

II. Besprechungen.

Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen.

Von Robert Schwinner (Graz).

Inhalt.		Seite
Einleitung		211
I. Obersteirische Grauwackenzone		213
II. Ober-Enns- und Murgebiet		230
III. Hohe Tauern		237
IV. Kitzbühler und Tuxer Voralpen		
V. Westtirol		
VI. Südrand der Zentralalpen		
Allgemeines		
Anhang. Betreffend einige Eigentümlichkeiten der geröllführenden Ablagerungen älterer Formationen		
Zusammenfassung		

s. nächstes Heft

Einleitung.

Der Absatz der Trümmergesteine steht in engen und un-zweideutigen Beziehungen zu den Gebirgsbewegungen. Die Größe der Trümmer, welche vom Anstehenden getrennt, verfrachtet und andernorts abgelagert werden können, ist sozusagen proportional dem Gefäll; und da Abtragung und Aufschüttung für sich allein das Relief stets nur abflachen, das Gefäll verringern können, ist eine Vergrößerung im Korn der Ablagerungsfolge im allgemeinen Zeugnis einer tektonischen Episode. Jedenfalls ein Ereignis, das einen größeren Bezirk (Gebirgszone, Massiv oder dergl.) gleichzeitig und einheitlich betrifft (was übrigens auch für Klimaänderung passen würde), es kann daher ein solcher Horizont grobklastischen Absatzes als stratigraphischer Leithorizont dienen. Die Fehlerquellen, die damit verbunden sein können, liegen auf der Hand, und man wird versuchen müssen, durch Ausnützung aller anderen Kriterien (stoffliche Seriengliederung, Lagerungsdiskordanz, Hiatus in Fazies der Metamorphose usf.) sich dagegen zu schützen. Nichtsdestoweniger ist diese Methode eines der wichtigsten Hilfsmittel, das Grundgebirge stratigraphisch zu gliedern, und ihre Anwendbarkeit ist in dem klassischen Gebiet des Fennoskandischen Schildes erprobt worden. In den Ostalpen hingegen hat man dies bisher nicht beachtet und noch weniger entsprechend ausgenützt. Unsere Aufgabe ist also, die einschlägigen Mitteilungen dieser Art, die viel zahlreicher sind, als von Anfang an zu vermuten war, systematisch zu sammeln und

kritisch zu sichten. Daraus wird sich dann leicht ergeben, was als gesichert gelten kann, und andererseits, wo Lücken und Unsicherheiten neue Nachforschungen wünschenswert erscheinen lassen, deren Richtung und Plan darnach auch mit größerer Zweckmäßigkeit vorzeichnet werden kann.

Das tiefere Grundgebirge der Ostalpen wird, wie andernorts (48, S. 361ff.) genauer ausgeführt, aus zwei Serien aufgebaut: I. Schiefergneise (oft injiziert) mit Amphibolit, eventuell auch Eklogit, kein oder höchstens ganz geringe Marmorvorkommen (Koralmgneise). II. Granatglimmerschiefer, d. i. Tonschieferabkömmlinge, meist zweite Tiefenstufe, darin eingelagert Züge der Brettsteingesellschaft (Marmor, Amphibolit, Graphitquarzit). Beide Serien (vermutlich etwa Kalevisch-Jatulisch) sind durch gemeinsame Faltung (algonianisch), Metamorphose und magmatische Beeinflussung zu einer Einheit zusammengeschweißt worden: „Altkristallin“ der alten Autoren. Über das ursprüngliche Sediment dieser Serie kann man nach den stattgehabten Umwandlungen wenig sagen; Tonschiefer, Quarzsandstein, Kalk ist natürlich dem Stoffbestand nach zu unterscheiden. Wo dieses Kriterium versagt, wie bei den Amphiboliten, ist selbst die Trennung in Ortho- und Paragesteine recht problematisch. Deutbare Relikte von Sedimentärstrukturen sind überhaupt nicht bekannt, grobklastisches scheint zu fehlen.

Zwischen diesem eigentlichen Grundgebirge und dem fossilführend nachgewiesenen Paläozoikum liegt eine mächtige und einförmige Schichtfolge, die ich seinerzeit als Serie III zusammengefaßt habe. Ein Hauptergebnis der folgenden Zusammenstellung war, daß eine Trennung in zwei Serien möglich und daher auch nötig wäre; weil beide aber doch sehr eng verbunden, oft schwer trennbar sind, möchte ich die Ordnungsziffer beibehalten und bezeichne mit IIIa die tiefere Serie (= Jotnisch) und mit IIIb die höhere (Kambrium + unterstes Silur). In diesen Serien finden sich neben den fein- und feinstklastischen Ablagerungen auch grobe, Konglomerate und Sandsteine bzw. Arkosen, und dies ist demnach der eigentliche Gegenstand unserer Zusammenstellung.

Von den jüngeren Ablagerungszyklen hat das Altpaläozoikum großenteils eupelagische, jedenfalls wenig und dann nur feine klastische Bildungen geliefert, dagegen ist das Karbon hier wie in der Nachbarschaft vielfach eine größtenteils aus klastischen Ablagerungen aufgebaute Formation, die nicht bloß an den Rändern, sondern auch mitten in der Zentralzone der Ostalpen auftritt. Auch der geschlossene Schichtstoß des Mesozoikums wird von klastischen, vielfach groben Sedimenten eingeleitet.

Diese jüngeren klastischen Bildungen sind, sofern nicht metamorph, nicht der eigentliche Gegenstand dieser Zusammenstellung, sie müssen aber wegen der möglichen Parallelen mit besprochen werden.

I. Obersteirische Grauwackenzone vom Alpen-Ostrand bis zur Enns.

Anmerkung zu den Schriftenverzeichnissen.

Für die häufiger vorkommenden Zeitschriften sollen nachstehende Abkürzungen gebraucht werden:

- Jb. = Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt (Bundesanstalt) in Wien.
Verh. = Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt (Bundesanstalt) in Wien.
S. Ak. = Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften.
D. Ak. = Denkschriften " " " "
Anz. Ak. = Anzeiger " " " "
Z. f. prakt. G. = Zeitschrift für praktische Geologie.
Z. A. V. = " des deutschen und österr. Alpen-Vereins.
Z. D. G. = " der deutschen geologischen Gesellschaft.
M. G. Wien = Mitteilungen der geologischen Gesellschaft in Wien.
M. V. Ste. = " des naturwissenschaftl. Vereins für Steiermark.
Tsch. M. M. = Tschermaks Mineralogische Mitteilungen.
N. Jb. = Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie, Paläontologie.
C. M. G. = Centralblatt " " " "
G. Rdsch. = Geologische Rundschau. " " " "
Bull. Finl. = Bulletin de la Commission géologique de Finland.

Schriftenverzeichnis.

1. AMPFERER, O., Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederoesterreichischer Gosauablagerungen. D. Ak. Wien, math.-nat. Kl., 96. Bd., 1918.
2. ANGEL, FR., Gesteine der Steiermark. M. V. Ste., Bd. 60, Graz 1924 (besonders S. 226, 242—244, 262, 272).
- 2a. —, Die Quarzkeratophyre der Blasseneckserie (Obersteirische Grauwackenzone). Jb. 1918, S. 29—62.
- 2b. BÖCHER, H., Zur Geologie des Hochreichart und des Zinken in den Seckauer Tauern. M. V. Ste., Bd. 63, S. 136—149, Graz 1927.
3. CORNELIUS, H. P., Petrographische Bemerkungen; als Anhang zu SPENGLER, Über die Tektonik der Grauwackenzone usw. Verh. 1926 (siehe I, 50).
4. ČIŽŽEK, JOH., Das Rosaliengebirge und der Wechsel in Niederösterreich. Jb. 1854, S. 465—529.
5. FOULLON, H. Baron v., Über die petrographische Beschaffenheit der krystallinischen Schiefer der unterkarbonischen Schichten und einiger älterer Gesteine aus der Umgebung vom Kaiserberg. Jb. 1883, S. 207—252.
6. —, Über die Verbreitung und die Varietäten des „Blasseneckgneis“ und zugehörige Schiefer. Verh. 1886, S. 111—117.
7. GAULHOFER, K. und STINY, JOS., Die Parschluger Senke. M. G. Wien, Bd. V, 1912, S. 324—344, bes. S. 333.
8. — und —, Die geologischen Verhältnisse am Ostende des Karbonzuges Bruck a. M. — Grasnitzgraben. Verh. 1913, S. 397—403.
9. GEYER, G., Geologische Spezialkarte, Blatt Liezen, herausgeg. von der Geol. Reichsanst., Wien 1918 (samt Erläuterungen).
10. HAMMER, W., Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. Jb. 1924, S. 1—34.
11. —, Aufnahmebericht über Blatt Admont—Hieflau 4953. Verh. 1928 S. 27—28.

12. HERITSCH, F., Über einen neuen Fund von Versteinerungen in der „Grauwackenzone“ von Obersteiermark. M. V. Ste., Bd. 44, Jg. 1907, S. 20—33.
13. —, Geologische Studien in der „Grauwackenzone“ der nordöstlichen Alpen. I. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Hohentauern. S. Ak. Wien, math.-nat. Kl., Bd. 116, Abt. I, 1907, S. 1717—1738.
14. —, Titel wie 13. II. Versuch einer stratigraphischen Gliederung der „Grauwackenzone“ im Paltentale nebst Bemerkungen über einige Gesteine (Blasseneckgneis, Serpentin) und über die Lagerungsverhältnisse. Ebenda, Bd. 118, 1909, S. 115—135.
15. —, Titel wie 13. III. Die Tektonik der Grauwackenzone des Paltentales. Ebenda, Bd. 120, 1911, S. 95—115.
16. —, Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Paltentales (Obersteiermark). M. V. Ste., Bd. 48, Jg. 1911, S. 1—238.
17. —, Zur Kenntnis der Tektonik der Grauwackenzone im Mürztal (Obersteiermark). C. M. G. 1911, S. 90—95, 110—117.
18. —, Das Alter des obersteirischen „Zentralgranites“. C. M. G. 1912, S. 198 bis 202.
19. —, Fortschritte in der Kenntnis des geologischen Baues der Zentralalpen östlich vom Brenner. III. Das Gebirge östlich von den Radstätter Tauern und vom Katschberg. G. Rdsch. III, 1912, S. 245—258.
20. —, Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpino-dinarischen Grenze (Ostalpen). Handb. d. reg. Geol. II, 5 a, Heidelberg 1915.
21. —, Geologie von Steiermark. M. V. Ste, Bd. 57, B, 1921.
22. —, Die Grundlagen der alpinen Tektonik. Berlin 1923.
23. —, Das Fenster von Fischbach. Anz. Ak. Wien, math.-nat. Kl., 1926, Nr. 12.
24. —, Das tektonische Fenster von Fischbach. D. Ak. Wien, math.-nat. Kl., 101. Bd., 1927, S. 1—27, bes. S. 14.
25. —, Die Deckentheorie in den Alpen (Alpine Tektonik 1905—1925). Fortschritte der Geol. u. Paläont., Bd. VI, Heft 17, Berlin 1927.
- 25 a. —, Caradoc im Gebiete am Eisenerz in Obersteiermark. Verh. 1927, S. 66—68.
26. KERN, A., Zur geologischen Neuaufnahme des steirischen Erzberges 1925 bis 1926. Berg- u. Hüttenmänn. Jb., Bd. 75, 1927, S. 23—29, 49—55.
27. KITTL, E., Das Magnesitlager Hohenburg zwischen Trofaiach und Oberdorf an der Lamming. Verh. 1920, S. 91—111.
28. KOBEB, L., Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. D. Ak. Wien, 88. Bd., 1912.
29. MOHR, H., Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. M. G. Wien, III, 1910, S. 104—213.
30. —, Bemerkungen zu ST. RICHARZ: „Die Umgebung von Aspang am Wechsel (Nieder-Österreich)“. Verh. 1911, S. 278—281.
31. —, Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostspornes der Zentralalpen. D. Ak. Wien, 88. Bd., 1912, S. 632—652.
32. —, Geologie der Wechselbahn. Ebenda, 82. Bd., 1913, S. 321—379.
33. —, Ist das Wechselfenster ostalpin? Graz 1919.
34. —, Das Gebirge um Vöstenhof bei Ternitz (N. Ö.). D. Ak. Wien, 98. Bd., 1922, S. 141—163.
35. —, Über einige Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen. Z. D. G., Bd. 75, Jg. 1923, Monatsber. S. 114—133.
36. REDLICH, K. A., Der Karbonzug der Veitsch und seine Magnesite. Z. f. prakt. G., 1913, S. 406—419.
37. —, Der Magnesit des Wiesergutes bei Oberdorf an der Lamming und von Arzbach bei Neuberg (Steiermark). Verh. 1921, S. 74—83.
38. — und F. SELLNER, Die Radmer. M. G. Wien XV, 1912, S. 267—312.

39. RICHARZ, P. STEPH., Die Umgebung von Aspang am Wechsel (Nieder-Österreich). Jb. 1911, S. 285—338.
40. SANDBER, BR., Zur Systematik zentralalpiner Decken. Verh. 1910, S. 357 bis 368.
41. —, Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. Jb. 1912, S. 219 bis 288.
42. —, Referat über HERITSCH, Fortschritte in der Kenntnis des geologischen Baues der Zentralalpen usw. (siehe oben Nr. 19). Verh. 1913, S. 334—338.
43. —, Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. Jb. 1914, S. 567—634.
44. —, Zur Geologie der Zentralalpen. II. Ostalpin und Lepontin. Verh. 1916, S. 223—231.
45. SCHMIDT, W., Grauwackenzone und Tauernfenster. Jb. 1921, S. 101—116.
46. —, Gefügestatistik. Tsch. M. M., Bd. 38 (BECKE-Festschrift), 1925, S. 392.
47. SCHWINNER, R., Die Niedern Tauern. G. Rdsch. XIV, 1923, S. 26—56, 155—163.
48. —, Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). S. Ak. Wien, math.-nat. Kl., 136. Bd., Abt. I, 1927, S. 333—382.
49. SPENGLER, E., Zur Tektonik des obersteirischen Karbonzuges bei Thörl und Turnau. Jb. 1921, S. 225—254.
50. —, Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe. Mit einem Anhang: Petrographische Bemerkungen von H. P. CORNELIUS. Verh. 1926, S. 127—143.
51. —, Geologische Spezialkarte, Blatt Eisenerz, Wildalpe, Aflenz; und Erläuterungen dazu. Wien 1926.
52. STINY, JOS., Gesteine der Umgebung von Bruck a. d. Mur. Feldbach 1917.
53. —, Porphyרבkömmlinge aus der Umgebung von Bruck a. d. Mur. C. M. G. 1917, S. 407—414.
54. —, Aufnahmebericht über Blatt Bruck—Leoben. Verh. 1921, S. 20—22.
- 54 a. Titel wie 54. Ebenda 1927, S. 36—39.
55. Titel wie 54. Ebenda 1928, S. 36—38.
56. STUR, D., Geologie der Steiermark. Graz 1871, S. 98.
57. —, Funde von untercarbonischen Pflanzen der Schatzlarer Schichten am Nordrande der Centralkette der nordöstlichen Alpen. Jb. 1883, S. 189—206.
58. TOULA, FR., Geologische Untersuchungen in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen, mit besonderer Berücksichtigung des Semmeringgebietes. D. Ak. Wien, math.-nat. Kl., 50. Bd., 1885, S. 121—182.
59. —, Führer für die Exkursion auf den Semmering. W 7 in „Führer für die Exkursionen in Österreich“. Intern. Geol.-Kongress, Wien 1903.
60. VACEK, M., Über den geologischen Bau der Zentralalpen zwischen Enns und Mur. Verh. 1886, S. 71—83.
61. —, Über die geologischen Verhältnisse des Semmeringgebietes. Verh. 1888, S. 60—71.
62. —, Über die kristallinische Umrandung des Grazer Beckens. Verh. 1890, S. 9.
63. VETTERS, H., Aufnahmebericht über Blatt Eisenstadt. Verh. 1911, S. 18.
64. —, Aufnahmebericht über Blatt Wiener-Neustadt. Verh. 1912, S. 19—20.
65. —, Geologische Spezialkarte, Blatt Wiener-Neustadt (östlich der Leitha) und Erläuterungen. Herausgeg. v. d. Geol. Reichsanst., Wien 1918.
- 65 a. WEENSCHENK, E., Über einige Graphitlagerstätten. 3. Die Graphitlagerstätten der Steyermark. Z. f. prakt. G., 1900, S. 36—41.

Der gegebene Ausgangspunkt für unsere Studie ist die obersteirische Grauwackenzone vom Semmering bis zur Enns, weil

da die Gesteinsserien IIIa und b mit normalen fossilführenden Sedimenten in Verband treten in einem Gebirgsbau, der zwar recht verwickelt ist und noch manche Rätsel aufgibt, aber in den hier wichtigen Hauptsachen doch als einigermaßen geklärt gelten kann. Wir beginnen am Nordrand.

Die Serie der mesozoischen Sedimente der Kalkalpen war ursprünglich auf dem Paläozoikum des nördlichsten Streifens der Grauwackenzone (Unterzone von Eisenerz) abgelagert worden. Dieses Verhältnis ist vielfach durch nachträgliche Bewegungen gestört worden, welche jenen Horizont als *locus minoris resistentiae* ausgenützt haben. Es liegt aber kein Grund vor, jenen Bewegungen mehr als lokale Bedeutung zuzuschreiben. Wir kennen auch Stellen, wo ursprünglicher Transgressionsverband der Kalkalpenserie, diskordant über den variscischen Gebirgsbau mit Transgressionskonglomerat aus dem unmittelbar liegenden, erhalten geblieben ist. Am besten vom Präbichel (50, S. 136; 51, S. 29). Dieses Präbichelkonglomerat (manchmal *Verrucano* genannt, was nicht zu empfehlen ist, vgl. Kap. V) ist der erste Geröllhorizont, den wir in unserem Profil, von oben nach unten vorschreitend, treffen. Da es allmählich in die Werfener Schichten übergeht (51, S. 37; 29, S. 115), ist sein Alter ziemlich scharf bestimmt auf untere Grenze der Trias, ob hüben oder drüben vom Grenzstrich der marinen Serien, kann natürlich schwer entschieden werden. Die Erscheinung dieses Konglomerates ist schon nach der bunten Geröllgesellschaft sehr veränderlich. Diejenigen Partien, in denen Devonkalk, Siderit usw. vorkommen¹⁾, sind von allen anderen tieferen Geröllhorizonten leicht zu unterscheiden. Ebenso ist die mangelnde Metamorphose ein Unterscheidungszeichen. Doch kann das täuschen, Grundmasse aus glimmerigem Zerreibsel sieht oft sehr kristallin aus und gewisse Veränderungen hat dieses Konglomerat doch erfahren: die Gerölle sind häufig ausgewalzt (51, S. 36), das ganze verquarzt (34, S. 144), und wo die Zwischenglieder fehlen, wie bei Payerbach—Gloggnitz, ist der Übergang der klastischen Basalbildungen der Trias in die viel älteren liegenden Silbersberg-Grauwacken ebenfalls allmählich, ja fast unmerklich (29, S. 118), ein Fall, der weitgehende Vorsicht bei Verwendung dieses Kriteriums nahelegt, denn er zeigt, daß auch eine große Lücke derart verschleiert werden kann (34, S. 145).

Darunter fehlt am Nordrand der Grauwackenzone meistens das Karbon, insbesondere sind Karbonkonglomerate, die sonst in der Serie der Sedimente den auf den „*Verrucano*“ zunächst folgenden Geröllhorizont bilden, nicht bekannt. Gelegentlich ist Karbon aller-

¹⁾ d. i. „*Werfener Breccie*“ vom Erzberg, von der KERN (26) nachgewiesen, daß sie ein Aufbereitungsprodukt des Erzlagers vorstellt = VACEKS transgredierende Erzformation!

dings vorhanden und mit Devon verfaltet (Veitsch). Zu bemerken ist, daß diese Trilobitenschiefer gar nicht metamorph sind, was für verlässlich datierbares Karbon der Grauwackenzone auch sonst gilt¹⁾ — im Gegensatz zu sogenanntem Semmeringmesozoikum.

Von den Gliedern der altpaläozoischen Serie erreichen in der Unterzone von Eisenerz die Devonriffkalke die größten Mächtigkeiten, fehlen aber andernorts wieder auf langen Strecken ganz und gar, so daß Linsen und Klötze des sogenannten erzführenden Kalkes von allen Größen, vom Block bis zum Berg, vereinzelt in den Grauwackenschiefern zu schwimmen scheinen, ein Bild, das an viele Gebiete der karnischen Hauptkette oder des Seebergaufbruches erinnert und wohl keine weitere Erklärung fordert, als man dort für hinreichend hält, nämlich die nachvariscische Erosion.

Silur hat anscheinend noch viel geringere Verbreitung, sei es weil überhaupt nicht überall oder nicht überall vollständig abgelagert, oder eventuell vor Devon abgetragen (?), wie bei Graz, Hannersdorf (Burgenland), Brünn usw. Lydit muß aber nach der Verbreitung seiner Gerölle ursprünglich viel mehr vorhanden gewesen sein.

Die Ablagerungsfolge des Altpaläozoikums ist in der Geosynkliale der Grauwackenzone also fast ausschließlich eupelagisch: ziemlich reine Riffkalke, Kramenzelkalke, Tonschiefer mit Cephalopoden, Radiolarienhornstein und Kieselschiefer; auf den Schwellen sind feinklastische und lagunäre Bildungen bekannt (Dolomitsandsteinstufe von Graz, Kalkphyllite von Murau). Wenn man will, kann man den Caradoc-Sandstein von Eisenerz als Bodenkonglomerat ansehen, es ist aber ein merkwürdig feines. Wirkliche Geröllhorizonte fehlen.

Ebenso fehlt wirkliche Metamorphose. An mechanisch stark beanspruchten Stellen ist eine gewisse Umwandlung der Gesteine wohl zu beachten. Sie geht aber nirgends über das hinaus, was man in der karnischen Hauptkette als halbmetamorphe Fazies bezeichnet. Die weit verbreitete, gelegentlich so auffällige Vererzung darf man dafür nicht anführen. Die muß ein mit Sedimentation und Diagenese verbundener Vorgang sein. Denn nach den neuesten Feststellungen von KERN (26, S. 52) war dieser Prozeß am Erzberg wenigstens vor der variscischen Faltung abgeschlossen.

Die Hauptmasse der Gesteine der Eisenerzer Unterzone gehört aber zur nächsttieferen Gesteinsgruppe (III b), die ich (wie später be-

¹⁾ MOHR (34, S. 159) erklärte das „mit der Schwerlöslichkeit der überwiegend quarzigen Bestandmassen“. Das kann nicht stimmen, denn in der Silbersberg- und Semmeringquarzitserie sind noch viel „quarzigere“ Glieder. Der einfachste Schluß ist der, daß jene Serien ihre Metamorphose (erste Tiefenstufe) bereits vor Karbon in der Hauptsache abgeschlossen hatten und erst spätere Gebirgsbewegungen sie mit dem Karbon verfaltet oder verschuppt haben, wobei da und dort auch das Karbon eine gewisse „Dynamometamorphose“ mitgemacht hat, die allerdings im Mineralbestand kaum etwas geändert hat.

gründet werden soll) allgemein Wildschönauer Serie nennen möchte¹⁾. Das verbreitetste Sediment dieser Serie sind hier HAMMERS (10, S. 14ff.) feinschichtige, quarzitisches Grauwackenschiefer, licht- bis dunkelgrün, feinkörnig mit feiner und meist ebener Schichtung, meist vom Habitus eines Quarzites, oft Feldspat führend, gelegentlich abartend bis zu massigen Quarziten oder zu feinblättrigen Serizitschiefern. Gewiß sind diese Schiefer manchen des Liegenden oder des Hangenden recht ähnlich. Aber wenn man auch vielleicht nicht jedes Handstück sicher unterscheiden kann, so ist nach übereinstimmendem Zeugnis aller Aufnahmegeologen die Serie im Feld verläßlich abzutrennen. Das Paläozoikum ist, wie schon erwähnt, gar nicht metamorph, selbst sein tiefstes Glied, das Caradoc von Eisenerz (25a), ist ein gewöhnlicher Sandstein, feine locker geschichtete Quarzkörner, gut gerundet und von gleicher Größe, zwischen denen kalkig-toniges, eisenschüssiges Bindemittel liegt — Material zu den schönsten typomorphen Mineralien, aber absolut keine Umkristallisation²⁾. In dieser Beziehung unterscheiden sich die Grauwackenschiefer von allen ähnlichen Gesteinen des fossilführenden Paläozoikums, da sie eine deutliche Metamorphose erlitten haben, wenn auch eine merklich schwächere Umwandlung als der Quarzphyllit des Palten-Liesingtales (10, S. 15; 3, S. 142; 50, S. 128). Allerdings ist diese untere Abgrenzung in jeder Beziehung weniger scharf als die obere, die, vom Hiatus in der Gesteinsfazies abgesehen, stellenweise als klare Diskordanz zu erkennen ist. So liegt bei Eisenerz der erzführende Kalk, der gerade hier Devonfossilien geliefert hat, mit Transgressionsverband und klastischen Bodenbildungen auf einer Abtragungsfläche des Porphyroids (26).

Das Liegende der Wildschönauer Serie ist in der Eisenerz Unterzone nur selten aufgeschlossen, so im Liesingtal (10, S. 9, 25; 16, S. 214) und bei Aflenz (50, S. 128) und da beobachtet man einen allmählichen Übergang in den typischen Quarzphyllit. Zum großen Teil einfach durch Zunahme der Metamorphose, zum Teil aber auch durch Änderung in Stoffbestand und Gefüge: der Quarzphyllit ist weniger quarzitisches, glimmerreicher, deswegen auch flaserig und gefältelt, nicht ebenflächig.

Neben den vorwiegenden feinklastischen Grauwackenschiefern finden sich aber auch stellenweise deutliche bis recht grobe Konglomerate,

¹⁾ HERITSCHE Bezeichnung „Blasseneckserie“ kann nicht als allgemeine stratigraphische Bezeichnung für diese Stufe gebraucht werden, weil SPENGLER meint (50, S. 131ff.; 51, S. 25), daß der Blasseneckkeratophyr selbst oberilurischen Alters wäre; aber auch in diesem Fall wäre kein Einwand dagegen, bei starker Beteiligung der Keratophyre von einer Blasseneckfazies der Wildschönauer Serie zu sprechen.

²⁾ Dieser Befund spricht einigermaßen gegen kaledonische Orogenese; denn eine solche hätte vermutlich zwischen Caradoc und jüngerem einen Hiatus geschaffen.

so im Johnsbachtal (16, S. 116) und im Liesingtal (10, S. 13), vermutlich gehören die Silbersbergkonglomerate bei Gloggnitz auch hierher (58, S. 144; 29, S. 118). Ein weiterer wesentlicher Bestandteil unserer Serie ist der sog. Blasseneckgneis, ein metamorpher Quarzkeratophyr, als Decke oder Lagergang (?) eingeschaltet¹⁾, jedenfalls jünger als die Hauptmasse der Grauwackenschiefer. STINY (54a) hat in der Umgebung von Trofaiach beobachtet, daß letztere von den Porphyroiden durchbrochen werden. Überhaupt liegt die große Platte des Blasseneckgneises gewöhnlich über den Schiefen und unmittelbar oder doch nicht weit unterm erzführenden Kalk (50, S. 129ff.). Sonst gehören zu dieser Serie vielleicht noch einige Chloritoidschiefer (z. B. Treffner Alpe, 16, S. 120) und Chloritschiefer (16, S. 119). Allerdings will HAMMER (10, S. 12, 14) die Grünschiefer völlig aus dieser Serie ausscheiden und ans Karbon, besonders an die darin liegenden Kalkzüge anschließen, was aber wohl etwas zu weit geht (vgl. Kap. IV). Gelegentlich kommen darin ungeschieferte basische Gesteine vor: Uralitdiabas in der Teuchen und bei Radmer (10, S. 15; 16, S. 86; 36, Karte), Metadiabas bei Palbersdorf (51, S. 26—27), wohl mehr jüngere magmatische Einschaltungen als normaler Bestand der Serie.

Die Eisenerz Unterzone wird im S durch größere Störungen begrenzt — die sog. norische Linie —, an denen Schubsetzen und Splitter des kristallinen Untergrundes in verschiedenen Positionen unter die Schuppen des paläozoischen Deckgebirges gemischt sind. Diese sind manchmal klein, so der Amphibolit am Kaintaleck (27), manchmal ganze Gebirge: Fötteleck, Gneiszug von Leims, Kletschach—Troiseck-Zug und die Insel von Vöstenhof²⁾. In dieser norischen Schuppenzone ist das Karbon gut entwickelt (Pflanzenkarbon E. SUESS) und führt auch mächtige Quarzkonglomerate. Das Devon ist viel weniger mächtig als in der Eisenerz Randzone; trotzdem hängen die Kalkzüge besser zusammen. Eine Folge eben des Umstandes, daß hier im Karbon Aufschüttung geherrscht hat, nicht Abtragung. Auch die klastischen Gebilde der Serie III finden sich hier wieder (Nordseite des Troiseck, 45, 48, 51). Wir werden diese zerstreuten Vorkommnisse besser später besprechen.

Der Südrand der Grauwackenzone klebt wieder auf dem größten Teil seiner Erstreckung mit ursprünglichem Transgressionsverband, den eine spätere Durchbewegung nicht völlig zu verwischen vermocht hat, auf dem Grundgebirge des südlichen Rahmens. Doch besteht zwischen O und W, zwischen Mürz- und Liesingtal ein beträchtlicher

¹⁾ Einschlüsse von Andalusit-Biotit-Hornfels (10, S. 14) sprechen für längeren Aufenthalt des Magmas in der Tiefe.

²⁾ Nach den bezüglichen Beschreibungen von STINY und MOHR ist Troiseck und Vöstenhof wohl die gleiche Serie.

Unterschied. Am Nordrand der Seckauer Tauern folgt auf dem Gneis des Massivs und zwar vielfach unmittelbar auf dem Orthogneis, dessen Schiefergneishülle somit bereits weitgehend abgetragen war, die Rannachserie. Ich verstehe darunter wieder beides, fein- und grobklastisches zusammen, also neben dem Rannachkonglomerat, nach dem der Name gewählt, den Quarzphyllit des Liesingtales, eine Zusammenfassung, die naturgegeben und daher auch von allen Autoren angewendet worden ist. Auch in der Rannachserie überwiegen die feinklastischen Sedimente, obwohl hier die groben Konglomerate stellenweise eine überraschende Mächtigkeit annehmen können. Hauptgestein ist der „Quarzphyllit“, der wohl als der Typ dieses in der Ostalpengeologie so oft genannten Gesteins bezeichnet werden kann. (10, S. 1; 16, S. 63). Lagen und Knauern von Quarz, umwickelt mit feinschuppigen, grünlichgrauen, verschliffenen Glimmerhäuten, seltener die Quarzkörner im Glimmergewebe locker verstreut. U. d. M. findet sich gelegentlich auch Feldspat, neben dem Muskovit ein grünlicher Glimmer (nicht Chlorit!), welcher den grünlichen Farbton bedingt, in gewissen Strichen Karbonat, selten Granat, dagegen hier und da regelmäßig und reichlich Turmalin. Die Kristallisation des Glimmers ist prä- bis paratektonisch (10, S. 3), der Turmalin dagegen ist regellos verteilt, nicht in Schichten eingeschichtet und daher entschieden posttektonisch, vermutlich also Hof eines letzten Nachzüglers im Seckauer Granitmassiv. Der Phyllit ist sowohl gegenüber Graphitkarbon als den feinschichtigen Grauwackenschiefern höher metamorphe Fazies (10, S. 3). Er bildet eine Schichtmasse, die auf große Entfernungen ungemein einformig ist, ohne viel Änderung im und quer zum Streichen (Unterschied vom bunten Gesteinswechsel im Paläozoikum). Aber daß Grünschiefer und Kalke der Rannachserie völlig fehlen sollten (10, S. 3), ist wohl selbst für das Liesingtal nicht strikt aufrecht zu halten. Es mag wohl Chloritoid- und eigentlicher Grünschiefer in der Hauptsache der graphitführenden Serie zuzuordnen sein, aber von einigen Grünschieferzügen ist selbst hier wahrscheinlich, daß sie zum Phyllitkomplex gehören (10, S. 3 unten), und auch der Vergleich mit anderen Phyllitgebieten läßt vermuten, daß Grünschiefer der Rannachserie eigentümlich sind. Kalk dagegen ist nur stellenweise vertreten. Immerhin hat BÖCHER (2b) im Reichartgebiet eine mächtige Kalkbank gefunden, eingeschaltet in die tiefern Lagen des Rannachkomplexes und durch die Aufnahme von Kieselgeröllen als den basalen Konglomeraten desselben zugehörig legitimiert¹⁾. Auf diesen wichtigen Fund, den wir kurz als Seitnerbergmarmor bezeichnen wollen, werden wir noch öfters zurückkommen.

¹⁾ Wahrscheinlich gehören die Marmore mit Quarzkörnern, welche HERITSCH aus der Gegend S und W von Wald beschrieben (16, S. 43), ebenfalls zu diesem Horizont.

Bezeichnend für die Quarzphyllite des Liesingtales ist eine grobklastische Basalbildung, das vielgenannte Rannachkonglomerat¹⁾. Es wollte allerdings W. SCHMIDT (45, S. 108) dieses zu phyllonitiertem Grobgneis degradieren. Aber diese Ansicht ist von einem Beobachter wie HAMMER nachgeprüft und entschieden abgelehnt worden (10, S. 8 u. 9). Übrigens mylonitischer oder phyllonitisierter Grobgneis, wie er z. B. am Hochreichart oder im Mürztal vorkommt, kann vielleicht mit manchen Typen aus der Rannachserie verglichen werden, nämlich solchen, die selbst stark mylonitisiert worden sind. Es ist aber nirgends ein Beispiel, daß ein Grobgneisphyllonit etwas wie das typische Rannachkonglomerat geworden wäre, und es fehlt solches auch im Mürzgebiet vollständig, wo man doch die Phyllonitierung des Grobgneis am besten studieren kann (24, S. 6). Das Vorkommen des Rannachkonglomerates ist auch ganz eigenartig, nicht etwa flächenhaft wie sie eine Schicht mit tektonischen „Geröllen“ doch haben müßte. Sondern ziemlich unregelmäßig an- und abschwellende Geröllanhäufungen in einem Quarzphyllitsystem, „verteilte Wildbachschuttkegel“ (10, S. 7). Das Material der Gerölle ist ganz überwiegend Quarz, daneben als große Seltenheit „Granit und Gneis, welche verschiedenen Gesteinsarten der Seckauer Granitmasse entsprechen“ (10, S. 4). Sie sind alle wohlgerundet und meistens nicht sehr groß, etwa um den Zentimeter herum, größere sind entweder vereinzelt oder doch nur in gewissen Lagen zu finden, typische „Restschotter“, ausgelesen durch chemische Verwitterung einer auf trockenem Land liegenden Schotterdecke. Vorbedingung einer solchen Bildung ist, daß eine ältere Schotterdecke anderswo vorhanden gewesen, subaërisch verwittert und dann der Rest in den Sedimentationsraum eingespült worden ist, also eine Anzahl von Umständen, die nicht allzu häufig zusammentreffen. Dagegen ist besondere Transportkraft (Wildbach) kaum nötig, denn die Gerölle sind nirgends sehr groß und in größerer Entfernung vom Massiv sogar recht klein, auf der nordöstlichen Talseite 2—5 mm (10, S. 9, 16, S. 48?) Hervorzuheben ferner, daß es sich fast nirgends um eine geschlossene Schotterpackung handelt, sondern um lockere Einstreueung, oft fast vereinzelt Gerölle in feinklastischer Grundmasse (16, S. 45, 50, worüber später mehr, siehe Anhang). Die Gesamtmasse dieser Quarzgerölle ist verhältnismäßig gering. Es ist ja auch im tiefern Kristallin Quarz in größeren Massen nicht häufig, das hat einmal OHNESORGE recht drastisch betont (142, S. 180). Der eigentliche Seckauer Gneis kommt als Lieferant wenig in Betracht, aber auch in den Wölzer Glimmerschiefern wird viel aufgearbeitet worden sein müssen, denn Quarz-Knauern, -Lagen und -Gänge sind auch

¹⁾ Der Name Rannach kommt leider wie viele andere steirische Ortsnamen mehrmals vor, z. B. Hohe Rannach bei Graz, doch ist bis jetzt mit Rannachkonglomerat kaum ein Mißverständnis herausgekommen.

dort nur ein kleiner Bruchteil der Masse (im Karbon standen die mit Quarz bereits angereicherten Phyllitserien III zur Verfügung, daher konnten in dieser Formation die Quarzkonglomerate mächtigere geschlossene Schichtmassen bilden).

Wenn man das Rannachkonglomerat als „Grundkonglomerat“ auffassen will, so kann sich das nicht auf die Gerölle beziehen, wohl aber mag die Grundmasse der liegendsten Schichten größtenteils aus dem aufgearbeiteten unmittelbaren Untergrund entstanden sein. Diese Grundmasse bzw. die überhaupt im ganzen feinklastischeren Lagen enthalten Splitter von Quarz und Feldspaten (Plagioklas und auch Orthoklas) und einzelne Relikte älterer Glimmer (Biotite, 10, S. 5). Das ganze Gestein ist in weitgehendem Maße umgewandelt. Ob eine ältere Kristallisation stattgefunden, ist schwer zu entscheiden. Sicher hat dann eine recht kräftige Durchbewegung stattgefunden, offenbar gemeinsam mit dem Rand des Seckauer Massivs. Der Kontakt dieser beiden sich mechanisch verschieden verhaltenden Serien war zu einem Bewegungshorizont von ziemlicher Mächtigkeit umgewandelt. Bei dieser Durchbewegung sind insbesondere die Gerölle ausgewalzt worden, eine auffällige Erscheinung, die viel diskutiert worden und in ähnlichen Gesteinen auch sonst häufig zu finden ist (S. 216). Die Deformation ist aber auch an den Komponenten des Grundmassegefüges zu sehen. Doch ist über das ganze eine ausgiebige posttektonische Kristallisation erster Tiefenstufe — nach HAMMER (10, S. 8) auch Rekristallisation von Biotit — darüber gegangen (16, S. 54, 56, 78). In einzelnen Schlifften erschienen mir davon auch die Gerölle ergriffen (16, S. 46?). An manchen Orten ist das Gestein von massenhaften Turmalinen (5) in einer Art durchspickt, die wohl nur posttektonisch sein kann. Im eigentlichen Liesingtal ist dagegen Turmalin spärlich (10, S. 5), oft auch klastisch (16, S. 59, 61 ff.). Also geht die Verbreitung der Turmalinidioblasten und die der posttektonischen Kristallisation nicht genau parallel.

Die grobklastischen Ablagerungen der Rannachserie gehen einerseits in gewöhnliche Quarzphyllite über (10, S. 4 u. 6), gelegentlich aber auch in feinkörnige Glimmerquarzite mit mehr oder weniger Relikten der primären Trümmer, besonders der verschiedenen Feldspäte. Und das führt uns zu der Frage des „Weißstein“, „Blattel“- oder „Plattelquarz“; „Phyllitgneis“ oder „Mikroturmalingneis“ nach FOULLON (5)¹⁾. Die groben Konglomerate der Rannachserie haben ziemlich beschränkte Verbreitung. Sie scheinen nicht einmal bis ins Murtal hinauszugehen. Hier nimmt die Stellung derselben

¹⁾ Auch dieses Gestein ist verschieden gedeutet worden. Aber wenn WEINSCHENK (65a, S. 40) den Weißstein als aplitische Randfazies des Seckauer Granites auffaßte, so war das damals schon überholt durch die Beobachtung von VACEK (60, S. 74), daß der Weißstein über einer ziemlich mächtigen Serie von Rannachkonglomerat und Schiefer liegt, was HAMMER bestätigt (10, S. 6).

unmittelbar auf dem Gneis ein Komplex von mittelkörnigen Arkosen, Porphyrbkömmlingen, im Hangenden aber feinkörnige weiße Quarzite — eben der Plattelquarz — ein (10, S. 7). Es liegt nahe, darin auch stratigraphische Äquivalenz zu sehen. HAMMER läßt diese Frage noch offen, hebt aber hervor, daß ein Äquivalent der bereits bei Bruck in dieser Serie von STINY (58, S. 407) gefundenen Porphyrbkömmlinge (Quarzkeratophyre) in der Rannachserie nicht festgestellt werden konnte. Die Rannachgeröllquarzite sind von den oben genannten Brucker Porphyroiden des Liesingtales ebenso wohl zu unterscheiden wie von den Blasseneckgneisen des Grauwackennordrandes, sofern es sich nur um Gesteine handelt, die durch Verschieferung und Metamorphose nicht allzu sehr hergenommen worden sind (10, S. 6 u. 7). Überhaupt ist Porphyroid ein wesentlicher Bestandteil der Wildschönauserie, scheint aber in Quarzphyllitgebieten, die man mit ziemlicher Sicherheit der ältern Rannachserie zuordnen möchte, nicht vorzukommen. Möglicherweise sind beide Serien noch durch eine andere wesentliche Verschiedenheit, nämlich im Gefüge, verschieden, denn W. SCHMIDT (46) hebt ausdrücklich hervor, daß der Weißstein ebenso wie die Murgneise eine rein mechanische Gefügebildung bei heftigster Durchbewegung repräsentieren, während in der Rannachserie und im Reichartgneis doch eine wenigstens teilweise posttektonische Kristallisation nicht zu verkennen ist.

Ihrer Lagerung nach setzen Schuttanhäufungen wie Rannach- und Wildschönauserie ein merkliches Relief des Bodens voraus, eine ältere Erosionsform, der gegenüber sie ungleichförmig gelagert erscheinen, indem die zunehmende Aufschüttung rundum seitlich übergreift, andererseits aber doch nur eine bestimmte Verbreitung, entsprechend der Senke erreicht, und daher ihrerseits wieder leicht von den Absätzen eines späteren Sedimentzyklus übergreifen werden kann. So liegt die Rannachserie auf verschiedenen Horizonten des tief erodierten Seckauer Massivs, den Paragneisen der ursprünglichen Hülle, der Randfazies und dem Kerngranit. Nichts natürlicher, als daß die nächste große Verschüttung ebenso über die verschiedenen Gneise als schließlich über die daraufliegenden Lappen der ältern Transgression übergreif¹⁾.

¹⁾ An sich hat diese Vorstellung offenbar sonst kein Bedenken erregt, so faßt SCHMIDT (47, S. 409) „den Blattelquarz, der sich aus dem Rannachkonglomerat der Seckauer entwickelt . . . aus Analogie mit dem Semmeringquarzit und weil er wie dieser stellenweise mit Rauchwacken verknüpft ist, als Triasquarzit auf“. Da das Rannachkonglomerat samt dem anhängenden Phyllitpaket nicht gut in die Trias gestellt werden kann, ist die Art, wie sich der Blattelquarz aus dem Rannachkonglomerat entwickelt, nur als eine übergreifende Transgression zu verstehen, etwa mit Aufarbeitung des Liegenden, so daß wieder ein faziell ganz ähnliches Sediment entstand. Es ist übrigens hervorzuheben, einmal daß neben Fällen, wo der Weißstein nahe über Rannachkonglomerat liegt, auch solche vorkommen, wo mächtige gefaltete Phyllite

Der Blattelquarz von Leoben-Bruck bildet nun die Brücke zwischen West und Ost. Seine Ähnlichkeit mit dem Semmeringquarzit sowohl in Gesteinen als Lagerung verschafft uns das tertium comparationis zwischen den Serien des Mur- und Mürztgebietes. Es ist eine Reihe von ganz ähnlichen Bildungen, die hier im Streichen einanderfolgen, transgressiv aufgelagert auf den Rand des ältern Grundgebirges: auf das Altkristallin des Mugelzuges, die amphibolitreichen Gneise des Rennfeld, den Mürztaler Grobgnais samt Hüllschiefern, die Wechselschiefer, die Kernserie von Kirchberg und die Gneise des Leithagebirges. Diese Semmeringquarzitgruppe (29, S. 151ff.) hat als Leit- und Namensgestein einen feinkörnigen bis dichten, fast massigen Quarzit, weiß bis apfelgrün, selten violett-rötlich, Serizitschuppen in s. Häufig, in manchen Gegenden sogar überwiegend verbreitet (29, S. 152; 32, S. 350, 351) ist Feldspatgehalt¹⁾, demgemäß Arkosencharakter. Daran schließen sich einerseits Gesteine mit größerem Glimmergehalt, ebenfalls weiß oder grünlich, Serizitgrauwacken und feinblättrige Serizitschiefer, andererseits aber auch grobe Trümmergesteine: weiße Quarzinquarzkonglomerate (24, S. 14) gelegentlich Konglomerate mit rötlichen Quarzen (29, S. 152; 32, S. 350). Andere Gerölle, schwarze, kieselige Schiefer, ältere Quarzite, Muskovitgranit (?) sind selten (29, S. 152). Außerdem sind oft Porphyroide in dieser Serie eingeschaltet, so bei Fischbach (24, S. 14); im eigentlichen Semmering und Wechselgebiet (29, S. 154/55; 30, S. 278—281; 31, S. 640; 32, S. 354); bei Bruck a. M. (10, S. 7, 53). Auch die eigenartige Weißerde, welche in diesem Gebiet nicht selten vorkommt und zwar stets in Verbindung mit weißen Serizitschiefern, dürfte nach MOHR aus Porphyroidmylonit entstanden sein (31, S. 640; 32, S. 352).

Der Semmeringquarzit wird allgemein für Perm oder Untertrias erklärt, mit jener Einmütigkeit, welche nach der allgemeinen wissenschaftlichen Erfahrung dringend eine Nachprüfung ihrer Grundlagen verlangt. Der gemeine unmittelbare Augenschein ist offenbar nicht eine dieser Grundlagen; denn es ist evident und anerkannt, „daß das was in den nordöstlichen Kalkalpen als Werfener Schiefer bezeichnet wird²⁾, eigentlich sehr wenig Ähnlichkeit hat mit

zwischen beiden liegen (10, S. 19; 18, S. 201). Und wenn das alte Profil von Kaisersberg richtig ist (57, S. 191) — und ich habe auch keinen Grund daran zu zweifeln — in dem folgt: Gneis — Weißstein — Graphitschiefer — Weißstein — Graphitschiefer (mit Pflanzen) — Glimmerschiefer, so spricht das nicht für triadisches Alter des Weißsteins.

¹⁾ Wenn SCHMIDT (46, S. 410) vom Mugelzug Überwiegen des Albites über Mikroklin, SPENGLER (49, S. 236, 243, 245; 51, S. 15) von Blatt Aflenz das Gegenteil angibt, so mag das die Abhängigkeit der Arkose vom Untergrund — Annäherung ans Grobgnaisgebiet — illustrieren. Auch im Leithagebirge ist der Quarzit mit gneisähnlichen Arkosen verknüpft (63).

²⁾ Man kann hinzufügen, auch nicht jene Reste des Deckgebirges der Zentralzone, die mit einiger Sicherheit hierher gestellt werden könnten, wie

dem, was wir Semmeringquarzitgruppe nennen“ (34, S. 159). In die Augen fällt schon der Unterschied in der Farbe, überwiegend rot gegen weiß bis lichtgrünlich. Doch ist der Unterschied im chemischen Bestand viel allgemeiner: die Werfener Serie hat das Fe nicht bloß in höherer Oxydationsstufe, sondern auch absolut mehr, viel Ton und fast allgemein Kalk, die Semmeringquarzitserie hat nicht bloß weniger oxydiertes Fe, sondern überhaupt wenig, wenig Ton, keinen Kalk, überwiegend SiO₂, ferner ist das für Obersteier typische Basalglied der Werfener Serie, das Präbichelkonglomerat, gekennzeichnet durch eine bunte Gesellschaft wenig veränderter Gesteine der Grauwackenzone, unter denen sich auch druckgeschieferte Porphyroide fanden (34, S. 158). Es ist nicht leicht anzunehmen, daß die Formation, in denen Porphyroidlager sozusagen Leitfossil sind, gleich alt wäre mit jener, die dasselbe als Geröll enthält (vgl. auch Kap. IV und 142, S. 374). Die grobklastischen Bildungen der Semmeringquarzitserie sind Quarzrestschotter, eingespült in den Grus eines kristallinen Gebirges (Quarzsand oder Quarz mit Feldspat gemischt). Es ist ja vielleicht möglich, durch Hilfhypothesen über den Unterschied in der ursprünglichen Fazies und in der nachträglichen Metamorphose die Hypothese vom permotriadischen Alter der Semmeringquarzite schmackhaft zu machen. Leicht wird es keinesweges sein, und derartige Hypothesenanhäufungen sind alles eher als überzeugend.

Große Ähnlichkeit, ja Gleichheit besteht zwischen den Quarzitserien vom Semmering und von Radstatt. Aber letztere ist, wie wir in Kapitel II sehen werden, gewiß nicht Permtrias; die andere sehr gewichtig scheinende Ähnlichkeit besteht zwischen Semmeringquarzit und dem sog. Permquarzit der Karpathen.

Ia. Aus den Karpathen

(zum Vergleich).

Schriftenverzeichnis.

66. BECK, H., Die Hainburger Berge und die südliche Partie der Kleinen Karpathen. I. Teil von BECK und VETTERS, Zur Geologie der Kleinen Karpathen. Beitr. z. G. u. P. Öst.-Ung. u. d. Orients, Bd. XVI, Wien 1904, S. 5—49.
67. REINHARD, M. und J. ATANASIU, Geologische Bemerkungen über die kristallinen Schiefer der Ost-Karpathen. Ann. Inst. Geol. al României, Vol. XII, 1927, S. 391—413.

die Werchzirkkonglomerate von Turrach, die Grödener und Werfener Schichten vom Poßruck-Remschenig usw. Auch in den Konglomeraten der Bärnschütz bei Mixnitz, sowie in der Kainach zwischen Gallmannsegg und Geistal finden sich Gerölle, die man allgemein für Werfener hält, aber ebenfalls rote glimmerige Sandsteine und rote Konglomerate oder Breccien; und dasselbe zeigte ein etwas unsicherer Fund von Radegund. Daraus muß man schließen, daß die betreffende Formation auf der östlichen Zentralzone ohnedem durch die gewöhnliche Fazies der Grödener und Werfener Schichten vertreten war und daß für eine ganz verschiedene Fazies gleichen Alters dort kein Platz ist.

68. RICHARZ, STEPH., Der südliche Teil der Kleinen Karpathen und die Hainburger Berge. Jb. 1908, S. 1—48 (bes. S. 32, 40 ff.).
69. TRAUTE, F., Beitrag zur Kenntnis der ostkarpathischen Grundgebirges. M. G. Wien III, 1910, S. 53—103.
70. UHLIG, V., Die Geologie des Tatragebirges. D. Ak. Wien, math.-nat. Kl., 64. Bd., 1897.
71. —, Beiträge zur Geologie des Tatra-Krivan-Gebirges. D. Ak. Wien, math.-nat. Kl., 72. Bd., 1902.
72. —, Bau und Bild der Karpathen. In „Bau und Bild Österreichs“. Wien-Leipzig 1903.
73. VETTERS, H., Die nördliche Hälfte der Kleinen Karpathen, samt dem Weißen Gebirge. II. Teil von BECK und VETTERS, Zur Geologie der Kleinen Karpathen. Beitr. z. G. u. P. Öst.-Ung. u. d. Oriens, Bd. XVI, Wien 1904, S. 49—106.
74. —, Geologie des Zjargebirges und des angrenzenden Teiles der Mala Magura in Ober-Ungarn. D. Ak., math.-nat. Kl., 85. Bd., 1909,

Ein direkter Nachweis von Perm ist in den Karpathen nicht erbracht (71, S. 521). Und jene Quarzite, die nach Urteil aller Beobachter den Semmeringquarziten ähnlich sind, werden als Perm deswegen bezeichnet, weil sie über dem Grundgebirge und unter der sicheren Trias liegen und mit dem Buntsandstein stratigraphisch verbunden zu sein scheinen. Nebenbei bemerkt, derart könnte man unschwer bei Graz Unterkreide nachweisen in jenen Paläozoischen Schuppen, die die Gosau überall unterlagern und vom Grundgebirge trennen. Doch wollen wir nicht bei dieser formellen Ablehnung stehen bleiben, sondern aus der Literatur zu enträtseln versuchen, was es mit dem Karpathenquarzit auf sich hat. Auf dem Grundgebirge, zu dem auch ein schwärzlicher Quarzphyllit mit Porphyroideinlagerungen gezählt wird (66, S. 7), liegt ein sehr fester, lichtrosa, graugrünlich gefärbter Quarzit, der wohl einigermaßen metamorph ist, wie zu schließen nach den Serizitschuppen in s (66, S. 7) und nach dem verzahnten Quarzgefüge (68, S. 35; 69, S. 99). An der Basis finden sich, wenn auch selten, grüngraue Arkosesandsteine (66, S. 9), in einzelnen Lagen sind Quarzgerölle eingestreut (66, S. 7, 8). Außerdem findet sich eine Serie von lockeren mürben Sandsteinen, sandigtonigen Schiefen, meist rot, eisenreich, in Verbindung mit grünen Schiefen (in diesen Werfener Fossilien) und mit Zellenkalk sowie mit Melaphyr (66, S. 9; 73, S. 61). Unmittelbare Beobachtung hat anscheinend keine Anhaltspunkte über den Zusammenhang dieser Sandsteine mit den Quarziten liefern können (66, S. 9). Auf die Ähnlichkeit einzelner Gesteinstypen ist nicht viel zu geben, die Variationsbreite von Quarzgesteinen ist nicht sehr groß. Daß diese Werfener hauptsächlich aus Quarz bestehen, liegt daran, daß in den unmittelbar liegenden Schichten bereits so überwiegend Quarz angehäuft war, der dann in den Werfenern aufgearbeitet worden ist; ihren eigenen Sedimentationsbedingungen nach wären die Werfener keine Quarzrestschotter, bzw. -Sand gewesen, denn in den gelegentlich vorkommenden Basalbreccien liegen

Trümmer des Grundgebirgs, besonders des so leicht zerstörbaren Phyllites (66, S. 9, 10). Als Stütze dieser Auffassung glaube ich anführen zu können, daß (67) REINHARD und ATANASIU aus den Ostkarpathen einen Tatbestand, der vermutlich sehr ähnlich ist, mit großer Selbstverständlichkeit wie folgt beschreiben: 1. Hochkristallin, auf das die granitischen Intrusionen beschränkt sind, 2. weniger umgewandelte Serie; Serizitchloritschiefer, gegen das Hangende graphitische Phyllit, begleitet von weißem und schwarzem Quarzit, kristallinem Kalk, schiefrigem Porphy, 3. Permotrias, graue und rote Sandsteine, Konglomerat, Kalk, Dolomit usw. — eine Schichtfolge, die uns Steirer sehr heimisch anmutet.

Jedenfalls: mit den lockern Konglomeraten und roten Sandsteinen, die in den Karpathen als Permotrias angesprochen werden dürfen, hat der Semmeringquarzit ebensowenig Ähnlichkeit wie mit den gleichartigen Schichten der Alpen. Der Quarzit dagegen, dem er ähnlich ist, ist auch in den Karpathen nicht sicher datierbar, aller Wahrscheinlichkeit nach aber auch dort viel älter.

Etwas plausibler sind die Argumente, welche sich auf die Begleiter des Semmeringquarzites stützen. Insbesondere Gips gilt als Leitfossil für Untertrias oder Perm. Aber Gips und ähnliches¹⁾ ist bis jetzt nur in der Schuppenzone Semmeringpaß—Mürztal gefunden worden, und das ist ein recht kleiner Teil des Quarzitareales. Nun hat aber SPENGLER (49, S. 244; 51, S. 52) bei Aflenz Gips für sich allein inmitten in einer graphitischen Schieferserie gefunden, die man sonst ohne Bedenken zum Karbon stellt. Was dem einen recht, ist dem andern billig; will man nicht auch die Aflenz Graphitschiefer und alle ihre Verwandten in die Werfener Serie stellen, so wird man zugeben müssen, daß in der Mischungszone des Semmeringpasses eine gipsführende Schuppe für das Alter der andern nichts besagt, zumal mobiles Material wie Gips in mechanisch stark durchbewegter Zone bekanntlich an recht überraschenden Stellen auftreten kann.

Etwas verlässlicher und allgemeiner ist die Regel, daß der Semmeringquarzit vom Semmeringkalk (angeblich Trias) begleitet wird (34, S. 159). Aber diese Vergesellschaftung ist nicht sehr exklusiv, der größere Teil der Quarzitzüge ist nicht von Kalk begleitet, es kommt auch Kalk ohne Quarzit vor (29, S. 188), in der Schuppenzone der Adlitzgräben ist die Quarzitgruppe mit Pflanzenkarbon verknüpft (34, S. 159), was einigermaßen an STURs Profil vom Kaisersberg erinnert (S. 224, Anm. 1 von S. 223), und in der Veitsch ist ein Quarzit, den REDLICH (36, S. 408, 416) vom Semmeringquarzit nicht unterscheiden zu können glaubt, verfaltet mit dem Dolomit-Magnesit, d. i.

¹⁾ Auch der Karstenit (Anhydrit) von Kindberg gehört hierher (ZEPHAROVICH-BECKE, Mineral. Lexikon, III. Bd., Wien 1893, S. 138).

dem Äquivalent des erzführenden Kalkes und mit den Trilobiten-schiefern des Karbons. Dann: das Alter des sog. Semmering-kalkes ist nicht gar so zweifellos¹⁾. Darunter versteht man ja meist Kalktektonit, der Gesteinen gleicher Sekundärfazies immer ähnlich ist, den Bänderkalken der karnischen Alpen und der Schöckelserie ebenso gut wie dem „Jura“ der Radstätter Tauern und der vielfach eben nur deswegen als Semmeringkalk bezeichnet wird, weil er von Semmeringquarzit begleitet ist — womit der Zirkelschluß fertig ist.

Sonst ist die Lagerung der Annahme triadischen Alters nicht gerade günstig, die angeblichen Werfener Quarzite sind noch nirgends normal über wirklichem Paläozoikum folgend festgestellt worden, auch nicht in Gegenden, die noch in der Oberkreide von solchem ziemlich geschlossen überdeckt gewesen sein müssen, wie das Gebirge zwischen Bruck und Leoben; denn die Gerölle der Kainach-Gosau gehören zu mindestens $\frac{9}{10}$ dem Paläozoikum an u. z. einer Fazies (Lantschkalk, Lydit usw.), die etwa zwischen Hochlantsch und Grauwackenzone steht.

Betrachten wir die Sachlage etwas mehr im allgemeinen. In der Schichtfolge der Grauwackenzone und der Nachbargebiete gelten einige allgemeine Regeln. So liegt Paläozoikum oder Mesozoikum nicht unmittelbar auf Grundgebirge (in den wenigen Fällen, wo dies angetroffen, ist der tektonische Charakter des Kontaktes offensicht-lich), sonst liegt stets ein Glied der Serie III, wenn auch manchmal, wie in Innerkrems, sehr geringmächtig, dazwischen. Ferner ein merklicher Einschnitt in der Schichtfolge vom Archäikum aufwärts liegt zuerst unterm Paläozoikum; und in der Schwellenfazies, die doch offenbar am Rand des steirischen Gneisbogens herrscht, fehlt das Silur und die Serie beginnt mit kalkigem Devon. Daher wird man jene Semmeringkalkzüge, die regelmäßig zwischen Quarzit und dem Graphitschiefer liegen (49, S. 249) unbedenklich als Devonbänderkalk ansprechen können. Andererseits ist an vielen Stellen postvariscisch das Devon abgetragen worden, (so teilweise in den Falten der Eisen-

¹⁾ Funde von Triasfossilien sind, obwohl die ersten 1876 bekannt wurden, noch immer auf einen bestimmten ganz kleinen Bezirk der Semmering-kalke beschränkt und es ist kein Grund, darin einen Nachweis über das Alter aller anderen sog. Semmeringkalke zu sehen, besonders nicht für die Kirchberger Fazies MOHRS (29, S. 147 u. 165), die im Serienbestand ganz verschieden ist. Die sonst angeführten Analogien mit Radstatt haben heute ein anderes Gesicht als seinerzeit. Das jurassische Alter der Bändermarmore des Semmering scheint heute revisionsbedürftig (34, S. 159). Die Ehe von Radstätter Trias und Quarzitserie ist seitdem geschieden worden (s. S. 225) und nach den Schwankungen, welche die Deutung gewisser Trümmergesteine der Radstätter Tauern in den letzten Jahren erlitten hat, wird sich eine Revision der analogen Bildungen am Semmering empfehlen, so z. B. der merkwürdigen, Kristallin führenden Rauchwacken (29, S. 186).

erzerunterzone vgl. S. 217). Vielleicht sind auch auf wenig gefaltetem Altland des steirischen Gneisbogens, von dem das Schuttmaterial des Karbon großenteils kommt, breite Flächen denudiert worden. Hier kann dann Mesozoikum (wieder in Schwellenfazies) ebenso unvermittelt auf der Schwellenfazies des Kambrium liegen, wie andernorts das Devon. Das früher (S. 226) gebrachte Beispiel der Kainachgosau belegt, daß solche ziemlich regelmäßig und konkordant scheinende Folge auch zwischen recht altersverschiedenen Sedimentzyklen zustande kommen kann und keineswegs eine „Ablagerungsgemeinschaft“ (34, S. 159) zweier unmittelbar aufeinanderfolgender Formationen verbürgt¹⁾. Ein positiver Beweis, daß die Semmeringquarzitgruppe älter als das fossilführende Grauwackenpaläozoikum ist, mag damit vielleicht noch nicht geliefert sein, aber es ist gezeigt, daß diese Annahme mit den Beobachtungstatsachen nirgends in Widerspruch kommt und sich durch ihre Einfachheit an und für sich, und in den tektonischen Konstruktionen empfiehlt; zwei Vorzüge, welche die andern bisher aufgestellten Hypothesen nicht besitzen.

Die untere Altersgrenze der Semmeringquarzitgruppe ist dadurch gegeben, daß sie einen Grundgebirgsbau transgressiv überlagert, verfaltet aus Serien, welche nach Bestand, Tracht und unmittelbarem Zusammenhang zum Altkristallin der Muralpengesteine gehören (Rennfeld—Mugel = Seckauer Paragneise). In Oststeier treten aber zu den alten Grobgnaisen in injizierten Schiefen, die wohl im Primärverband mit jenen Graniten gestanden, phyllitische Hüllschiefer in ihr Liegend ein, und schließlich liegt die Quarzitgruppe konkordant und anscheinend ohne große Lücke auf den Wechselschiefern (31, S. 634; 34, S. 159). Neuestens hat sich ergeben, daß die phyllitischen Hüllschiefer des Grobgnais ident sind mit den Wechselschiefern, ident in Stoffbestand und Tracht und daß sie sozusagen allmählich in jene übergehen: Im Norden nehmen sie bei Annäherung an das „Fenster“ die Albitporphyroblasten auf, wie sie im Hochwechsel, d. i. auf der anderen Seite des Quarzituges, bezeichnend sind; und wenn im Süden um Pöllau diese Serizitschiefer in einer eigentümlichen Weise Granat einzustreuen beginnen, so ist dieser Umwandlungsvorgang bis zum Tommer ins Fenster hinein zu verfolgen, wie ja südlich von Waldbach eine Trennung zwischen Fenster- und Rahmenserie nicht mehr möglich ist (33, S. 7). Diese weitverbreitete Schieferserie ist in Stoffbestand — Tonschiefer, einige Sandsteine und Grünschiefer (vielleicht Metadiabas) (29, S. 177; 32, S. 326) — und in der Hauptsache auch in der Fazies mit dem Quarzphyllit gleich. Wenn man den Mürtaler Grobgnais den Seckauer Gneisen gleichstellt — und

¹⁾ Ein Beispiel dafür gibt BLANCKENHOERN (Hdbch. d. region. Geologie, Heft 23) aus Ägypten, wo Sandstein der Kreide auf solchem des Karbon liegt, konkordant, kaum abgrenzbar. Vgl. auch die Verhältnisse bei Gloggnitz.

das wird ziemlich allgemein angenommen¹⁾ (45) — so ist die Phyllitserie, die ihn einhüllt, das genaue Äquivalent der Rannach-Serie des Liesingtales (IIIa), was dann wegen Ähnlichkeit und fast unmittelbaren Zusammenhangs auch für die Wechselschiefer gelten muß, und dann muß der nächstfolgende Zyklus klastischer Sedimente, die Semmering-Quarzitserie, der Wildschönauer Serie entsprechen.

Die Faziesdifferenz zwischen den feinschichtigen quarzitischen Grauwackenschiefern und den Gesteinen der Semmering-Quarzitserie ist nicht sehr groß, und kann ohne weiteres aus den örtlichen Verhältnissen erklärt werden. Die Quarzite, Konglomerate, Arkosen der Semmeringfazies sind Anhäufungen des Schuttes unmittelbar am schuttliefernden Altland, am Nordrand der alten Massive. Weiter nördlich in die Senke hinaus sehen wir z. B. am Nordrand des Troiseckzuges neben typischen weißen Quarziten und Quarzitkonglomeraten, die roten Quarz und auch kleine Feldspatgerölle führen, feine Serizitgrauwacken und Serizitphyllit, gelegentlich mit höchstens erbsengroßen Quarzkörnern als Bodenbildungen der Serie (48, S. 367; 49, S. 236, 243, 245; 51, S. 15) und darin den Übergang zu den normalen Absätzen des damaligen Randmeeres, in denen die Sandzufuhr mit feingeschlemmter Trübe sich zu den quarzitischen Schiefer verbunden hat. Die Küstensande sind weiß, Sanddünen aus ausgewaschenem Grus des Kristallin, in die normalen Schiefer mischt sich auch etwas Eisen, kolloidal ausgeflockt oder auch organisch gefällt, vielleicht auch etwas organisches kohliges Pigment, beides aber weniger als in den sonst ähnlichen Quarzphylliten der Rannachserie. Derart kann man die Verteilung der Fazies nach den vorgezeichneten orographischen Elementen und nach teilweiser Analogie mit der Ablagerung des vorangegangenen Zyklus der Rannachserie ohne Zwang darstellen.

II. Ober-Enns- und Mur-Gebiet vom Walder Sattel bis an die Hohen Tauern,

Schriftenverzeichnis.

75. FOULLON, H., Baron v., Über die petrographische Beschaffenheit krystallinischer Schiefergesteine aus den Radstätter Tauern. Jb. 1884, S. 635—658.
76. FRECH, F., Über den Gebirgsbau der Radstätter Tauern. S. Ak. Berlin, 1896, S. 1255.
77. —, Geologie der Radstätter Tauern. Geol. u. Paläont. Abhandl., N. F. Bd. V, (der ges. Reihe IX), Heft 1. Jena 1901.
78. GEYER, G., Die Aufschlüsse des Bosrucktunnels und deren Bedeutung für den Bau des Gebirges. D. Ak. Wien, math.-nat. Kl., 82. Bd., 1907.

¹⁾ Auch wenn diese Parallele — wie manche andere allgemein angenommene Ansicht — sich nicht halten ließe, würde der näherliegende Vergleich mit den Augengneisen von Schwaz, Angelus, Stavel usf. zu ziemlich den gleichen Schlüssen für das Alter der Hüllserien führen.

79. GEYER, G., Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge. Verh. 1913, S. 267—309.
80. —, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im steirischen Salzkammergut. Jb. 1915, S. 177—238.
—, Geol. Spezialkarte Blatt Liezen. Siehe I, 9.
81. HAMMER, W., Aufnahmebericht über Blatt Admont—Hieflau 4953, Verh. 1928, S. 27—28.
82. HERITSCH, F., Zur Geologie der Schieferserie der Neumarkt-Murauer Mulde in Steiermark. C. M. G. 1923, S. 684—688.
—, Geol. Studien in der Grauwackenzone. I—III. Siehe I, 13—15.
—, Beitr. zur Geol. des Paläntales. Siehe I, 16.
—, Fortschritte i. d. K. d. Zentral-Alpen. Siehe I, 19.
—, Hdb. der reg. Geol. Siehe I, 20.
—, Geol. von Steiermark. Siehe I, 21.
—, Grundlagen. Siehe I, 22.
—, Deckentheorie. Siehe I, 25.
83. KOBER, L., Über Bau und Entstehung der Ostalpen. M. G. Wien V. 1912, S. 368—481.
84. —, VII. Radstätter Tauern. In: Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. G. Rdschau. III, 1912, S. 524—528 und Sep. Leipzig 1913.
85. —, Das östliche Tauernfenster. D. Ak. Wien, math.-nat. Kl., 98. Bd., 1923.
86. ROSIWAL, A., Petrographische Notizen über einige kristallinische und halbkristallinische Schiefer sowie Quarzite aus der Umgebung der Radstätter Tauern. Verh. 1893, S. 365—372.
87. —, Titel wie 86. II. Verh. 1894, S. 475—488.
88. SANDER, B., Zur Geologie der Zentralalpen. Jb. 1921 (bes. S. 174).
—, Zur Systematik zentralalpiner Decken. I, 40 (bes. S. 364ff.).
—, Über einige Gesteinsgruppen. I, 41 (bes. S. 246).
—, Beitr. z. Deut. d. Gesteinsgefüge. I, 43 (bes. S. 591ff.).
89. SCHMIDT, W., Der Bau der westlichen Radstätter Tauern. D. Ak. Wien, math.-nat. Kl., 99. Bd., 1924, S. 309—340.
90. SCHWINNER, R., Geologisches über die Niedern Tauern. Z. A. V., 1924, S. 24—53.
—, Die Niedern Tauern. I, 47.
91. SPITZ, A., Studien über die Stellung des Tarntaler und Tribulaunmesozoikums. Jb. 1918, S. 171—204 (bes. S. 196).
92. STAUB, R., Der Bau der Alpen. Bern 1924 (bes. S. 180, 183).
93. STUB, D., Die geologische Beschaffenheit des Ennstales. Jb. IV, 1853, S. 461—483 (bes. S. 468).
94. THURNER, A., Geologie der Berge um Innerkrems bei Gmünd in Kärnten. M. V. Ste., Bd. 63, 1927, S. 26—45.
95. TRAUTH, F., Geologie der nördlichen Radstätter Tauern. D. Ak. Wien, 100. Bd., 1925, S. 101—212.
96. —, Titel wie 95. II. Teil. D. Ak. Wien, math.-nat. Kl., 101. Bd., 1927, S. 29—65.
97. UHLIG, V., II. Aus dem mesozoischen Gebiete der Radstädter Tauern. In: BECKE und UHLIG, Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalpmassiv und in den Radstätter Tauern. S. Ak. Wien, Bd. 115, Abt. I, 1906, S. 1719.
98. —, Zweiter Bericht über petrographische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. S. Ak. Wien, Bd. 117, Abt. I, 1908 (bes. S. 1396).
99. VACEK, M., Geologische Spezialkarte Blatt Liezen (südliche Hälfte), samt Erläuterungen. Wien 1918.
100. —, Aufnahmebericht. Verh. 1918, S. 6—7.

101. VACEK, M., Titel wie 100. Verh. 1919, S. 10—12.
 102. WEINSCHENK, E., Die gesteinsbildenden Mineralien. III. Aufl. Freiburg i. B., 1915 (bes. S. 48, 204).

Das Gebiet des oberen Ennstales bietet für das Durchverfolgen der uns bisher leitenden stratigraphisch-tektonischen Elemente unerwartete Schwierigkeiten. Es verschwindet hier nämlich die eigentliche „Grauwackenzone“, das sind die variscischen Faltenzüge mit sicherem Paläozoikum unter den nördlichen Kalkalpen. Bei Liezen endet die Eisenerzer Unterzone. Aus den Beschreibungen von STUR (93, S. 468) und GEYER (79, S. 299; 9, S. 16, 17) erkennt man das bunte Präbichelkonglomerat mit Kalk, Erzbrocken usw., welches die Transgressionslinie der Untertrias auch hier festgelegt. Im übrigen scheint im Salberg bei Liezen der Gebirgsbau vielleicht doch etwas komplizierter als im Blatt Liezen schließlich gezeichnet wurde. Wenn man die Beschreibung der „Quarzite der Werfner Schichten“ unvoreingenommen liest, so findet man in vielem eigentlich HAMMERS „feinkörnige Grauwackenschiefer“ oder Semmeringquarzit wieder. Auch die „dunkelgrauen serizitischen Schiefer mit derben Quarzeinschlüssen“ (79, S. 299) erinnern am ehesten an Silberberg- oder Rannachkonglomerat.

Der Schichtenkomplex um die Paltentalmündung scheint wohl echter Quarzphyllit (d. i. Rannachserie) zu sein, einer der tiefern Aufbrüche, die in der mittleren Schuppenzone häufig sind. Die südliche Massivrandzone war noch zwischen Trieben und Hohentauern glänzend ausgebildet mit mächtigem fossilführendem Karbon und Devon, verschiedenen allerdings nicht leicht trennbaren Schieferserien und mehreren groben Geröllhorizonten, von denen ein Teil wohl zum Karbon gehört, der unterste vielleicht aber tiefer liegt. Die weitere Fortsetzung dieser Randzone ist im einzelnen nicht völlig klar. Vermutlich handelt es sich um einander staffelartig ablösende Schuppen. Jedenfalls taucht bei St. Martin an der Enns diese Zone mit Magnesit und schwarzen Schiefen, die ich dem Anschein nach für Karbon halten möchte, endgültig unter kalkalpines Deckgebirge.

Westl. von Irdning folgt das Gebiet der Ennstaler Phyllite, das man wohl auch meistens zur Grauwackenzone gerechnet hat; ein Sprachgebrauch, der aber nicht zu empfehlen ist, da die Ennstaler Phyllite tektonisch nicht die Fortsetzung der Grauwackenzone des Paltentales sind und ihrer stratigraphischen Stellung nach nur mit einem kleinen Teil des Schichtbestandes jener äquivalent sein könnten und zwar gerade mit jenen Schichten, welche nicht mit Grauwacke, d. i. Paläozoikum gemeint waren¹⁾.

¹⁾ Hier einige kleine Richtigstellungen: VACEK (99, Blatt Liezen) hat den Kulmburg bei Irdning als Grauwackenzone kartiert. Das scheint kaum richtig, weder nach Gestein, noch nach der Tektonik. Vermutlich ist die Hohe Trett äquivalent dem Triebenstein. Ferner beschreibt FOULLON (5, S. 237) von Aigen am Gollingbach bei Irdning einen Fibrolithgneis. Ich habe einen

Als Ausgangspunkt für das folgende muß der Nordrand des Wildstellenmassivs dienen. Wenn südl. von Schladminger Kaibling auf dem Gneis auch keine Konglomerate liegen, sondern nur dürftige quarzitishe („Boden-“) Schiefer, so spricht das unmittelbar darauf folgende kleine Marmorlager sehr für Gleichstellung mit dem Seitnerbergmarmor der Rannachserie (2b, S. 146). Geht man nun am Ennstalrand von Schladming nach Irdning, so quert man eine spitz gegen das Ennstal ausstreichende meist nordfallende Serie vom Liegend zum Hangend, welche eigentlich als Typus der alten Quarzphyllitgruppe angesehen werden muß, denn die Hauptmasse besteht eben aus dem ganz typischen ostalpinen Quarzphyllit, mit spärlichen Einlagerungen von Grünschiefern (auch 3 Durchbrüche von Diabas), Quarzit und Marmor, von welchen allerdings der Marmorzug, welcher Schloß Groß-Sölk trägt, an streichender Länge und Mächtigkeit in anderen Quarzphyllitgebieten kaum seinesgleichen hat. Verfolgt man aber die Gesteinszüge im Streichen, so kommt man aus der Fazies der ersten Tiefenstufe, die den Ennstalerrand begleitet, in ebenso unzweifelhafte zweite Tiefenstufe, die etwa im Raum Mösna—Groß-Sölk bis über den Donnersbach allein herrschend wird. Also in der Sprache der alten Geologen: die Quarzphyllitgruppe geht hier in die Granatglimmerschiefergruppe über! Daß dieses Phänomen durch Querstörungen vorgetäuscht würde, ist ausgeschlossen, denn verschiedene Gesteinsbänke — wie der vorerwähnte Groß-Sölker Marmorzug — streichen glatt durch und außerdem ist der Übergang im Streichen zu beobachten, allerdings im Zustand der Diaphthorese, was durch eine jüngere tektonische Verschiebung der Faziesgrenze zu Ungunsten der 2. Tiefenstufe zustande kommt (47, S. 34, 42, 46). Die einfachste Schlußfolgerung wäre, Ennstaler Phyllit und Granatglimmerschiefer von Sölk—Wölz stratigraphisch gleichzustellen als verschiedene Fazies der Metamorphose eines und derselben Schichtkomplexes (47, S. 42). Das stößt sich aber daran, daß sowohl bei Schladming als bei Oppenberg Teile dieser Schiefermasse zu den Zentralmassiven in ähnlichem Transgressionsverband stehen, wie im Liesingtal die Rannachserie und wohl auch zu dieser gezählt werden müßten. Die ganze Schiefermasse aber zur Rannachserie zu stellen, ist nicht möglich, die Schiefer von Wölz—Zeyring, die im Streichen eben ihre Fortsetzung über Sölk bis ins Ennstal finden müssen, sind älter als die Pegmatite des Seckauermassivs, von denen sie durchbrochen und verändert werden. Die Rannachserie dagegen ist jünger und enthält aufgearbeitete Feldspäte jener Pegmatite (10, S. 5; 2b, S. 146). Da bleibt nur die Annahme übrig, daß die Einheitlichkeit der Phyllitserie des Ennstalrandes nur auf der Metamorphose beruht,

Tag geopfert, ihn zu suchen, und kann die Möglichkeit, daß ein solcher in den dortigen Gesteinsserien vorkommt mit ziemlicher Sicherheit ausschließen. Vielleicht handelte es sich um eine Handstückverwechslung im Museum.

daß es sich aber in Wirklichkeit um eine isoklinale Verfaltung von zwei altersverschiedenen Serien (II u. III) handeln würde (48, S. 366).

Wir kommen nun zur Gruppe der Radstätter Serizitphyllite und Serizitquarzite, kurz auch Radstätter Quarzite genannt, besser Radstätter Quarzitserie¹⁾. Das erste Kennzeichen dieser Serie ist die ungemein große Einförmigkeit; außer mehr oder minder großem Quarzgehalt, ist die Abwechslung nur durch einige wenige Einlagerungen von Grünschiefern²⁾ hervorgebracht. Vielleicht wechselt auch der Gehalt als Feldspat, doch ist das im Feld schwer zu kontrollieren. TRAUTH meint, daß dieser Gemengteil ziemlich selten wäre (95, S. 111, 113). Da aber so ziemlich jeder Petrograph ihn angibt, muß er doch verhältnismäßig häufig vorkommen (86, S. 368, 371; 87, S. 487; 77, S. 9). Im allgemeinen überwiegen diese feinklastischen Absätze. Aber es kommen auch grobe Konglomeratbildungen vor, anscheinend gar nicht wenig, wenn sie auch von der orthodoxen Schule UHLIGS wenig beachtet worden sind (77, S. 9, 10, 24; 47, S. 46; 48, S. 367; 89, S. 313 u. 324; 95, S. 121; 97, S. 1719). Ich wäre ursprünglich geneigt gewesen, einfach alle Geröllhorizonte gleichzusetzen. Vielleicht handelt es sich aber doch auch hier wie im Liesingtal um zwei verschiedene Horizonte klastischen Absatzes (dafür sprechen die gefühlmäßigen Versuche der alten Geologen, hinter denen meistens beobachtbare Tatsachen zu sein pflegten, zwei altersverschiedene Quarzite zu unterscheiden). In diesem Falle wären die Konglomerate, welche mit der sicher altkristallinen Seekarscholle in Verbindung stehen (Forstau,

¹⁾ Einige Worte zur Verständigung. W. SCHMIDT (89, S. 312) scheidet eine Gruppe aus, die er „Quarzphyllit und Quarzit“ nennt. Damit ist wohl ganz genau derselbe gemeint, das wir mit Radstätter Quarzitserie bezeichnen wollen. Die Bezeichnung Quarzphyllit empfiehlt sich hier nicht, denn mit diesen ziemlich farblosen petrographischen Terminus verbindet der alte Sprachgebrauch eine bestimmte Nebenbedeutung. Nun sind aber in dieser Serie Gesteine welche mit den dunkeln „Quarzphylliten“ vom Ennstal, Pongau usw. übereinstimmen in der Minderzahl. Typisch ist hier die helle weiß-grüne Serizitfarbe. Etwas anderes ist es, wenn TRAUTH (95, S. 109) eine „Radstätter Quarzphyllit-Quarzitgruppe“ aufstellt. Damit scheint ähnliches wie UHLIGS selig entschlafene „Quarzitdecke“ gemeint zu sein. Keine stratigraphische oder petrographische Einheit, denn T. subsumiert darunter auch so heterogenes wie die Gneisgesteine der Seekarscholle (95, S. 111). Sonst ist das, was T. hier Quarzphyllit nennt „verschieden von dem Quarzphyllit der Grauwackenzone“ (95, S. 114); wie dieser letztere, der seit alters als Typ des Quarzphyllits gilt, sich von dem „Serizitphyllit“ (95, S. 114, 115) primär unterscheidet, habe ich nicht herausgebracht. Umgekehrt ist das, was SCHMIDT (89, S. 312) „schwarze Phyllite = Schiefer unbestimmten Alters“ nennt, petrographisch und wohl auch stratigraphisch das Äquivalent der stets als typisch angesehenen Quarzphyllite des Pongau, vermutlich Verbindungsstück zwischen Katschbergschiefern und den Phylliten der Arltäler usw. (48, S. 337).

²⁾ Sie sind hier viel seltener als sonst in der Grauwackenzone (95, S. 111; 125, S. 209, 210). Porphyroide am Roßbrand (40, S. 363) und im Fritztal (95, S. 144) sind eigentlich schon außerhalb der Serie im Pinzgauer Phyllit?

Obertauern, Gurpetschek) als Rannachserie anzusehen. Das Gestein von Forstau z. B. stimmt dazu ganz gut¹⁾. Dagegen würden die Konglomerate des westlichen Teiles, die auch im allgemeinen etwas bunter aussehen und nach SCHMIDT im Hangend der Rannachserie (schwarze Phyllite) liegen, der Wildschönauer-Serie zuzuzählen sein, und mit ihnen die Hauptmasse der Radstätter Quarzitserie überhaupt. Damit würde auch dem Umstand Rechnung getragen, daß diese in allem der Semmering-Quarzitserie gleicht.

Die Frage nach Alter und Stellung in der Regionaltektonik ist aber für die Radstätter Quarzitserie auch unmittelbar zu entscheiden. Der nördliche Strich der Schladminger Tauern, das Wildstellenmassiv, ist als Antiklinale anzusehen, wie Granitkerne meistens überhaupt, und wie am Untertauchen der Massivspitze unter die Granatglimmerschiefer des Knallstein in Klein-Sölk deutlich zu sehen ist. Auch fällt am ganzen Nordrand der Gneis unter die Ennstaler Phyllite. Andererseits wird auch die Hauptwasserscheide als antiklinale Zone anzusehen sein; sie ist auch ganz klar über die Trias der Kalkspitzen gegen Nord überschlagen. In den Raum zwischen diesen beiden Antiklinalzonen spitzen nun die Radstätter Schiefer hinein, breit im Westen (so nehmen sie im Grat zwischen Preunegg und Obertal den Raum vom Nordfuß des Kampel bis zur Hochwurzen ein, d. i. ungefähr $6\frac{1}{2}$ km stets ungefähr mittelsteil nördlich fallend). Sie nehmen auch noch am Westrand des Klafferplateau beträchtlichen Raum ein — hier am Greifenberg und im Klafferkessel selbst Serpentin²⁾ wie z. B. zwischen Draugsteinalm und Filzmoos (89, S. 312) — und scheinen in Gegend der Preintalerhütte auszuspitzen.

Dieser Zwickel zwischen den beiden Großantiklinalen ist regionaltektonisch als Synklinalzone aufzufassen, wobei zu vermuten ist, daß die Mächtigkeit dieses Schichtpakets durch mehrfache tektonische Wiederholung hervorgebracht ist³⁾. Demgemäß kann man sagen, daß die Radstätter-Quarzitserie auf den Schladminger Gneisen liegt und zwar wahrscheinlich ursprünglich sedimentär aufgelagert (95, S. 110, 111), klastisches Sediment auf altem Massiv transgredierend, ebenso wie Rannachkonglomerat und Semmering-Quarzit.

¹⁾ KOBER (85, S. 219, 220) gibt von der Davidalpe Konglomerat mit Granit und Kalk, was allerdings ein Unikum vorstellt, und was selbst STAUB (92, S. 183) auffallend gefunden hat. Wäre also nachzuprüfen.

²⁾ Vielleicht ist in diesem Zusammenhang darauf hinzuweisen, daß auch die Serpentinvorkommen von Lessach—Tamsweg (das an der Golz sicher und das im Bodenmoosgraben wahrscheinlich) von oben her synklinal eingefaltet sind. HERITSCH und SCHWINNER, Das geologische Profil des Prebers. M. V. St. Band 60, Graz 1924, S. 32. Auch bei Trieben liegen Serpentine in der Grauwackenserie (16, S. 89).

³⁾ Diese Beobachtungstatsachen habe ich bereits 1923 (47, S. 46—49) mitgeteilt. Daher hätten SCHMIDT (89, S. 335) und TRAUTH (95, S. 110) nicht den Unsinn wiedergeben sollen, den KOBER in die Welt gesetzt hat. Leider gibt keiner an, wo die zwei tauchenden Gneisstirnen zu bewundern sind.

Dieser Entstehungsweise entspricht auch die unregelmäßige Verbreitung der fraglichen Serien. In der östl. Randsenke der Hohen Tauern finden sich ebenso wie in der am Seckauer- und Wildstellenmassiv mächtige Phyllite von den „schwarzen Phylliten“ SCHMIDT's in den westl. Radstättern über die Katschbergschiefer und Gmünder Phyllite bis zur Südecke des Hochalmmassivs hinab, die wir mit der Rannachserie parallelisieren. Grobe Konglomerate sind nicht drin zu finden, wohl aber nicht selten Quarzite, die aber mit den Radstättern nicht verglichen werden können, und einige Grünschiefer (auch Serpentin?) (48, S. 337). Östl. davon scheint eine Schwelle zu folgen. In den Bundschuhtälern und Umgebung ist zwischen der Hellglimmerschieferserie und den jüngeren Sedimenten von diesen Phylliten wenig zu finden¹⁾ und die Wildschönauer Serie, um Radstatt so mächtig, ist hier nur strichweise durch einige Meter eines lichten Quarzites vertreten. In der Schuppenzone unter der Stolzalmsholle fand Herr Dr. THURNER-Graz auch einen kleinen Spahn eines Konglomerates aus erbsengroßen Quarzkörnern mit Serizitgrundmasse, das ähnlichen Gebilden sowohl der Radstätter als der Rannachserie ziemlich ähnlich ist. Südl. der Krems-Metnitz-Schwelle in der Innensenke des Gurktales ist wieder Phyllit mit spärlichen Grünschiefern (Rannachserie?) mächtig entwickelt, ferner stellenweise weniger metamorphe Schiefer (48, S. 339, 347), die vielleicht den feinschichtigen Grauwackenschiefern parallelisiert werden dürfen, wenn sie nicht etwa noch jünger sind. Grobe Konglomerate sind hier nirgends bekannt geworden. Überhaupt aus Mittelkärnten meines Wissens nicht. Erst im Oberkarbon liegen solche, aber dann mächtig (Turrach) über der Schwellenfazies des Altpaläozoikums (Dolomit, Magnesit, Siderit), und überschoben auf Trias, wieder in Schwellenfazies (Innerkrems).

Permotriadisches Alter ist natürlich auch den Radstätter Quarziten zugeschrieben worden, aber es ist doch ziemlich offensichtlich und daher selbst von KOBER anerkannt (28, S. 350), daß die Quarzitserie nicht mit der Trias, sondern mit dem Grundgebirge geht. Auch ist die ungeheure Mächtigkeit von mehreren 1000 Metern für eine einzige Unterabteilung der im übrigen nach zentralalpinem Brauch ziemlich reduzierten Trias von vornherein wenig wahrscheinlich, um so weniger wenn, wie TRAUTH hervorgehoben (95, S. 100, 111), die Werfener Schiefer, die am Kalkalpenrand typisch²⁾ und in großer Mächtigkeit entwickelt waren, gegen S an Mächtigkeit ab-

¹⁾ Die Hangendphyllite von der Stolzalpe usw. sind nach meiner Auffassung nicht autochthon, sondern wahrscheinlich von Gurktal her über jüngeres variszisch überfaltet (48, S. 372).

²⁾ Wegen der nicht normalen Werfener Schiefer, die TRAUTH (95, S. 165) beschreibt, ist der Verdacht nicht zu unterdrücken, daß gelegentlich Schuppen der Wildschönauer Serie darunter eingemischt sein könnten.

nehmen und am Mandlingzug nur wenige Meter messen oder stellenweise ganz fehlen. Andererseits kann gerade hier für die Radstätter Quarzite von Innerkrems permotriadisches Alter nicht gut behauptet werden, wenn unmittelbar daneben dieser Horizont durch die roten Konglomerate der Werchzirmalm mit Geröllen aus erzführendem Kalk, Lydit, Phyllit usw. ganz in der üblichen Fazies der Präbichelkonglomerate vertreten ist. Da ein Vergleich mit den benachbarten, sicher paläozoischen Formationen noch weniger möglich ist, erscheint die Einordnung der Radstätter Quarzitserie unter das durch Fossilführung belegte Paläozoikum kaum anzufechten¹⁾ und wird auch heute meistens angenommen, wobei ich auf die Zustimmung von TRAUTH und OHNESORGE Wert lege.

III. Hohe Tauern.

Schriftenverzeichnis.

103. BECKE, F. und F. BERWERTH, in „Bericht der Kommission für die petrographische Erforschung der Zentralalpen“. Anz. Ak. Wien, Bd. 33, 1896, S. 18.
104. BECKE, F., Titel wie 103. Ebenda 34. Jg. 1897, S. 10.
105. —, Westende der Hohen Tauern. Nr. VIII. in: Führer für die geologischen Exkursionen in Österreich. Intern. Geol. Kongreß Wien 1903 (bes. S. 7, 14, 18/19, 26, 29, 34/35).
106. —, Das nordwestliche Randgebiet des Hochalmkernes, in: BECKE und UHLIG, Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern. S. Ak. Wien, math.-nat. Kl., Bd. 115, Abt. I, 1906, S. 1704.
107. —, Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalmmassivs. Ebenda Bd. 117, Abt. I, 1908, S. 375.
108. —, Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkernes. Ebenda Bd. 118, Abt. I, 1909, S. 1046—1072.
109. —, Ostrand des „leptontinischen Tauernfensters“ und Zentralgneis. In: Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. Leipzig, 1913, S. 57—64 (auch G. Rdsch. III, 1912).
110. GRANIGG, B., Geologische und petrographische Untersuchungen im Ober-Möll-Tal in Kärnten. Jb. 1906, S. 367—404.
111. HERITSCH, F., Fortschritte in der Kenntnis des geologischen Baues der Zentralalpen östlich vom Brenner. I. Die Hohen Tauern. G. Rdsch. III, 1912, S. 172—194.

¹⁾ Ein Einwand dagegen würde die Angabe SCHMIDT's sein (89, S. 313), daß in den „Verrukano-Konglomeraten“ der westlichen Radstätter neben den vorwiegenden weißen und rötlichen Quarzen als Seltenheit kleine Lyditgerölle vorkämen, aber nur wenn nachgewiesen wäre, daß es sich um den echten silurischen Lydit handelt. Es dürfte aber der Kohlenstoffquarzit sein, der in unseren Grundgebirgsserien II und III große Verbreitung hat (48, S. 342, 363) und den TRAUTH auch in den Pinzgauer Phylliten gefunden hat (95, S. 127). Hier ist auch daran zu erinnern, daß MOHR in Semmering-Quarzitkonglomerat ebenfalls schwarze kieselige Schiefer als Gerölle gefunden hat (29, S. 152), sie aber nicht mit dem silurischen Lydit vergleicht. (Vgl. S. 224.) Betreff eozoischer Lydite in Bayern und Böhmen weiter unten.

- HERITSCH, F. Hdb. d. reg. G. siehe I, 20, bes. S. 50 ff.
 —, Grundlagen siehe I, 22, bes. S. 157.
 —, Deckentheorie siehe I, 25, bes. S. 111, 128, 137.
112. KOBER, L., Bericht über geologische Untersuchungen in der Sonnblickgruppe und ihrer weiteren Umgebung. S. Ak. Wien, B. 121, Abt. I, 1912, S. 107/8, 114, 116.
113. —, Bericht über die geotektonischen Untersuchungen im östlichen Tauernfenster und seiner weiteren Umrahmung. S. Ak. Wien, Bd. 121, Abt. I, 112, S. 428/9, 441, 451.
114. —, Regionale tektonische Gliederung des mittleren Teiles der ostalpinen Zentralzone. S. Ak. Wien, math.-nat. Kl., 130. Bd., Abt. I, 1921, S. 375 bis 381.
115. —, Neue Beiträge zur Geologie der östlichen Tauern und des Salzkammergutes. Anz. Ak. Wien, 63. Jg., 1926, S. 46.
116. —, Vorlage von Gesteinen aus den Hohen Tauern. M. d. Wiener Mineral. Ges. Nr. 88, 1926, in Tsch. M. M.
 —, M. G. Wien 1912 siehe II, 83, bes. S. 394.
 —, Östl. Tauernfenster siehe II, 85, bes. S. 207.
- 116a. KÖLBL, L.: Die Tektonik der Granatspitzgruppe in den Hohen Tauern. S. Ak. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, Bd. 133, 1924, bes. S. 316, 320.
117. ROTHPLETZ, A., Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894, S. 19 ff., 155.
118. SANDER, B., Vorläufige Mitteilungen über Beobachtungen am Westrande der Hohen Tauern und in dessen weiterer Umgebung. Verh. 1909, S. 204—206.
119. —, Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. D. Ak. Wien, math.-nat. Kl., 82. Bd., 1911.
120. —, VI. Westende der Tauern. In: Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. Leipzig 1913, S. 39—52. (Auch G. Rdsch. III, 1912.)
121. —, Referat zu KOBER: Bericht über geotekt. Unters. (vgl. III, 112). Verh. 1913, S. 178—184.
122. —, Referat zu STARK, Vorl. Ber. . . . östl. Sonnblick (vgl. III, 125). Verh. 1913, S. 234—237, bes. S. 235/6.
123. —, Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern, II. Bericht. Jb. 1920, S. 273—296.
124. —, Carta geologica delle Tre Venezie. Die Blätter Meran und Brixen. 1:100 000. Padua 1925.
 —, Zentralalpine Decken siehe I, 40.
 —, Gesteine d. Tauernwestendes siehe I, 41.
 —, Referat zu HERITSCH, Fortschritte siehe I, 42.
 —, Gesteinsgefüge siehe I, 43.
- SCHWINNER, R., Geb. östl. d. Lieser siehe I, 48.
125. STARK, M., Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhülle des Zentralgneises. S. Ak. Wien, math.-nat. Kl., Bd. 121, Abt. I, 1912, S. 195—226 (bes. S. 218 ff.).
126. STAUB, R., Bau der Alpen siehe II, 92, bes. S. 79 ff.
126. WINKLER, A., VON, Geologische Probleme in den östlichen Tauern. I. Teil, Jb. 1926, S. 275—322.

Das erste Mal sind geröllführende Schiefer in den Hohen Tauern von BECKE und BERWERTH im Zillertal und bei Gastein gefunden worden (103, S. 18 und 104, S. 10). Grundlegend für die weitere

Betrachtung sind hier, wie auch sonst oft, die Untersuchungen, die SANDER seit 1909 in den Zillertaler Alpen angestellt hat. Der Ausgangspunkt SANDERS war der Nordrand des Tuxer Kerns, was man sich vor Augen halten muß, wenn man Mißverständnisse vermeiden will, die durch verschiedenen Sprachgebrauch der Geologen am West- und am Ostende der Tauern entstehen könnten. Der Nordrand des Tuxer Kernes zeigt nämlich ein in gewissem Maß stratigraphisch verarmtes Schieferhüllenprofil, außerdem verbunden mit besonders verwickeltem Bau. So liegt am Ostende des Tuxer Kerns (Mayrhofen) unmittelbar auf dem Porphyrganit die „Hochstegenserie“ (123, S. 275). Überhaupt fehlt östl. von Kaserer-Olperer, d. i. im Hauptverbreitungsgebiet der Konglomeratgneise, sogar die aplitische Randfazies des Tuxer Kerns (119, S. 299). Daher sieht SANDER als untersten Teil der Schieferhülle die Hochstegenserie an, d. i. jenen Teil, dessen Äquivalent bei Gastein (Angertalserie) WINKLER ebenfalls mit gutem Recht als „mittlere Schieferhülle“ bezeichnet hat. Weiter gegen W stellen sich in SANDERS B-Gneisen ja Teile der ursprünglichen Hülle des Granits ein. Aber auch damit ist eine Gleichstellung mit dem Tauernostende noch nicht erreicht. Es scheinen die im O so mächtig und wiederholt im untersten Teil der Schieferhülle auftretenden Amphibolite zu fehlen und auch die meist hellen Glimmerschiefer mit Granat, Staurolith, Disthen, Chloritoid, Albit, die im Hochalpmassiv eine recht merkliche Rolle spielen; denn SANDER (119, S. 393) sagt ausdrücklich, daß er „auch unter den mineralreichen Greiner Schiefen der Schieferhülle nichts gefunden, was mit den mineralreichen Glimmerschiefen der Rensenzone (Granat, Staurolith, Cyanit) oder den Staurolithschiefern des Patscherkofl verglichen werden könnte“¹⁾. Da wir wohl annehmen müssen, daß die Ausgangssituation an den Tauernkernen überall ungefähr die gleiche gewesen, d. i. Granitintrusion in einem Bau des Altkristallin (Serie I und II, 48, S. 361 ff.), so ist, wenn nun am Nordrand des Tuxer Kerns Serie I und II oder doch wenigstens II fehlen und zwar gerade unter einem großenteils klastischen ziemlich groben Sediment, der Schluß auf Erosion und nachfolgende Transgression ziemlich naheliegend, und SANDER (123, S. 290) hat ihn auch uneingeschränkt gezogen.

Geht man von diesem Gesichtspunkt aus, so wird man zwischen den Nordfronten des Tuxer und des Seckauer Kernes nicht

¹⁾ Nach (120, S. 47) vergleicht SANDER die Turracher Glimmerschiefer gewissen Bestandteilen unterer Schieferhülle, z. B. Hochfeiler. Nun dieselben (beschrieben 43, S. 619) sind die gleichen, wie die erwähnten hellen Glimmerschiefer der unteren Hochalmhülle und der verbreitetste Typ unseres Altkristallin (Serie II). Es scheint also doch schon am Hochfeiler die Serie vollständiger zu sein, als nach der ersten Beschreibung zu schließen war, was nach der sehr wechselvollen Serie vom Venediger-Südrand, deren Kenntnis ich einem Vortrag von Kollegen ANGEL verdanke, nicht verwunderlich ist.

viel Unterschied finden: Erosion bis auf den Granitkern, Abschneiden der quergreifenden Aplite und Pegmatite an der klastischen Auflagerung (119, S. 301), nachträgliche Durchbewegung stark auf diesen Nordrand und eben auf diese Auflagerungszone konzentriert. Schließlich ist auch die Hochstegenserie sehr gut mit der Rannachserie zu vergleichen: Der Hochstegenkalk bzw. Tuxer Marmor ist das etwas mächtigere und verbreitetere Äquivalent der Seitnerbergmarmore, der Quarzgerölle führenden Kalke, die den Rannachkonglomeraten des Reichartgebietes eingelagert sind (2b). Er steht in ähnlichem Verhältnis zu den Tuxer Grauwacken wie jener zur Rannachserie und führt selbst nicht selten kieselige Einschlüsse, deren Geröllnatur allerdings SANDER (119, S. 274) nur in einem Fall als erwiesen ansieht. Dagegen gibt er häufiger Kalk-in-Kalk- bzw. Dolomit-in-Kalk-Konglomerate an (119, S. 258), wonach auch dieser Marmor im allgemeinen öfters eine klastische Bildung vorstellt.

Die grobklastischen Bildungen des Tuxer Nordrandes wiederholen das Bild, das wir aus dem Liesingtal bereits kennen, nur daß Metamorphose und Durchbewegung hier vielleicht stärker gewirkt haben. Die Gesteine sind mannigfaltiger als im Liesingtal, doch hebt SANDER hervor, daß die verschiedenen Typen untereinander durch Wechsellagerung und durch Übergänge im Streichen in enger Verbindung stehen. So geht (119, S. 274) Hochstegenquarzit in grobkörnige Quarzgrauwacke über oder in kalkhaltigen Serizit-Grau-wackengneis (ebenda) und Knollengneise sogar in quarzphyllitische Typen (123, S. 277). Linsen und Schmitzen von Dolomit, in die klastischen Schiefer eingestreut, zeigen die enge Verbindung dieser mit dem Karbonatsediment (vgl. Seitnerberg S. 220). Die nicht metamorphen, d. i. von der Tauernkristallisation nicht berührten (41, S. 273) echten „Tuxer Grauwacken“ sind lichte Serizitgrauwacken und -grauwackengneise, rötliche grobe Quarzgrauwacken, graphitische Konglomerate, sehr kompakte, fest gebundene Psammitschiefer, mit Gerölleinschlüssen, gehen in Quarzit und Serizitquarzit über, auch graue Grauwackengneise kommen vor (119, S. 276). Fast häufigste Fazies sind helle glimmerarme Arkosen (119, S. 274). Im ganzen eine grobpsammittische Fazies. Mit dieser verbunden treten reichlich feinere Absätze auf: Schwarze Ton-Glanz-Schiefer (119, S. 268), Quarzphyllit (119, S. 291), serizitische und graphitische Typen (119, S. 292). BECKE (105, S. 16) führt an, daß neben den lichtgrünen serizitischen auch dunkle graphitische Schiefer und chloritoidführende vorkommen.

Dieses Grundmaterial hat vielfache Veränderung erfahren, zum Teil durch rein mechanische Eiformung, denn auch in Tux ist die Auflagerungsgrenze der Sedimente auf dem Granitmassiv ein mächtiger Bewegungshorizont (123, S. 276 u. 284). Fremdartig erscheint aber die Metamorphose durch „Tauernkristallisation“ und zwar zum

Teil um Stoffzufuhr: die Blastopsammite (41, S. 234) sind nicht immer leicht und sicher zu erkennen und ohne die unmittelbare Verfolgung im Streichen (119, S. 277 u. 283) würde man nicht ohne weiteres annehmen dürfen, daß die in den Greiner Schiefen vorkommenden grobklastischen Bildungen Äquivalente der Tuxer Grauwacken sind. Dabei handelt es sich um einfache Umkristallisation wie bei den geröllführenden Rhätizitquarziten und Rhätizitgraphitglimmerschiefern des Pfitschtales (41, S. 267 u. 273), auch vielleicht noch bei den für die Greiner Scholle so typischen Hornblende-Garbenschiefern, deren Hornblenden aber nicht in die Gerölle oder Knollen eindringen (119, S. 280, 281, 297.). Stoffzufuhr ist aber zweifellos die weitverbreitete Feldspatisierung und die Durchtränkung mit Karbonat (für die Sedimente könnte man ursprünglichen Karbonatgehalt vermuten, aber wenn gelegentlich nicht bloß Konglomeratgneise (119, S. 283), sondern aplitdurchsetzte B-Gneise (119, S. 304), und sogar Aplite und Porphyrgneise gelegentlich mit Salzsäure brausen, kann das nur nachträgliche Infiltration des Karbonats sein).

SANDER (41) hat klargestellt, daß unter den Geröllen oder, wie er vorsichtiger sagt „Knollen“, heterogenes verborgen sein mag, Konkretionen und sekretionäre Gebilde wie Quarz- und Quarzalbit-Knauern (119, S. 275), tektonisch zerlegte Aplitgänge (41, S. 273/74) und ähnliche „tektonische Gerölle“ (119, S. 282, 305; 41, S. 233). Es ist aber festzuhalten, daß auch nach der schärfsten Prüfung reichlich genug unzweifelhafte Gerölle übrig geblieben sind (41), auch in den höher metamorphen Schichten. Die Geröllgesellschaft ist ungemein einförmig (41, S. 262, 274) und sie ist dieselbe in allen den geröllführenden Schichten vom Pfitscher-Geröllgneis bis zu den Tuxer Wacken (119, S. 283). Es überwiegen Quarz, Aplit, Quarzit, alles andere ist große Seltenheit. Aber während BECKE noch (120, S. 7) feststellte, daß zentralgneisähnliche Typen unter den Geröllen nicht gefunden worden, konnte SANDER (41, S. 267) solche, wenn auch vereinzelt, doch mit Sicherheit nachweisen. Es handelt sich also bei diesen geröllführenden Schichten wieder um Restschotter, hauptsächlich durch Verwitterung ausgelesen. Auch die feinkörnigen Gesteine zeigen nicht selten noch Relikte¹⁾ einer ursprünglichen, klastischen Sedimentärstruktur, sogar bei ziemlich starker Metamorphose (41, S. 234, 239, 241, 242); auch daß oft in dünnen Lagen der Feldspatgehalt der Quarzite oder Serizitschiefer wechselt, ist sedimentär zu deuten (119, S. 274).

Der größte Teil der Hochstegenserie stellt Paragesteine vor, ursprüngliche Ton-, Sand- und Grusablagerungen. Aber unter den

¹⁾ Nicht ganz klar ist mir geworden, ob die in den Grauwacken manchmal vorkommenden Dolomitfragmente klastisches Relikt sind oder nicht (41, S. 232 gegen 235, 236).

Quarzitschiefern und Serizitgrauwacken steckt auch eine Anzahl von Porphyroiden. Es ist SANDER gelungen, die typischen Porphyroquarze bei einer ganzen Reihe von Gesteinen dieser Art (41, S. 223, 226) nachzuweisen u. z. selbst bei sehr stark kataklastischen (41, S. 240) und es ist wohl zu vermuten, daß auch ein Teil der durch Kataklastose bzw. Kristalloblastose völlig umgewandelten Gesteine dieser Art hierher gehören wird.

Offensichtlich haben die Tuxer Serien mit denen der obersteirischen Grauwackenzonen eine große Ähnlichkeit und SANDER hat glücklicherweise selbst eine solche Vergleichung bereits durchgeführt (40, S. 357—368). Da wir aber heute die Schiefer der obersteirischen Grauwacke in Rannach- und Wildschönauer Serie teilen, erhebt sich die Frage, wie jede davon in der Tuxer Zone vertreten ist. Nun: die Quarzkonglomerate mit Serizitgrundmasse, die konglomeratischen Quarzite und Serizitschiefer sind beiden Serien gemein und der kleine Unterschied in der Ausbildung der Schiefer wird hier bei der stärkeren Durchbewegung noch weniger ins Auge fallen als in Obersteier. Hauptunterschiede wären aber: Im Liesingtal sind einzig der Rannachserie eigen die unreinen Seitnerbergmarmore, echte Grünschiefer und vielleicht ein Vorwiegen der dunkeln Schiefer. Für Wildschönauer Serie bezeichnend sind die Porphyroide, dagegen führt sie keine Marmore, vielleicht auch keine Grünschiefer und es überwiegen die lichten Gesteine der Semmering- und Radstätter Quarzite. In der Tuxer Zone sind nun die Leitgesteine beider Serien aufzufinden und daraus ist zu schließen, daß hier ursprünglich schon die beiden Serien übereinander abgelagert worden und nachträglich verfaltet worden sind; ob heute noch trennbar, ist eine sekundäre Frage. Aber weil SANDER (119, S. 282) angibt, daß auf dem größten Teil der Erstreckung ein innerer Konglomerathorizont von einem äußeren getrennt werden konnte, erscheint der Versuch einer Trennung nicht ganz aussichtslos.

Weitere Verbreitung. Die Hülle des Zentralgranits wird vollständiger, wenn man sie um die Westecke auf die südliche (Hinter?) Front verfolgt. Die B-Gneise setzen bereits auf der Nordwestflanke ein, aber bis in die Greiner Zunge hinein liegt auf ihnen unmittelbar Rannachserie mit Konglomeratgneis. Gegen den Hochfeiler zu wird die Schieferhülle mächtiger und reicher. Vielleicht schalten sich schon hier die unter der Rannachserie fehlenden Glieder ein, so daß der untere Marmorhorizont den Brettstein- und Laaser Marmore zu vergleichen wäre, ist doch nach ANGEL an der Südostecke des Venediger Serie II und vielleicht auch I vertreten, andererseits sind aber die sprunghaft anschwellenden Grünschiefer auch hier mit dem Kalkphyllit verbunden. Die geröllführenden Schiefer gehen nicht auf die Rückseite hinüber, das scheint ausnahmslos die Granitmassive unserer Zentralzone zu charakterisieren.

Weiter gegen O am Granatspitzkern ist unterste Schieferhülle fast überall vorhanden: die gewohnten Paragneise mit Orthogneislagen und Hornblende-Schiefern, darin Peridotit-Linsen, die also auch hier diesen tiefen Horizont bevölkern (48, S. 136). Die Schichten, welche KÖLBL (116a, S. 320) untere Schieferhülle nennt, sind gleichzustellen mit SANDERS B-Gneisen. Dagegen fehlt hier das, was SANDER untere Schieferhülle nennt, die Hochstegenzone, völlig und damit auch die Konglomerate, Marmore, Quarzite usw. Ein einziger Gesteinstyp, der Kohlenstoffquarzit, ist der Granatspitzhülle und der Tuxer Zone gemeinsam, kann aber kaum als Leitgestein gelten, denn er liegt oft tiefer, so in den Radentheiner Glimmerschiefern (48, S. 342; 116a, S. 306; 219, S. 625). Serie II ist hier vielleicht vertreten, wenn auch nicht ganz typisch, durch Glimmerschiefer, albitreiche Chloritschiefer (219, S. 620). Bis zur oberen Schieferhülle ist also eine beträchtliche Lücke und dem entspricht, daß die Kalkphyllitgruppe sich hier außerordentlich auffällig absondert (116a, S. 320). Sie liegt auf verschiedenen Horizonten und kommt dem Zentralgranit ziemlich nahe, doch bleibt dazwischen selbst an den Stellen, wo die ursprüngliche Hülle des Granits (116a, S. 316) am stärksten reduziert ist, immer noch ein Band Hornblende- oder Glimmerschiefer zwischen Granit und Kalkphyllit (219, S. 620). Diese Stelle ist der allgemeinen Regel folgend, am Nordrand. Daß an der Granatspitze grobe Trümmergesteine fehlen¹⁾, mag daran liegen, daß dieses kleine Massiv nie ganz bis in die Nordfront unserer Zentralmassive nach vorn gereicht hat, bis an jene Linie, wo die große schuttsammelnde Saumtiefe begann.

Das Hochalmmassiv zeigt große Ähnlichkeit mit dem Zillertaler und mit dem Seckauer. An seiner Nordfront ist ebenfalls der Zentralgneis auf weite Strecken völlig entblößt und auf ihn legt sich unmittelbar die Angertal-Serie, das genaue Äquivalent der Hochstegenserie (und das ist Rannachserie). Konglomerate sind allerdings nur spärlich vertreten (103, S. 18; 104, S. 10) und ihre Lagerung nicht völlig geklärt (126, S. 275). WINKLER möchte sie mit Paragneisen der tiefsten Schieferhülle vereinigen, aber gegen die Bockhartscharte, wo sie vorkommen, ist die ganze unterste Schieferhülle WINKLERS sehr reduziert und wenn dann am Silberpfennig Angertalmarmor un-

¹⁾ KÖLBL (116a, S. 316 u. 320) spricht von klastischen Sedimenten, als Beispiel wird der Kohlenstoffquarzit genannt, also sind Konglomerate u. dergl. wohl nicht gemeint, sondern nur (S. 320), daß überhaupt die ganze untere Schieferhülle aus ursprünglich klastischen Sedimenten besteht. Aber zu der Formulierung, daß „sowohl karbone Sandsteine als auch schon Sedimente des Perm den Zentralgneis transgressiv überlagern“, sind einige Fragezeichen zu machen. Jedes kohlehaltige Gestein einfach „Karbon“ zu nennen, ist westalpiner Sprachgebrauch, aber trotz einiger Vertrautheit mit diesem vermag ich nicht zu erraten, was hier mit Perm gemeint ist. Grund zu solchen Annahmen liegt in keinem Fall vor.

mittelbar auf Zentralgneis liegt (126, S. 277), so ist wohl zu vermuten, daß der Konglomeratgneis der Silberpfennigsüdflanke zur transgredierenden Serie III gehört. Dagegen sind die anderen Leitgesteine der Tuxer Zone hier gut vertreten, die mit den Konglomeraten verbundenen Kalke und die Quarzite, schließlich können die Riffelschiefer als Äquivalent der „Quarzphyllite“ und Serizitschiefer von Tux angesehen werden. Konglomerate sind von anderen Stellen nicht bekannt geworden¹⁾. Dagegen geht der Marmorquarzithorizont bis über die Nordostecke (Silbereckscholle) und ebenso um die Westecke herum in die Mallnitzer Mulde. Weiter Süd scheint er sich zu verlieren, am Südrand des Hochalmmassives liegt gelegentlich der Kalkphyllit unmittelbar auf mächtigen B-Gneisen (48, S. 336). Nachdem im Hochalmmassiv die Geröllhorizonte überhaupt spärlich entwickelt sind, wird sich über eine Unterteilung in zwei Serien wenig ermitteln lassen²⁾. (Schluß folgt.)

¹⁾ KOBER (115, S. 46; 116, S. 20, 21) glaubte an der Groß-Elendscharte injizierte Karbonkonglomerate zu erkennen. Wie oben erwähnt, ist bereits der Hochstegenhorizont nirgends mehr injiziert, geschweige denn wirkliches Karbon. Auch dies Vorkommen ist wieder ein Unikum.

²⁾ KOBER, L. (Mesozoische Breccien in der oberen Schieferhülle der Sonnblick- und Glocknergruppe. Anz. Akad. d. Wiss. Wien 68, Jahrg. 1928, 275—276, ungefähr gleichlautend in Zentralblatt f. Miner. Geol. etc. 1928 B, 607—608, vgl. auch Akad. Anz. 1926) beschreibt vom Pfandelschartenkees und von der Riffelscharte „Breccien“, die der Beschreibung nach eigentlich Konglomerate sind, Kalk- und Dolomitgerölle in tonigem oder sandigem Zement „mit der Metamorphose der oberen Schieferhülle . . . von der Art, wie sie in den Radstätter Tauern vorkommen“. Soweit eine Beurteilung auf die unzureichende Beschreibung hin möglich ist, haben jene Vorkommen mit den hier zu besprechenden Geröllschichten keine Beziehungen.

III. Geologischer Unterricht.

Verzeichnis der geologischen, paläontologischen, petrographischen und mineralogischen Vorlesungen an den deutschen Hochschulen im S.-S. 1929.

I. Teil.

Abkürzungen: Geol. = Geologie; g. = geologisch; Pal. = Paläontologie; p. = paläontologisch; Petr. = Petrographie; petr. = petrographisch; Min. = Mineralogie; min. = mineralogisch; Üb. = Übungen; Anl. = Anleitung zu selbständigen Arbeiten; Coll. = Colloquium; Exk. = Exkursionen; m. = mit; m. bes. Ber. = mit besonderer Berücksichtigung. — Die Zahlen geben die Anzahl der Stunden in der Woche an.

I. Universitäten.

A. Deutschland.

Bonn: CLOOS: Erdgeschichte m. Exk. 4, Erläuterungen zur Vorlesung 2, Anl., Coll.; WANNER: Erzlagerstättenlehre m. Exk. 3, Bau und Bodenschätze des ostindischen Archipels 1, Anl.; WILCKENS: Geol. von Neu-Seeland 1, g. Exk. in die Umgegend von Bonn; STEINMANN: Geschichte der Pflanzenwelt 1, Besprechung stratigraphischer und p. Arbeiten; POHLIG: Allgemeine Erdgeschichte (Geodynamik) m. Exk. 4, Abstammungsgesetz u. Erdgeschichte 2, Kleine Einführung in die Geol., m. Demonstrationen und Exk. 1, Exk.; TILMANN: Geol. des Rheinischen Schiefergebirges 1, Einführung in die Bodenkunde 1; JAWORSKI: Paläozoologie der Wirbellosen Teil I 2; RICHTER: Geol. von Afrika 1, Die Entstehung der Gebirge 1, g. Üb. im Gelände (Beobachten, Zeichnen, Kartenaufnahme); BRAUNS: Spezielle Min. m. Üb. 4, Petr. II: Die Eruptivgesteine 2, Üb. im Bestimmen von Mineralien mit Hilfe des Löthrohrs 2, Exk.; PHILIPPSON: Morphologische Üb. 2.

Breslau: SOERGEL: Erdgeschichte m. Exk. 4, g. Coll., Anl.; SOERGEL und BEDERKE: g. Üb. 2; BUBNOFF: Leitfossilien-Einführung in die Pal. 2, p. Üb. 2, kleines g. Coll.; MEYER: Geol. von Europa, ausgewählte Kapitel 1,

Geol. von Afrika, besonders der deutschen Schutzgebiete 1, Bau und Bildung der Gebirge (allgemeine Tektonik, mit Beispielen aus der regionalen Geol.) 1; BEDERKE: Geol. der Erzlagerstätten 2; Lehrstuhl für Min.: vacat. SPANGENBERG ist berufen; VALETON: Kristallstruktur und Atomstruktur 2; VON EICKSTEDT: Die Menschenrassen des Eiszeitalters und ihre Kultur 1.

Erlangen: LENK: Allgemeine Geol. 4, min. Üb. für Anfänger 2, Anl. (Min., Petr.), Exk.; LENK und KRUMBECK: Üb. in der makroskopischen Gesteinsbestimmung, Anl. (Geol.); KRUMBECK: Erdgeschichte 3, Einführung in die Geol. Nordbayerns 1, Anl. (Stratigraphie, Pal.), Exk.

Frankfurt a. M.: DREVERMANN: Allgemeine Pal. 3; DREVERMANN, KRÄUSEL, LEUCHS, RICHTER: G.-p. Coll.; LEUCHS: Angewandte Geol. m. Kartierungsüb. 2, Geol. der Wüsten 1, Anl. (allgemeine u. angewandte Geol.); RICHTER: Die alten Gebirge Mitteleuropas (im besonderen das rheinische Schiefergebirge) 2, Üb. über die alten Gebirge und ihre Faunen 2, Das Meer als Lebensraum heute und einst 1, Anl. (Stratigraphie, Pal.); KRÄUSEL: Paläobotanische Üb. 2, Anl. (Paläobotanik); NACKEN: Min. II (Physikalisch-chemische Min. und Petr.) 3, Kolloidchemische Fragen in der Min. 1, min. Üb. für Anfänger 2, min.

ist also ein falsch gestelltes Problem, eine tektonische Grenze zwischen dem ostalpinen Flysch Oberbayerns und dem Flysch der relativ-autochthonen Zonen Niederösterreichs suchen zu wollen.

Die Sedimentationsverhältnisse wären vielleicht so zu deuten, daß die W—O streichende helvetische Flyschrinne und die SW—NO streichende (südlich der Tauern und nördlich des Semmerings verlaufende) Flyschrinne der Austriden in der relativ-autochthonen, z. T. auf böhmischem Kristallin abgesetzten Flyschregion Niederösterreichs zusammenliefen. In der helvetischen Rinne wäre an einen allmählichen Fazieswechsel von der spezifisch helvetischen Fazies im Westen zu einer der ostalpinen Fazies angenäherten im Osten zu denken.

II. Zuschriften an die Schriftleitung.

Weiterer Beitrag zu „Bresche“¹⁾.

Ich möchte darauf aufmerksam machen, daß in dem ehrwürdigen Namen der obersten Abteilung der englischen Bathstufe Cornbrash offenbar ein zur fraglichen Sippe gehöriges Wort steckt. Wir lesen über diesen Namen in der *Encyclopaedia britannica* 1911: „It is an old English agricultural name applied in Wiltshire to a variety of loose rubble (Brocken) or „brash“ which in that part of the country, forms a good soil for growing corn“. Man könnte also etwa übersetzen „Kornstein“, ähnlich wie die Schwaben von einem „Klaienstein“ reden (Kalkgerölle der Juranagelfuh in ihren Kleeböden). Sollte „Cornbrash“ nicht ein uraltes angelsächsisches Wort sein, ein Bruder seiner kontinentalen Schwester Bresche (Breche)? Es ist nicht zu übersehen, daß sämtliche zur Diskussion gezogenen Wörter gesprochen sich weit mehr gleichen als ihre, gerade in diesem Fall sehr verschiedenen Wortbilder.

ALF. AMSLER (Zürich).

Bemerkung der Schriftleitung. Zu der von Herrn AMSLER angeschnittenen Frage teilt mir mein Kollege Herr SCHIRMER, Professor der Anglistik an der Bonner Universität, folgendes mit: Nach dem Oxford Dictionary ist die Etymologie von „brash“ in „Cornbrash“ nicht einwandfrei geklärt. Vielleicht handele es sich um eine verderbte Form vom franz. brèche, möglicherweise aber auch um eine onomatopoetische Bildung mit Assoziationen von break, brast, crash, dash. Das etymologische Wörterbuch von WEEKLEY verzeichnet ebenfalls brèche und breccia als Parallelen, fügt aber hinzu „of Teutonic origin“.

W.

¹⁾ Vergl. diese Zeitschrift Bd. XIX, S. 387 u. 499.

III. Besprechungen.

Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen.

Von Robert Schwinner (Graz).

(Schluß.)

Inhalt.	Seite
Einleitung	211
I. Obersteirische Grauwackenzone	213
II. Ober-Enns- und Murgebiet	230
III. Hohe Tauern	237
IV. Kitzbühler und Tuxer Voralpen	343
V. Westtirol	348
VI. Südrand der Zentralalpen	355
Allgemeines	359
Anhang. Betreffend einige Eigentümlichkeiten der geröllführenden Ablagerungen älterer Formationen	364
Zusammenfassung	370

IV. Kitzbühler und Tuxer Voralpen.

Schriftenverzeichnis.

127. AMPFERER, O., Die Triasinsel des Gaisberges bei Kirchberg in Tirol. Verh. 1907, S. 390—393.
128. —, Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Kufstein (mit Erläuterungen) 1925.
129. —, Titel wie 128. Blatt Lofer—St. Johann i. T. 1927.
130. BLEECK, A. St. G., Die Kupferkiesgänge von Mitterberg in Salzburg. Z. f. prakt. Geol. 1906, S. 365—370.
131. BUTTMANN, H., Die Kupferkieslagerstätten von Mitterberg. Dissertation Freiberg i. Sachsen 1913.
132. CATHREIN, A., Zur Gliederung des roten Sandsteines in Nordosttirol. Verh. 1886, S. 307—311.
- 132a. FUGGER, E. und KASTNER, K., Aus den salzburgischen Kalkalpen. Mitt. d. Ges. f. Salzburger Landeskunde, Bd. 23, 1883 (bes. S. 8 und 10).
133. GRODDECK, A. v., Zur Kenntnis der grünen Gesteine (grüne Schiefer) von Mitterberg im Salzburgerischen. Jb. 1883, 397—404.
134. HARTMANN, E., Der Schuppenbau der Tarntaler Berge am Westende der Hohen Tauern (Tuxer Voralpen). Jb. 1913, S. 207—388.
135. HERITSCH, F., Fortschritt in der Kenntnis des geologischen Baues der Zentralalpen östlich vom Brenner. II. Das ostalpine Gebirge im Süden und Norden der Tauern. G. Rdsch. III, 1912, S. 237—244.
136. —, Stratigraphie des Altpaläozoikums der Alpen. Zvláštní Otisk z věstníku státního geolog. réstavu Čsl. Rep. Ročník III — Číslo 2—3, 1927. —, Grundlagen. Siehe I, 22 (bes. S. 127). —, Deckentheorie. Siehe I, 25 (bes. S. 142/3). KOBER, L., M. G. Wien V. Siehe II, 83 (bes. S. 406). —, Geotekt. Unters. Siehe III, 113 (bes. S. 441).

137. LEUCHS, K., Die Aufschlüsse der neuen Straßenverbindung Kufstein—Elmau und die Beziehungen des Eiberger Beckens zu seiner Umgebung. M. G. Wien V, 1912, S. 232—251 (bes. S. 251).
138. —, Bayrische Alpen. Berlin 1927 (bes. S. 13, 18, 112/3, 275/6, 294, 353).
139. LIPOLD, M. V., Der Nickelbergbau Nökelberg im Leogangtal, nebst geologischer Skizze des letzteren. Jb. 1854, Bd. V., S. 148—160 (bes. S. 152).
140. —, Die Grauwackenformation und die Eisensteinvorkommen im Kronland Salzburg. Jb. 1854, Bd. V, S. 371 und 374.
141. OHNESORGE, TH., Der Schwazer Augengneiß, Jb. 1903, S. 372—384 (bes. S. 376).
142. —, Über Silur und Devon in den Kitzbühler Alpen. Verh. 1905, S. 373—377.
143. —, Über Gneiß des Kellerjochgebietes und der westlichen Hälfte der Kitzbühler Alpen und über die Tektonik dieser Gebiete. Verh. 1908, S. 119—136 (bes. S. 129).
144. —, Über Schichtfolge und Bau in der Umgebung von Kitzbühl. Verh. 1909, S. 350/1.
145. —, Geologische Spezialkarte 1 : 75 000, herausgeg. von der k. k. geol. R. A. Wien, Blatt Innsbruck—Achensee, SO-Ecke. 1912.
146. —, Titel wie 145, Blatt Rattenberg. 1918.
147. —, Dasselbe, Umgebung von Kitzbühl 1 : 25 000, mit Profiltafel. 1919.
148. —, Aufnahmebericht (Glemmtal). Verh. 1920, S. 18/19.
149. —, Titel wie 148 (Kelchalpengebiet). Verh. 1924, S. 17/18.
150. —, Dasselbe, Blatt Kitzbühl. Verh. 1925, S. 13.
151. —, Dasselbe, Blatt St. Johann im Pongau. 1926, S. 9.
152. PICHLER, A., Zur Kenntnis der Phyllite der tirolischen Zentralalpen. Tsch. M. M., V, 1883, S. 293—303.
153. ROTHPLETZ, A., Zum Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rheins. Z. D. G. 1883, S. 134—189 (bes. S. 150).
154. SANDER, B., Über neue geologische Forschungen im Gebiet der Tarntaler Köpfe; Navistal, Tirol. Verh. 1910, S. 43—50 (bes. S. 48, 50).
155. —, Zum Vergleich zwischen Tuxer und Prätigauer Serien. Verh. 1911, S. 339—346.
—, Gesteinsgruppen d. Tauernwestendes. Siehe I, 41 (bes. S. 232).
—, Referat zu KOBER. Siehe III, 121 (bes. S. 188).
—, D 1911. Siehe III, 119.
156. SCHLOSSER, M., Zur Geologie von Nordtirol. Verh. 1895, S. 340—360 (bes. S. 347).
157. SPITZ, A., Studien über die Stellung des Tarntaler und Tribulaunmesozoikums. Jb. 1918, S. 171—204 (bes. S. 175, 196).
STAUB, R., Bau der Alpen. Siehe II, 92 (bes. S. 76, 178).
158. STARK, M., Grünschiefer usw. aus dem Groß-Arl- und Gasteintal. Tsch. M. M., Bd. 26, 1907, S. 487—491 (bes. S. 490).
159. SUSS, F. E., Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie. Jb. 1894, S. 589—670 (bes. S. 628, 643).
160. TILL, A., Das geologische Profil von Berg-Dienten nach Hofgastein. Verh. 1906, S. 323—325.

Von Radstatt gegen W erscheint wieder der stratigraphische Bestand der steirischen Grauwackenzone, aber es ist nicht die tektonische Fortsetzung derselben, etwa in der Art, daß die bei Irdning unter die Kalkalpen untergetauchten Faltenzüge in flachem Bogen herumziehend bei Radstatt unter dem Kalkalpenrand wieder herauftauchen würden. Dazwischen liegt die Fortsetzung der Enns-

taler Phyllite, die ebenfalls in den West-Nordwest-Quadranten unter den Dachstein hineinstreichen, und im Pongau erscheinen die Züge der Grauwackenkalke ebenso mit W bis NW-Streichen (96, S. 43). Während die Ennstaler Phyllite die normale Hülle der Nordseite des Wildstellenmassivs vorstellen, zielt das Streichen der Grauwackenserie des Pongau in den Raum südlich dieses Massivs. Einigermaßen wird das maskiert durch das Spitz-Querstreichen der Mandlingzuges. Ich glaube aber, daß diese renegante Linie der jüngsten Tektonik — eine Einfaltung oder Einschuppung eines Spahns vom Kalkalpenrand — nicht tief greift (95, S. 117). Sie hebt sich auch gegen West spurlos heraus. Also entwickelt sich die Grauwackenzone des Pongau tatsächlich im Streichen aus den Schiefen der vordern Schladminger Täler, die gegen Ost mit der Preintalerzunge ausspitzen. Man könnte sich das als einfache stratigraphische Vervollständigung denken: Auf dem Schladmingermassiv transgredierte ursprünglich nur die Radstätter Quarzserie, darunter keine älteren Schichten und darüber vielleicht auch kein Paläozoikum. Entfernt man sich von dieser Geantiklinale, so schalten sich unten zwischen jenen Leit-horizont und das Grundgebirge nach und nach die Phyllite der tiefern Rannachserie ein, und oben paläozoisches Deckgebirge. Nach der variscischen Faltung enthielt die Preintalerzunge demgemäß wenig mehr als die Radstätter Quarzserie, während fern vom Massiv die Falten den vollen stratigraphischen Bestand hatten und auch heute noch zeigen, soweit ihn mehrmalige Abrasion übriggelassen hat. Also paläozoische Synklinalkerne als Linsen in den älteren Phylliten¹⁾.

¹⁾ Die Grenze, welche TRAUTHS Karte (95, Tafel II) zwischen „kalkfreien Pinzgauer Phyllitgesteinen“ und „Radstätter Quarzphyllit-Quarzit“ von Flachau ins Forstautal zieht, ist „mit einiger Willkür und sozusagen gefühlsmäßig gezogen“ (95, S. 117). Hauptsächlich nach einem als richtig vorausgesetzten tektonischen Schema. Es ist auch tatsächlich in ungefähr diesem Raum eine Änderung, Bereicherung des Serienbestandes mit Grünschiefer und Marmor zu merken. Nach unserer Auffassung, daß dies ein allmähliches Eintreten der tieferen Rannachserie in die Falten anzeigt, wäre die Grenze natürlich einigermaßen anders zu ziehen, das Ausspitzen eines Schichtgliedes in einem Faltenbündel kann nicht eine Gerade als Grenze geben, stets eine Art Zickzacklinie. Im übrigen, in jenen sehr gleichförmigen Schiefermassen wird der Aufnahmegeolog-stets ins Raten kommen und ziemliche Strecken der Abgrenzung rein nach theoretischen Erwägungen ziehen müssen. Ich beabsichtige hier daher nicht die ausgezeichnete Arbeit von TRAUTH zu bemängeln, sondern will nur verhüten, daß etwa gerade an diesem Punkt der Unsicherheit weitere und weittragende Folgerungen angeknüpft werden, denn gerade an solche fragwürdige Stützen rankt sich gern die Legende. So hat eine ähnliche Verlegenheitsgrenze, mit der die alten Karten von Schladming abwärts Ennstaler Phyllit und Granatglimmerschiefer trennten, schon mehrfach sehr weitgehende Auswertung in der höhern Tektonik gefunden (F. KOSSMAT, M. G. Wien VI, 1913, S. 143, 146) und W. SCHMIDT (45, S. 108, 109; SCHWINNER 47, S. 42) und TRAUTHS „gefühlsmäßige Grenze“ ist bereits als „Abscherungsfläche zwischen Pinzgauer Phyllit und Radstätter Quarzit“ gröblich materialisiert worden (SPENGLER, Geol. Rdsch XIX, 1928, S. 22).

Die stratigraphische Ähnlichkeit der Kitzbühler Grauwackenzone mit der steirischen ist leicht zu belegen. Wir haben hier wieder die zwei gut unterscheidbaren Serien der ältern Schiefer (IIIa und b), fast alle Faziesbildungen des Altpaläozoikums: die schwarzen (Graptolithen)-Kieseliefer, schwarze und bunte Kalke und Schiefer des Silur, helle Kalke des Devon, Diabas und Keratophyr, und schließlich das Präbichelkonglomerat, die Strandbildung des Werfener Meeres. Aber während die steirische Grauwackenzone so ziemlich in ihrer ganzen Erstreckung als Randbildung unter dem Einfluß der Zentralzone steht, ist die Kitzbühler in der Abgrenzung, die man ihr gewöhnlich im Süden gibt, weit von den altkristallinen Massiven entfernt. Auch tieferes Grundgebirge, das in Obersteier mehrfach in den Schuppenzügen auftaucht, erscheint im Hauptzug der Kitzbühleralpen nicht mehr (Patscherkofl? Steinkoglschiefer?).

Die tiefste Serie ist der Quarzphyllit, den gleichen Gesteinen des Palten-Liesingtals (Rannachserie) auch stratigraphisch gleichzustellen, mit untergeordneten Einlagerungen von Grünschiefern und Marmor. Rannachkonglomerat scheint zu fehlen. Darüber folgt, oft durch ein Lager stark phyllonitisierten Ortho-Augengneises (Schwazer Gneis) getrennt (141, 143), mindestens 1000 m mächtig die Serie der Wildschönauer Schiefer. Beschreibung von OHNESORGE (142, S. 129) wiederholt ziemlich genau die Kennzeichen der feinkörnigen Grauwackenschiefer, wie sie HAMMER und SPENGLER angegeben (S. 218). Hervorzuheben: verhältnismäßig reichlich Feldspat, Einschaltung von Porphyroiden (jetzt allerdings tektonitische Serizitgrauwacken). Unterscheidung ist schwer, doch dürften außer diesen auch sicher klastische Grauwacken, wenn auch ziemlich feine in der Serie vorkommen mit Detritus des liegenden Schwazer Gneis (141, S. 376). Gleiche Gesteine, gleicher Serienbestand¹⁾, gleiche Beziehungen zu Quarzphyllit im Liegend und zum Altpaläozoikum im Hangend sichern die Parallele mit der Blasseneckserie von Obersteier.

Was die höheren Geröllhorizonte anbelangt, so ist der Eisenzer Caradocsandstein möglicherweise vertreten (136, S. 2), sicher fehlt das Karbonkonglomerat. OHNESORGE (142) vermutet, daß Karbon und Perm überhaupt fehlen. Dagegen ist das Präbichel-Konglomerat hier wieder gut entwickelt. Diese Marke des Werfener Strandes hatten wir bei Admont, etwas südl. der Enns, dann bei Radstatt am Mandlingzug (96, S. 166). Nun weicht der Strand nördl. weit über die

¹⁾ Anders als in Obersteier scheinen der Wildschönauerserie Grünschiefer normal anzuhören. Auch gibt OHNESORGE (148, S. 18—19) an, daß Diabasgänge in der Grauwacke häufig sind, aber postsilurische Gesteine nicht mehr queren. Grundsätzlicher Unterschied ist das wohl nicht, denn die „grünen Gesteine“, die manchmal wie Leitfossilien verwendet werden, sind leider in so ziemlich allen unsern ostalpinen Gesteinsserien vertreten. Übrigens führte auch die Radstätter Quarzitzserie wenn auch spärlich Grünschiefer (S. 234).

Salzach: Fast von Mitterberg über Salfelden gegen Leogang erscheint als Randfazies der Schattseitner Schiefer (95, S. 166). Rote Schiefer mit weißen und roten Quarzgeröllen. Weiter westl. findet man am Geißberg bei Kirchberg, an der Hohen Salve bis gegen Schwaz diese klastischen Bildungen, deren Bodenständigkeit durch den Gehalt an kaum transportierbaren Fragmenten der liegenden paläozoischen Schiefer verbürgt ist (127, S. 390)¹⁾. Das Gebiet südl. der Salzach ist wenig bekannt und die Angaben sind aus gewissen Gründen mit Vorsicht zu benutzen. Zuerst südl. der Salzach folgt die Klammserie, als deren Liegendes ein Quarzitzerizitschieferhorizont erscheint²⁾, apfelgrün, weiß, grau, selten dunkel, stellenweise voll Geröllen von Granit, Diorit, Porphyry, bunten Quarzen und diversen Schiefen, außerdem treten in diesem Horizont Porphyroide und Grünschiefer auf, sonst entspricht er vollständig der Radstätter Quarzitzserie (113, S. 441; 151, S. 9). Als Unterschied wäre nur hervorzuheben (125, S. 214), daß in letzterer Gerölle von Granit usw. und die Porphyroide zu fehlen scheinen. Dagegen führen sie ebenso Quarzgerölle und selten auch Grünschiefer (125, S. 219). Da sie außerdem fast unmittelbar in Verbindung stehen, sind die Radstätter Quarzite mit dem „Verrucano“ der Klammzone als Äquivalent anzusehen³⁾. Dazu paßt recht gut, daß die Klammkalke in ihrem Hangenden am besten als Altpaläozoikum zu deuten sind (48, S. 370).

Was zwischen Klammzone und Hochalmmassiv liegt, ist wenig bekannt. Die Erwähnung von Dolinbreccien (92, S. 76) läßt grobklastisches erwarten, welcher Horizont, ist kaum zu erraten. Auch was OHNESORGE (149, S. 17, 18) mit einem in die Grauwackenzone eingeschalteten Zug unterer Schieferhülle meint, ist nur mit Vorbehalt auf ein Äquivalent der Hochstegenserie zu deuten.

Die Lücke, welche hier in unserer Übersicht klafft, ist zu ertragen, weil wir für die westl. anschließenden Gebiete wieder reichlich Mitteilungen haben. In erster Linie muß die Arbeit von F. E. SUESS (159) genannt werden. Obwohl naturgemäß 1894 manche von den später wichtig gewordenen Fragestellungen noch nicht aufgetaucht waren — vielleicht sollte man sagen „weil“ — ist sie für uns von großem Wert, insbesondere da die petrographischen Gesichtspunkte viel mehr zur Geltung kommen, als meist üblich ist.

¹⁾ Daß Tektonik und Gesteinsformung auch hier wie in Obersteier variscisch ist, bezeugt der Umstand, daß der Buntsandstein der Hohen Salve bereits druckgeschieferte Serizitgrauwacken enthält (142, S. 374). Vergl. S. 216.

²⁾ Hierher gehört wohl auch mehrfach beredete „Verrucano“ vom Ausgang der Gasteiner Klamm (83, S. 406; 85, S. 214, 215; 92, S. 178).

³⁾ Gegen „Verrucano“ spricht auch die ungewöhnlich starke Metamorphose, die mit Umkristallisationen selbst in die Gerölle eingreift (158, S. 490), aus Mesozoikum und Paläozoikum ist dergleichen nirgends beobachtet.

Danach reichen die Quarzphyllite in gleichbleibender Fazies bis zur Brennerlinie. Rannachkonglomerat ist darin nicht bekannt geworden. Falls die höher metamorphen Striche Auffaltung der tiefern Grundgebirgsserien wären (was mir wahrscheinlich vorkommt), so stünde fest, daß es überhaupt nicht entwickelt ist, und das paßt dazu, daß weiter im Nordwest dieser Geröllhorizont ebenfalls fehlt. Auch die von SUESS vorgenommene Trennung in ältere Quarzphyllite, die mit Amphibolit usw. vergesellschaftet sind, und in jüngere mit Eisendolomit, wird in der Hauptsache stimmen, wenn wir das heute allerdings auch anders deuten müssen (198, S. 248 ff.). Phyllit und Eisendolomit sind tektonisch, nicht stratigraphisch, d. i. erzführender Kalk mit älterm Schiefer variscisch verfaltet, genau wie in Obersteier¹⁾ — die Ähnlichkeit ist verblüffend (198, S. 241) — und das darf in Tirol dann auch nicht anders gedeutet werden. Natürlich müssen von der älteren Serie die Schiefer, die unmittelbar an den Devon-synklinallstummeln liegen, der jüngste Teil sein (wie SUESS meinte). Es ist nun die Frage, ob das noch Quarzphyllit d. i. Rannachserie sein wird, oder schon Wildschönauer Serie. SUESS' Angabe, daß der jüngere Quarzphyllit meist Feldspat führt, würde für letzteres sprechen. Doch ist andererseits wahrscheinlich, daß die Wildschönauer Serie hier nur in ihrer Massivrandfazies auftritt. SUESS' Beschreibung (159, S. 643) von den Tarntaler Quarzserizitgrauwacken und -schiefern erinnert lebhaft an Semmering- und Radstätter Quarzit. Hervorzuheben: Feldspat bis 25% u. a. große Orthoklase, Turmalin (Blattelquarz von Leims), weiß-rot-violette Quarzgerölle (westliche Radstätter). Porphyroide hat in den Tuxer Voralpen SANDER nachgewiesen (41, S. 226, 232; 121, S. 188). Insbesondere ist aber sein Nachweis hervorzuheben, daß die Gesteinsserie der Tuxerzone in der Tarntaler wiederkehrt. So wiederholt sich hier das Bild aus dem Salzachgebiet, ein Bild, das in seinen Hauptzügen auch mit dem am Nordrand der Seckauer Tauern übereinstimmt.

V. West-Tirol.

Schriftenverzeichnis.

161. AMPFERER, O. und OHNESORGE, TH., Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. Jb. 1909, S. 289—332.
162. AMPFERER, O., Neufunde in der Gosau des Muttekopfes. Verh. 1912, S. 120.

¹⁾ Bezüglich des Alters der betreffenden Kalklinsen muß ich TRAUTH gegenüber (95, S. 135) eine kleine Ausstellung machen. Der schwarze Schiefer mit der E α / β -Fauna von Dienten ist wohl zu parallelisieren jenem, der bei Eisenerz Orthoceren geliefert hat (136, S. 2), und dann ist der sideritführende Kalk von Dienten wahrscheinlich gleichzustellen demselben von Eisenerz, also F, Devon, und nicht Obersilur. Besonders da zwischen beiden Serien längs Enns und Salzach eine Kette von Verbindungsstücken bekannt ist.

163. AMPFERER, O., Über die Gosau des Muttekopfes. Jb. 1912, S. 289—310, bes. S. 293/4.
164. —, Geologische Spezialkarte 1:75000, Blatt Landeck (Nordteil) mit Erläuterungen. Wien 1922.
165. —, Aufnahmebericht über Blatt Stuben 5144. Verh. 1928, S. 45—46.
166. BLAAS, J., Über ein Eisenglanzvorkommen im Stubaitale. Z. f. prakt. G. 1900, S. 369—370.
167. BÖSE, E., Zur Kenntnis der Schichtenfolge im Engadin. Z. D. G. 1896, S. 617.
168. —, Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. II. Die Faziesbezirke der Trias in den Nordalpen. Z. D. G. 1898, S. 695—761 (bes. S. 696 ff.).
169. FREUDENBERG, W., Pflanzenführendes Karbon, triadischer (?) Quarzporphyr am Fluchthorn und eine obere Glimmerschieferdecke bei Gaschurn im Montafon. Jb. und Mitt. d. Oberrhein. G. Vereins, N. F. Bd. XII, 1923, S. 47/8.
170. GRUBENMANN-NIGGLI, Die Gesteins-Metamorphose. 3. Aufl. Berlin 1924, I. Bd., S. 66.
171. GUERMBEL, C. W. v., Geologische Bemerkungen über die Thermen von Bormio und das Ortlergebirge. S. Ak. München, math.-nat. Kl., 1891, Bd. 21 (bes. S. 92, 115).
172. HAMMER, W., Geologische Beschreibung der Laasergruppe. Jb. 1906, S. 497—588 (bes. S. 514).
173. —, Vorläufige Mitteilung über die Neuaufnahme der Ortlergruppe. Verh. 1906, S. 174—188 (bes. S. 185).
174. —, Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe. Verh. 1907, S. 369—378, 370 ff.
175. —, Die Ortlergruppe und der Ciavalschamm. Jb. 1908, S. 79—196, 88 ff., 175.
176. —, Ein Nachtrag zur Geologie der Ortleralpen (Magnesit am Zumpanell und Stiereck). Verh. 1909, 199—204 (bes. S. 203).
177. —, Die Schichtfolge und der Bau des Jaggl im obern Vintschgau. Jb. 1911, S. 1—40 (bes. S. 6 ff., 19, 25/6, 35).
178. — und AMPFERER, O., Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Jb. 1911 (bes. S. 575, 606, 633/4).
179. —, Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Ober-Inntale. Jb. 1914 (bes. S. 446—449).
180. —, Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). Jb. 1918 (bes. S. 230—233).
181. —, Die Erzführung des Verucano in West-Tirol. Verh. 1920, S. 77—88.
182. —, Geologischer Führer durch die Westtiroler Zentralalpen. Berlin 1922, S. 29, 74, 93, 111.
183. —, Das Quarzkonglomerat am Hohen Burgstall im Stubai (Tirol) und seine Vererzung. Verh. 1928, S. 73—85.
184. —, Geologische Spezialkarte Blatt Cles (Westteil). Wien 1903.
185. —, Dieselbe, Bormio und Passo di Tonale (Nordteil). 1908.
186. —, Dieselbe, Glurns-Ortler. 1912.
187. —, Dieselbe, Landeck. 1922.
188. —, Dieselbe, Nauders. 1923.
189. HEIM, ALB., Geologie der Schweiz. Leipzig 1920. Bd. II/2, S. 727/8, 749, 780.
190. KERNER, FR. v., Aufnahmebericht aus dem mittleren Gschnitztal. Verh. 1909, S. 257—264 (bes. S. 264).
191. —, Reisebericht aus Neder im Stubaitale. Verh. 1915, S. 249—260 (bes. S. 253, 256).
192. —, Die Grenze zwischen Kristallin und Trias am Nordabhang des Tribulaun. Verh. 1920, S. 117—121.

193. LACHMANN, R., Der Bau des Jaggl im Obervintschgau. Beitr. z. Geol. u. Pal. Öst.-Ung. u. d. Orients, Bd. XXI, 1908, S. 1—32 (bes. S. 11 ff.).
194. OHNESORGE, TH., Die vorderen Kübtaiher Berge. Verh. 1905, S. 175—182.
195. —, Geologische Spezialkarte, Blatt Zirl-Nassereit. Wien 1912.
196. SANDER, B., Über Mesozoikum der Tiroler Zentralalpen. Verh. 1915, S. 140—148.
197. —, Notizen zu einer vorläufigen Durchsicht der von O. AMPFERER zusammengestellten exotischen Gerölle der nordalpinen Gosau. Verh. 1917, S. 138—142 (bes. S. 140).
—, Tuxer und Prätigauer Serien. Siehe IV, 155 (bes. S. 340).
—, Tauernwestende D. Siehe III, 119 (bes. S. 276—278).
—, Referat zu KOBER. Siehe III, 121 (bes. S. 184).
198. SCHWINNER, R., Das Paläozoikum am Brenner. C. M. G. 1925 B, S. 241 bis 280.
199. SPITZ, A., Sammelreferat über 5 Arbeiten aus Bünden (CORNELIUS und R. STAUB). Verh. 1917, S. 179—192 (bes. S. 180/1).
200. —, Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadin. IV. Die Umgebung von Scans und die Oberengadiner Bögen. Verh. 1919, S. 240—247.
—, Tarntaler und Tribulaunmesozoikum. Siehe IV, 157 (bes. S. 186 ff.).
201. TARNUZZER, CH. und GRUBENMANN, U., Beiträge zur Geologie des Unterengadin. Bern 1909.

Hauptgegenstand dieses Kapitels ist der „Westtiroler Verrucano“, den SANDER schon 1911 (119, S. 273, 277, 294/95) mit der Hochstegenserie usw. verglichen hat. Hier ist beim Gebrauch des Wortes Verrucano mehr Kritik nötig als anderswo, wegen Nähe von Faziesgebieten, in denen solcher mit mehr oder minder Grund angegeben wird. Den genauesten und engsten Sprachgebrauch hat TRENER (226, S. 183). Er nennt Verrucano die groben Konglomerate der basalen Grödner Schichten unter dem Quarzporphyr. Diese Ablagerungen sind ziemlich genau datierbar mitten zwischen Bellerophonkalk und Trogkoflkalk, also vielleicht nicht unmittelbar und ganz genau bestimmt, aber doch in sicheren engen Grenzen festgelegt¹⁾. Dieser Südtiroler Verrucano ist von den ebenso benannten Bildungen der Zentralzone sicher verschieden. Er ist meist rot, feldspathaltig, gewiß kein Quarzrestschotter; denn gelegentlich enthält er so empfindliche Gesteine wie Phyllit, Quarzporphyr, Trogkoflkalk u. a. Quarz dagegen ist in der Geröllgesellschaft nicht sehr häufig, erst in den oberen Grödner Schichten nimmt — äolisch aufbereiteter — Quarzsand überhand, etwa wie über den polygenen

¹⁾ Daher ist nicht gut, dafür einen Lokalnamen anzuwenden, der eigentlich viel unsicherer ist, denn den Verrucano des Mte. Pisano hat FRECH (Leth. Pal. II, S. 537, 548, Anmerkung 4) nach den Pflanzenfunden ins unterste Perm gestellt, während A. FUCINI (Fossili wealdiani del Verucano tipico del Monte Pisano, Paleont. It. XXI, 1915, S. 55—95, 5 Taf.) daraus eine reichliche Wealdenfauna beschrieben hat. Nebenbei bemerkt, ist das für die höhere Apenninentektonik etwas störend. Was meint z. B. KOBER (S. Ak. Wien Bd. 136, Abt. I, 1927, S. 284) mit der forschen Behauptung: „Über die Verrucanatur dieser Gesteine kann nicht der geringste Zweifel bestehen.“ (?)

Konglomeraten des Rotliegenden die ausgelesenen Quarzsande des Buntsandsteins folgen (244a). Auf der anderen Seite ist der Verrucano von Glarus nicht genau fixiert, jedoch in die weiteren Grenzen zwischen Saarbrücker Schichten und Trias (unbest. Horizont) sicher einzuschließen. Eine wenigstens annähernde Gleichstellung mit dem Südtiroler ist wahrscheinlich, zumal die Gesteinsausbildung des roten Sernftkonglomerates auf ähnliche Bildungsbedingungen hinweist. Was dagegen sonst in der Ostschweiz als Verrucano bezeichnet wird, ist meist *incertae sedis* und außerdem jenen datierbaren Bildungen nicht sehr ähnlich. Wir könnten bei dieser Gelegenheit genau den Gedankengang aus Ib (S. 226) über den karpathischen „Permquarzit“ usf. wiederholen!

Unmittelbar westlich der Brennerlinie ist Serie III nur spärlich vertreten¹⁾. Vielfach fehlt sie sogar ganz, und Kalk und Dolomit der Trias liegt unmittelbar auf Altkristallin (166, S. 369; 191, S. 255/6; 192, S. 118). An anderen Stellen schaltet sich dazwischen der „Stubai-Verrucano“ (191, S. 253) in recht wechselnder Mächtigkeit und Zusammensetzung. Geringmächtig gegen den Kern der Stubai-Ötztaler Masse zu (192, S. 119; 157, S. 188), während gegen N die Serie vollständiger wird. Sie enthält (183) Konglomerate mit Geröllen bis Nußgröße (Quarz, ausnahmsweise Grünstein) in serizitischem, auch kieseligem (191, S. 251) Bindemittel, das vielfach von Magnetit und Hämatit durchwachsen, stellenweise von diesen Erzen verdrängt erscheint. Durch Variation der Korngröße und des Anteiles der einzelnen Komponenten gehen diese Konglomerate über in Quarzsandstein, in feinkörnige wenig metamorphe Arkosesandsteine, in Quarzite und Quarzfels oder (191, S. 254) Serizitquarzit, Quarzitschiefer, serizitische oder chloritische Schiefer. HAMMER ist geneigt, auch Grünsteine u. z. sowohl stark als auch wenig umgewandelte Diabasabkömmlinge ähnlich dem Glimmerdiabas von Steinach (CORNET, L., Jb. 1888, S. 591) dieser Serie beizuzählen, doch schließt er die Möglichkeit späterer Einschaltung durch Intrusion oder Schub nicht aus.

Diese Schichtfolge unterscheidet sich vom Karbon des Steinacher Jochs (191, S. 253) stets durch Zurücktreten der Glimmer, Fehlen von Quarzphyllitplittern, Kalkgeröllen, Anthrazitschmitzen, und was hier besonders hervorzuheben, das Karbon ist gar nicht metamorph (190, S. 264; 198, S. 244) und sieht „jünger“ aus

¹⁾ Die Deckscholle des Steinacher Jochs darf man nicht dazu rechnen. Ihr Schichtbestand schließt unmittelbar an die Grauwackenzone im Nordost an: Altpaläozoikum, verfalltet mit mächtigem Phyllit (Rannachserie), der auch mit diaphthoritischem Altkristallin in Verband tritt (SANDER, Verh. 1923, S. 20). Konglomerate oder sonstige grobe klastische Gebilde sind in dieser Schichtfolge nicht bekannt, wodurch sie eben vom Hangendkarbon sich scharf unterscheidet (198).

(200, S. 187) als der „Verrucano“, der stets stark umkristallisiert ist, so in den erzführenden Konglomeraten nicht bloß das sedimentär beigemengte Eisen (zu Magnetit- und Hämatitidioblasten), sondern auch Quarz, und vielleicht auch Muskovit (183, S. 80). Wenn aber andererseits SPITZ (200, S. 186) darin einen „prächtigen Verrucano“ sieht, so beruht das offenbar auch nur auf Vergleich mit Vorkommen, die man in der Ostschweiz allgemein — und auch dort ohne Begründung — so nennt, mit dem Grödner und dem Glarner hat der Stubai Verrucano keine Ähnlichkeit¹⁾.

Gegen Nordwest hin scheint die Serie ursprünglich sich vervollständigt zu haben zur normalen Schichtfolge der Grauwackenzone. Schon im Hochedergebiet (Süd von Telfs, 194) erscheint bis 1200 m Quarzphyllit, ähnlich jenem östlich der Sill nach Gestein und Begleitern, Chloritschiefern, kleinen Marmorlagern und Porphyroidgneisen, die vielleicht eher dem Schwazer Gneis als den Tuxer Porphyroiden zu vergleichen sind. Über diesen Basisschichten muß früher einmal auch noch die weitere Schichtfolge, die aus den Kitzbühel-Tuxer Voralpen bekannt ist, gelegen haben, denn in der Gosau des Muttekopfes (161—164, 197) liegen neben den Grauwacken (fast alle mit Typen aus der Tuxerzone vergleichbar) (197, S. 138) wenig bewegte Quarzporphyre, Diabase, schwarze Kiesel-schiefer, Arkosen mit Lyditbrocken und Spateisensteingängen (161, S. 294). Die paläozoischen Kalke sind anscheinend nicht festgestellt worden, aber schon in den Tuxer Voralpen sind diese jüngsten Schichtglieder auf spärliche Einfaltungen beschränkt und außerdem würden viele Typen derselben aus den mesozoischen Kalkgeröllen der Gosau nicht leicht herauszufinden sein. Anscheinend liegt in der Muttekopfgosau das, was an die Serie des Hocheder unmittelbar anzuschließen wäre: Wildschönauer Serie und Paläozoikum, während die Quarzphyllite gleich Rannachserie eben nur stellenweise von der Erosion angeschnitten waren. So sind die Gerölle von Muskovit-Granit-Gneis (selten, 197, S. 138) und Zweiglimmergneis (162, S. 120) am Hocheder gleich im Liegend der Phyllite zu haben.

Weiter gegen West ist der obere Teil der Grauwackenserie wieder reduziert. Auf dem Phyllit, der um Landeck und im Stanzertal eine ziemlich mächtige, dem Ötztal- und dem Silvretta-Kristallin anscheinend normal sedimentär aufgelagerte Decke bildet, liegt (wieder über beiden Massiven) als grobklastische Randfazies der „West-tiroler Verrucano“ (180, S. 230; 181, S. 77). Mit Gesteinen wie „Stubai Verrucano“: Grobe Quarzkonglomerate mit quarzig serizitischem Bindemittel (oft rötlicher Quarz in grünlichem Grundgewebe)

¹⁾ Daß auch hier gelegentlich eine Buntsandsteinlage neben dem Verrucano aufträte, gibt nur SPITZ an (200, S. 186/87) und soll daher später besprochen werden.

oder mit locker drin eingestreuten Quarzgeröllen¹⁾, und sowohl weiße dichte Quarzfelse, quarzbrockenreiche Arkosen, weiße und hellrötliche Serizitquarzite, rötliche und grünliche Quarzsandsteine; serizitische Schiefer violett, rötlich, hellgrün; bleigraue Phyllite und Linsen von „Eisendolomit“. Auch hier mit der typischen Erzgesellschaft von Kitzbühel-Schwaz: Fahlerz, Kupferkies, Pyrit; Gangart: Eisenkarbonat, Quarz, Schwerspat. Auf diesem „Verrucano“ liegt hier Buntsandstein, locker gebundene rote und weiße Quarzsandsteine ohne Metamorphose (180, S. 232). Hervorzuheben, daß alle Autoren angeben, Verrucano und Buntsandstein seien im ganzen sicher zu unterscheiden (HAMMER gegen TERMIER 173, S. 185); den ebenso einmütig angegebenen allmählichen Übergang halte ich bei Bildungen dieser Art nicht für entscheidend. Auch zwischen Augengeis und Verrucano kann man nach HAMMER gelegentlich keine scharfe Grenze ziehen, ohne daß daraus der Schluß sich rechtfertigen würde, daß zwischen beiden keine oder doch keine größere stratigraphische Lücke bestünde. Wenn der Buntsandstein mit Aufarbeitung des unmittelbar Liegenden, d. i. dortselbst des Verrucano, eingeleitet worden, so kann kaum ein anderes Bild als das eines allmählichen Überganges von der einen klastischen Ablagerung zur anderen entstehen.

Über Fortsetzungen ins Unterengadin und weiter nach W wage ich nicht viel zu sagen. Vermutlich ist der Rannachhorizont in den Casannaschiefern (im alten Sinn) vertreten. Auch mit Quarzkonglomeraten (189, S. 727, 749, 780). Als Vertretung des Wildschönauer Horizontes können Serizitphyllite und Quarzite gelten, die HAMMER (179, S. 449) aus dem Samnaun beschreibt und mit Verrucano des Münstertales vergleicht, die aber nach seiner Beschreibung an die Radstätter Quarzserie erinnern und ebenfalls mit Linsen von erzführendem Eisendolomit verknüpft sind, den Erosionsrelikten von typischem Kitzbühel-Schwazer Paläozoikum (für dessen Vertretung im Fenster auch SANDER eintritt, 197, S. 140). Auch an der Cotschna kommen Quarzite wie die der Tuxer-Zone vor (155, S. 340), und ebenso gibt SPITZ (200, S. 240) Grauwacken, schwärzliche Schiefer, Quarzphyllit an, die eine Vertretung unserer Serien IIIa oder IIIb sein könnten. Daneben scheinen aber Bildungen vorzukommen, die dem roten Südtiroler Verrucano gleichen, eben an

¹⁾ Nach AMPFERER nimmt man bekanntlich an, daß zur Oberkreidezeit im Oberinntal noch eine Fortsetzung der Grauwackenzone vorhanden gewesen, welche die bunte Geröllgesellschaft der Muttekopfgosau geliefert hat. Erst nachher wäre diese erodiert oder durch Faltung tektonisch unterdrückt worden. Dann sollte aber, wie LEUCHS (137, S. 294) richtig hervorgehoben hat, ein Perm-Trias-Konglomerat ebendort noch viel reichlicher jene Grauwackengerölle enthalten. In jenem „Verrucano“ findet sich aber nicht einmal eine Andeutung solcher Geröllgesellschaft. Unsere Annahme, daß dieses Konglomerat der Wildschönauerserie entspricht, beseitigt diese Schwierigkeit.

der Cotschna (155, S. 340) und die auch grobe Trümmer von Kristallin enthalten (in der Albulagegend, am Murtiröl, 200, S. 240), die also unter ganz anderen Bildungsbedingungen entstanden sind, als die Quarzrestschotter der Wildschönauer- und Rannachserie und daher von anderm Alter, also ganz gut wirklich rotliegend sein können.

Gegen Nordwest beschränkt sich die Vertretung unserer Serien auf den Phyllitstreifen, der durchs Stanzertal zum Arlberg zieht. Innerhalb der Fervall- und der eigentlichen Silvretta-Gruppe weiß ich nichts Vergleichbares. Das „Karbon“ von Gaschurn (169) und besonders der Fossilfund ist noch problematisch. Ich habe auf Alp Ibau nur einen kohlenstoffreichen Quarzit sehen können, in dem ich Fossilien nicht gefunden und kaum erwartet habe, wegen seiner ungemein scharfen Auswalzung correlat zu der großen Zeinisjochüberschiebung, die nahe daran durchgeht, Fervall und Silvretta trennend.

Gegen Südwest zu, im obersten Vintschgau (Jaggl) ist der Charakter der Ablagerungen wieder der von Nordwesttirol (177, S. 6—8): Grobe lichtgrüne Arkosen, stellenweise viel Quarzgeröll führend und feinere Serizitquarzitschiefer. Der Buntsandstein ist durch Gröberwerden des Kornes und Rotfärbung einzelner Horizonte charakterisiert (193, S. 11). Daß zwischen beiden tektonische Stockwerksablösung statt hat (177, S. 35), bezeugt recht verschiedenes mechanisches Verhalten. Gegen die Münstertalergneismasse zu macht sich der Einfluß des Untergrundes geltend. Auf dem Augengneis liegen typische Arkosen, oft vom Liegendgneis kaum zu unterscheiden, manchmal mit rötlichen Quarzgeröllen und ebensolchen Mikroklinen (aus den Gneisaugen 174, S. 370). Der Hangend-Buntsandstein, ein weißer, gelblicher oder rötlicher Quarzsandstein ist bereits durch Einlagerung von kalkig dolomitischen Bänken mit der Trias vernüpft (174, S. 372). Weiter gegen Süd verschwindet das Grobklastische, es liegt im Ortlergebiet (175, S. 88) zwischen Grundgebirg und Trias lichter, blaßgrüner, manchmal violettgefleckter Serizitschiefer und -Phyllit, hier und da noch mit kenntlichen Quarzgeröllchen, verknüpft mit Eisendolomit, hier eigentlich Magnesit (176, S. 199), und auch mit Gips und Rauchwacke (Analogie mit Semmering). Auch hier bezeichnet HAMMER (173, S. 185) eine Zugehörigkeit der Serizitschiefer zur Trias „als durchaus fraglich“, und SPITZ (157, S. 193) zog bereits eine Parallele zwischen den Quarzphyllitserien von Innsbruck und denen der Ortlergruppe.

Weiter gegen Südwest schwellen die Äquivalente von Serie III zu großer Mächtigkeit an, enthalten aber nur wenig Grobklastisches. (Der Quarzit zwischen Ultentaler Phyllitgneis und Phyllit, den HAMMER, Jb. 1904, S. 552, beschreibt, erinnert eher an den Priedröfquarzit, der als Abschluß zu Serie II gehört [48, S. 342]. Hierher eher die Vorkommen an der Pederspitze usf. [172, S. 514]). Erst gegen den

Tonale zu finden sich in der Pejoserie wieder die gewohnten Typen, hellgrünlich-graue Quarzite, Muskovitquarzitschiefer, seltener Arkosen (Grauwacken), dunkle bis schwarze Schiefer und sehr spärlich im Hangend kleine Lager von kristallinem Kalk (212). Weiter nach Süd auf dem Augengneis von Stavel liegen dieselben klastischen Gesteine, dunkle Pejograu- wacken, gemeiner und kohlenstoffführender Phyllit und Quarzit, aber alles in geringerer Mächtigkeit als nördlich vom Tonale (227, 185).

VI. Südrand der Zentralzone.

Schriften-Verzeichnis.

202. BENESCH, F. v., Die mesozoischen Inseln am Poßruck (Mittelsteiermark). M. G. Wien, VII, 1914, S. 173—194 (bes. S. 175, 177).
203. BLASCHKE, F., Geologische Beobachtungen aus der Umgebung von Leutschach bei Marburg. Verh. 1910, S. 51—56.
204. DREGER, J., Geologische Mitteilungen aus dem westlichen Teile des Bachergebirges in Südsteiermark. Verh. 1905, S. 65—70 (bes. S. 68).
205. —, Über das Sausalgebirge in Mittelsteiermark. M. G. Wien, IX, 1916, S. 219—221.
206. FURLANI, M., Der Drauzug im Hochpustertal. M. G. Wien, V, 1912, S. 258, 266.
207. —, Studien über die Triaszonen im Hochpustertal, Eisack- und Pensertal in Tirol. D. Ak. Wien, math.-nat. Kl., 97. Bd; 1919, S. 4.
208. GEYER, G., Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailtaler Alpen in Kärnten. Jb. 1897, S. 295—364.
209. —, Über die geologischen Aufnahmen im Westabschnitt der Karnischen Alpen. Verh. 1899, S. 89—117 (bes. S. 92 ff.).
210. —, Geologische Spezialkarte Blatt Oberdrauburg-Mauthen. Mit Erläuterungen. Wien 1901.
211. —, Dieselbe, Blatt Sillian-St. Stefano. Mit Erläuterungen. Wien 1903.
212. HAMMER, W., Geologische Aufnahme des Blattes Bormio-Tonale. Jb. 1905, S. 1—26 (bes. S. 3 ff.).
213. — und TRENER, G. B., Geologische Spezialkarte Bormio-Passo di Tonale. Mit Erläuterungen. Wien 1908.
214. KIESLINGER, A., Vorläufiger Bericht über geologisch-petrographische Untersuchungen in der südlichen Koralpe (Steiermark). Anz. Ak. Wien, math.-nat. Kl., 1924, Nr. 23.
215. —, Aufnahmebericht über das Blatt Unterdrauburg 5354. Verh. 1926, S. 13—14.
216. —, Geologie und Petrographie der Koralpe. S. Ak. Wien, math.-nat. Kl., Bd. 135, 1926, S. 4, 12/14, 29/32.
217. KITTL, E., Beitrag zur Kenntnis des Kieslagers „Panzendorf“. Z. f. prakt. Geol. 1912, S. 95/96.
218. LEITMEIER, H., Zur Geologie des Sausalgebirges in Steiermark. M. V. Ste., Bd. 45, Jg. 1908, Heft 1, S. 184—218 (bes. S. 191—205).
219. LÖWL, F., Der Granatspitzkern. Jb. 1895, S. 615—640 (bes. S. 638).
220. PETRASCHKE, W., Über Gesteine der Brixener Masse und ihrer Randbildungen. Jb. 1904, S. 47—74 (bes. S. 63).
221. SANDER, B., Neuaufnahme des Blattes Sterzing-Franzensfeste. Verh. 1914, S. 15.
222. —, Aufnahmebericht über Blatt Sterzing-Franzensfeste. Verh. 1914, S. 324—327.

- SANDEE, B., Zentralalpine Decken. Siehe I, 40 (bes. S. 364).
 —, Tauernwestende (D. Ak.). Siehe III, 119.
 —, Gesteinsgruppen, Jb. 1912. Siehe I, 41 (bes. S. 244).
 —, Gesteinsgefüge, Jb. 1914. Siehe I, 43.
 —, Ostalpin-Lepontin. Siehe I, 44 (bes. S. 226/7).
 —, Geol. d. Z. A. Siehe II, 88 (bes. S. 175).
223. STACHE, G., Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. Jb. 1874 (bes. S. 341).
224. TELLER, F., Zur Tektonik der Brixener Granitmasse und ihrer nördlichen Umrandung. Verh. 1881, S. 69—74 (bes. S. 70—72).
225. —, Neue Vorkommnisse diploporenführender Dolomite und dolomitischer Kalke im Bereiche der altkristallinen Schichtreihe Mitteltirols. Verh. 1883, S. 193—200 (bes. S. 195, 199).
226. TRENER, G. B., Vorlage der geologischen Karte des Lagorei- und Cima d'Asta-Gebirges. Verh. 1902, S. 180—184 (bes. S. 183).
227. —, Geologische Aufnahmen im nördlichen Abhang der Presanellagruppe. Jb. 1906, S. 405—496 (bes. S. 411).
228. —, Geologische Spezialkarte, Blatt Borgo-Primiero. Wien 1910.
229. WINKLER, A. v., Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs. Jb. 1913, S. 503—620 (bes. S. 516).
230. —, Bemerkungen über das Grundgebirge an der Nordabdachung des Remschenig-Poßruckgebirges. Verh. 1927, S. 238—242.

Auf der Südseite der Zentralalpen sind phyllitische Serien, die mit denen der Nordseite verglichen werden könnten, weit verbreitet, aber es fehlen fast ganz die Anhaltspunkte, sie in Äquivalente der Rannach- und der Wildschönauer Serie aufzuteilen und grobklastische Gesteine sind selten. Nur vom Südosteck liegen neue Beobachtungen vor. So zeigt der Remschenig-Nordhang (230, S. 238) auf einem Grundgebirg von Gneis und Amphibolit (vermutlich Koralm-Gneissserie I) unmittelbar folgend eine Serie, die in primären und sekundären Merkmalen an die Rannachserie erinnert. Liegend Quarzgesteine, etwa wie ausgewalzte Quarzite und Konglomerate des Liesingtales oder Blattelquarz¹⁾, u. z. mit allen Einzelheiten bis auf die gelegentliche Turmalin- und Hämatitführung (2b, S. 145). Darüber folgen dunkle Tonschiefer und Phyllite ebenfalls heftig nachkristallin durchbewegt, in welche eingeschaltet sind Grünschiefer (Prasinite) und Marmor. Weiter östlich am Poßruck-Nordhang sind WINKLER wohl die Phyllite und Grünschiefer gleicher Fazies, nicht aber die Quarzgesteine bekannt geworden. Dagegen gibt BENESCH (202, S. 176) an, daß er im Untergrund der mesozoischen Klippen typische Grünschiefer nicht angetroffen hätte,

¹⁾ Die Ansicht WINKLERS, sie als Pseudomorphosen von Augengneisen, d. i. porphyrischen Granitgneisen anzusehen, finden in seiner Beschreibung keine Stützen. Die sehr gut gekennzeichneten Quarzester und Lagenquarze sind, wie sonst gewöhnlich, wohl aus größern Quarzindividuen hervorgegangen. Es liegt kein Anhalt vor, sie als Pseudomorphosen nach Feldspat anzusehen, was auch andernorts noch nie beschrieben worden. Der anscheinende Übergang zum Augengneis ist in solchem Bewegungshorizont nicht verwunderlich, vgl. Kontakt Reichartgneis-Rannachkonglomerat.

wohl aber Serizitschiefer ganz ähnlich denen des Sausalgebirges, sowie Quarzitschiefer und Quarzit und Quarzkonglomerate¹⁾, an vielen Punkten als unmittelbare Unterlage der Permtrias, also wohl als Hangend der Phyllitserie. Das würde eine Vertretung der Wildschönauer Serie nahelegen, besonders wenn sich in den Serizitschiefern Porphyroide nachweisen ließen. Im nahen Sausalgebirge (218) herrscht genau die gleiche Serie, dunkle, gelegentlich graphitische Phyllite mit Grünschieferinlagerungen, und als Hangend helle Serizitschiefer, verbunden mit Serizitquarziten und „Serizitlagern“ (218, S. 204), in denen die Leukophyllite oder Weißerden der Oststeiermark zu erkennen sind. Auch der Serizitalbitquarzit (218, S. 205) erinnert an die Arkosen der Semmeringquarzite, und der Paragonit (218, S. 194, 198) ist für oststeirische Serizitquarzite fast typisch. In einem Serizitquarzit wurden Porphyroquarze beobachtet, so daß dieser sicher als metamorpher Quarzporphyr anzusprechen ist (218, S. 196), somit wäre im Sausal eine Vertretung beider klastischen Serien wahrscheinlich und wegen der Faziesähnlichkeit mit der Oststeiermark darin eine Verbindung zu sehen um das Ostende der Zentralalpen herum, insbesondere weil die Schiefer des Sausal auch an der ungarischen Grenze Süd von Neuhaus und beiderseits des Plattensees gefunden werden (205, S. 219).

Wie in der nördl. Grauwackenzone ist hier die Fazies der Gesteine bestimmt durch nachkristalline Durchbewegung (variscisch), die transgredierende Permtrias ist davon nicht mehr betroffen, denn gegen WINKLERS Meinung muß hervorgehoben werden, daß die geringen mechanischen Veränderungen dieser Gesteine nicht mit jener heftigen Durcharbeitung des Grundgebirges in Korrelation gebracht werden dürfen, sondern mit den schwächeren alpidischen Bewegungen. Daß auch hier in der Zentralzone Grödener bzw. Werfener in der bekannten Fazies mit Vorwiegen der roten Sandsteine auftreten, also grundverschieden von den Serizitquarziten usw., soll nur neuerlich erwähnt werden.

Der Südabhang der Koralpe (216) zeigt eine vollständige Entwicklung der tieferen Serien. Auf die Koralmgneise I folgt Serie II mit Granatglimmerschiefern (staurolith- und disthenführend), verbunden mit Marmor, Amphibolit, Graphitquarzit und andere

¹⁾ Wenn hier die Quarzite usw. öfter als Perm oder Verrucano bezeichnet werden, bedeutet es kaum mehr als in den früher diskutierten Fällen (S. 224). Echter Grödner Sandstein, der ja auch dort vorhanden ist, geht in Tektonik und Fazies der Metamorphose mit der Trias, und die Serizitschiefer und Arkosen, die vom Hauptdolomit überschoben werden (229, S. 516, betreffs ungleichmäßige Verbreitung vgl. auch 230, S. 242) oder der „Verrucano, der autochthon dem (Karbonen) Liegendphyllit eingelagert war“ (202, S. 188) und in grüne Serizitschiefer mit gestreckten Geröllen übergeht (202, S. 178), ist kaum eine Äquivalent der roten Sandsteine und Tonschiefer, welche die Basis der Kärntner Triasinseln bilden (202, S. 190).

Quarzite, sowie Pegmatit — stofflich genau das Gegenstück der Serie, die auf der anderen Seite des mittelkärntnerischen Beckens unter den Phylliten wieder auftaucht (Radentheiner Serie). Darüber liegt nun die Mahrenberger Serie (III) (214) nach der Beschreibung (216, S. 30) Phyllite, Tonschiefer, Grünschiefer (ähnlich den Sausal-schiefern), die man als Vertreter der Rannachserie; oder der Wildschönauer Serie durch klingend harte rauhe Dachschiefer (quarzitisch ebenflächig) ansehen möchte. Zu dieser Serie soll noch zu zählen sein: Serizitquarzit (Porphyroid) ähnlich denen des Sausal (216, S. 28), sowie einige „Konglomerate im Zustand phyllitischer Metamorphose“ (216, S. 32) — diese als Perm zu bezeichnen neben normalem Perm liegt hier kein Grund vor — und schließlich sehr merkwürdige gebänderte Kalke mit Quarzgeröllen, die an die geröllführenden Marmore des Seitnerberges und im Hochstegenhorizont erinnern. Dafür diese so charakteristischen Gesteine ins Paläozoikum zu stellen, wo ähnliches nicht bekannt ist, liegt wieder kein Grund vor. Nehmen wir noch hinzu das Vorkommen von tektonisch nicht beeinflussten Linsen Devonkalk, so ist die Ähnlichkeit mit der Serie des Nordrandes der Zentralzone sehr groß.

Das mittelkärntnerische Becken — Gurk- und untere Gailtal — zeigt unter dem jüngeren Schutt überall die Phyllitserien, hie und da mit Grünschiefer, Marmor, Quarzit, aber nicht häufig, die sehr verschieden im Alter beurteilt worden sind, nach ihrem Verhältnis zum altkristallinen Rahmen aber Serie III entsprechen. Konglomeratschiefer sind hier nicht bekannt. Erst ober Mauthen im oberen Gailtal zeigt der Liegend-Quarzphyllit, wo er sich auf die Granatglimmerschiefer legt, deutlich, wenn auch nicht gerade reichlich Gerölle (210, S. 17). Im Hochpustertal hat FURLANI (206, S. 258, 260) ebenso an der Basis des Turntaler Quarzphyllites Arkosen und Konglomeratgneise festgestellt, abgesehen von der Häufigkeit der Quarzite in jener Phyllitserie; und weiter im W aus den Terentener Bergen beschreibt SANDER (222, S. 326) quarzitische Lagen mit diffussem Kalkgehalt (wie Tux S. 241) oder Quarzgeröllen in einem Glimmerschiefer-Paragneiskomplex zwischen Kempspitze und Tief-rasten. Südlich des Pustertales fand FURLANI (207, S. 4) an der Enneberger Straße in Muskovitschiefer mit Querbiotiten ein Granitgerölle und weiter westlicher SANDER (221, S. 15) im Quarzphyllit des Flaggertales (Südwest von Mittewald) ein Konglomerat mit kristallinen Komponenten.

Vielleicht ist auch der sog. Verrucano von Mauis an unsere älteren Geröllhorizonte anzuschließen, denn nach SANDER (119) findet man in der Rensenzone: Knollen- (Geröll-?) Gneise wie am Pfitscherjoch, Wackengneis (S. 282)¹⁾, grüne Arkose mit Quarzgeröllen (S. 277),

¹⁾ Seinerzeit hat man unter „Wackengneis“ mancherlei verschiedenartigen subsumiert. So gibt PETRASCHKE (220, S. 58) an, daß der Arkose-

geröllführende Quarzitschiefer (S. 282), Arkose mit großen Feldspäten (S. 277), Quarzit und Serizitquarzit (S. 273), weiße und Graphitquarzite (S. 272) übergehend in graphitische Grauwacken, begleitet von Tuxer Marmor (S. 259), Pfitscher Dolomit und Glimmermarmor (S. 261), Bänderkalk (S. 265) und Kalkphyllit und Dolomit mit Quarzknuern (S. 281); eine Art Grauwackenfazies des Quarzphyllits (S. 294), d. i. die ganze Gesellschaft der Hochstegenzone in Quarzphyllit und Phyllitgneis, ebensowohl wie mineralreichen Pfitscher Schiefern, verbunden mit Granattonschiefern, Glanzschiefern und andererseits mit wirklicher Trias, Diploporendolomit und Rauchwacke, eine Vergesellschaftung, wie sie um Radstatt und am Semmering anzutreffen ist, vielleicht auch in Westtirol, Ortlergruppe, Sesvenna (40, S. 357; 119, S. 273, 277). Auch hier hat der sog. „Verrucano“ mit dem normalen Perm, wie es in Südtirol ganz in der Nähe bekannt ist, keine Ähnlichkeit.

Die Vergesellschaftung der Rensenzone setzt sich nördlich des Brixener Granits gegen W fort. Es finden sich im „Jaufenkalk“ Silikatknollen (119, S. 259), was an Hochstegenkalk erinnert, und auch die von GRUBENMANN erwähnten Konglomeratgneise und -Schiefer am Schwarzsee bei Schneeberg im Passeier mit schönen Quarzgeröllen (170, S. 66) dürften dieser Serie angehören. Auf diesem Wege schließen die Gesteinsserien des Pustertales und Tauernsüdrandes ohne Lücke und Sprung in der Fazies an jene Westtirols, die oben besprochen (S. 348). Gegen Südosttirol dagegen wird nichts als ein unterschiedloser Quarzphyllit gemeldet. Vielleicht ist dieses Areal aber doch nicht ganz so einförmig. Es werden ja von dort beschrieben Graphitquarzite, Feldspatphyllite usf., allerdings bis jetzt keine geröllführenden Horizonte.

Allgemeines.

Die Ostalpen sind im geologischen Sinne ziemlich klein, nämlich im Verhältnis zu den geologischen Einheiten, jenen Erdräumen, die jeweils endogen und exogen von einheitlichem Geschehen ergriffen werden. Die Ur- und Untergründe der solcher Art zutage tretenden geologischen (stratigraphischen oder tektonischen) Individuen liegen tief und ändern sich selbst in geologischen Zeiten wenig, was seinen Ausdruck darin findet, daß die jeweils zusammengefaßten Räume einheitlichen geologischen Geschehens wohl in ihrer gegenseitigen Abgrenzung von Fall zu Fall etwas schwanken können, im großen ganzen aber sich seit geologischen Zeiten wenig geändert behaupten. Der Rhythmus des geologischen Geschehens ist infolge der Zwangs-

gneis, den TELLER (224, S. 70) Nord von Rabenstein beschrieben, grober feldspatreicher Tonalitgneis ist, SANDER (41, S. 244) spricht darüber allerdings zurückhaltender.

läufigkeit der mechanischen Verknüpfung in aller Bewegung dieser Großschollen auf weite Strecken einheitlich und die vom Anbeginn an vorgezeichneten Baulinien kehren im Wandel der Zeiten mehr oder minder genau nachgezeichnet „konsequent“¹⁾ immer wieder, viel öfter, als die Umwälzungen (Orogenesen) abweichende neue „renegante“ Linien ins Antlitz der Erde einzuzeichnen vermögen.

Rein gefühlsmäßig hat man das schon früh erkannt und demgemäß die Ostalpen in eine ganz kleine Anzahl von Untergebieten (Zonen, Massive usf.) zerteilt, deren geologische Einheitlichkeit ja wirklich in die Augen fällt. Genauer ausgedrückt, kann man derart unterscheiden epirogenetische Einheiten nach dem Sedimentationsraum, den jeweils eine einheitliche Bildung, eine einzige Fazies einnimmt, neben tektonischen durch Gleichzeitigkeit und Zusammenhang in der Tektonik charakterisiert. Die Ausdehnung solcher stratigraphischer Raumeinheiten ist groß. Gleichviel (um Extreme anzuführen) ob bei orogenen Schuttbildungen, die beispielsweise im Tertiär fast in der ganzen nördlichen Randsenke der Alpen gleich ausgebildet sind, oder bei hochmarinem Cephalopodenkalk oder Aptychenschiefer, die jedesmal weit übers Alpengebiet ins Mediterran hinausgreifen. Ja noch mehr, man findet z. B. in einer Zone, die sich von der Lombardei einerseits den ganzen Drauzug hinab, andererseits Nord übern Brenner und durchs ganze Tirolische erstreckt, daß der größte Teil des Mesozoikums durch eine und dieselbe Folge von gleichartigen Bildungen vertreten ist, die eigentliche Haupt- und Stammfazies der ostalpinen Geosynklinale, ein Zeugnis, daß auf diesem ganzen großen Raum die Sedimentbildung die ganze Zeit unter gleichartigen Bedingungen vor sich gegangen ist. Je älter die Formation, desto einförmiger wird das Bild, zum Teil wohl durch die perspektivische Wirkung der kleinen Unterschiede verwischenden Ferne, zum großen Teil aber auch tatsächlich. Die gleichen Karbon-, Old Red-, Spiriferensandsteine, Kramenzelkalke, Graptolithenschiefer bedecken große Teile Europas, und im Kambrium gibt es überhaupt nur mehr ein paar verschiedene Faziesbildungen. Die orogenen Einfüße äußern sich ihrer Natur nach nicht so breit-

¹⁾ Diese Bezeichnungsweise ist dem Sprachgebrauch der Morphologen entlehnt. DAVIS nennt „konsequent“ ein Gerinne, das in der Falllinie der ursprünglichen Form läuft. In sinngemäßer Verallgemeinerung nenne ich nunmehr konsequent z. B. einen Faltenzug, der sich an ein älteres Granitmassiv anschmiegt; umgekehrt wäre eine Granitintrusion konsequent zu nennen, wenn sie dem alten Bau folgt (Lakkolith), während ein Granitstock offensichtlich renegant ist; konsequent ist die tertiäre Flexur am Südrand der Niedern Tauern, die den algonianischen Falten folgt usf. Die von SUESS eingeführte Bezeichnung posthum ist nicht in solcher Allgemeinheit verwertbar, weil sie sinngemäß nur auf eine Folge gleichartiger Elemente angewendet werden kann und auch wohl nur dann, wenn das zweite unbedeutender als das erste ist.

räumig, aber wir können in den Alpen weite Striche unterscheiden, die von den einzelnen Bewegungsphasen gleichzeitig und gleichartig ergriffen worden sind, Zonen, die jedesmal einen beträchtlichen Teil des gesamten Alpenraumes vorstellen. Demnach muß gleiche Sekundärfazies auch auf große Räume gleichmäßig verbreitet worden sein und insoweit die orogenetischen Vorgänge konsequent zu den gegebenen epirogenetischen Elementen verlaufen sind, geht die Verbreitung gleicher Sekundärfazies sehr weitgehend parallel mit der Verbreitung auch primär gleicher Absätze. Dieser Umstand erklärt, daß die alten Geologen trotz des prinzipiellen Fehlers, mit dem sie Tracht der Metamorphose und primäre Kennzeichen verwechselt haben, viele Zusammenhänge richtig erkannt und ihre Einteilungen überraschend zweckmäßig getroffen haben. Beides werden wir hier im folgenden berücksichtigen müssen: daß die fraglichen Formationen wahrscheinlich vom Anfang an recht einförmig waren und daß der Raum der Ostalpen klein ist und nicht viel Variation in den Bedingungen des Absatzes und der Umwandlung der Gesteine fassen kann.

Die älteren Gesteine unserer Zentralalpen („Altkristallin“ Serie I u. II) sind heute hauptsächlich durch ihre Sekundärfazies (Tracht der Muralpen nach W. SCHMIDT) gekennzeichnet und heben sich von der jüngeren Schieferserie III schon dadurch meist verlässlich ab. Gewiß, einige Unsicherheiten der Abgrenzung verbleiben. Doch sind die Flächen, welche als strittig gelten können, nicht groß. Entgegen einer weit verbreiteten Ansicht hat mechanische Verschleifung daran geringen Anteil. An jüngeren Dislokationen (Katschberglinie, Nordrand des Seckauer Massiv u. dergl.) ist natürlich die Grenze beider Bildungen in einen diaphthoritischen Bewegungshorizont von einiger Mächtigkeit umgewandelt. Aber schon in größerem Maßstab verschimmt diese Unsicherheit im Trennungstrich. Schwieriger aufzulösen sind jene Fälle, in denen ein Wechsel der Tracht im Streichen hervorgebracht wird durch einen jener Kristallisationsprozesse, deren Wesen und Ursache wir eigentlich noch nicht recht kennen. So ist die Hochstegenzone im Geleit der klastischen Gesteine in die Greiner Zunge zu verfolgen, aber im Hochfeiler und weiterhin sind ihre Äquivalente kaum sicher herauszufinden, oder im Ennstal-Phyllitgebiet wären die Striche, in denen die großen Quarzzüge liegen, den „Quarzphylliten“ anzuschließen; aber wo jene Gesteinszüge wie im Kristallin gewöhnlich ausspitzen, zwischen Sölk und Donnersbach¹⁾, ist die Trennung nicht mehr durchzuführen.

Im Grunde und ursprünglich ist Transgressionsverband der Serie III auf abgetragenem algonianischem Bau von I und II an-

¹⁾ Hier merkwürdigerweise dieselben Riesen-Hornblende-Garbenschiefer auch wie in der Greiner Zunge.

zunehmen und vielfach auch unmittelbar nachzuweisen. Längs der ganzen Nordfront der Zentralzone erkennt man Abtragung bis auf die Kerne der alten Granite und Auflagerung von III, an dem die Granitintrusionen abschneiden¹⁾, mit klastischen Bildungen, in denen grobes und feines Material des Grundgebirges beteiligt ist, so zwar, daß vielfach die Abhängigkeit des Schuttes nach Größe und Art von der Entfernung des nächsten Altlandes und seinen Gesteinen nachweisbar ist. Nicht so klar wie hier in der nördlichen Randsenke ist die Stellung der Serie III auf der ursprünglich flacheren Südabdachung des alten Gebirges. Hier scheint sie besonders in den Innensenken ohne viel wirkliche Diskordanz auf Serie II aufgelagert, aber wo die alten Geantiklinalen gegen Süden vorstoßen (Koralm, westl. Zillertaler Kern), sind auch wieder die typischen Konglomerate in den transgredierenden Phyllitserien ausgebildet.

Die nabeliegendste Annahme wäre, sämtliche Trümmergesteine dieser Art als eine und dieselbe Serie anzusehen und die Konglomerate usw. als Bodenbildungen derselben alle einander gleichzustellen (47). Die Erstreckung, auf welche solcher Art für die vorpaläozoische Randsenke gleiche Fazies gefordert würde, ist geringer als jene, auf die in der tertiären Randsenke der Alpen die Fazies in Flysch und Molasse tatsächlich gleich bleibt. Aber wenn gerade in dieser Randsenke die Aufnahmsgeologen einmütig die Möglichkeit bekräftigen, zwei aufeinanderfolgende Sedimentationszyklen zu trennen, muß das auch für die anderen Gebiete als Richtschnur gelten.

Immerhin dürfte wohl zwischen Rannachserie IIIa und Wildschönauer Serie IIIb ein geringerer Einschnitt liegen, als ober und unter III, nicht so sehr eine völlige Unterbrechung, gegen die gelegentliche allmähliche Übergänge sprechen, sondern eine epirogenetische Schwankung in Verbindung mit einer allgemeinen Klimaänderung. Die Semmering—Radstätter Fazies mit ihren lichten und ausgeläugten Quarzanhäufungen ist im Ostalpenbereich überall gleichzusetzen, und ebenso ist anzunehmen, daß ein einheitlicher, sonst aber nicht häufiger Lavatypus wie der Quarzkeratophyr in der gleichen tektonischen Position (Randsenke) eben einmal zu einer bestimmten Periode gefördert worden ist, nicht einmal hier und ein andermal dort.

Vom Hangenden, dem Paläozoikum, sind unsere Phyllitserien noch viel schärfer und unzweideutiger geschieden. Gewiß sind auch hier manche Partien miteinander verschliffen und im Habitus ein-

¹⁾ Man könnte in dem Satz, daß in der Zentralzone Granit nicht mehr in Serie III geht, einen Zirkelschluß vermuten, indem eben intrudierte Teile dieser Serie höher metamorph und darum in Serie II oder I eingereicht werden. Dagegen spricht die Beobachtung, daß dort, wo Granit bis in den Phyllithorizont emporgedrungen ist (größtes, schönstes, sicherstes Beispiel Adamello), ein beschränkter Kontakthof mit Hornfels erzeugt wurde, nicht aber die Tracht der Muralpengesteine dem Phyllitmantel aufgeprägt worden ist.

ander angeähnlicht worden. Aber die derart hervorgebrachte Unsicherheit hat noch viel geringere Verbreitung als die an der unteren Grenze von III. Altpaläozoikum ist sowohl süd- als nördlich der Zentralzone in derselben mannigfachen Gliederung und vollständigen Serie bekannt geworden (136). Weder im stofflichen Gesamtbestand, noch in den einzelnen Leitgesteinen besteht Ähnlichkeit mit einer unserer metamorphen Serien. Die graphitführende Serie (Karbon) wäre für sich allein in dieser Hinsicht eher mit III, eventuell I vergleichbar, erwies sich aber als „von den Phylliten kartographisch recht gut abtrennbar“ (49, S. 239), und da die Karbonkonglomerate in weiter Verbreitung bereits Gerölle des typischen „Quarzphyllits“, fertig metamorphosiert, enthalten, ist an ihre Gleichstellung mit einer der Phyllitserien nicht mehr zu denken. Allerdings mit einer Hilfs-hypothese über Unterschied in ursprünglicher Fazies und nachträglicher Umwandlung wäre die Hypothese von metamorphem Paläozoikum vielleicht denkbar — etwa nach Art der Hypothese von den „permo-triadiischen Quarziten“, die wir ausführlich erörtert haben (S. 224), was hier nicht wiederholt werden soll.

Damit scheint das absolute Alter unserer geröllführenden Schieferserien nach oben hin begrenzt; außerdem, da zwischen dem gar nicht metamorphen Caradoc-Sandstein und den in erster Tiefenstufe metamorphosierten Wildschönauer Schiefen ein beträchtlicher Hiatus in der Tracht liegt, ist auch eine größere Lücke dazwischen zu vermuten und Serie IIIb kann höchstens ins unterste Silur hinaufreichen.

Die untere Altersgrenze ist durch die allgemeine Faltung des Grundgebirges gegeben. Der kaledonischen Orogenese kann diese nicht zugeschrieben werden. Eine solche hätte unbedingt auch in die fossilführenden bekannten Serien eingreifen müssen. In diesen ist aber vom Caradoc bis zum Karbon kein Zeichen davon, keine Winkel-diskordanz, keine groben Schuttbildungen, kein Unterschied in der Tracht, auch das Caradoc geht noch mit dem Faltenstockwerk des höheren Paläozoikums. Gewiß, es wäre recht plausibel gewesen, die Faltenzüge, deren kaledonisches Alter in den Sudeten BEDERKE nachgewiesen, über die moravische Zone in die Ostalpen zu verlängern. Aber nach den angeführten Daten muß dieser Gedanke fallen gelassen werden. Die nächst ältere Faltung ist die epijatulische, die letzte Phase der jüngstarchaischen, algomanischen Faltungsära. Wenn nun zwischen diese und das Caradoc zwei Sedimentationszyklen untergebracht werden sollen, so dürfte nach Analogie mit Nachbar-gebieten der eine ungefähr der jotnischen, der andere der kambrischen Formation entsprechen.

Diese Annahme paßt auch zur Stratigraphie der weiteren Umgebung. Fauna und Fazies des alpinen Altpaläozoikums haben eine so starke Ähnlichkeit mit Innerböhmen (136), daß unmittelbare

Verbindung beider Geosynklinalgebiete für jene Zeit angenommen werden muß. Diese Verbindung kann nicht gut quer über die Massive des Moldanubikums gegangen sein, das würde allem widersprechen, was über die Naturgeschichte solcher Massive bekannt ist. Im Osten herum ist die Verbindung nachweislich erst im Mitteldevon frei geworden. Also muß die Verbindung im Westen über Bayern gegangen sein, wo Vorposten der böhmischen Geosynklinalfazies seit Kambrium bekannt sind¹⁾. Nun die Beschreibung, die WURM (264, S. 28) vom fränkischen Kambrium gibt, paßt auffällig gut auf unsere Wildschönauer Serie IIIb: Dünnsplattende quarzitischer Schiefer, Plattensandsteine und Plattenquarzit, dazu Diabas und Keratophyr; seltener klotzige Quarzite, Kalkknollenhorizonte und Tüpfelschiefer²⁾. Diese Ähnlichkeit würde eine Parallelisierung für sich allein schon nahelegen; daß sie außerdem längs einer für lange Zeit bezeugten Verbindungslinie statthat, verleiht ihr große Wahrscheinlichkeit. Die Rannachserie IIIa kann in Stoffbestand (Phyllit, basische Eruptiva, Konglomeratschiefer) mit dem Algonkium Innerböhmens verglichen werden (257). Das Mittelstück ist hier allerdings schlechter kenntlich, denn der Phyllitmantel des Fichtelgebirges enthält anscheinend auch tiefere Serien, die WURM der Brettsteinserie vergleicht (265, S. 17) und ist durch granitische Intrusionen stark umgewandelt. Der obere Teil des über 5000 m mächtigen Schichtstoßes könnte aber der Serie IIIa ganz gut entsprechen³⁾.

Anhang.

Betreffend einige Eigentümlichkeiten der geröllführenden Ablagerungen älterer Formationen.

Schriftenverzeichnis.

A. Allgemein.

231. BEETZ, W., Über Glazialschichten an der Basis der Nama- und Konkupformation in der Namib Südwestafrikas. N. Jb., Beil.-Bd. 56 B, 1927, S. 437—481.

¹⁾ Die wichtige Arbeit von WURM (Zur Paläogeographie der süddeutschen Scholle. Centralbl. f. Miner. Geol. usw. 1929 B, S. 33—40) gestattet hier weitere Detaillierung. Wenn der Fichtelgebirgssattel seine Fortsetzung südlich von Nürnberg gegen das Ries hin findet, so liegt es nahe, in ihm die Geantiklinale zu sehen, welche das Gebiet der thüringischen Fazies trennt von dem der Fazies nach vorauszusetzenden Verbindungsarm zwischen Alpen und Barrandium, den man somit aus dem Raum von Oberösterreich-Niederbayern im Bogen gegen die Pforte von Erbdorf ziehen könnte.

²⁾ Diese Tüpfelschiefer WURMS sind grünliche Kieselschiefer mit hellen Flecken, also wohl eher HAMMERS getüpfelten Verrucanoschiefern zu vergleichen, als denen die SANDER (155, S. 339) aus der Tauernhülle beschrieben und mit den Knötchenschiefern des Rätikons verglichen hat.

³⁾ Auch die Lydite (265, S. 21) vom Steinwald und Barrandium könnte man im Graphitquarzit der Hochstegzone usw. wiederfinden. Vgl. auch S. 39.

- 231a. BEETZ, W., Versuch einer stratigraphischen Gliederung der präkambrischen Formationen Südwestafrikas. N. Jb., Beil.-Bd. 61 B, 1929, S. 41—60.
- 231b. Über das wahrscheinliche altkambrische oder jungproterozoische Alter der Glazialschichten an der Basis des Kundelungu-Systems in Katanga und am unteren Kongo. Ebenda, S. 61—82.
232. BERGHELL, H. (zusammengestellt von V. HACKMANN), Über den Quarzit von Kallinkangas, seine Wellenfurchen und Trockenrisse. Bull. Fin. Nr. 59, 1923 (bes. S. 3, 6, Fig. 4).
233. BORN, A., Die Herkunft der kristallinen Komponenten des rheinischen Oberkarbon. N. Jb., Beil.-Bd. 58 B, 1927, S. 101—112.
234. ESKOLA, P., On the petrology on the Orijärvi region in Southwestern Finland. Bull. Fin. Nr. 40, 1914 (bes. S. 151—157).
235. FROSTERUS, B., Bergbygganden i sydöstra Finland. Bull. Fin. Nr. 13, 1902 (bes. S. 76, 124, 126, 130 und Taf. II—VII).
236. GILBERT, G. K., Lake Bonneville. U. S. Geol. Surv. Monogr. vol. I, 1890, S. 167.
237. HACKMANN, V., Studien über den Gesteinsaufbau des Kittilä-Lappmark-Gebietes. Bull. Fin. Nr. 79, 1927 (bes. S. 72, Fig. 12; S. 78, Fig. 16, 17; S. 82, Fig. 18/19; S. 90, Fig. 23; Taf. II, 2, 3, 4).
238. HAUSER, H., Über die präquartäre Geologie des Petsamo-Gebietes am Eismeer. Bull. Fin. Nr. 76, 1926, S. 24, Fig. 3; S. 33, Fig. 4; S. 42, Fig. 6.
239. HOERNES, R., Gerölle und Geschiebe. Verh. 1911, S. 267—274.
240. KAISER, E., Über Fanglomerate, besonders im Ebrobecken. S. Ak. München, math.-phys. Abt. 1927, S. 17—18. KETTNER siehe 257.
241. KINZL, H., Über die Verbreitung der Quarzitkonglomerate im westlichen Oberösterreich und im angrenzenden Bayern. Jb. 1927, S. 233—263 (bes. S. 253/4).
242. LAITAKARI, A., Über das jötnische Gebiet am Satakanta. Bull. Fin. Nr. 73, 1925; S. 24, Fig. 6.
243. MÄKINEN, E., Översigt av de Prekambriska Bildingarna i Mellesta Österbotten i Finland. Bull. Fin. Nr. 47, 1916; S. 21, Fig. 1; S. 22, Fig. 2; S. 23, Fig. 3.
244. METZGER, A. TH., Die jatulischen Bildungen von Suojäroi in Ostfinland. Bull. Fin. Nr. 64, 1924 (bes. S. 16 ff., 73 ff.).
- 244a. PHILIPPI, E., Kontinentale Trias. Lethaea geogn. II, S. 30. PIETZSCH, K. siehe 259.
245. SCUPIN, H., Beiträge zur Geologie der ostbaltischen Länder. C. M. G. 1928 B, S. 152—161 (bes. S. 159).
246. SEDERHOLM, J. J., Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finland und ihre Bedeutung für die Entstehungsweise des Grundgebirges. Bull. Fin. Nr. 6, 1899 (bes. S. 15, Fig. 2; S. 49, 56, Fig. 28 und Taf. III; S. 198, Taf. I, II, III).
247. —, Les roches préquaternaires de la Fennoscandia. Bull. Fin. Nr. 24, 1910; S. 11, Fig. 5; S. 15, Fig. 8 (auch GRUBENMANN-NIGGLI I, 65); S. 16, Fig. 9; S. 24, Fig. 13.
248. —, On Migmatites and associated Pre-Cambrian rocks of Southwestern Finland. Bull. Fin. Nr. 58, 1923, S. 129, Fig. 58.
249. STUTZER, O., Zur Geologie der Goajira-Halbinsel (Kolumbien). Z. D. G. 1927, M. B. S. 207/8.
250. TWENHOFEL, W. H., Treatise on Sedimentation. London 1926.
251. VAN HISE, CH. R. und LEITH, CH. K., The geology of the Lake Superior Region. U. S. Geol. Surv. Monogr. vol. 52, 1911, S. 602, 432, Pl. XXIX.
252. WALTHER, J., Das Gesetz der Wüstenbildung. 2. Aufl., Leipzig 1912, S. 246/7, 277.

253. WILKMAN, W. W., Tohmajärvi-Konglomeratet och den förhållande Till Kaleviska skifferformationen. Bull. Fin. Nr. 62, 1923 (Fig. 1).
 254. —, Kaleviska bottenbildigar vid Mölonjärvi. Bull. Fin. Nr. 43, 1915, S. 12, Fig. 4; S. 14, Fig. 6.

B. Böhmisches Masse betreffend.

255. HINTERLECHNER, K., Geologische Mitteilungen über ostböhmische Graphite und ihre stratigraphische Bedeutung für einen Teil des kristallinen Territoriums der böhmischen Masse. Verh. 1911, S. 367.
 256. KETTNER, R., Ein Beitrag zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse der Umgebung von Königssaal (Böhmen). Verh. 1914, S. 180—182.
 257. —, Versuch einer stratigraphischen Einteilung des böhmischen Algonkiums. G. Rdsch. Bd. 8, 1917, S. 169—188.
 258. KÖLBL, L., Der Südrand der böhmischen Masse. G. Rdsch. Bd. 18, 1927, S. 321—349 (bes. S. 345).
 259. PIETZSCH, K., Über das geologische Alter der dichten Gneise des sächsischen Erzgebirges. C. M. G., 1914, S. 202—211, 225—241.
 260. PRECLIK, K., Zur Analyse des Moravischen Faltenwurfes im Thayathal (Vorläufiger Bericht). Verh. 1924, S. 180—192 (bes. S. 184, 188).
 261. —, Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbungen am Ostrande der böhmischen Masse. G. Rdsch. 18, 1927, S. 81—103 (bes. S. 84).
 262. WALDMANN, L., Vorläufiger Bericht über die Aufnahme des moravischen Gebietes südlich der Bahnlinie Eggenburg—Siegmunshenberg. Anz. Ak. Wien, 1924, S. 53.
 263. —, Das Stüden der Thayakuppel. Jb. 1922, S. 183—204 (bes. S. 199).
 264. WURM, A., Über eine neue mittelkambrische Fauna aus dem bayrischen Frankenwald und ihre Bedeutung für die Stratigraphie des älteren Paläozoikums. N. Jb., Beil.-Bd. 58B, 1927, S. 101—121.
 265. —, Geologie von Bayern, I. Teil. Berlin 1925.
 266. ZAPLETAL, K., Zur Geologie der böhmischen Masse (mit besonderer Rücksicht auf die moravische Zone). G. Rdsch. XIX, 1928, S. 120—140 (bes. S. 126).

Der Absatz von Schichtgesteinen ist geradezu ein Schulbeispiel für Anwendung des Grundsatzes der Aktualität. Übertreiben und mißverstehen darf man diesen Grundsatz aber auch nicht. Es ist damit keineswegs gesagt, daß immer alles genau so wie heute vor sich gegangen sein muß. Wenn die Gerölle-führenden Schichten der älteren Formationen manchmal etwas anders aussehen, als die rezenten und tertiären Flußschotter (eventuell Nagelfluhen), wäre es voreilig, ihnen die Entstehung als Geröllablagerungen sofort abzusprechen. Man wird besser tun, ihre Eigentümlichkeiten festzustellen und zu studieren.

Eine dieser Eigentümlichkeiten ist die ungemein verbreitete Auswalgung der Gerölle. Abgesehen davon, daß die ursprüngliche Form von Flußgeschieben stets länglich ist (239), ist eine Ausdünnung der Gerölle notwendige Folge mechanischer Durchbewegung. Bereits in der Molasse-Nagelfluh sind die Gerölle manchmal ziemlich stark mechanisch umgeformt (189, I, S. 63) und je älter die Formation, desto öfter fand sich Gelegenheit, und desto allgemeiner ist die Deformation der Gerölle.

Wichtiger als diese sekundär entstandene Verschiedenheit gegenüber jungen Schottern ist ein Umstand, der eigentlich gleich in die Augen fallen sollte, aber vielfach nicht beachtet worden ist; nämlich während junge Flußschotter (Nagelfluh 189, I, S. 47) eine dicht geschlossene Geröllpackung vorstellen, bieten die allermeisten alten Geröllhorizonte das Bild einer Grundmasse, in welcher einzeln nicht einander berührend die Gerölle schwimmen. Um ein genaues Bild der Häufigkeit dieses Merkmals zu gewinnen — an einheitlichem Material —, habe ich die Serie des „Bulletin de la Commission géologique de Finland“ von Anfang an daraufhin durchgesehen. Die hier aus dem Grundgebirge so vielfach beschriebenen Konglomerate zeigen in den meist sehr guten Abbildungen meist obiges Bild; einiges ist weniger deutlich und auffällig, aber nur einmal fand ich die Bemerkung „macht stellenweise den Eindruck einer Blockpackung mit wenig Zementmasse“, und auch da zeigt das Bild (238, S. 33, Fig. 4) eine immerhin noch recht lockere Packung. Auch sonst finden wir einige Eigentümlichkeiten unserer alpinen Konglomeratschiefer wieder: So die länglichen Gerölle, manchmal 1:4 ausgewalzt (243). Es dürfte aber gelegentlich primär sein, wenn längliche mäßig gerundete Gerölle zum Teil in s geschichtet, einzelne aber quer zu s stehen (248, S. 129, Fig. 58) und auch die in s untereinander nicht parallel sind (246, S. 15, Fig. 2; S. 49, Taf. I). Ferner wechseln auch hier Bänke mit viel Geröllern mit solchen, die nur vereinzelte oder gar keine führen, aber auch in derselben Bank wechselt die Dichte der Geröllpackung oder besser Geröllstreung. Die geröllführenden Bänke wechseln mit Tonen, Sanden, feldspathaltigem Grus (= Phyllit, Glimmerschiefer, Gneis, Quarzit) und auch mit oft quarzreichen Dolomit und Kalk. Diese Eigentümlichkeiten scheinen fast weltweit verbreitet zu sein. Ich führe hier nur noch an Nordamerika (251, S. 602)¹⁾ und Südafrika. BEETZ (231, Taf. XIX u. XX) bildet aus der Namib die typische lockere Geröllstreung ab, erwähnt den schnellen Wechsel im Profil an Mächtigkeit und Gestein zwischen Tonschiefer, Arkose, Konglomerat, Quarzit und die Verknüpfung mit einem Dolomithorizont. Er bezeichnet die Ablagerung als Tillit und hebt hervor (S. 456), daß viele Tillitvorkommen mit Dolomit- bzw. Kalkbänken im Hangend verknüpft sind. Ob das wirklich Tillite sind, wollen wir als für uns unwesentlich dahingestellt sein lassen. Daß die grobklastischen Serien des Präkambriums gerne Dolomit- und Kalkbänke, meist sandig und unrein führen, ist aber tatsächlich aus vielen Gegenden der Erde beobachtet und beschrieben worden. Das wirft auf die Verbindung von Hochstegenkalk und Tuxer Wacke, Seitnerbergmarmor und Rannachkonglomerat allerdings ein neues

¹⁾ 251, Pl. XXIX, S. 432 entspricht ganz den fennoskandischen Beispielen, wird aber als „Glacial till“ bezeichnet, worauf wir noch zurückkommen.

Licht. Auch in den Moravischen Serien kommen neben serizitischen Arkosen und Konglomeratphylliten auch Kalke mit Quarzgeröllen vor (261, S. 84), wodurch deren Vergleich mit ostalpinem Grundgebirge eine neue Stütze gewinnt. In Deutschland hat PIETZSCH (259, S. 204) anscheinend als erster auf die lockere Geröllpackung hingewiesen, und zwar sowohl in den dichten Gneisen des Erzgebirges als in den Grauwacken des innerböhmisches Algonkiums.

Ob Entstehung der fraglichen Absatzgesteine nach dem Grundsatz der Aktualität unter heutigen Verhältnissen möglich wäre? Und wie? — Die lockere und unregelmäßige Geröllpackung oder -Streuung könnte zweifellos bei Glazialbildungen vorkommen und aus BEETZ ist mir die Vermutung aufgestiegen, daß man z. B. in Gondwana dergleichen allgemein und ziemlich unbedenklich als Tillit zu bezeichnen scheint¹⁾. Aber wenigstens in unseren Fällen der Ostalpengesteine ist diese Erklärung kaum anwendbar. Dagegen spricht die entschiedene Schichtung mit scharfen Wechsel von verschiedenen Absätzen (Ton bis Konglomerat oder Quarzit) und die Verknüpfung der Serie mit Dolomit oder Kalk, Absätze, die heute nirgends mit Moräne genetisch verknüpft sind. Jene eigenartige Verstreuung der Gerölle kann aber auch bei Wassertransport zustande kommen, allerdings nicht bei gewöhnlichen Flußaufschüttungen, die starke Egalisierung der Gerölle nach Form und Größe und gleichmäßige dichte Packung charakterisiert, wohl aber bei unregelmäßigen Überflutungen, wie sie in manchen Klimazonen nicht ungebrauchlich sind. So beschreibt STUTZER (249, S. 207) wie in der Küstenebene von Kolumbia, die 10 Monate trocken, 2 Monate größtenteils überschwemmt ist, über dem ebenen Tonboden „wie durch den Wurf eines Riesen“ Gerölle locker, ohne Sand und Grus dazwischen verstreut sind. Fossilisiert müßte das ähnlich aussehen, wie viele der besprochenen präkambrischen Konglomerate. Ähnliches dürfte aber auch in aridem Klima möglich sein, wo die Unregelmäßigkeit der durch gelegentlich vorkommende Überflutungen zusammengetragenen Fanglomerate (240, S. 17) vielfach hervorgehoben werden.

Das ist nicht unwichtig deswegen, weil die betreffenden Ablagerungen chemisch recht verschieden charakterisiert sein können. Die Vorkommnisse der Ostalpen sind meist rein oder ganz überwiegend Quarzkonglomerate. Solche Restschotter können nur entstehen, wenn ältere Schotterlager einer Auslese durch Verwitterung in humidem Klima unterworfen worden sind. Bei dem Rannachkonglomerat scheinen die verbliebenen chemisch kaum angreifbaren Quarze in ein normales Sediment eingestreut worden zu sein, der Phyllit derselben entspricht einem Schlick, wie er in Randmeeren auch heute entstehen kann. Die Bildung von Arkosen

¹⁾ Die nordischen Geologen sind dagegen mit dieser Deutung viel vorsichtiger — mit Recht!

wäre dagegen eher einem ariden oder nivalen Klima zuzuschreiben; unter humiden Bedingungen müßten Feldspate eigentlich zerstört werden. Aber beim Steinacher Karbon war mir schon aufgefallen (198, S. 244), daß die Sandsteine desselben reich an Feldspat sind, und es ließ sich sofort ermitteln, daß dies für Karbonsandstein bzw. -konglomerat geradezu die Regel ist (233, S. 101). Doch für die Bildung derselben gerade in der produktiven Zone des Karbon kann weder arides noch nivalen Klima angenommen werden. Die Bildung dieser Arkosen ist also eigentlich ungeklärt und auch das Lehrbuch von TWENHOFEL (250, S. 173—175) gibt darüber keine zureichende Aufklärung. Die Analogie des Karbon dürfte für einige der oben besprochenen Bildungen geltend gemacht werden, vielleicht für die von SANDER (40) hervorgehobenen Arkosen mit gebleichten Feldspäten. Eine andere sehr auffällige Gruppe, deren Kennzeichen lichte, meist sogar rein weiße Farbe ist, sind die Radstätter und Semmering-Quarzite usw. Diese kann nur auf gründliche Auslaugung des Eisens zurückgeführt werden, das sonst in unsern Phyllitserien eine große Rolle spielt, aber es muß doch anders gegangen sein als im Karbon, dessen Charakterfarbe ein stumpfes Grau ist. Ein Beispiel aus jüngeren Formationen ist (241) als pliozäne Quarzitkonglomerate aus dem westlichen Oberösterreich beschrieben. Es sind grobe Quarzschotter mit völlig zermürbten Granit- und Gneisgeröllen und starkem Kaolingehalt in der auffallend weißen Grundmasse, später durch Kieselsäure verkittet, so daß fast dichte Quarzite entstehen. So könnten etwa die Radstätter Quarzite und Serizit-schiefer in ihren Anfängen ausgesehen haben.

Jedenfalls fordert die Bildung der Radstätter Quarzitifazies ein anderes Klima als die stofflich ihr recht nahestehende Fazies der Rannachkonglomerate und -quarzphyllite¹⁾, und das ist immerhin eine gewisse Bestätigung der Annahme verschiedenen Alters dieser beiden Serien.

Was die Verknüpfung von Dolomit und meist sandigen Kalken mit den grobklastischen Ablagerungen anbelangt, so ist darauf hinzuweisen, daß dies auch sonst in jüngeren kontinentalen Formationen angetroffen wird: so im Old Red des Baltikums (245, S. 159), im deutschen Buntsandstein und Keuper (244 a) und in vielen anderen Fällen²⁾.

¹⁾ Wieder ganz andere Bildungsbedingungen setzt das Präbichelkonglomerat voraus mit seiner bunten Gesellschaft fast nicht veränderter Gesteine. Es kann mit der Radstätter Quarzitifazies nicht unter einem Klima gebildet worden sein. Da in dem Sedimentationsraum knapp nebeneinander verschiedene Klimate nicht Platz hatten, müssen auch diese beiden Gesteinstypen aus verschiedenen Zeiten stammen. Übrigens die Fazies des Präbichelkonglomerats erinnert in dieser Beziehung an Perm (Rotliegend), während die kontinentale Trias (244 a) mit ihren Quarzrestschottern und -sanden Verwitterung voraussetzt, also nicht rein arides Klima, gegen das auch der regelmäßige Wassertransport bei Anhäufung der Buntsandsteingerölle spricht.

²⁾ Ein Muster ganz junger Bildungen dieser Art sind vielleicht die Kalktuffbildungen an Wüstenseen, (236) und die Kalkkrustenbildung in Trocken-

Hiemit wollen wir abbrechen. Es ist nicht beabsichtigt, den Gegenstand hier gleich zu erschöpfen, sondern nur darauf hinzuweisen, daß die metamorphen klastischen Bildungen der Ostalpen eine Verknüpfung zeigen mit einer Menge sehr wichtiger und schwieriger Probleme der Sedimentpetrographie, deren Lösung von großer Tragweite sein wird, die daher aber auf viel breiterer Grundlage untersucht werden sollten, als im Anhang an diese Arbeit möglich ist.

Zusammenfassung.

Das tiefere Grundgebirge der Ostalpen, (Serie I und II) durch gemeinsame algonianische Faltung und Metamorphose verschweißt (Altkristallin, Muralpengesteine W. SCHMIDT) enthält keine Geröllschichten.

Auf ihm transgrediert die **Rannachserie** (III a, Quarzphyllit, Pinzgauer-, Ennstaler Phyllit, Wechselschiefer) Jotnisch. Führt den Hauptgeröllhorizont (Rannachkonglomerat, Tuxer Wacken) längs der Nordfront der Zentralzone, daneben spärlich Grünschiefer und unreine Marmore.

Darüber die **Wildschönauer Serie** III b Kambrisch. Wenn allmählich in III a übergehend: Wildschönauer Schiefer oder HAMMERS feinschichtige quarzitisches Grauwackenschiefer (bathyal); wenn selbständig auf Grundgebirge übergreifend: Semmering—Radstätter—Tarntaler-Quarzit, Westtiroler Verrucano usf. (litoral); wieder längs der Nordfront der Zentralzone. Konglomeratschiefer kommen vor, seltener als die quarzitischen Bildungen, Bezeichnend: Blasseneckgneis oder Porphyroid.

Beide Serien III a und b zeigen gleichmäßige starke Metamorphose erster Tiefenstufe im Gegensatz zu allen jüngeren Bildungen.

Altpaläozoikum eupelagisch, gröbtklastisch der basale Caradoc-Sandstein. Karbon mit mächtigen Quarzkonglomeraten, variszisch-orogen. Das Präbichelkonglomerat als grobe Basalbildung der Kalkalpenserie kennzeichnet die Uferzone des Werfener Meeres, die in der Hauptsache wieder parallel zur Nordfront des alten Gebirgsumpfes verläuft.

Die Bildungsweise der metamorphen Trümmergesteine der Ostalpen ist aktualistisch nicht vollkommen geklärt, doch finden sich gerade die problematischen Einzelheiten (Auswalgung der Gerölle, lockere Packung, Verbindung von Grobklastischem mit Kalk) weltweit verbreitet in den entsprechenden Bildungen der älteren Formationen.