Ihr verwaschener Erhaltungszustand stempelt sie unbedingt als weitaus älter als jene scharf ausgeprägten und wohl erhaltenen Wälle. Es bleibt überhaupt die Frage, ob sie als Gesamterscheinung gleichen Alters sind, wogegen die Absätzigkeit ihrer Höhenlage sprechen würde. Man könnte sie auch als Ufermoränen älterer Gletscher erklären, etwa entsprechend jenen tiefliegenden Blockschnttmassen anderer Stellen des Hochkönig-Sockels (siehe Imlau-Tal, Höllen-Tal, Mitterberg-Widdersberg, Nordfuß des Kollmannsegg bei Dienten), doch liegen sie hiefür im hinteren Blühnbachtal zu tief. Auch wäre, wie ans ihrer Lage am Hahnbalzboden und auf der Häuslalm hervorgeht, an ihrer Bildnng eine glaziale Schuttzufuhr aus dem Steinernen Meer nicht beteiligt. Vorerst scheint als beste Deutung, sie für verwaschene Uferwallreste eines sehr späten Rückzugsstandes der Würmvergletscherung zu halten. Eine befriedigende eindeutige Erklärung läßt sich aber wohl erst in Verbindung mit anderen glazialen Erscheinungen auf Blatt St. Johann im Pongau durchführen und sei daher einer späteren Behandlung vorbehalten.

An mehreren Stellen des Blühnbachtales sind Schuttmassen breccienartig verfestigt, eine Erscheinung, die auch an anderen Orten des Hochkönig-Gebietes zu beobachten ist.

E. Fugger[1]) erwähnt im Wasserkargraben vom Kreidesteg (das ist die jetzige Straßenbrücke) abwärts eine homogene, kreideähnliche Kalkschlammablagerung, die auch weiter bachabwärts noch mehrfach ansteht. Diesem Schlamm verleibt ein Wechsel von rötlichen und grauen Lagen eine bald sehr feine, bald gröbere Bänderung. Im Hangenden dieser Ablagerung treten Konglomerate mit Deltaschichtung auf.

Eine mächtige Gehängebreccie mit sehr großen Blockeinschlüssen liegt im Ochsenstubengraben.

Es ist anzunehmen, daß diese brecciösen Schuttbildungen verschiedenen Alters sind. Bei den Vorkommen von echten Gehängebreccien, wie im Ochsenstubengraben, deutet der hohe Verfestigungs-

[1]) E. Fugger, Das Blühnbachtal, Jb. k. k. geol. Reichsanstalt Wien 1907.

grad auf höheres Alter (? interglazial). Dagegen sind die brecciösen Bildungen im Talgrund an das Auftreten von wasserstauenden Ablagerungen in ihrem Liegenden gebunden (Moränenlehm, Bänderlehm). Die brecciöse Deltaschüttung am Kreidesteg ist jedenfall wenig älter bis gleich alt wie die sie überlagernden Moränenmassen mit den schönen Wällen.

Imlau-Tal.

Ein über die Röthen herabreichender Gletscher hat oberhalb der Hinteren Grundalm einen mächtigen Stirnwall zurückgelassen, dessen Krone bei 1500 m liegt. Seine Schuttböschung reicht bis auf 1250 m hinunter. Bei P. 1241 auf der Hinteren Grundalm zeigen Stirnwälle einen nächst tieferen Stand dieses Gletschers an. Ein rechter Uferwall, der aus der Röthen herabzieht, gehört ihnen an.

Im Stierkar liegen bei 1400 m am Rande der Felsabstürze kleine Stirnbögen.

In der Talsohle der Imlau liegt mehrfach Blockschutt. Auf der Vorderen Grundalm birgt er auch zwei Ansätze zu rechtsseitigen Stirnbögen. Dies entspricht einem Gletschenende bei 988 m. Die Hauptmasse an Blockschutt liegt aber beim Jagdhaus Imlau, 938 m, und wenig östlich am Ostende der Wiesen. Wenn auch ausgesprochene Wallformen fehlen, so liegt hier doch eindeutig die Blockmasse eines Zungenendes. An ihrem Fuße treten Quellen aus.

Eine Gruppe stirnnaher Wälle liegt am rechten Talhang des unteren Imlau-Tales. Der Hof Weberlehen steht auf einem solchen Wall. In ihrem Bereich liegen zahlreiche Quellaustritte. Den Wällen entsprechen Gletscherenden zwischen 800 und 780 m.

Im Vorfeld dieser Wälle zieht Blockschutt zusammen mit lokalem Grundmoränenschutt bis nahe an die Vereinigung des Imlau-Tales mit dem Höllental. Der Schutt erreicht bei 600 m seinen heute tiefsten Punkt. Wenig östlich des Berghauses des Brauneisenerz-Bergbaues Schaferötz liegt unterhalb des Fußsteiges nach dem Gasthaus Hölle in den Wiesen ein kurzer, aber deutlicher Uferwall, der wohl diesem bis 600 m tief reichenden Gletscherstande zuzuordnen ist. Er ist durch seine Schuttbeschaffenheit von Bergbauhalden deutlich zu unterscheiden.

Südwestlich des Berghauses Schaferötz zieht im Wald eine gut hervortretende Schuttleiste entlang. Sie dürfte einen verwaschenen Uferwall vorstellen. Diese Schuttleiste ordnet sich im Streichen gut dem Wallrest östlich des Berghauses zu.

Höllental.

Östlich unter der Torsäule liegen bei 1900 nnd 1800 m kleine, wenig deutliche Wallreste, die auf ein Gletscherende etwas unter 1800 m hinweisen.

Im Hintergrund der Grießhantingalm liegen höchste Wälle am Fuße der mächtigen Schutthalden der Mamdlwand-Nordseite. Es sind eine größere Zahl niederer Wälle, die Gletscherenden zwischen 1300 und 1280 m anzeigen. Östlich des P. 1288 liegen Stirnwälle. Eine

Anzahl beiderseitiger Uferwälle, die sehr schön ausgebildet sind, schließen östlich P. 1121 zum Stirnbogen mit Quellaustritten am Fuße desselben.

Westlich innerhalb und unmittelbar nördlich des Jagdhauses Hölle liegen Wallreste. Der zugehörige Gletscher hat bis auf 980 bis 940 m herabgereicht.

Im Talabschnitt zwischen Flachen- und Windingberg finden sich außerhalb der Kohlstätte, bei Hammerl, sowie innerhalb des Berg- und Gasthauses Hölle bei 900 bis 850 m und in Vorhöllen bei 750 m Ansätze zu Stirnwällen. Dazwischen liegt vielfach örtlicher Grundmoränenschutt.

Weiter talab breitet sich meist schütter gestreuter Blockschutt aus. Er reicht auch noch auf die Schulter zwischen Höllen- und Salzachtal hinaus, wo er bei 600 m ausläuft. Hier liegt noch ein Riesenerratikum von Dachsteinkalk. Der in zwei Teile gespaltene Riesenblock von über 10.000 m³ Größe wurde von Trauth[2]) für anstehend gehalten. Er liegt aber eindeutig in, bezw. auf rein kalkigem Moränenschutt und zeigt an seiner talseitig gelegenen Breitseite alte Karrenrillen.

Gainfeld-Tal.

Nächst der innersten Hütte (innerhalb Kemater 968 m) liegt am Fuße des nördlichen Berghanges ein kleiner, wallähnlicher Schuttrücken. Er ist vollkommen bewachsen, mit kleinen Quellaustritten im Vorfeld. Sonst breitet sich nur örtlicher Grundmoränenschutt über weite Strecken des südlichen Talhanges.

Mitterberg—Widdersberg.

Am Südfuß des Hochkönig breiten sich die Flächen des Mitter- und Widdersberg aus. Sie werden durch das Rieding-Tal getrennt. Dieses führt zum Schrambach, der bei Mühlbach in das Mühlbacher Tal mündet.

Die Fläche des Widdersberg ist reich an Moränenbildungen. Bei 1620 bis 1600 m, unmittelbar oberhalb der Oberen Widdersbergalm, liegen kleinkuppige Stirnwälle. Sie sind 1 bis 2 m rückfällig. Sie erstrecken sich nach Osten bis an die Kante des Abhanges zum Rieding-Tal. Westlich, etwas oberhalb der Almhütten, liegt ein etwas größerer 5 bis 6 m rückfallender Stirnwall bei 1620 m. Er hat eine breite Krone, die als schwacher Doppelwall ausgebildet ist.

Zwischen 1500 und 1200 m ziehen östlich der unteren Widdersbergalm größere Blockwälle schräg hangab. Sie schneiden an der scharfen Kante zum Rieding-Tal unvermittelt ab. Mächtige Wälle liegen auch westlich dieser Alm bei P. 1435 und nordwestlich davon. Sie führen zwei Riesenblöcke.

Von der Unteren Widdersbergalm ziehen kleinere Wallreste in südöstlicher Richtung gegen die Kopp-Hütte. Auch P. 1353 westlich derselben liegt auf einem rund 50 m hohen Wallrest. Das dazu gehörende Gletscherende ist bei 1200 m anzunehmen.

---

[2]) F. Trauth, Geologie der Nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. Denkschriften d. Ak. d. Wiss., math.-nat. Kl., 100. Bd., Wien 1926.

Östlich des Rieding-Tales liegt ein entsprechendes Wallstück unterhalb der Wiederacheggalm bei 1380 m.

Im Rieding-Tal selbst fehlen Moränenwälle vollkommen. Dieses Tal schneidet mit steilen Böschungen und scharfen, geradlinig verlaufenden Oberrändern in die beiderseitigen Flächen 150 bis 200 m tief ein.

Im Bereiche der Wiederacheggalm treten einige Erosionsfurchen in Form seichter Tälchen auf. Sie streichen nach oben am Talrand des Rieding-Tales blind in die Luft aus. Das Abschneiden der Moränenwälle auf der Widdersbergalm, der scharfe Einschnitt des Rieding-Tales und die blind beginnenden Erosionsfurchen beweisen, daß die Ausräumung des Rieding-Tales sehr jung ist. Sie ist jedenfalls jünger als die obersten Wälle bei 1620 m. Sie ist aber auch jünger, als ein von der Manndlwand losgebrochener Bergsturz, der im Brandstattwald liegt. Denn nach den jetzigen Oberflächenformen hätte er sich wenigstens teilweise ins Rieding-Tal ergießen müssen.

Auch im Schuttfuß der Manndlwand ist zwischen Wiederachegg und Arthurhaus eine stärkere, junge Zertalung festzustellen. Sie entblößt teils Grundgebirge, teils glaziale Ablagerungen (Gehängebreccien und kalkige Grundmoräne) und entspricht vollkommen der Ausräumung des Rieding-Tales.

Am Westende des Hochkail liegt in großer Erstreckung Blockschutt. Seine Verbreitung ist in dem von Grauwackenschiefern aufgebauten Gebiet besonders deutlich. Dieser Blockschutt beginnt am Schrambach nächst dem Ruperti-Haus und steigt am Kailhang bis P. 1568, dem Kirchstein, hinauf. Dieser selbst ist ein Riesenblock, der den Bergwald um etwa 15 m überragt. In der Zusammensetzung des Schuttes ist ein starkes Überwiegen von Triasdolomit (besonders Hauptdolomit) gegenüber Dachsteinkalk zu beobachten. Auf der Südseite des Hochkail reicht der Schutt lappenartig gegen Mühlbach hinab. Kleinere, abgetrennte Reste liegen noch am Taubenkogel (1420 m) am Hochkailsüdhang.

Die Schuttmasse des Kirchsteinwaldes hängt mit einer gleichartigen im Scheidegg zusammen, die sich aus dem Vorfeld der Wälle nächst der Unteren Widdersbergalm bis nahe an die Talsohle bei Mühlbach hinunterzieht. Die Schuttverteilung ist derartig, daß im Walde oberhalb des Scheidegg-Bauern (1048 m) rein kalkiger Blockschutt, unterhalb feinerer Moränenschutt liegt, der unterhalb Rohrmooser in Moränenschutt und Schotter mit Geschieben, bezw. Geröllen von Grünen Werfener Schichten übergeht.

Morphologisch bildet die Blockschuttmasse des Scheidegg eine ausgeprägte Terrasse mit Felskern. Ihre Böschungen gegen Mühl- und Schrambach sind ausgesprochen erosiv.

Birgkar—Trockenbachtal.

Der Hochköniggipfel bricht mit gewaltigen Plattenschüssen nach Süden zum Birgkar ab, einem Felskessel, der allerdings kein Kar im eigentlichen Sinne ist.

Ein mäßig hoher Moränenbogen reicht bis auf 1580 m herab. Nächst der Stegmoosalmhütte liegt bei 1460 m ein weiterer, schöner Stirnwall.

Das Trockenbachtal wird beiderseits von mächtigen Ufermoränen begleitet. Es sind beiderseits zwei starke Hauptwälle mit einer bis 20 m hohen Außenböschung und einer rund 100 m hohen Innenböschung. Die Wälle werden von zahlreichen Wallresten teils etwas älterer, teils etwas jüngerer Gletscherstände begleitet.

„Am Sattel" entspricht diesen Ufermoränen eine ebenso großartige Endmoränenlandschaft. Zahlreiche Kuppen und Wälle lassen hier ein Gletscherende bei 1200 m erkennen. Im Vorfeld desselben liegen Sander-Ablagerungen, Schotter, Sande, Lehme sowie zahlreiche, starke Quellaustritte. Sie dienen der Trinkwasserversorgung von Mühlbach. Die Schuttablagerungen ziehen sich geschlossen bis zur Vereinigung des Feller- mit dem Trockenbach hinab. Östlich P. 1253, an der Außenseite des rechten Uferwalles, breiten sich Schotter von Schmelzwässern des Gletscherrandes aus. Auch sie zeigen Wallformen, die aber auf Erosion durch seitliche Schmelzwässer zurückzuführen sind.

Die Moränenschuttmassen „am Sattel" haben den aus dem Gebiete der Dientener Alm kommenden Bach gezwungen, am Eisrand entlang zum Fellerbach zu fließen und nicht, wie dies fälschlich auf den Karten 1 : 25.000 und 1 : 75.000 eingetragen ist, quer durch die Uferwälle zum Trockenbach.

Schönberg- und Rohrmoosalm, Dienten.

Im Bereiche der Schönberg- und Rohrmoosalm liegen zahlreiche Wälle, meist Uferwälle mit Ansätzen zu Stirnbögen. Sie lassen Gletscherhalte bei 1600, 1500 und 1450 bis 1350 m auf der Schönberg- und bei 1550 und 1450 m auf der Rohrmoosalm erkennen.

Tiefere Hangteile sind von Blockschutt bedeckt, aus dem vielfach gehängebreccienartige Bildungen vorschauen.

Westlich unterhalb der Schönbergalm (Erich-Hütte) liegt im Schönberggraben (Dientner Ache) über Buntsandstein gut bearbeitete reiu kalkige Grundmoräne mit reichlich gekritzten Geschiehen. Sie ist über dem Buntsandstein konglomeratartig verhärtet, während ihre hangenden Teile noch weichlehmig sind. Über die Grundmoräne folgen Gehängebreccien, die von Blockmoränenschutt überlagert werden. Beide unterscheiden sich nicht in ihrer Schuttzusammensetzung. Sowohl über der konglomerierten Grundmoräne, wie über der nicht verfestigten, treten ziemlich starke Quellen aus.

Am von Grauwackenschiefern und Gesteinen der skytischen Stufe aufgebauten Nordfuß des Kollmaunsegg liegt mächtiger, rein kalkiger Block- und Grundmoränenschutt. Er entspricht in Zusammensetzung und Lage ganz dem Blockschutt im Kirchsteinwald (Hochkailwestseite). Auch hier ist wieder ein starkes Vorherrschen der Dolomitkomponente zu beobachten. Dies findet seine natürliche Erklärung darin, daß an der Südseite des Hochkönig die Dolomitfazies sehr hoch hinauf reicht und auch der Dachsteinkalk noch teilweise

dolomitisch entwickelt ist. Der kalkalpine Schutt läßt sich bis gegen das Dorf Dienten, bis 1050 m, verfolgen. Er geht dabei in Grundmoränen und auch Schotter über. An seinem Unterende bei Dienten scheint er hocheiszeitliche Grundmoräne, reich an Grauwackengeschieben, zu überlagern. Die glaziale Herkunft dieses Kalkschuttes wird durch die enge Verbindung von Blockmoränen und kalkiger Grundmoräne mit schön geschrammten Geschieben bewiesen.

Bei Schneegg (1220 m) deuten Schuttkuppen Wallformen an. Bei Dachegg (1263 m) liegen mehrfach Riesenerratika von Dachsteinkalk und -dolomit (z. B. P. 1290).

Hintertal.

In dem von den Westabstürzen des Hochkönig und den Südabfällen des Steinernen Meeres (Ostteil) umrahmten Talschluß von Hintertal liegt unter der Torscharte (2283 m) bei P. 1632 ein kleiner Wall.

Kräftige beiderseitige Uferwälle liegen unterhalb P. 1522 bei der verfallenen Jagdhütte bei 1400 m.

Am Südhang des Steinernen Meeres liegen im Kar unter dem Poneck (2614 m) zwischen 2000 und 1800 m kleinere Wälle. Ein Wall mit kräftigem, vorgelagerten Schuttkegel liegt bei 1500 m. Bei der Kühalm (1286 m) zeigen zwei rechtsseitige Uferleisten (kleine, ein paar Meter hohe Wallrücken) die Vereinigung des Poneckar-Gletschers mit dem Torscharten-Gletscher an. Auch der linke Uferwall dieser Gletscherzunge ist als Rest erhalten.

Ein starker Wall zieht an der linken Seite des vom Lammkogel (2820 m) herabkommenden Engtales (Bertgen-Hütte) von P. 1413 bis gegen 1200 m hinab.

Im Haupttal liegt 50 bis 100 m und auch mehr mächtiger Blockmoränenschutt bis auf 1100 m hinab. Er ist an seiner Stirn gehängebreccienartig verfestigt. Sehr starke Quellen treten hier aus. Ein Wallrücken ist am linken Rande der Schuttmasse erhalten.

Die Blockschuttmassen im Kirchsteinwald und bei Dienten.

Wie schon erwähnt, liegen im Kirchsteinwald an der Westseite des Hochkail und am Nordfuß des Kollmannsegg zwischen Dientener Alm und Dienten ausgedehnte Blockschuttmassen. Ihr genetischer Zusammenhang ist durch vollkommen gleiche Erscheinungsformen bewiesen. Sie bestehen überwiegend aus Dolomiten der mittleren und oberen Trias und liegen, wie im Kirchsteinwald, schon weit innerhalb des Verbreitungsbereiches der Grauwackenzone. Dabei steigen sie im Kirchsteinwald 250 m hoch einen Gegenhang hinauf und reichen noch weit ins jenseitige (Mühlbacher) Tal hinab, während sie bei Dienten rund 4 km weit ebenfalls an einem Gegenhang entlangziehen.

Die Beziehung des Transportes dieser ortsfremden Gesteinsmassen durch Bergsturz scheidet aus, da nirgends am Hochkönig eine entsprechende Bergsturznische vorhanden ist. Außerdem ist der Blockschutt für Bergsturzschüttung zu sehr gleichmäßig flächenhaft aus-

gebreitet. Auch müßte ein Bergsturz, um 250 m hoch einen Gegenhang hinaufzufahren, eine entsprechend hoch gelegene Abbruchstelle haben, die im Hochkönig bereits in der von Dachsteinkalk aufgehauten Wandzone gelegen wäre, so daß auch im Schutt ein Überwiegen dieses Gesteins vorhanden sein müßte.

Es bleibt für die Verfrachtung dieser Schuttmassen nur Eistransport. Bei der rein kalkalpinen Zusammensetzung des Schuttes kann es sich nur um Ablagerungen einer Eigenvergletscherung des Hochkönig handeln. Diese muß aber sehr stark gewesen sein, daß ihre Moränenablagerungen diese Verbreitung haben können.

Altersstellung.

Die Endmoränen der Gletscher der Schlußvereisung lassen sich allgemein den Daun-, Gschnitz- und Schlernständen zuordnen. Dabei ist für Größe und Höhenlage des Zungenendes jeweils die Größe des Einzugsgebietes maßgebend. Diese wiederum hängt von der Form desselben und von der Höhe der Schneegrenze ab. Als allgemeiner Satz gilt dabei für Daun eine Senkung derselben um 300 m, für Gschnitz um 600 m und für Schlern um 900 m unter die heutige. Diese tieferen Schneegrenzen bedingen im allgemeinen naturgemäß eine entsprechende Vergrößerung des Nährgebietes.

Der Hochkönig ist ein Plateaugebirge, das fast allseitig mit steilen Felswänden abbricht. Das Plateau selbst ist eine nach Norden abdachende Fläche mit Relief. Sie liegt zwischen 2900 und 2550 m. Diesem Hochkönigplateau engeren Sinnes ist im Osten das Neugebirge vorgelagert mit Plateauhöhen zwischen 2500 und 1900 m.

Wie Karte und tabellarische Zusammenfassung aller Moränenvorkommen des Hochkönig zeigen, lassen sich die Wälle zu Gruppen ordnen. Dabei fällt auf, daß die oberste Gruppe ausgesprochen schwach vertreten ist. Eine mittlere Gruppe, die sehr wallreich ist, läßt sich weiter untergliedern. Die tiefste Gruppe ist durch den Mangel an Wallformen gekennzeichnet. Es liegt auf der Hand, diese Gruppen in Daun, Gschnitz und Schlern einzubauen.

Der Hochkönig ist auch heute noch vergletschert. Allerdings ist dieser Gletscher in den letzten Jahrzehnten auf ein kleines Eisfeld zusammengeschmolzen, das nicht einmal mehr die Hälfte des eigentlichen Hochkönig-Plateaus bedeckt. Die heutige Schneegrenze liegt bei 2900 m, wenn nicht noch höher. Wir müssen aber unseren Betrachtungen eine rezente Schneegrenze zugrunde legen, wie sie bei Aufstellung des Begriffes des „Daun-" und „Gschnitzstadium", das ist etwa zu Beginn des 20. Jahrhunderts, war. Und diese hat am Hochkönig bei 2700 bis 2800 m gelegen.

Die Daun-Schneegrenze im Hochköniggebiet ist demnach 300 m tiefer, bei 2400 bis 2500 m festzusetzen. Sie fällt mit dem Unterrand des Hauptplateaus zusammen. Mit Ausnahme des kleinen Walles im Wasserkar bei 1710 m und der Wallreste unter der Torsäule bei 1900 und 1800 m liegen alle Wälle zu tief und zu weit entfernt, um von Daungletschern abgelagert worden zu sein.

Altersstellung der Wälle		Höhenlage der Wälle		
		Blühnbachtal	Imlautal	Höllental
Dann-Moränen Schneegrenze 2400—2500 m		Wasserkar 1710 m		Unterhalb Torsäule 1900—1800 m
		Tauchertal 1860—1740 m (Steinernes Meer)		
Gschnitz-Moränen, Schneegrenze 2100—2200 m	Gschnitz II	Hahnbalzboden 1414 m (Steinernes Meer)	Hintere Grundalm 1500 m	Grießhanting 1300—1280 m
		Häuslalm 1380 m (Steinernes Meer)	Hintere Grundalm 1241 m	
		Häuslalm 1200 m (Steinernes Meer)		
		Wasserkar 960 m	Stierkarl 1400 m	
	Gschnitz I	Seichen 1018 m	Vordere Grundalm 988 m	Grießhantig 1121 m
		Hintere Sulzen 1020 m		Jagdhaus Höllen 980—940 m
		Wallgruppe Wildhütten 800 m	Imlau 936 m	Höllen 900—850 m
	sehr tiefes Gschnitz I	Gletscherende Jagdschloß 760 m	Weberlehen 800—770 m	Vorhöllen 750 m
Schlern-Moränen Schneegrenze 1800—1900 m		? im Salzachtal bei Teuneck	Blockschutt bis 600 m, dazu Uferwall und Schuttleiste Schaferötz	

Übersicht der Wälle

(Gletscherenden)

Widdersberg-Rieding	Birgkar-Trockenbachtal	Schönbergalm-Rohrmoosalm	Hintertal
Obere Widdersberg-Alm 1620—1600 m	Birgkar 1580 m	Schönbergalm 1600 m	Torscharte 1632 m
	Stegmoosalm 1460 m		Poneck 2000—1880 m — Steinernes Meer
Untere Widdersberg-Alm 1500—1300 m	Am Sattel 1200 m	Schönbergalm 1500 m	Poneck 1500 m
		Schönbergalm 1450—1350 m	Hintertal 1440 m
Kopphütte 1200 m		Rohrmoosalm 1550—1450 m	Poneck—Kühalm 1200 m Bertgenhütte P.1413 1200 m
			Hintertal, Hauptgletscher 1100 m
Blockschutt Kirchsteinwald—Scheidegg rund 900 m		Blockschutt Dachegg—Dienten bis 1050 m	

Im Ostteil des Steinernen Meeres kommen auf dem ebenfalls nach Norden abflachenden Plateau nur schmale Flächen über die 2400 m-Linie (Daun-Depression) zu liegen. Auf der Südseite des Steinernen Meeres fällt diese Linie in die Steilwände, so daß hier überhaupt keine Speicherflächen auftreten (siehe Nebenkarte). So sind nur die Wälle im Tauchertal bei P. 1860 und nördlich P. 2378 Daun. Und auch sie gehören bei der geringen Größe des Einzugsgebietes eher einem tieferen Stande desselben an als einem höheren.

Die Gschnitz-Schneegrenze fällt mit der 2100 bis 2200 m-Linie zusammen. Sie kommt im Norden, Westen und Süden mitten in die Steilwände des Hochkönig zu liegen, so daß das Nährgebiet lediglich um steile Eisschluchten vergrößert wurde. Nur im Osten des Hochkönig, im Neugebirg, bringt sie größere Firnspeicherflächen zu.

Die Schneegrenze jener tief reichenden Gletschergruppe, die Klebelsberg[3]) erstmals als Schlernstadium beschrieben hat, kommt mit 900 m unter der rezenten zwischen 1800 und 1900 m zu liegen. Diese Höhe entspricht vielfach dem Unterrand der Felswände des Hochkönig oder auch sie kommt noch in die Wand zu liegen. Eine tatsächliche Vergrößerung der Speicherflächen wurde daher durch sie ebenfalls nur im Ostteil des Gebirgsstockes erwirkt.

Da mit der Daun-Depression nur für ein paar Wälle das Auslangen zu finden ist und wiederum eine Senkung der Schneegrenze im Schlernausmaß um 900 m zu groß ist, fällt die große Mehrheit aller Wälle nach Gschnitz. Dieser Gletscherstand ist teilweise durch überaus wallreiche Moränen ausgezeichnet. Ihre Höhenlage ist sehr unterschiedlich. Einerseits gehören ihm Wälle bei 1500 m an, anderseits zählen ihm noch Gletscherstände zu, die bis auf 800 m und etwas mehr hinabreichen. Im Hochköniggebiet läßt sich daher, ähnlich wie in anderen Gebieten der Ostalpen, Gschnitz in zwei Gruppen, ein höheres Gschnitz II und ein tieferes Gschnitz I unterteilen[4]), wobei sich von Gschnitz I noch eine kleinere Gruppe besonders tiefreichender Stände abspaltet.

Mehrfach liegen vor den Gschnitzwällen noch große Massen von Blockschutt. Sie erreichen an der Vereinigung des Imlau- und Höllentales mit 600 m ihre größte Tiefe und im Kirchsteinwald, bei Scheidegg und bei Dienten, ihre größte Ausdehnung. Ihr glazialer Ursprung wurde bereits dargelegt. Sie sind von Gletschern abgelagert, für deren Größe und Reichweite nur mit der Schlern-Depression der Schneegrenze das Auslangen zu finden ist.

Es ergibt sich, daß im Hochkönig die Schneegrenzdepressionen im Gschnitz- und Schlernausmaß, ausgenommen die Ostseite, keine nennenswerte Vergrößerung der Firnspeicherfläche gegenüber Daun brachte. Das Nährgebiet blieb vor allem für die Gletscher der Nord- und Südseite stets gleich groß. Dennoch sind die einzelnen Gletscher-

---

[3]) R. v. Klebelsberg, Beitrag zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. Zeitschr. d. deutschen Geol. Ges., Bd. 79. Berlin 1927.

[4]) W. Heißel, Quartärgeologie des Silltales. Jb. d. geolog. Bundesanstalt in Wien, 82. Bd. Wien 1932.

J. Ladurner, Die quartären Abfagerungen des Sellrain. Jb. d. geolog. Bundesanstalt in Wien, 82. Bd. Wien 1932.

stände des Hochkönig deutlich in verschieden alte, verschieden tief reichende Gruppen gegliedert. Innerhalb der einzelnen Wallgruppen gleicher Altersstellung lassen sich nur Größenunterschiede beobachten, die durch die oft ausgesprochen nord-, bezw. südseitige Auslage bedingt sind.

Es folgt daraus, daß für die Reichweite und Tiefenlage der Gletscher nicht so sehr die Tiefe der Schneegrenze und besonders nicht die Größe des Nährgebietes maßgebend war, vielmehr andere Ursachen den Ausschlag gaben. Diese sind wohl in der Durchschnittstemperatur im Zehrgebiet und besonders in der Dauer der Schneegrenz-Klimadepression zu suchen. Für die Durchführung der Altersbestimmung alter Gletscherstände lassen sich allerdings diese Umstände kaum in Rechnung stellen.

Der zeitliche Ablauf.

Das älteste, nachweisbare Ereignis der Schlußvereisung im Hochköniggebiet ist die sehr ausgedehnte Vergletscherung des Schlernstandes. Die Enden dieser Gletscher sind zwar nicht durch Stirnwälle belegt, doch zeigt die Ablagerung ihrer Blockschuttmassen deren Mindestreichweite an. Der Hochkönig muß zu damaliger Zeit ein eisgepanzerter Riese gewesen sein. Über seine Südabstürze hingen wilde Eisbrüche herab, die sich am Gebirgsfuß zu gewaltigen Eiskuchen verbreiterten, lediglich durch schmale, eisfreie Zonen voneinander getrennt. Solche lagen am Dientner und am Mitterberger Sattel. An der Ostseite hatten sich Imlau- und Höllengletscher zu gemeinsamer Zunge vereinigt, die bis in die Sohle des damaligen Salzachtales herabreichte. Über die Ausdehnung des Blühnbacher Gletschers liegen keine Anhaltspunkte vor.

Entsprechend der Tiefenlage des Imlau-Höllner-Gletschers zur Schlernzeit dürfte auch der Blühnbacher Gletscher bis ins Salzachtal vorgereicht haben und seine Endmoränen nachträglich zerstört werden sein.

Auffallend ist, daß die Ablagerungen dieser Gletscher auch hier wie in anderen Gebieten der Ostalpen [5]) frei von ortsfremden Schuttbeimengungen sind, obwohl sie, wie im Imlau-Höllengletscher, bis in den Bereich der Riß-Würm-interglazialen Talverschüttung hinabreichten. Das zeigt aber, wie schon Ampferer mehrfach feststellte, daß die Täler von älterem Glazialschutt und besonders auch von den Schuttmassen des abschmelzenden Würmgletschers weitestgehend erosiv entblößt worden sind, sonst hätte der jüngere Schlerngletscher unbedingt Material davon in sich aufgenommen.

Die Verbreitungsbereiche des Schlernmoränenschuttes werden heute vielfach durch tiefe Täler zerschnitten (Imlautal, Höllengraben) oder von reinen Erosionsböschungen begrenzt (Scheidegg). Zur Schlernzeit müssen hier noch wenig zertalte einheitliche Flächen vorgelegen haben. Die (Wieder-) Ausräumung dieser Talstrecken

[5]) O. Ampferer, Waren die Alpen zwischen Würmeiszeit und Schlußvereisung unvergletschert? Sitzungsber., Ak. der Wiss., math.-nat. Kl., Wien 1936, 145. Bd.

ist jung und wohl zur Hauptsache den Schmelzwässern junger Gletscherstände zuzuschreiben. Diese Wiederausräumung der Täler führte örtlich zu schöner Terrassenbildung an den Talhängen. So dürften im Mühlbacher Tal Terrassenreste am Ausgang des Klausgrabens bei 940 m dem Scheidegg-(Schlern-)Niveau zugehören, während ein tieferes Terrassensystem dem Gschnitzstande zuzuordnen sein dürfte. Eine endgültige Eingliederung der Terrassen ist erst nach Untersuchung des Gesamtgebietes möglich und sei einer späteren Bearbeitung vorbehalten.

Nach der Schlernzeit sind die Gletscher unter dem Einfluß einer Klimaänderung stärker abgeschmolzen, bis sie in den Gschnitzmoränen neue Vorstöße erkennen lassen. Wie der große Wallreichtum dieses Gletscherstandes zeigt, war es eine Zeit zahlreicher Schwankungen eines allmählichen Rückzuges. Während die tieferen Stände (Gschnitz I) im Hochkönig-Gebiet noch mächtige Talgletscher waren, zeigen die höheren Wälle dieses Standes (Gschnitz II) bereits den Zerfall in kleinere, einzelne Hanggletscher an. Den Gschnitzgletschern, besonders denen des Gschnitz-I-Standes mußten gewaltige, wasserreiche Gletscherbäche entströmt sein, die wohl manche Ablagerungen des älteren Schlernstandes zerstörten. Darum finden sich heute auch dessen Ablagerungen nur mehr abseits der Haupterosionswege an geschützten Talflanken. In oder knapp vor die Gschnitz-Zeit sind auch die Kalkschlamm- (Bänderlehm-) und Deltaschüttungen im Blühnbachtal im Bereich des Kreidesteges zu datieren.

Zeugen der Daun-Gletscher sind nur sehr spärlich vertreten. Dies hat vor allem darin seinen Grund, daß die Enden dieser Gletscher in die Steilwände des Hochkönigmassivs zu liegen kamen, wo sich Wallformen überhaupt nicht ausbilden konnten.

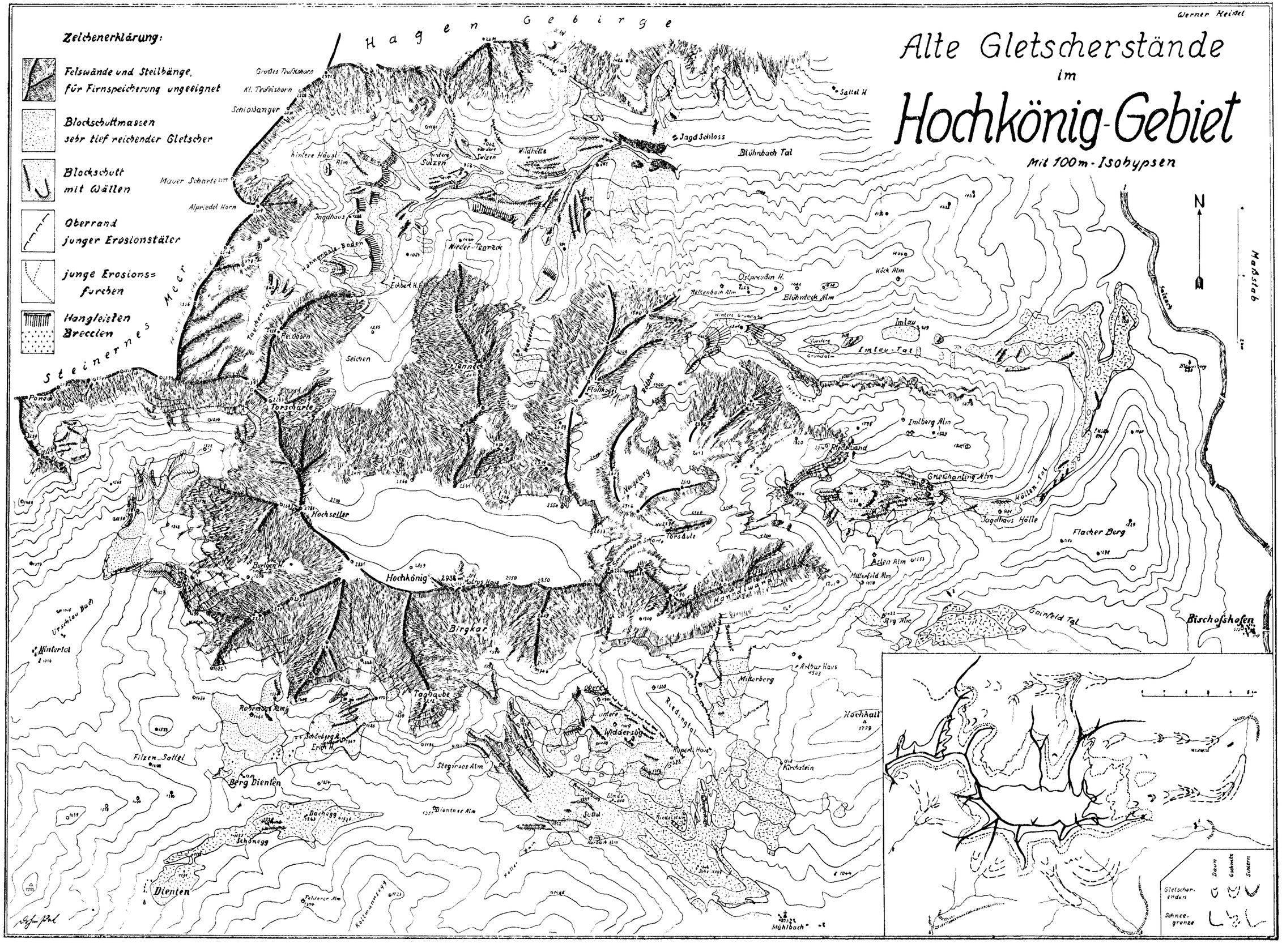
Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß die Anordnung der Moränenwälle auf der Widdersbergalm derartig ist, daß ihre Ablagerung nur möglich war, wenn das Riedingtal noch nicht vorhanden war, sondern Widdersberg und Mitterberg noch eine geschlossene Fläche bildeten, auf der die Enden des von der Schrambachscharte herabreichenden Gletschers lagen. Die Ausräumung dieses großen Talraumes ist ganz jung, jedenfalls jünger als Gschnitz II und auch jünger als der im Brandstattwald liegende Bergsturz. Vielleicht waren an der Ausräumung dieses Tales auch Wassermassen beteiligt, die aus der großen Höhle in der Wetterwand (westlich der Schrambachscharte) einst hervorbrachen, ähnlich dem Wandbach, heute im Wasserkar an der Nordseite des Hochkönig. Die Größe der Ausräumung wird veranschaulicht: Der Boden des Riedingtales ist rund 1 km lang, die Talflanken sind rund 200 m hoch, die obere Weite des Talraumes beträgt durchschnittlich 800 m, das abgeführte Material macht mindestens 30 bis 40 Millionen Kubikmeter aus.

An den eisfreien Hangstücken setzte schon früh die Anlagerung von Gehängeschutt ein. Dabei lagen die Erosionsbasen vielfach anders als heute. Im Graben zwischen Hinteren und Mittleren Eibleck an der Nordseite des Hochkönig fällt deutlich geschichteter Hangschutt flacher talwärts ein, als der heutige Talhang, so daß die Schichtung des Schuttes von diesem transgressiv geschnitten wird.

Zusammenfassung.

In vorliegender Arbeit werden die Moränenablagerungen der Schlußvereisung im Hochkönig-Gebiet beschrieben und dem Alter nach getrennt. Es zeigt sich dabei zufolge der morphologischen Verhältnisse dieses Gebirgsstockes ,daß die Reichweite und Höhenlage der einzelnen Gletscherstände nicht von der Größe des Nährgebietes und damit zusammenhängend von der Lage der Schneegrenze abhängig ist (siehe besonders die Gletscher an der Südseite des Hochkönig), sondern wohl vielmehr von der mittleren Jahrestemperatur im Zungengebiet und der Daner der Depression der Schneegrenze. Im Hochkönig-Plateau engeren Sinnes blieb die Größe der Speicherfläche zur Daun-, Gschnitz- nnd Schlernzeit im wesentlichen dieselbe. Sowohl die ehemaligen Gletscher der Südseite wie auch die der Nordseite sind Abkömmlinge des Hochkönig (engeren Sinnes). An der Nordseite sind wohl auch teilweise Znflüsse aus dem Steinernen Meer und Hagengebirge beteiligt, der Einfluß des Hochkönig ist aber weitaus überwiegend. Die Größenunterschiede an der Nord- und Südseite des Gebirges gehen auf die ausgesprochene Nord-, bezw. Südexposition zurück.

Offenbar bedingt durch die starke Wasserführung der Schmelzbäche der Gletscher der Schlußvereisung begann mit Ende der Schlernzeit eine beträchtliche Ansräumung der Täler von dem Glazialschutt der Schlußvereisung. Sie führte zur teilweisen Zerstörung der älteren Ablagerungen und zur Bildung von Erosionsterrassen in den Tälern.


Werner Heißel
Alte Gletscherstände
im
Hochkönig-Gebiet
Mit 100m-Isohypsen
Zeichenerklärung:
Felswände und Steilhänge, für Firnspeicherung ungeeignet
Blockschuttmassen sehr tief reichender Gletscher
Blockschutt mit Wällen
Oberrand junger Erosionstäler
junge Erosionsfurchen
Hangleisten Breccien
Hagen Gebirge
Steinernes Meer
Großes Teufelshorn
Kl. Teufelshorn
Schloßanger
Mauer Scharte
Alpriedel Horn
Jagdhaus
Hahnenbalz Boden
Nieder-Tenneck
Eckbert H.
Reißhorn
Seichen
Tenneck
Torscharte
Hochseiler
Hochkönig
Birgkar
Tagbaube
Burgen H.
Urschlau Bach
Mintertal
Filzen Sattel
Berg Dienten
Dachegg
Schönegg
Dienten
Stegmoos Alm
Dientner Alm
Felderer Alm
Kollmannsegg
Wildhütte
Sulzen
Jagd Schloss
Blühnbach Tal
Sattel H.
Ostpreußen H.
Rettenbach Alm
Blühnteck Alm
Köck Alm
Imlau
Imlau-Tal
Imlberg Alm
Riedelwand
Griesshanting Alm
Höllen-Tal
Jagdhaus Hölle
Flacher Berg
Asten Alm
Mitterfeld Alm
Gainfeld Tal
Bischofshofen
Salzach
Mitterberg
Arthur Haus
Hochkall
Kirchstein
Riedingtal
Widdersberg
Mühlbach
Neugeburg
Torsäule
Röthen
Flaßkogel
Wasserkar
Schrambach Scharte
Hannelwand
Schönberg A.
Erich H.
Rohrmoos Alm
Gletscherenden
Schneegrenze
Daun
Gschnitz
Schlern
N
Maßstab

Der stratigraphische Wert der Ostrakoden im Pannon des Wiener Beckens

Von **Erhard Winkler.**

I. Geschichtliche Entwicklung der Ostrakodenfrage.
II. Bearbeitung der Ostrakoden auf Grund der Faunengemeinschaften
III. Statistische Untersuchungen über Ostrakoden.

I.

Geschichtliche Entwicklung der Ostrakodenfrage.

Mehr als hundert Jahre sind vergangen, seit d'Orbigny und Reuß ihre ersten berühmten Monographien über Foraminiferen und Reuß auch über die Ostrakoden des Wiener Tertiärbeckens herausgegeben haben; doch erst seit 30, 40 Jahren ist man imstande, die Foraminiferen für die Feinstratigraphie des Wiener Miozäns sinnvoll anzuwenden. Für die im Torton und Sarmat lagenweise sehr häufig vorkommenden Ostrakoden haben sich die Stratigraphen recht wenig interessiert, da die Foraminiferen für die Schichtenbestimmung hinreichende Anhaltspunkte boten. Dies trifft allerdings im Pannon nicht zu, wo die Foraminiferen durch Aussüßung ganz den Ostrakoden den Platz überlassen haben. Als Leitfossilien hielten hier die Congerien, die typischen Süßwasserbewohner, ihren Einzug. Für Proben aus Aufschlüssen und Bohrungen mit größerem Bohrquerschnitt kann die Bestimmung der Pannonhorizonte immerhin noch auf Grund der Congerien erfolgen, in Counterflush-Bohrungen dagegen mit Querschnitten bis zu einem Zoll müßte es geradezu ein Zufall sein, auf eine bestimmbare Congerie zu stoßen. Wir sind also in solchen Fällen ganz und gar auf Ostrakoden und auf die im Wiener Becken noch recht unsichere sedimentpetrographische Bestimmung angewiesen.

Aus einer gemeinsam mit Kollegen F. A. Tauber vorgenommenen Besichtigung der damals durch den Bau der Reichsautobahn gut aufgeschlossenen Gosau und des anschließenden Tortons zwischen Brunn und Perchtoldsdorf (Bauwerk Gattringerstraße) schöpfte ich die Anregung zu einer näheren Bearbeitung dieses Aufschlusses (12). Unter etwa 60 Arten Makrofossilien und 67 Foraminiferenarten fand sich auch eine sehr reiche Ostrakodenfauna, die ich damals (Herbst 1939) nur mit dem mir zur Verfügung stehenden Werk von Reuß zu be-

stimmen versuchte (7). Durch den wunderbaren Feinbau und die Vielgestaltigkeit der Formen veranlaßt, beschloß ich, zu der bis dahin fehlenden Systematik einen Beitrag zu leisten. Damals war ich noch gezwungen, erklärend zur Ostrakodenbestimmung beizufügen (12a): „Der große Artenreichtum an Ostrakoden machte eine Bestimmung notwendig, die aber wegen Mangels an Schrifttum nicht mit Sicherheit durchgeführt werden konnte. Viele Formen müßten zusammengezogen werden, andere wieder gehören nur dem Formenkreis der oben bestimmten Ostrakoden an." Ein Bestimmen der Variationsbreiten wäre für die Zusammengehörigkeit der einzelnen Arten die Vorbedingung zum Aufstellen einer einigermaßen brauchbaren Systematik gewesen. An eine Durchführung dieses Vorhabens war damals nicht zu denken. In schneller Reihenfolge erschien nun eine Serie bemerkenswerter Arbeiten über Ostrakoden. So hat Dr. Helmut Fahrion (2) auf Grund langjähriger Erfahrungen erkannt, daß die Ostrakoden die einzige Bestimmungsmöglichkeit für das nahezu 500 m mächtige Wiener Pannon bilden und stellte mit Hilfe der Formengemeinschaften der Ostrakoden eine Stratigraphie auf, wenn auch die einzelnen Formen durch ihre sehr große Variationsbreite ineinander überzugehen scheinen und auf diese Weise ein Bestimmen sehr erschweren. Der großen Schwierigkeit der Bestimmung der Formen ist Fahrion durch Benennen der von ihm verwendeten, stratigraphisch wichtig erscheinenden Formenkreise mit den Buchstaben A, B, C, D, F, G, H in eleganter Weise aus dem Wege gegangen. Durch weitere Untersuchungen im nördlichen Wiener Becken hat Vladimir Pokorny (6) die Übersicht der Formenvergesellschaftungen im Pannon erweitert und hat das Schaubild Fahrions durch eine zeichnerische Darstellung ergänzt, in der er die Häufigkeit der Formen durch die Dicke von Balken veranschaulicht. Dieses Schaubild mit seinen zusätzlichen guten Abbildungen der Ostrakodenformen sieht viel einfacher aus, als es ein Bohrprofil in der Regel zeigt. Unter den zahlreichen Bohrproben konnte ich in einer vollständigen Probenfolge nur aus der Wasserbohrung im Arenbergpark, reichend vom oberen Unter-Mittel-Pannon bis 100 m tief ins Sarmat hinein, ein derartiges Schaubild erhalten. In anderen Bohrungen sind meistens nur die A-, B- und C-Formen zu finden, oft streckenweise überhaupt nur die A-Form allein. Durch Pokornys Literaturverzeichnis wurde eine bei uns bis jetzt recht wenig beachtete Arbeit neu zur Kenntnis gebracht, Zalanys Arbeit über miozäne Ostrakoden aus Ungarn (14a). Dem Rufe nach einer Auswertung etwaiger Mutationserscheinungen an der sehr häufigen Durchläuferform A (*Cytheridea pannonica* Mehes) ist der Paläontologe Edmund Schubert (8c) gefolgt. Dünnschliffuntersuchungen der Außenleiste, der Randzone, Verwachsungszone und Verwachsungslinie weisen Veränderungen vom Sarmat zum Mittel-Pannon auf, auf welcher Grundlage Schubert später eine scharfe Trennung der einzelnen Arten und eine stratigraphische Auswertung vorzunehmen gedenkt. Abgesehen davon, daß diese neue Methode für die Herstellung des Schliffes der meist einen Millimeter nicht übersteigenden Individuen eine sehr geschickte Hand erfordert, dürfte eine Bestimmung der einzelnen Zonen des

Pannons leider nur ungefähr mit Hilfe von schon untersuchten Vergleichsstücken erfolgen können. Auch Schuberts Literaturverzeichnis wies auf eine recht interessante andere Arbeit Zalanyis hiu (14b). Augenblicklich versucht der ausgezeichnete Kenner der Ostrakoden Dr. E. Triebel am Senckenbergmuseum in Frankfurt am Main, mit genügend Ostrakodeumaterial ausgestattet, eine Systematik der Ostrakoden des Wiener Tertiärs auf Grund kennzeichnender Merkmale aufzustellen. Andere schöne Ostrakodenarbeiten Triebels, die Morphologie der Ostrakodengattungen behandelnd, sind bereits vor einigen Jahren in der Zeitschrift Senckenbergiana erschienen (9a, b, c, d).

Pokorny versuchte in seinen letzten zwei Arbeiten (6b, 6c) die einzelnen Formen systematisch zu beschreiben und stratigraphisch eiuzuordnen. Seine Untersnchungen beschränken sich auf die Erdölgebiete Südmährens und der Slowakei.

II.

Bearbeitung der Ostrakoden auf Grund von Formengemeinschaften.

Im Winter 1943/44 wurde für die Flakgeschütze knapp neben dem Flakturm im Arenbergpark eine Tiefbohrung auf Kühlwasser abgeteuft, die, wie schon vorher erwähnt, vom Mittel-Pannon an eine geschlossene Schichtenreihe bis zum Sarmat aufwies und noch 120 m ins Sarmat hineinreichte. Infolge des Vorhandenseins sämtlicher Bohrkerne war es möglich, bestimmbare Congerienwirbel und eine Unzahl von zum Teil gut erhaltenen Ostrakoden herauszuschlämmen. Nachstehend sei das Bohrprofil Arenbergpark vollständig wiedergegeben:

Die Tiefbohrung beim Flakturm im Arenbergpark, Wien III.

(Mit Verwendung des Berichtes von Dr. Harald Hochstetter.)

Die Bohrung liegt, wie schon erwähnt, an der östlichen Randmitte des Geschützturmes, in etwa 5 m Abstand von diesem. Die Tiefbohrung wurde von der Firma Latzel & Kutscha im August 1943 begonnen und Mitte März 1944 in einer Tiefe von 433 m eingestellt, ohne die erwünschte Wassermenge von etwa 15 l/sec. auch nur annähernd erbohrt zu haben. Die Bohrung wurde als Kernstoßbohrung mit Rückwärtsspülung durchgeführt, und zwar mit einem Durchmesser von 590 mm begonnen und einem solchen von 181 mm beendet. Sie liegt in etwa 169 m Seehöhe.

Das geologische Schichtprofil zeichnet sich durch das absolute Vorherrschen einer nahezu 300 m mächtigen Tegelserie aus, die bei etwa 174 m beginnend bis zur Endtiefe von 433 m noch nicht durchfahren wurde und nur stellenweise von wenigen Zentimeter mächtigen Sand- und Kieslagen bei etwa 380 m unterbrochen wurde. Bei der sehr großen Tonmergelserie wurden nur wenige und sehr wenig ergiebige Wasserhorizonte angeschlagen. In Sandschichten zwischen 394—388 m fand sich 1 l/sec. gutes Trinkwasser von 8·5 Härte als

Steigwasser; zwischen 430·4—432·9 m wiederholte sich dasselbe. Da die Bohrung bei weitem nicht die gewünschte Menge Wasser lieferte, wurde sie eingestellt.

Das geologische Bohrprofil lautet:

0·00— 1·75 m	Anschüttuug
1·75— 5·70 m	hellgraubrauner, sandiger Lehm
5·70— 7·80 m	grauer und ockerfarbener Grobsand, mit Fein-, Mittel- und Grobkies sowie großen Steinen
7·80— 8·20 m	gelber, schwach kiesiger Löß
8·20—14·55 m	graubrauner Grobsand mit Feinsand und Kies
14·55—18·30 m	graublauer, sandiger Tegel mit ockergelben, wasserführenden Feinsandschichten (vom Pannon aufgearbeiteter Tegel)
18·30—20·40 m	graublauer, sandiger Tegel mit ockergelben, wasserführenden Feinsandschichten, etwas Pyrit.

Quartär

Pannon

20·40— 25·40 m	graublauer Ton mit einzelnen rothraunen Streifen, viel Pyrit, einzelne Muschelsplitter; 1 D-Ostr.
25·40— 28·50 m	hellgraublauer, sandiger Tonmergel mit *Melanopsis martiniana* (h) *Melanopsis vindobonensis* *Melanopsis pygmaea* (h) *Melanopsis Bouei* *Congeria subglobosa* reiche Ostr.-Fauna: A, C, D, F
28·50— 29·70 m	hellgraublauer, sandiger Tegel mit Pyrit, einzeln A
29·70— 85·10 m	hellgraublauer, sandiger Tonmergel, fleckig, reiche Ostrakodenfauna: A, B, C, D, G, Muschelsplitter.
85·10— 99·70 m	hellgraublauer Tegel mit Magnetitkonkretionen, häufige Ostrakoden: A, D
99·80—117·00 m	graublauer Tegel mit Pyrit, Cardiensplitter, einzelne Ostrakoden: A, D
117·00—124·80 m	graublauer, sandiger Tonmergel, viele Cardiensplitter, Ostrakoden: A, B, C, F
124·80—147·20 m	graublauer Tonmergel mit viel Pyrit, zahlreiche Muschelsplitter, einige Ostrakoden: B
147·20—170·60 m	graublauer, sandiger Tonmergel mit Pyrit, einige A, B, D
170·60—174·00 m	graubläulich-grünlicher Tegel mit Braunkohle, feinsandig. Muschelsplitter und Schneckensplitter
174·00—204·00 m	dunkelgraublauer Tonmergel mit Braunkohle, Pyrit *Congeria subglobosa*, Ostrakoden: viele A, einige F

223·50—333·60 m	graublauer Tonmergel mit Pyrit und Kohlespuren, zahlreiche Muschelsplitter

230·00—234·00m *Limnocardium schedelianum* cf.
Limnocardium simplex
Limnocardium conjungens
Congeria cf. ornithopsis
bei 242·00m *Congeria szygmondi*
Congeria scaphula
271·80—271·90m sandiger Tegel mit Pyritkonkretionen
bei 279·00m *Limnocardium simplex*
bei 317·00m *Limnocardium simplex*
bei 327·00m *Limnocardium obsoletum var.*

Pannon

Sarmat

328·50—333·60m *Triloculina consobrina*
Quinqueloculina pauperata
Quinqueloculina akneriana
Nonion granosum
Lingulina mutata
333·60—373·00m blaugrauer Tonmergel, Foraminiferenfauna wie oben, auch *Elphidium crispum*
333·60—353·50m *Mactra vitaliana* var. *panderosa*
Ervilia podolica
Limnocardium cf. *simplex*
Limnocardium plicatum.

Süßwasser-Einschaltung!

348·50—353·50m Ostrakodenformen: A, B, C, D

---

bei 354·00m *Mactra vitaliana* var.
373·00—375·10m blaugrauer, sandiger Tonmergel mit *Modiolaria sarmatica* (massenhaft), *Pirinella picta* (massenhaft)
375·10—384·00m blaugrauer Tonmergel, wenige Foraminiferen
384·00—390·50m grauer, etwas toniger, rescher Sand mit Kies
bei 387·50m *Ervilia podolica*, *Pirinella picta*, *Hydrobia immutata*, *Limnocardium obsoletum*
390·50—415·80m blaugrauer Tonmergel, mit etwas Kies und Sand
415·80—430·40m blaugrauer Tonmergel mit Foraminiferen
430·40—432·90m blaugrauer Tonmergel mit Sand (wasserführend!)

Stratigraphisch lassen sich die Schichtkomplexe nachfolgend festlegen:

0·00— 1·75m Anschüttung
1·75— 20·40m Quartär (Löß und Stadtterrassenschotter)
20·40—204·00m Zone der *Congeria subglobosa* — U-M-Pannon
275·00—328·50m Übergangszone Pannon/Sarmat
204·00—230·00m Zone der *Congeria Partschi* — Unter-Pannon
230·00—275·00m Zone der *Congeria ornithopsis*
328·50—432·90m jüngeres Sarmat.

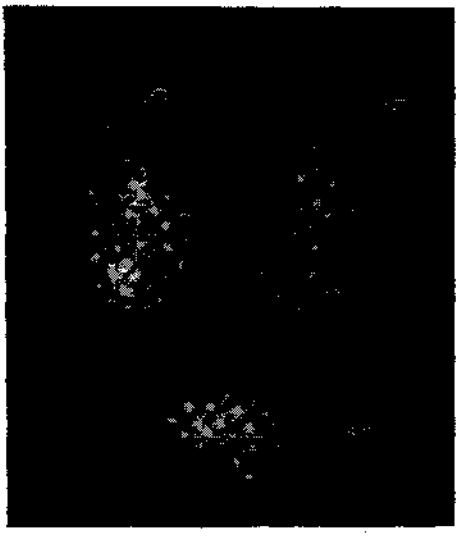
Die rätselhaft erscheinende Aussüßung im obersten Sarmat versuchte ich an anderer Stelle (12b) zu erklären.

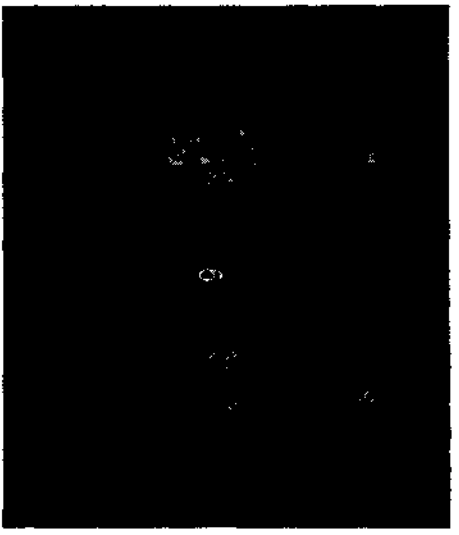
Das nun zur Verfügung stehende große Ostrakodenmaterial aus allen Tiefen in lückenlos vorliegenden Bohrkernen regte mich zunächst zu einer Zusammenstellung der Faunengemeinschaften im Sinne Fahrions und Pokornys an. Es ergab sich nun, daß in dieser Bohrung auf mikrofaunistischer Grundlage die Grenzen vom unteren Mittel-Pannon zum Unter-Pannon und innerhalb des Unter-Pannons nur sehr schwer und ungenau zu ziehen waren. In anderen Wasserbohrungen aus der Umgebung Wiens, die nahezu zur gleichen Zeit abgeteuft wurden, waren die Verhältnisse noch viel schwieriger. So war in der strandnahen Bohrung bei Guntramsdorf (Holzwebersiedlung) das Unter-Pannon nahezu fossilleer; in einer anderen Bohrung bei Biedermannsdorf war beinahe überhaupt nur die A-Form vertreten; eine Wasserbohrung beim Befehlsturm im Eszterhazypark war wohl fossilreich, aber nur durch Teile des Unter-Pannon vertreten.

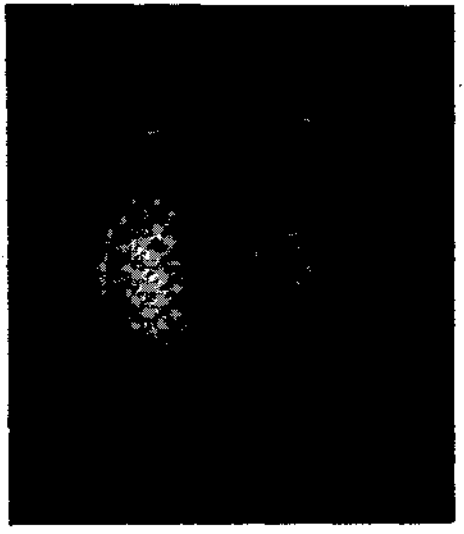
Wie nun aus den Gemeinschaften ersichtlich war, würden wir bei den meisten Bohrungen mit Fahrions Methode in keiner Weise auskommen. Da vorliegende Arbeit geologisch-stratigraphisch ausgerichtet ist, soll die Systematik der Ostrakoden des Wiener Beckens im Pannon nur kurz behandelt werden.

Von den etwa zehn vorhandenen Ostrakodenarten des Pannons kommen sieben Arten so häufig vor, daß sie für die Schichtenbestimmung in Betracht kommen. Die Formenkreise wurden nach der Arbeit Zalanyis (14a, b) bestimmt.

A: Cytheridea pannonica Mehes (Abb. 3—8). Gehäuse lang elliptisch oder etwas bohnenförmig, manchmal Schloßrand fast geradlinig, Schale ziemlich kräftig gebaut und mit starkem Schalenrand ausgestattet, Oberfläche fein punktiert; ausgewachsene Individuen sind am Vorder- und Hinterrand mit Zähnchen ausgestattet. Die Form variiert, wie viele andere Ostrakodenarten, sehr stark in Gestalt und Größe (L = 0·75—1·20; B = 0·45—0·85). Die Anordnung der Muskeleindrücke, der Bau des vorderen und hinteren Schaleurandes und die gelblich-braune Zeichnung bleiben als artbezeichnende Merkmale konstant. Bereits in den Grunderschichten des Bisamberges erscheint eine stark gebaute, geschnabelte *Cytheridea* cf., die mit einer Unterbrechung im Torton, erst wieder im Sarmat in großer Menge zu finden ist; hier zeigt diese *Cytheridea* cf. schon eher das Aussehen der *Cytheridea pannonica*, doch Zartheit der Schale, breiterer Habitus und stärkere Bezahnung dürften am ehesten einen Vergleich mit Zalanyis *Cytheridea dacica* (L = 0·6—0·57, B = 0·34—0·38) zulassen. Im Unter-Pannon erhält *Cytheridea pannonica* ihre eigentliche Gestalt; in den Übergangsschichten sind es meist kleine, eher rundliche Formen (L = 0·75—0·8, B = 0·36—0·46), die bereits in den mittleren Ornithopsis-Schichten den normalen A-Formen des Mittel-Pannon Platz machen (L = 0·75—1·12, B = 0·43—0·55); hier sind merkwürdigerweise die A-Formen fast nur durch große Jugendexemplare vertreten, denen sich ab und zu eine sehr große schmale ausgewachsene Form beigesellt: an Brut in so großem Ausmaße ohne







Erläuterungen:

Abb. 1: *Cytheridea* cf., aus den Grunderschichten, Innenseite.
Abb. 2: *Cytheridea dacica* cf., Mehes, Form A.
Abb. 3: *Cytheridea pannonica*, ausgewachsene Schale aus dem Unterpannon, Innenseite.
Abb. 4: *Cytheridea pannonica*, geschlechtsreifes Jugendexemplar (?), Außenseite.
Abb. 5: *Cytheridea pannonica*, ausgewachsene männliche Schale, Innenseite.
Abb. 6: *Cytheridea pannonica*, ausgewachsene weibliche Schale, Innenseite.
Abb. 7: *Cytheridea pannonica*, geschlechtsreifes Jugendexemplar (?), Außenseite.
Abb. 8: *Cytheridea pannonica*, Jugendexemplar, Außenseite.
Abb. 9: a) und b): zwei verschiedene Schalen der Form E.

die Anwesenheit von Weibchen wäre kaum zu denken; die einzig mögliche Erklärung wäre die von bereits geschlechtsreifen Jugendstadien der Weibchen, vielleicht auch nur teilweise (Hemmungsbildung) in diesem Zeitabschnitt. Sie kommt dann im unteren Mittel-Pannon zu voller Größe und Entfaltung, um gegen das Ober-Pannon hin vollständig zu verschwinden. Die Jugendexemplare sind je nach ihrer Entwicklungsstufe mehr oder weniger groß und zeichnen sich durch dünne Schale, vollständiges Fehlen der Bezahnung und bauchiger Gestalt aus, wobei sie aber im „Größe-Breiteverhältnis" (Index) den erwachsenen Formen ganz gleichwertig sind. Auf Grund langer schalenmorphologischer Studien glaubt Zalanyi, Männchen und Weibchen trennen zu können, was allerdings bei einer so großen Variationsbreite, wie sie insbesondere bei der A-Form ausgeprägt ist, nur schwer zu beweisen ist.

C: Cythereis sp. cf. Hemicythere sp. Aus Gründen der großen Ähnlichkeit der Entwicklungsstufen und Variationsbreiten mit der A-Form, sei diese gleich unter der A-Form genannt und beschrieben. Die Größenverhältnisse sind ähnlich der der A-Form (L = 0·7 bis 0·9, B = 0·4—0·56); der dorsale Schalenrand ist im unteren Drittel mit einem Zahn, bezw. einer Zahngrube ausgestattet; das Gehäuse erscheint bisweilen fast viereckig, ist ziemlich flach gewölbt und ist durch seine zahlreichen Verzierungen der Schale, wie Leisten und Wülste, recht widerstandsfähig. Es muß eigentlich wundernehmen, daß die Form C, die doch das Ostrakodenbild im Torton (wahrscheinlich mit einer Abart), Sarmat und zum Teil auch im Pannon beherrscht, bis jetzt noch nicht näher erforscht und bestimmt werden konnte. Das Verhältnis der Jugendexemplare zu den erwachsenen ist dasselbe wie bei der A-Form.

B: Herpetocypris sp. ind. Zalanyi gehört der Unterfamilie der Candoninae an, ebenso wie die folgend beschriebenen Formen *b* und *D*. Das Gehäuse ist sehr langgestreckt und schmal, nierenförmig, zuweilen im Mittel-Pannon auch geschnabelt. Bemerkenswert ist, daß ungefähr bis zur Zone der *Congeria ornithopsis* (vom Sarmat her) die Formen sehr groß sind und so dünnschalig, daß sie beim Sieben des Tegels vollständig zersplittern, auch ist hier die Größe eine weit bedeutendere als im Mittel-Pannon (L = 1·2—2·0, B = ?); erst von der Zone der *Congeria Partschi* an beginnen den zersplitterten B-Formen kleinere, auch sehr dünnschalige Formen mit stärkerem Schalenrand Platz zu machen (L = 0·80—1·25, B = 0·45—0·56). Im Ober-Pannon verschwindet B- gemeinsam mit der A-Form.

b: Paracypria acuminata cf. lobata: Auch diese Form gehört zur Gruppe der Candoninae. Die Form ähnelt sehr der geschnabelten B-Form, ist aber durch ihren weitaus stärkeren Schalenrand viel widerstandsfähiger und etwa um die Hälfte kleiner als B. Größe und Längen-Breiten-Index schwanken sehr stark, bewegen sich aber in den Grenzen zwischen L = 0·5—1·0, B = 0·26—0·4. Vom Sarmat her beginnen die Formen etwa in der Mitte der Zone der *Congeria Partschi*, um im Unter-Mittel-Pannon zur Blüte zu kommen; sie ziehen sich durch das ganze Mittel-Pannon hindurch und erlöschen zu Beginn des Ober-Pannons. Fahrion erwähnte wohl die

Form *b* als Abart von *B*, schenkte ihr aber keine weitere Bedeutung; Pokorny läßt sie nur im Unter-Mittel-Pannon erscheinen.

D: Sie ist eine zum Teil sehr variierende Form, doch alle diese Varianten dürften der Unterabteilung der Condoninae angehören. Bei der Hauptform *D* handelt es sich wahrscheinlich um Paracypris labiata cf. alta, bei *Lineocypris trapezoidea* und *Pontocypris dorsoarcuata* nur um Varianten von D. Das Gehäuse ist nieren- oder bohnenförmig, meist porzellanartig glänzend, sonst aber sehr ähnlich der B-Form. Alle drei Formen schwanken ziemlich stark in ihrer Größe, weniger aber in ihrer Gestalt. *Paracypris labiata* ist durchschnittlich in den Größen L = 0·55—0·8, B = 0·27—0·45 zu finden, *Lineocypris trapezoidea* um L = 0·8—0·9, B = 0·43—0·5. Bei der stratigraphischen Bewertung der D-Form dürfte wohl Fahrion ein Irrtum unterlaufen sein: er gibt in seiner Übersicht das Auftreten der D-Form im Unter-Pannon als fehlend an, tatsächlich aber ist D schon in den Übergangsschichten (*Melanopsis impressa*-Zone) zahlreich zu finden und kann in der Zone der *Congeria ornithopsis* als Leitfossil angesprochen werden und kommt im restlichen Mittel-Pannon nicht selten vor. *Pontocypris dorsoarcuta* ist nur sehr vereinzelt im Mittel-Pannon aufgetaucht, ist daher für die vorliegende Stratigraphie unbrauchbar, doch dafür war *Lineocypris trapezoidea* ziemlich häufig in der Zone der *Congeria Partschi* und im Unter-Mittel-Pannon zu finden.

F: Loxoconcha sp. ist eine kleine, zeitweise recht zartschalige, flache Form mit ovalem Gehäuse und geradlinig abgeschnittenem Schloßrand (L = 0·45—0·56, B = 0·3—0·36). Reuß bezeichnete diese Form als *Cypridina granifera*. F tritt stellenweise sehr häufig im ganzen Unter-Pannon und Mittel-Pannon auf.

G: Cythere sp. cf. Leptocythere. Diese ist ebenfalls eine sehr kleinwüchsige Form mit länglich-ovalem Gehäuse, ziemlich schmal und flach gewölbt, doch so ziemlich die einzige Ostrakodenform, die in ihren Größenverhältnissen konstant bleibt (L = 0·48 bis 0·5, B = 0·24—0·28). Die Form ist ebenso wie F wenig variabel und ist eine Durchläuferform vom Unter-Pannon bis ausschließlich zum Ober-Pannon.

H: Krithe sp. Das Gehäuse ist langelliptisch, flach gewölbt mit deutlich eingebuchtetem Ventralrand. Fahrion und Pokorny geben diese Form in der *Congeria ornithopsis*-Zone als fehlend an, in meinen Untersuchungen scheint aber H, vom Sarmat her kommend, genau so als Durchläuferform auf wie F und G.

E: (Abb. 9a, b.) Eine Form, die ziemlich vereinzelt bis jetzt nur in der Zone der *Congeria ornithopsis* gefunden wurde. Die Formen sehen der *Lineocypris trapezoidea* ähnlich und dürften auch in diese Gruppe gehören; sie unterscheiden sich lediglich nur durch den vorderen stumpfen Dorsalwinkel und den ziemlich spitzen hinteren Dorsalwinkel, wodurch sich die Schale nach vorne hin stark verjüngt. Der Form gebührt wohl aus dem Grunde ein größeres Interesse, weil sie in einer Bohrprobe aus der Gegend von Siebenhirten (R. A. B.-Bohrungen, Bauwerk 59) geradezu gesteinsbildend auftritt. Die Maße schwanken beträchtlich und dürften, wie bei der A-Form,

auf das verschiedene Längen-Breiten-Verhältnis der beiden Geschlechter zurückzuführen sein.

Cypris: Wie D bohnenförmig, doch nicht länglich, sondern eher rund, sehr zartschalig und klein (L = 0·5—0·6, B = 0·3—0·4) mit etwas verstärktem Schalenrand. Auch diese Form ist eine Durchläuferform, doch seltener als G und F.

Pokorny bestimmte seine Formen teilweise anders und benannte Varianten, was in meiner Arbeit unterlassen wurde. So entspricht Fahrions Form A Pokornys *Cyprideis pannonica;* die C-Form umfaßt eine kleinere, schwächere Form, *Hemicythere reniformis*, eine große rundliche Form mit getupfter Schale als *Hemicythere* sp. II und eine lange, starke Schale mit sehr grobem Muster als *Hemicythere Loerentheyi.* Die kleinere B-Form aus der Basis der Zone der *Congeria hubglobosa* nennt er *Herpetocypris* sp. I, die im Unter-Pannon viel größere Form *Herpetocypris* sp. II; *b* entspricht dann *Stenocypris venusta* und *Paracypria lobata*, H *Leptocythere parallela minor*, G *Cytheromorpha aff. lacunosa* und F *Loxoconcha granifera.*

Die Dünnschaligkeit der Formen im Unter-Pannon läßt auf sehr ruhige Ablagerungsverhältnisse schließen, der kräftige Bau der Schalen und ihr massenhaftes Auftreten im Mittel-Pannon dagegen auf einen bewegten, gut durchlüfteten Lebensraum. Derzeit laufende sediment-petrographische Untersuchungen werden diese Annahmen zu stützen versuchen.

III.

Statistische Untersuchung über Ostrakoden.

Wie ich schon oben erwähnt habe, sind solche Faunenvergesellschaftungen äußerst selten vollständig anzutreffen. Aus diesem Grunde versuchte ich, veränderliche Merkmale an den ziemlich häufigen Durchläuferformen A und C zu suchen und diese stratigraphisch auszuwerten: Die Indexmessung auf statistischer Grundlage. Bevor ich irgendwelche Ergebnisse mitteilen kann, muß ich hier ein anderes Kapitel einschieben: Genaue Meßmethoden mit einfachsten Hilfsmitteln und die praktische Indexberechnung.

Als Ostrakodenbehälter wurden Glasobjektträger verwendet, auf die passende Pappendeckelblättchen mit meist fünf im Viereck gestanzten Löchern von vier Millimetern Lichtweite aufgeklebt sind; auf den Pappendeckel wieder ist dünnes, aber gutes, weißes Papier geklebt, das in Deckglasgröße um die fünf gestanzten Zellen vom Klebstoff (Bürogummi) ausgespart bleibt. Pappendeckel mit Papier sind noch zum besseren Halten mit einem Klebestreifen (Rändelpapier) an den schmalen äußeren Rändern am Objektträger festgeklebt. Es ist hier der Grundgedanke der Frankschen Zelle erhalten geblieben, doch durch den gläsernen Objektträger ist es jetzt möglich, die Ostrakodenproben im durchfallenden Licht zu beobachten, zum Unterschied von der Frankschen Zelle, die schwarz auslackiert ist und aus diesem Grunde durch das Präparat kein Licht durchläßt. In einen solchen Ostrakodenbehälter mit etwa fünf Zellen lassen sich leicht die Schalen, nach Arten geordnet, von mindestens einer Bohrtiefe unterbringen. Für Messungen und sonstige Untersuchungen muß darauf

hingewiesen werden, daß nicht mehr Schalen in eine Zelle zu liegen kommen, als sie bequem nebeneinander Platz haben. Der Lichtstrahl kommt in unserem Falle von einer 75-Watt-Lampe zunächst über den Hohlspiegel des Mikroskopes durch das Objekt (Ostrakoden), über das Linsensystem des Mikroskopes auf zwei 90 Grad gegeneinander gestellte Planspiegel, die den Lichtstrahl parallel zum Tubus des Mikroskopes auf die Unterlage zurückwerfen. Auf einem Millimeterpapier wird nun der Lichtstrahl aufgefangen, der die Ostrakodenbilder stark vergrößert wiedergibt. Das Millimeterpapier wird so lange gehoben, bis eine leicht umrechenbare Vergrößerung, z. B. 1 :50 oder 1 : 100 zustande kommt. Bei meiner selbst hergestellten Mikroskopierlampe war die Vergrößerung 1 : 50 noch möglich. Zum Ablesen der größten Länge und größten Breite der Schalen am Millimeterpapier genügt auch dieses schwächere Licht; Struktureigenschaften der Schale kamen bei stärkeren Formen, wie bei A, nicht mehr zum Vorschein. Um die Ablesungen möglichst genau zu erhalten, mußte der Schalenrand genau senkrecht zum Lichtstrahl liegen; das war dann der Fall, wenn der Schalenrand des Individuums gleichmäßig scharf erschien. War dies nicht der Fall, konnte die Messung dieser einen Schale unterbleiben, wenn genügend andere vorhanden waren, sonst mußte der Objektträger so lange mit dem Zeigefinger vorsichtig zurechtgerüttelt werden, bis möglichst alle Schalen für die Messung günstig lagen. Die abgelesenen Werte wurden bei der Vergrößerung 1 : 50 verdoppelt und die wahre Größe und Breite der Schale durch Division durch Hundert gegeben; die Größe der Schale konnte dann in Hundertsteln angegeben werden. Auf diese recht einfache Weise war es möglich, in etwa zwei Stunden ununterbrochener Meßarbeit ohne weiteres 400 bis 500 Schalen zu messen. Für das Auge am wenigsten anstrengend war die Arbeit dann, wenn die Umgebung so dunkel als nur möglich gehalten wurde und der Lichtstrahl des Hohlspiegels vom Mikroskop möglichst verlustlos weitergegeben wurde.

Länge und Breite der Schalen können sich mit der Tiefe und Größe in derselben Schicht von Meter zu Meter ganz gründlich ändern; erfahrungsgemäß von etwa 0·70—1·20 mm. Unter diesen Umständen ist es zweckmäßig, einen Zahlenausdruck zu suchen, in dem das Schalenbild nur mit einer Zahl bewahrt bleibt, dem Breiten-Längen-Index. Die Zahl ist immer ein gemeiner Bruch, wird aber der Übersicht und Einfachheit halber als ganze Zahl in Prozenten (Index mal 100) geschrieben. Ein Index 50 (für 0·50) sagt, daß das Verhältnis Breite zu Länge 1 : 2 beträgt; wird die Schale schlanker, so fällt der Index, wird sie gedrungener, dann steigt er; bei einer kreisrund gedachten Schale wäre der Index 100 (für 1·00).

Für die Indexmessungen standen mir zunächst nur die Proben der Tiefbohrung am Arenbergpark zur Verfügung. Aus einer gegebenen Bohrtiefe wurden sämtliche Indices zunächst der Form C so zu einer Kurve zusammengestellt, daß auf die Abszissenachse die Indexstufen 46, 47, 48 bis etwa 65 und auf der Ordinatenachse eine Zahlenskala für die Zahl der jeweils in der Indexstufe beobachteten Fälle aufgetragen wurden. Auf diese Weise kamen Stäbchendiagramme zustande, die im allgemeinen die typische Gestalt der sogenannten Nor-

malkurve (symmetrische Verteilungskurve) aufwiesen. Angesichts der Kleinheit der mir im allgemeinen zur Verfügung stehenden Zahlen konnte im voraus mit einer regelmäßigen Umrandung dieser Verteilungen nicht gerechnet werden (vergleiche Wilhelm Winkler: Grundriß der Statistik I, S. 24 ff. und S. 103). Es wurde unter anderem auch Zweigipfeligkeit, bei den C-Formen auch Dreigipfeligkeit, beobachtet. Wir müssen diese im allgemeinen auf Rechnung der Kleinheit der Massen zurückführen. Ein Schluß auf tatsächlich vorliegende Mehrgipfeligkeit, also auf ungleichartige Zusammensetzung des Materials (etwa durch die Zusammensetzung von männlichen und weiblichen Stücken) könnte angesichts der Kleinheit unserer Proben nur dann gezogen werden, wenn aus der Gestalt der Kurven offenbar oder wahrscheinlich würde, daß sich diese Mehrgipfeligkeit in allen Proben an der gleichen Stelle wiederholte, was bei der A-Form nicht der Fall war. Hinsichtlich der C-Form wäre die Wahrscheinlichkeit einer wirklichen Mehrgipfeligkeit gegeben, doch müßten in dieser Richtung noch weitere Studien angestellt werden. Diese Erkenntnis ist altes Besitztum der theoretischen Statistik, deren einer Grundpfeiler das Gesetz der „Großen Zahl" ist. Dieses Gesetz lehrt: Je größer das gleichartige Material, desto ausgeglichener die Verteilungskurve. Leider ist es nicht möglich, aus einer gewöhnlichen Bohrprobe mindestens einige hundert A- oder C-Formen herauszubekommen. Um aber solche Kurven doch von den zufälligen Schwankungen zu befreien, also unter Beibehaltung der gegebenen Ausgliederung so zu gestalten, wie sie bei einer sehr großen Zahl von Fällen aussehen, würde es einer Kurvenausgleichung bedürfen (siehe Wilhelm Winkler, Grundriß der Statistik, I., S. 115 ff.). Zu diesem Zwecke dient am besten das Summierungsverfahren, auch Verfahren der gleitenden Durchschnitte genannt. Es werden übergreifend je drei (ternäre Ausgleichung), je fünf (quinäre) oder mehr ungradzählige Glieder (polynäre Ausgleichung) der Reihe addiert, die Summe aber, um auf die Höhe der Reihe zurückzukommen, durch die Zahl der zusammengefaßten Reihenglieder dividiert; die so gewonnene neue Zahl tritt an die Stelle der in der Mitte der Terne usw. stehenden Zahl. Nachstehend sei eine solche Kurve als Beispiel, von deren Art ich einige hundert durchrechnen mußte, voll durchgerechnet wiedergegeben:

Dividieren wir 3840 (Summe der Produkte aus Index und Anzahl der Fälle) durch 70 (Summe der Fälle), so erhalten wir 54·8 als arithmetisches Mittel.

Wegen dieser „zufälligen Schwankungen" meines Materials infolge der unvermeidlichen Kleinheit der Proben, habe ich davon abgesehen, aus der Verteilung als Ganzem Schlußfolgerungen zu ziehen, sondern habe mich auf das unter diesen Umständen viel zuverlässigere arithmetische Mittel aus Verteilungen beschränkt. Für einigermaßen zuverlässige Berechnungen genügen in unserem Falle auch kleinere Zahlen, doch mindestens 50 Fälle. Stellen wir die Mittelwerte der C-Formen aus verschiedenen Tiefenstufen zusammen, so können wir nur bei geringen Schwankungen nach oben und nach unten eine annähernde Indexkonstanz im Durchschnitt von 59·5 vom oberen Sar-

Bohrung Arenbergpark: 117·0—124·8 m Tiefe.

Index	Anzahl der Schalen	Anzahl der Schalen ternäre Ausgleichung	Schalen mal Index
43	0	0·33	0
44	1	0·33	44
45	0	1·33	0
46	3	1·00	138
47	0	1·67	0
48	2	1·67	96
49	3	3·67	137
50	6	3·33	300
51	1	3·00	51
52	2	4·33	104
53	10	6·66	530
54	8	6·66	432
55	2	4·00	110
56	2	3·67	112
57	7	4·00	399
58	3	5·66	174
59	7	5·00	413
60	5	5·00	300
61	3	3·00	183
62	1	2·00	62
63	2	1·33	126
64	1	1·33	64
65	1	0·66	65
66	0	0·33	0
Summe:	70	69·96	3840

mat bis zur oberen Grenze des Mittel-Pannon trotz der großen Variationsbreiten und der verschiedensten Größen der Formen verfolgen:

Bohrtiefe:	Anzahl der Fälle	mittl. Index	Schichte
25·4— 27·6	143	58·0	U.M.P.
27·7— 47·8	120	60·1	U.M.P.
66·2— 85·1	114	58·0	U.M.P.
174·0—233·0	92	60·9	C. Partschi
425·0—430·5	62	59·2	O. Sarmat

Wesentlich anders verhalten sich die arithmetischen Mittel der Indices der A-Formen. Wenn man die Schaubilder der Bohrung Arenbergpark vom Ober-Pannon zum Unter-Pannon untereinanderstellt, so sieht man, daß oft trotz recht schwankender dichtester Werte eine gesetzmäßige Verschiebung des Gesamtschaubildes sich darbietet Vom unteren Ende steigen die Kurven ziemlich rasch an, kommen zu einem mehr oder weniger breiten Gipfel und fallen dann viel sanfter mit zunehmendem Index ab. Stellen wir die Durchschnitte der A-Form den Tiefenstufen entsprechend untereinander, so sehen wir

ganz deutlich bis 99·7 m Tiefe ein Gleichbleiben der Werte, dann aber ein deutliches und rasches Steigen, also ein durchschnittliches Breiterwerden der Schalen gegen das Sarmat zu. Im Ober-Mittel-Pannon hören die Veränderungen auf und Unregelmäßigkeiten und Schwankungen treten an Stelle dessen. Der mittlere Index der Form A im Sarmat beträgt 57·9, in den Übergangsschichten, in der Zone der *Melanopsis impressa* waren wegen Fossilienmangels keine Messungen in dieser Bohrung möglich, erst wieder in der Mitte der Zone der *Congeria ornithopsis* mit 57·4, in der Zone der *Congeria Partschi* zur Zone der *Congeria subglobosa* übergehend 56·5. Wenn man nun als Ordinatenachse die Bohrlochtiefe und als Abszissenachse den mittleren Index aufträgt, so ergibt sich, von einigen Schwankungen abgesehen, von der Unterkante der Zone der *Congeria ornithopsis* eine Gerade, die bis zum Ober-Mittel-Pannon reicht. Messungen aus der Zone der *Melanopsis impressa* aus der Bohrung Biedermannsdorf bestätigen meine Annahme, daß die Gerade vom Sarmat her bis zur Unterkante der Zone der *Congeria ornithopsis* konstant auf dem Index 57·9 verbleibt, was sehr für eine Zugehörigkeit der fraglichen Über-

Verteilung der *Cytheridea pannonica* nach dem Breiten-Längen-Index.

Breiten-Längen-Index	I. 25·4—47·8 m: Zahl der Fälle, Rohzahlen, Grundzahl	Prozentz.	geglättete Prozentzahl	Breiten-Längen-Index	II. 85·1—99·7 m: Zahl der Fälle, Rohzahlen, Grundzahl	Prozentz.	geglättete Prozentzahl
40	0		0·1				
41	0		0·5	41			0·2
42	1	1·2	0·9	42			0·4
43	2	2·4	1·1	43	2	1·8	0·6
44	0		0·7	44			0·7
45	0		0·5	45			1·1
46	0		1·1	46	3	2·8	1·8
47	2	2·4	2·5	47	3	2·8	2·4
48	4	4·8	4·4	48	3	2·8	3·0
49	5	6·0	5·9	49	2	1·8	3·8
50	7	8·4	7·4	50	7	6·4	5·4
51	5	6·0	8·0	51	8	7·3	7·3
52	10	12·1	8·6	52	9	8·2	9·2
53	6	7·2	8·3	53	14	12·8	10·8
54	5	6.0	7·9	54	12	11·0	11·4
55	9	11·0	7·1	55	14	12·9	10·9
56	4	4·8	6·0	56	11	10·1	9·0
57	2	2·4	4·9	57	5	4·6	6·7
58	6	7·2	4·8	58	5	4·6	5·0
59	2	2·4	4·5	59	5	4·6	3·8
60	6	7·2	4·7	60	3	2·8	2·8
61	2	2·4	3·5	61	1	0·9	1·7
62	3	3·7	2·9	62	1	0·9	1·0
63	0		1·7	63	1	0·9	0·6
64	2	2·4	1·2	64			0·3
65	0		0·5	65			0·1
66	0		0·3				
Summe	83	100·0	100·0	Summe	103	100·0	100·0

III. 117·0 — 124·8 m

Breiten-Längen-Index	Zahl der Fälle		
	Rohzahlen		geglättete Prozentzahl
	Grundzahl	Prozentz.	
42			0·1
43			0·3
44	1	1·4	0·9
45			1·3
46	3	4·3	1·9
47			2·1
48	2	2·9	3·4
49	3	4·3	4·6
50	6	8·5	4·8
51	1	1·4	5·1
52	2	2·9	6·7
53	10	14·3	8·4
54	8	11·4	8·2
55	2	2·9	6·8
56	2	2·9	5·2
57	7	10·0	6·3
58	3	4·3	7·0
59	7	10·0	7·4
60	5	7·1	6·2
61	3	4·3	4·8
62	1	1·4	3·0
63	2	2·9	2·2
64	1	1·4	1·6
65	1	1·4	1·1
66			0·5
67			0·1
Summe	70	100·0	100·0

IV. 204 — 223 m

Breiten-Längen-Index	Zahl der Fälle		
	Rohzahlen		geglättete Prozentzahl
	Grundzahl	Prozentz.	
43			0·2
44			0·9
45	1	1·4	1·4
46	3	4·2	2·0
47			1·9
48	2	2·8	1·9
49	1	1·4	1·9
50	1	1·4	3·1
51	3	4·2	4·5
52	7	9·9	6·0
53	3	4·2	6·3
54	4	5·6	6·6
55	6	8·6	6·7
56	5	7·1	6·9
57	4	5·6	6·6
58	5	7·1	6·1
59	4	5·6	5·6
60	3	4·2	5·0
61	4	5·6	5·0
62	2	2·8	4·8
63	6	8·5	5·0
64	2	2·8	3·9
65	2	2·8	3·1
66	1	1·4	2·0
67	2	2·8	1·6
68			0·9
69			0·3
Summe	71	100·0	100·0

gangsschichten zum Sarmat spricht. Anderseits sind gegen das obere Mittel-Pannon hin die Meßergebnisse, wenn sie kleiner als etwa 54·0 werden, recht vorsichtig zu behandeln, da etwa bei 53·8 sehr große Schwankungen eintreten, die bei 53·5 zu Indexkonstanz ausarten; hier handelt es sich anscheinend noch vor dem Erlöschen der A-Form gegen das Ober-Pannon hin um Entartungen und vielleicht auch um krankhafte Erscheinungen. Ob der kritische Punkt des Entartungsbeginnes gegen die Beckenmitte hin auch bei 54·0 liegt, konnte ich wegen der Formenarmut vorhandener Bohrungen nicht feststellen. Die übrigen im zweiten Teil beschriebenen Arten B, b, E, F, G, H *Cypris* traten entweder in den Proben derart vereinzelt auf (E, F, H), oder zeigten konstanten (G), oder ganz unregelmäßige Indexverschiebungen (b, B) im Tiefenprofil, daß sie für unsere Zwecke vollständig ungeeignet erschienen.

Angenommen, die Sedimentation sei im Arenbergpark lückenlos vor sich gegangen, müßte man theoretisch die Sedimentationslücken, Höhenunterschiede von Anfschlüssen und Sprunghöhen von Verwerfungen in anderen Bohrungen oder Aufschlüssen ohne weiteres fest-

V. 239—253 5 m

Breiten-Längen-Index	Zahl der Fälle		
	Rohzahlen		geglättete Prozentzahl
	Grundzahl	Prozentzahl	
42			0·7
43			0·5
44	1	0·6	0·2
45	2	1·2	0·7
46			0·7
47	2	1·2	0·7
48	1	0·6	0 6
49	1	0·6	0·9
50			1 8
51	7	4·3	3·5
52	10	6·1	5·0
53	9	5·5	6·3
54	12	7·4	7·2
55	14	8·6	8·1
56	14	8·6	8·4
57	14	8·6	8·2
58	11	6·8	7·4
59	11	6·8	6 8
60	11	6 8	6·1
61	9	5 5	5·9
62	10	6·1	5·0
63	6	3·7	4·0
64	3	1 8	3·3
65	6	3·7	2 8
66	5	3·1	2·1
67	2	1·2	1·8
68	2	1·2	0·9
69			0·4
70			0·1
Summe	163	100·0	100·1

stellen können. Infolge zu geringer Anzahl von Bohrungen, Bohrproben und Aufschlüssen mit zahlreicherer Fossilführung ist dieser Versuch vorläufig noch nicht ganz geglückt. Im Jahre 1940/41 wurden für die Regulierung des Liesingbaches eine Anzahl von Schurfbohrungen bis auf etwa 15 m Tiefe abgeteuft, von denen besonders eine, an der Triesterstraße gelegene Bohrung, eine reiche Ostrakodenfauna lieferte. Diese Bohrung und der gewaltige Aufschluß der Ziegelei am Wienerberg (an der Triesterstraße gelegen), boten schöne Vergleichsmöglichkeiten. Die Ziegelgrube lieferte 85 Individuen, die Liesingbachbohrung 146; der mittlere Index der Liesingbachbohrung 56·5 (Grenze zur Zone der *Congeria Partschi*), der mittlere Index der Ziegelei nur 54·0. Nehmen wir nun die Bohrung am Arenbergpark als Maßstab für alle übrigen Aufschlüsse, so ergäbe sich ein theoretischer Höhenunterschied von 125 m, der wirklich gemessene nur etwa 80 m. So wäre also in bezug auf die Bohrung Arenbergpark eine Sedimentationslücke von 40 m zu verzeichnen, ein Verwurf könnte eben-

falls die Schichtenreihe gestört haben. Recht eindeutige Indexverschiebungen zeigten sich auch in der Bohrung Biedermannsdorf:

72·15— 93·6 m bei 150 Schalen ein Index von 56·7
181·75—186·6 m bei 178 Schalen ein Index von 57·9.

Diese zwei Angaben sind überhaupt die einzigen Anhaltspunkte der Bohrung; Makrofossilien und sonstige Schichten bestimmende Kriterien fehlen vollständig. Wenn auch der erste mittlere Index von 56·7 nur auf Grund von vorhandenen Jugendstücken berechnet werden konnte, so kann auch dieser als vollwertig bezeichnet werden, da die Indexverhältnisse zwischen den Schalen der jugendlichen und erwachsenen Individuen die gleichen sind.

Weitere Bohrungen wurden mir von der Rohöl-Gewinnungs AG. von Dr. R. Janoschek in freundlicher Weise zur Verfügung gestellt, und zwar aus der Gegend von Trautmannsdorf, nordwestlich des Leithagebirges, und aus der Gegend von Ödenburg. Durchschnitte der Indexmessungen liegen ebenfalls annähernd auf einer Geraden, doch ist diese Gerade etwas weniger steil, was im Vergleich zur Bohrung Arenbergpark auf eine geringere Ablagerungstätigkeit in denselben Zeitabschnitten schließen läßt. Eine wichtige Verschiedenheit ist wohl zu den Ergebnissen aus dem Arenbergpark zu verzeichnen: Nehmen wir den Index der Grenze des Unter-Mittel-Pannons zur Zone der *Congeria Partschi* als Vergleichshorizont zu anderen Bohrungen an, so können wir ganz deutlich eine Verschiebung der Indices von 56·5 auf 56·0 feststellen. Eine größere Anzahl von Bohrungen aus dieser Gegend diente mir als Kontrolle für diese Werte. Noch weitere Verschiebungen ergab eine Bohrung aus der Ödenburger Pforte, wo am Vergleichshorizont der durchschnittliche Index gar nur 55·2 beträgt. Letzterer Wert konnte durch andere Bohrnngen noch nicht überprüft werden. Jedenfalls dürften die Linien gleicher Indices deutlich gegen die Beckenmitte abnehmen und dürften sich auch nicht durch die Kristallininsel des Leithagebirges beeinflussen lassen; doch dies zu beweisen, wären noch weit mehr Bohrungen mit größerer Fossilführung in verschiedenen Horizonten erforderlich. Die Küstennähe des Leithagebirges ist in der Bohrung CFPF 36 sehr deutlich ersichtlich; die Sedimentation macht hier nämlich kaum die Hälfte der Sedimentation der Bohrung Arenbergpark aus. Wenn es mir möglich sein wird, aus allen Gegenden des Wiener Pannonmeeres Bohrproben zu untersuchen, werden sich mit Sicherheit Zonen gleicher Indices in bezug auf den Vergleichhorizont feststellen lassen, so daß für jeden Teil des Wiener Pannonbeckens stratigraphische Bestimmungen, Verwerfungen und Sedimentationslücken einwandfrei und sicher festgestellt werden können, doch werden alle diese Versuche immer wieder an der Undurchführbarkeit des Gesetzes der Großen Zahl der Ostrakodenformen in Bohrkernen kranken.

Zusammenfassung.

1. Die Ostrakodenfrage ist bis jetzt nur von wenigen Verfassern und von anderen Gesichtspunkten als von mir bearbeitet worden.

2. Die Beschaffenheit der Schalen verrät im Unter-Pannon ruhige Ablagerungsverhältnisse, im Mittel-Pannon dagegen ziemlich bewegte.

3. Der an der A-Form gefundene Längen-Breiten-Index zeigt im Durchschnitt der gefundenen Proben Abnahme von der Unterkante der Zone der *Congeria ornithopsis* bis zur Oberkante des unteren Mittel-Pannons. Vom Sarmat bis zur Unterkante der Zone der *Congeria ornithopsis* bleibt der Index unverändert, was auf eine Zugehörigkeit der Übergangsschichten *(Melanopsis impressa)* zum Sarmat schließen läßt. Unregelmäßigkeiten gegen das Ober-Pannon hin vor dem Verlöschen der A-Form können auf Degeneration und sonstige krankhafte Erscheinungen schließen lassen. Wegen Mangels an Bohrungen mußten Verschiebungen des Index in bezug auf einen Vergleichshorizont (Grenze vom Unter-Pannon zum Unter-Mittel-Pannon) gegen Osten hin noch ziemlich fraglich bleiben. Im Gegensatz zur A-Form zeigt C vom Sarmat bis zum Ober-Pannon keinerlei Veränderungen des mittleren Index.

Literatur.

1. „Biometrica", Jahrgang 1 6-XXVIII, London, Biometric Laboratory, University College.

2. H. Fahrion, Zur Mikrofauna des Pannons im Wiener Becken. Öl und Kohle, 37/451 (1941). Ein mirkofaunistischer Vergleich des südosteuropäischen Pannons. Mitt. des Reichsamtes für Bodenforschung, 6, 1943.

3. K. Friedl, Über die Gliederung der pannonischen Sedimente im Wiener Becken. Mitt. der Geologischen Gesellschaft, Wien 1931.

4. Günther, Variabilität der Organismen.

5. R. Janoschek, Die bisherigen Ergebnisse der erdölgeologischen Untersuchungen im inneralpinen Wiener Becken. Öl und Kohle 38/125. Das Pannon des Inneralpinen Wiener Beckens. Mitt. des Reichsamtes für Bodenforschung, Wien, 6, 1943.

6. V. Pokorny, Beitrag zur Mikrostratigraphie des Pannons in der Umgebung von Göding. Mitt. der Tschechischen Akademie der Wissenschaften 1942/43. K mikrostratigrafii neogénu pannonské pánve v vkolí' Ivanky na Slovensky. Vestnik Státního Geologického Ustavu Republiky Československé. Rocnik XXI., Zolástni Otisk. Praha 1946. — La microstratigraphie du pannonien entre Hodonin et Mikulcice (Tschekoslovaquie). Bull. int. Acad. tcheque de Sci. 1944, LIV.

7. A. Reuss, Die fossilen Entomostraceen des österr. Tertiärbeckens. Haidingers naturwissenschaftliche Abhandlungen, III, 1850.

8. E. Schubert, Erste Ergebnisse einer neuen Untersuchungsmethode von Ostrakodenschalen. Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss., Akad. Anz. 4/5. 43. Das Verhalten der rechten vorderen Randzone von Cytheridea pannonica vom Sarmat bis zum Mittelpannon. (Ebenda in Druck.) Neue Untersuchungen an fossilen Ostrakoden. Inauguraldissertation. (Noch nicht veröffentlicht.)

9. E. Triebel, Ostrakodenuntersuchungen: Protcythere und Exophthalmocythere. Senckenbergiana 20, Frankfurt 1938. Die Ostrakoden der deutschen Kreide. Senckenbergiana 22, Frankfurt 1941. Fossile Arten der Ostrakodengattung Paracyprideis Klie. Senckenbergiana 23, Frankfurt 1941. Zur Morphologie und Ökologie der fossilen Ostrakoden. Senckenbergiana 23, Frankfurt 1941.

10. Erna Weber, Variations- und Erblichkeitsstatistik. München 1935.

11. C. A. Wicher, Praktikum d. angew. Mikropaläontologie. Bornträger, Berlin 1942.

12. E. Winkler, Tortonfauna aus einem neuen Aufschluß bei Wien-Perchtoldsdorf. Bericht des Reichsamtes für Bodenforschung, Jg. 1942, S. 203. Eine Süßwassereinlagerung im Sarmat des Wiener Beckens. Ber. des Reichsamtes für Bodenforschuug, Jg. 1944, 1/4.

13. W. Winkler, Grundriß der Statistik, I. Band. Manz'sche Verlagsbuchhandlung, Wien 1948.

14. B. Zalanyi, Miozäne Ostrakoden aus Ungarn. Mitt. der k. ung. geol. Reichsanstalt, XXI, Budapest 1913—1915. Morphosystematische Studien über fossile Muschelkrebse. Geologica Hungarica (Palaeont.), 3, Budapest 1929.

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, Wien III, Rasumofskygasse 23.
Redaktion: Direktor Dr. G. Götzinger, Wien III, Rasumofskygasse 23
Druck: Gesellschaftsbuchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III, Steingasse 25.