©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

DAS SÜDWESTSTEIRISCHE TERTIÄRBECKEN IM ÄLTEREN MIOZÄN

BEARBEITET VON

ARTUR WINKLER

MIT 1 TAFEL UND 11 TEXTFIGUREN

VORGELEGT IN DER SITZUNG AM 17. JUNI 1927

Vorbemerkung.

Das Tertiärgebiet von Südweststeiermark, über welches hier berichtet werden soll, umfaßt jenen Teil der steirischen Bucht, welcher im W von der Koralpe, im S vom Radel- und Possruckgebirge begrenzt wird, während dessen östlicher Rand in geologischer und geographischer Beziehung durch den breiten Alluvialboden der Mur zwischen Wildon, Leibnitz und Spielfeld gegeben erscheint.[1] Nahe dieser östlichen Grenze finden sich die paläozoischen Felsaufbrüche des »Sausalgebirges« und einiger vorgelagerter Klippen, andeutend, daß hier schon seit älteren geologischen Zeiten eine Gebirgsschwelle inmitten des steirischen Beckens vorhanden war. Nur gegen SO hin besteht keine scharfe Scheide gegen die Windischen Bühel der ehemaligen Untersteiermark (jetzt Jugoslawien), in welche das südweststeirische Becken allmählich übergeht. Gegen N hängt das letztere vollkommen mit dem Nordteil der weststeirischen Bucht zusammen, so daß eine Trennung beider nur willkürlich, etwa dem Kainachtal entlang, angenommen werden kann.

Die Untersuchungen im Tertiärgebiet von Südweststeiermark erstreckten sich auf den österreichischen Anteil (Nordhälfte) der Spezialkartenblätter Unterdrauburg und Marburg, mit Orientierungstouren ins jugoslawische Gebiet, und auf die Südhälften der Spezialkartenblätter Deutschlandsberg und Wildon—Leibnitz.

In der vorliegenden Studie soll ein Überblick über die geologische Entwicklung des hier abgegrenzten Raumes im älteren Miozän gegeben werden. Die Darstellung soll in vier Abschnitten erfolgen: der erste umfaßt einen Überblick über die bisherigen geologischen Studien, der zweite entwirft ein Bild von der Schichtfolge des Gebietes, im dritten wird die Tektonik besprochen und schließlich im vierten Teil ein Abriß der Morphologie der Altmiozänzeit[2] versucht werden.

Für die Ermöglichung der Durchführung meiner Studien in Südweststeiermark bin ich der Akademie der Wissenschaften in Wien für die Verleihung von zwei Reiseunterstützungen (in den Jahren 1920 und 1923) zu besonderem Danke verpflichtet, den ich mir an dieser Stelle zum Ausdruck zu bringen erlaube. In den letzten Jahren erfolgten weitere Studien im südweststeirischen Tertiärgebiet im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt, gelegentlich der geologischen Neuaufnahme des Tertiärs auf den Spezialkartenblättern Unterdrauburg und Marburg.

[1] J. Sölch (28) benennt den hier als südweststeirisches Becken bezeichneten Gebietsteil »Florianer Hügelland«. Die eingeklammerten Ziffern beziehen sich auf das nachstehende Literaturverzeichnis.

[2] Die geomorphologische Beschreibung der Gebirgsoberfläche kann jedoch erst in der Fortsetzung dieser Studie — zusammenfassend für die ganze Jungtertiärzeit — erfolgen.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

I. Abschnitt.

Die geologische Erforschung des südweststeirischen Tertiärgebietes.

Verzeichnis der geologischen Literatur.[1]

1. A. Sedgwick und R. J. Murchison, A sketch of the structure of the eastern alps. Geol. Transact., London, 2. ser., vol. III, 1831.
2. F. Sprung, Bericht über die während der vorgeschriebenen geognostisch-montanistischen Reise durch einen Teil von Steiermark und Kärnten besuchten Steinkohlenbergbaue. Tunner's Jahrbuch der Vordernberger montanistischen Lehranstalt, I. Jahrgang, Graz 1842.
3. Dr. F Rolle, Geologische Untersuchungen in dem Teil Steiermarks zwischen Graz, Obdach, Hohenmauten und Marburg. Jahrbuch der k. k. Geolog. Reichsanst. Wien 1856, p. 219 bis 249.
4. Derselbe, Geologische Untersuchungen in der Gegend zwischen Ehrenhausen, Schwanberg, Windischfeistritz und Windischgraz in Steiermark. Jahrbuch der k. k. Geolog. Reichsanst. Wien 1857, p. 266 bis 288.
5. D. Stur, Geologie der Steiermark. Herausgegeben vom Geognostisch-Montanistischen Verein für Steiermark, Graz 1871.
6. V Radimsky, Das Wieser Bergrevier. Zeitschr. des Berg- und Hüttenmännischen Vereins für Kärnten 1875, VII. Jahrgang (p. 1 bis 8, 37 bis 44, 75 bis 83, 110 bis 119, 142 bis 150, 177 bis 186, 224 bis 233, 271 bis 283).
7. V Hilber, Die Miozänschichten von Gamlitz bei Ehrenhausen in Steiermark. Jahrbuch der k. k. Geolog. Reichsanst., XXVII, 1877, p. 251 bis 271.
8. Derselbe, Die Miozänablagerungen um das Schiefergebirge zwischen den Flüssen Kainach und Sulm in Steiermark. Jahrbuch der k. k. Geolog. Reichsanst. Wien, XXVIII, 1878, p. 505 bis 580.
9. Die Wanderblöcke der alten Koralpengletscher auf der steirischen Seite. Jahrbuch der k. k. Geolog. Reichsanst. Wien 1879, p. 537 bis 565.
10. Derselbe, Wanderblöcke in Mittelsteiermark. Führer zum IX. Internationalen Geologenkongreß in Wien 1903, Nr. V
11. J. Dreger, Vorläufiger Bericht über die geologische Untersuchung des Possruck und des nördlichen Teiles des Bacher Gebirges in Südsteiermark. Verhandlungen der k. k. Geolog. Reichsanst. Wien 1901, p. 98 bis 103.
12. Derselbe, Die geologische Aufnahme der Nordwestsektion des Kartenblattes Marburg und die Schichten von Eibiswald in Steiermark. Verhandlungen der k. k. Geolog. Reichsanst. Wien 1902, p. 85 bis 104.
13. Derselbe, Vorlage des Blattes Marburg in Steiermark. Fragliche Gletscherspuren. Verhandlungen der k. k. Geolog. Reichsanst. Wien 1903, p. 124 bis 126.
14. F. Blaschke, Geologische Beobachtnngen aus der Umgebung von Leutschach bei Marburg. Verhandlungen der k. k. Geolog. Reichsanst. Wien 1910, p. 51 bis 56.
15. V Hilber, Das Alter der steirischen Braunkohlen. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien, Bd. I, 1908, p. 71 bis 76.
16. H. Leitmeier, Geologie der Umgebung von Kainberg im Sausal. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, Jahrgang 1907, Graz 1908, p. 112 bis 128.
17. Derselbe, Zur Geologie des Sausalgebirges in Steiermark. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark 1908, Graz 1909, Bd. XLV, p. 184 bis 218.
18. K. von Terzaghi, Geologie von Flamberg im Sausal. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, Bd. 44, Graz 1908, p. 131 bis 166.
19. V Hilber, Die rätselhaften Blöcke in Mittelsteiermark. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, 49. Bd., Graz 1913, p. 80 bis 90.

[1] Die paläontologische Literatur, welche in dieses Verzeichnis nicht aufgenommen ist, ist übersichtlich zusammengestellt bei Dreger (12). Bezüglich der Säugetierfauna vergleiche auch F. Bach, Mitt. d. Naturw. Vereins f. Steiermark, Jg. 1908, p. 60 bis 127.

20. B. Granigg, Mitteilungen über die steiermärkischen Kohlenvorkommen. Österr. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen 1910, p. 1 bis 53.
21. A. Winkler, Versuch einer tektonischen Analyse des mittelsteirischen Tertiärgebietes und dessen Beziehungen zu den benachbarten Neogenbecken. Verhandlungen der k. k. Geolog. Reichsanst. Wien 1913, Nr. 13, p. 311 bis 355.
22. Derselbe, Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs. Jahrbuch der k. k. Geolog. Reichsanst. Wien, LXIII, 1913, p. 503 bis 620.
23. Derselbe, Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrand der Alpen. Mitteilungen der Geolog. Ges., Bd. VII, Wien 1914, p. 256 bis 312.
24. W Petrascheck, Die miozäne Schichtenfolge am Ostfuße der Alpen. Verhandlungen der k. k. Geolog. Reichsanst. Wien 1915, Nr. 17 bis 18, p. 310 bis 321.
25. A. Winkler, Erwiderung an F. X. Schaffer. Mitteilungen der Geolog. Ges. Wien 1916. p. 87 bis 91.
26. Derselbe, Vorläufiger Bericht über die mit Unterstützung der Akademie der Wissenschaften durchgeführte geologische Untersuchung im Tertiärgebiet von Südweststeiermark. Akademie-Anzeiger Nr. 3, Wien 1921.
27 J. Sölch, Blockbildungen am Saum des steirischen Randgebirges. Verhandlungen des XVIII. deutschen Geographentages in Innsbruck 1912.
28. Derselbe, Die Windischen Bühel. Mitteilungen der Geogr. Ges. Wien 1919.
29. Derselbe, Das Grazer Hügelland. Ein Überblick über seine geomorphologische Entwicklung. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien, Abt. I, CXXX. Bd., 8. und 9. Heft, 1921, p. 265 bis 293.
30. R. Jäger, Foraminiferen der Windischen Bühel. Verhandlungen der k. k. Geolog. Reichsanst. Wien 1914, Nr. 5, p. 123 bis 145.
31. Derselbe, Ein Gerölle von eozänem Nummulitenkalk im Miozän von Leutschach. Verhandlungen der k. k. Geolog. Reichsanst. Wien 1913, Nr. 4, p. 403.
32. A. Winkler, Studienergebnisse im Tertiärgebiet von Südweststeiermark (vorläufige Mitteilung). Verhandlungen der Geolog. Bundesanst. 1924, Nr. 5, p. 93 bis 101.
32*a*. G. Schlesinger, Die Mastodonten der Budapester Sammlungen. Geolog. Hung., Bd. II, Fasc. 1. 1922.
33. A. Kieslinger, Die vormiozäne Oberfläche des Osthanges der südlichen Koralpe. Verhandlungen der Geolog. Bundesanst. 1924, Nr. 9, p. 164 bis 170.
34. G. Hießleitner, Cräliusbohrungen in Mittelsteiermark. Montanistische Rundschau 1923, Nr. 18.
35. W. Petrascheck, Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. Die tertiären Senkungsbecken am Fuße der Alpen. Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch der Montanistischen Hochschule in Leoben Wien 1924, LXXIII. Bd., Heft 3 (auch als Einzelwerk erschienen), VII. Teil, p. 1 bis 32.
36. A. Winkler, Die kohleführenden Miozänbecken in Südweststeiermark. Montanistische Rundschau, Jahrgang 1926, Nr. 5, p. 1 bis 8.
37. Derselbe, Zur geomorphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen in der Miozänzeit. Geolog. Rundschau XVII, 1926, Heft 1, p. 36 bis 68; Heft 3, p. 196 bis 217; Heft 4, p. 291 bis 310.
38. G. Hießleitner, Das Wieser Bergrevier. Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch, Jahrgang 1926, Bd. 74, Heft 2 u. 3, p. 65 bis 81, p. 83 bis 103.
39. A. Aigner, Die geomorphologischen Probleme am Ostrand der Alpen. Zeitschr. für Geomorphologie, Bd. I, 1926, p. 29 bis 153, 187 bis 253.
40. A. Winkler, Bericht über geologische Studien im Tertiärgebiet von Südweststeiermark. Anzeiger der Akademie der Wissenschaften Wien, Jahrgang 1926, Nr. 23, p. 181 bis 185.
41. Derselbe, Das Abbild der jungen Krustenbewegungen im Talnetz des steirischen Tertiärbeckens. Zeitschr. der Deutschen Geolog. Ges. LXXVIII, Jahrgang 1926, Abhandlungen Nr. 4, p. 501 bis 521.
42. Derselbe, Die morphologische Entwicklung des steirischen Beckens. Mitteilungen der Geogr. Ges. Wien, 49. Bd., Wien 1927, 9. bis 12. Heft, p. 282 bis 306.
43. Derselbe, Zur Morphologie des Ostalpenrandes. Zeitschr für Geomorphologie, 2. Bd., 1927, p. 278 bis 293.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

44. Derselbe, Aufnahmsberichte in den Jahresberichten der Geolog. Bundesanst. für die Jahre 1925 bis 1926 in den Verhandlungen der Geolog. Bundesanst. 1926, Nr. 1, p. 35 bis 38; 1927, Nr. 1, p. 61 bis 63.
45. A. Aigner, Zur Morphologie des Ostrandes der Alpen. Zeitschr. f. Geomorph., Bd. II, 1927, p. 328 bis 344.
46. A. Penck, Die Alpen im Eiszeitalter. 3. Bd., p. 1137 bis 1138.

Literaturbesprechung.

Hier kann nur ein kurzer, skizzenhafter Überblick über die bisherigen geologischen Untersuchungen in Südweststeiermark gegeben werden.

Die Engländer Sedgwick und Murchison, die auf ihrer Alpenreise im Jahre 1829 Steiermark besuchten, gehören zu den ersten, die eine Beschreibung des südweststeirischen Tertiärgebietes geliefert haben und dessen Aufbau mit ganz zutreffenden Profilen illustrierten (1).

Die Kohlenlager des südweststeirischen Beckens, die speziell an das Eibiswalder und Wieser Revier geknüpft erscheinen, haben schon in den vierziger Jahren des vorigen Jahrhunderts den Anlaß zu eingehenden Studien gegeben, wovon Sprung's Bericht (2) Zeugnis ablegt.

Der Grundstock der geologischen Kenntnis geht aber auf die geradezu klassischen Studien Dr. Friedrich Rolle's in den Jahren 1854 und 1855 zurück, die nicht nur eine eingehende und grundlegende Gliederung der Tertiärablagerungen fast der ganzen Steiermark ergeben haben, sondern auch eine Beschreibung von deren Fossilinhalt und schließlich eine ganz modern anmutende Klärung morphologischer Fragen zum Gegenstand hatten (3, 4). Es verdient hervorgehoben zu werden, daß Rolle z. B. — damals, in der Zeit der Spaltentheorie der Talbildung — eine vollkommen einwandfreie Ableitung der Talepigenese aufgestellt und dieselbe auf die Deutung der Durchbruchstäler im Sausalgebirge angewendet hat. Wenn man sich über die älteren Forschungsergebnisse in steirischem Becken orientieren will, wird man in erster Linie immer wieder auf Rolle's reichhaltige Mitteilungen zurückgreifen.

Die reichen Säugetierfunde des Eibiswalder Gebietes fanden speziell in Peters[1] einen monographischen Bearbeiter.

In der »Geologie der Steiermark« gab D. Stur (5) einige weitere Beobachtungen geologischer Natur bekannt.

Das »Wieser Bergrevier« hat im Jahre 1875 eine eingehende Bearbeitung durch V Radimsky (6), Bergdirektor in Wies, erhalten, welcher auch eine bezüglich der geologischen Grenzen im großen und ganzen zutreffende Revierkarte anfertigen ließ. Die Studie von Radimsky, welche nebst den geologischen Verhältnissen auch die bergwirtschaftlichen Fragen berücksichtigt, ist eine ausgezeichnete, monographische Darstellung, die ein weitgehendes Verständnis für die Geologie erkennen läßt.

Ende der siebziger Jahre des vorigen Jahrhunderts studierte V Hilber einzelne Teile des südweststeirischen Beckens, zuerst die Gegend von Gamlitz bei Ehrenhausen (7) und dann den Raum zwischen Kainach und Sulm (8), worüber er wertvolle Berichte gab. Die in weiter Verbreitung im südweststeirischen Becken auftretenden, an erratische Blöcke erinnernden »Findlinge« krystalliner Gesteine veranlaßten Hilber, das weite Herabsteigen eines alten Koralpengletschers vorauszusetzen. Dieser Auffassung gab er in einer im Jahre 1879 erschienenen Studie (9) und später noch 1903 (10) Ausdruck, bis er schließlich im Jahre 1912, auf Grund der Kenntnis neuerer Aufschlüsse, die Herkunft der großen Blöcke aus einem marinen Konglomerat feststellen konnte und somit die Glazialtheorie aufgab (19).

Seit Hilber's Studien in den siebziger Jahren ist durch über dreißig Jahre fast gar nichts über die Geologie Südweststeiermarks erschienen. Es waren nur kleine Gelegenheitsmitteilungen, wie die knappen Aufnahmsberichte Dreger's (11, 12, 13), die vom Handelsministerium herausgegebene Revierkarte des Eibiswalder und Wieser Bergbaugebietes, die übrigens geologisch nichts Neues brachte,

[1] Zur Kenntnis der Wirbeltiere der Miozänschichten von Eibiswald Steiermark. Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. Bd. XXIX, 1867, und Bd. XXX, 1869.

dann kleinere, aus geologischen Aufnahmsübungen Prof. Hilber's hervorgegangene Mitteilungen über das Tertiär im Sausalgebirge (Leitmeier 16/17, Terzaghi 18) sowie schließlich verschiedene paläontologische Publikationen, die in diese Zeit fallen.

Blaschke (14) und Hilber (15, 19) behandelten Spezialprobleme des südweststeirischen Tertiärs.

Im Jahre 1913 dehnte ich meine Untersuchungen, mit denen ich zwei Jahre vorher in Oststeiermark begonnen hatte, auch auf die Weststeiermark aus und beging den Raum zwischen Saggau und unterer Sulm (Gegend von Arnfels, Leutschach und Ehrenhausen) bis an den Saum der Windischen Bühel. Die Ergebnisse habe ich in der Studie »Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs« mitgeteilt (22). Die Resultate einer Exkursion in das Radelgebiet habe ich sodann in der Arbeit »Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrand der Alpen« (23) bekanntgegeben. Die dort auf Grund ungenügender Begehung vermutete Altersdeutung des Radelkonglomerats berichtigte ich — unter Festhaltung aller übrigen Resultate — in der 1916 erschienenen Mitteilung: »Erwiderung an F. X. Schaffer« (25).

Im Jahre 1915 hatte Prof. W Petrascheck in der Mitteilung »Miozäne Schichtenfolge am Ostfuß der Alpen« auch seine Ansichten über die Gliederung des südweststeirischen Miozäns veröffentlicht (24), die er später, in der »Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten«, weiter ausgebaut hat (35, siehe unten).

Nach Unterbrechung durch die Kriegszeit nahm ich im Jahre 1920 meine Studien in Südweststeiermark — mit Unterstützung der Akademie der Wissenschaften — wieder auf. Über die Ergebnisse der ersten Jahre habe ich ganz kurz in dem Anzeiger der Akademie 1920 (26) berichtet. Hier wurde die basalmiozäne Position des Radelschuttes und dessen Überlagerung durch die Eibiswalder Schichten betont, weiters auch die Existenz einer jüngeren, ein altes Tal ausfüllenden, in die südliche Koralpe eindringenden Schuttmasse verwiesen. Ferner wurde das Auftreten von zwei tektonischen Bewegungsphasen: die erste nach Ablagerung der Eibiswalder Schichten des älteren Miozäns, die zweite in nachmiozäner Zeit, hervorgehoben. Schließlich wurde auf das Auftreten hochgelegener, alter Landoberflächen im Radel- und Remschniggebiet verwiesen.

Im Jahre 1924 veröffentlichte ich sodann einen vorläufigen Bericht über meine weiteren Studien, der in den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt erschienen ist (32), worin eine Gliederung der Eibiswalder Schichten in einen unteren fluviatilen, in einen mittleren und oberen limnischen Komplex durchgeführt wurde. Das Kohlenflöz von Eibiswald und der Kohlenhorizont von Wies wurden als Trennungsfugen der vorgenannten Komplexe angenommen. Weiters wurde eine Gliederung der mächtigen, marinen Konglomeratmassen im Saggau-Sulm-Gebiet (= Saggau-Sulm-Konglomerate) versucht und ein tieferer Konglomerathorizont als Arnfelser Konglomerat von den höheren, rein marinen Kreuzbergschottern abgeschieden. Die Arnfelser Konglomerate wurden in enger Verknüpfung mit den Schliermergeln vorgefunden und in ihren Geröllmassen ein »südliches Delta« vorausgesetzt. Ferner wurde auf das Auftreten weitverbreiteter Blockschuttbildungen auf der Koralpe verwiesen, denen ein jungmediterranes Alter zugeschrieben wurde. Diese dringen nordwestlich von Schwanberg und westlich von Eibiswald tief in die Koralpe ein. Der genannte Blockschutt wurde als der gebirgsnahe Wildbachschutt angesehen, dessen meeresnäher abgelagerte Ausläufer die Konglomerate des Saggau-Sulm-Gebietes darstellen. Für die Entstehung der Blockschotter wurde eine länger dauernde, tektonische Aufwölbung der Herkunftsregionen und eine gleichzeitige Einmuldung des Aufschüttungsraumes, wodurch abnorme Flußgefälle zur Entwicklung kamen, vorausgesetzt. Schließlich wurde die morphologische Entwicklung des Koralpengebietes kurz dargelegt und eine zeitliche Gliederung der dort auftretenden alten Landflächenreste versucht.

Im Jahre 1924 publizierte A. Kieslinger eine kurze Mitteilung, in welcher er die Existenz schon prämiozäner, mit Eibiswalder Schichten erfüllter Talrinnen in der südlichen Koralpe voraussetzte (33).

Im Jahre 1925 veröffentlichte W. Petrascheck — auf Grund seiner übersichtlichen Begehungen — in der »Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten« eine Darstellung des Kohle führenden südweststeirischen Miozänbeckens. Seine Auffassung weicht in einigen wesentlichen Punkten von den von mir ein Jahr vorher veröffentlichten Ansichten ab. Unter anderem wird von Petrascheck vorausgesetzt, daß die

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

unteren Eibiswalder Schichten (meiner Gliederung) eine deltageschichtete Ablagerung mit nur vorgetäuschter Mächtigkeit wären, daß die mittleren Eibiswalder Schichten infolge der von ihm vermuteten Identität des Wieser und Eibiswalder Flözzuges einander entsprechen würden und daß die oberen Eibiswalder Schichten mariner Entstehung (Schlier) wären. Die Eibiswalder Schichten wurden in das Aquitan gestellt. Als Vertreter der ersten Mediterranstufe wurden die marinen Konglomerate und Blockschotter angesehen, während die Leithakalke der zweiten Mediterranstufe in ausgesprochen transgressiver Lagerung über einen Faltenbau des älteren Miozäns hinweggreifen sollten. Aus dem Gebiet der westlichen Windischen Bühel wird ein ausgesprochener Faltenbau in Schlier beschrieben. Das Schlier sei zum Teil jünger als die Eibiswalder Schichten, welche er bei Leutschach überlagere.

In dem Aufsatz »Die Kohle führenden Miozänbecken in Südweststeiermark« (36) begründete ich meine abweichende Auffassung gegen einige der vorgenannten Deutungen. Insbesondere wurde der ausgesprochen fluviatile Charakter der unteren Eibiswalder Schichten und dessen von mir angenommene, größere Mächtigkeit eingehender erwiesen, die Gründe für die Altersverschiedenheit des Eibiswalder und Wieser Flözzuges dargelegt und der unzweideutig limnische Charakter der oberen Eibiswalder Schichten nach Fazies und Fauna betont. Es wurde weiters dargelegt, daß sich zwar für die Annahme Petrascheck's einer Diskordanz innerhalb des Miozäns auch auf Grund meiner eigenen Aufnahmen Bestätigungen ergaben, daß dieselbe aber nicht über den Konglomeraten und Schottern (an der Grenze gegen die Leithakalke), sondern unter diesen, zwischen Schlier und marinen Konglomeraten, festzustellen sei. Die Leithakalke lagern in völliger Konkordanz ihrer Unterlage auf. In der Auffassung eines Faltenbaues im Schliergebiet der Windischen Bühel, zu welcher Annahme auch meine Begehungen geführt hatten, pflichtete ich Petrascheck bei.

In der Arbeit »Zur geomorphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen in der Miozänzeit« beleuchtete ich die Entwicklung des südweststeirischen Beckens von allgemeinen Gesichtspunkten aus (37).

Die Studienergebnisse des letzten Jahres habe ich in einem kurzen Vorbericht im Anzeiger der Akademie (40) zusammengefaßt.

Inzwischen hatte Ing. G. Hießleitner von der Direktion der Graz-Köflacher Bergbaugesellschaft den Auftrag erhalten, das Wieser Kohlenrevier in montangeologischer Hinsicht zu untersuchen. Hatte früher Ing. Hießleitner Gelegenheit, bei etlichen gemeinsamen Exkursionen sich mit meinen geologischen Ergebnissen in Südweststeiermark vertraut zu machen, so stellte er mir anderseits nachher auch seine Resultate bereitwilligst zur Verfügung. Inzwischen hat er im Vorjahr seine Ergebnisse in der Arbeit »Das Wieser Revier« (38) veröffentlicht, in welcher unter Auswertung der zahlreichen älteren und neueren Bohrergebnisse ein übersichtliches geologisches Bild dieses wichtigen Produktionsgebietes entworfen wurde. Im Laufe seiner Studien wurde Ing. Hießleitner zu Ergebnissen geführt, die sich vollkommen an die von mir schon in Auszügen publizierten Resultate anschließen und sie in einigen Punkten ergänzen. Im besonderen stimmt Ing. Hießleitner bezüglich der Gliederung und Mächtigkeit der Eibiswalder Schichten, sowie deren Abgrenzung, ferner bezüglich des limnischen Charakters der oberen Eibiswalder Schichten und schließlich in der Abtrennung jüngerer Blockschuttablagerungen mit meinen Auffassungen überein.

Wenn in der vorliegenden Studie meine bisher erzielten Ergebnisse vorgelegt werden, so soll hier die geologische Entwicklungsgeschichte des Raumes zwischen Koralpe, Possruck und unterer Mur von verschiedenen Gesichtspunkten aus unter Mitteilung der Beobachtungsgrundlagen behandelt werden.[1] Ich werde mich befleißen, die letzteren vorzüglich in den beiliegenden Profilen und Skizzen zur Darstellung zu bringen, um mich bezüglich des Textes dem zur Verfügung stehenden Raum anpassen zu können. In der vorliegenden Arbeit wird die Geschichte im älteren Miozän behandelt, während jene des jüngeren Miozäns und Pliozäns einer besonderen Studie vorbehalten sein soll.

Herrn Professor O. Wenz (Frankfurt a. M.) verdanke ich die freundliche Bestimmung einiger Landschnecken, wofür ich bestens danke.

[1] Die hier mitgeteilten Ergebnisse sind nicht als abschließend gedacht. Bevor an eine endgültige Fassung der Resultate geschritten werden wird, soll noch der Abschluß der geologischen Neuaufnahme auf Blatt Unterdrauburg und Marburg abgewartet und auch weitere Exkursionen die anschließenden jugoslawischen Gebiete durchgeführt werden.

II. Stratigraphischer Abschnitt.

1. Die Unterlage des südweststeirischen Miozänbeckens.

Der Sockel des Miozäns wird von den hochkrystallinen Gesteinen der Koralpe,[1] den halbmetamorphen Tonschiefergesteinen des Sausals[2] und den aus zum Teil mylonitisierten Grundgebirgsmassen, aufgeschobenen Tonschiefern und Triasschichten (mit transgredierender Kreide)[3] bestehenden Gesteinen des Possruck gebildet.

Die maßgebende, alpine Faltung und Gesteinsdeformation, die am Possruck und an der südlichen Koralpe ganz gewaltiges Ausmaß erreicht, hat diese Randgebirge schon vor Ablagerung des Miozäns, u. zw. schon beträchtlich früher — in der Oberkreide oder zu Tertiärbeginn —, betroffen. Über den mylonitisierten Grundgebirgsmassen müssen die einst darübergelegenen, mächtigen Hangendschichten schon zu Miozänbeginn abgetragen gewesen sein. Das Miozän nimmt nur mehr an dem Ausklang der Gebirgsbewegungen Anteil, die allerdings noch vielfach deutliche Spuren hinterlassen haben.

2. Allgemeines über die miozäne Füllung des südweststeirischen Beckens.

(Fig. 1.)

An den Nordfuß des Possruck-Remschnigg-Gebirges und an den Ostfuß der Koralpe lehnt sich eine miozäne Schichtfolge an, die zum Teil an den beträchtlichen, jüngeren Störungen der genannten Gebirgszüge Anteil genommen hat und in gewaltiger Mächtigkeit aufgestapelt erscheint. Sie greift mit ihren verschiedenen Gliedern transgredierend über das Gebirge über.

Das südweststeirische Becken zeigt bis in die Zeit des Übergreifens des Schliermeeres eine von den östlich anschließenden Windischen Büheln (am Ost- und Nordostabhang des Possruck) durchaus abweichende Entwicklung. Denn Südweststeiermark war im älteren Miozän eine selbständige Senke mit gegen S gerichteter Entwässerung[5], während die Ost- (Nordost-) Abdachung des Possrucks seit jeher einen Bestandteil der großen östlichen steirischen Randsenke bildete. Von der ost- und weststeirisches Becken trennenden Schwelle sind gegenwärtig noch Reste in dem Sausalgebirge und in den ihm nördlich und südlich vorgelagerten, paläozoischen Gesteinsklippen vorhanden. Zwischen dem Südsporn des Sausals, dem Burgstallkogel bei Gleinstätten, und dem von mir aufgefundenen nordgerichteten Triassporn des Possrucks bei Arnfels verbleibt dann nur eine Lücke von 8 *km*, welche einer später niedergebogenen und mit jungmiozänen Sedimenten erfüllten Versenkung der Schwelle entspricht. Während also die westliche Senke unter dem Einfluß fluviatiler und limnischer Verhältnisse stand, brandete an der Ostabdachung des Possrucks schon damals das offene Meer. Der Entwicklungsgang beider Gebiete in den älteren Phasen der Miozänzeit muß daher getrennt behandelt werden.

3. Die Radelschuttbildungen des älteren Miozäns.

(Fig. 1.)

Wenn man aus der Gegend von St. Florian in südwestlicher Richtung über Wies und Eibiswald zum Radelgebirge wandert, so überschreitet man eine im wesentlichen einheitlich gegen N verflächende Schichtenfolge, deren einzelne Lagen — bei dem Fehlen größerer Störungen — sich regelmäßig übereinanderlegen. (Tafel Prof. 1—3.) Als ältestes Schichtglied dieser Folge erscheinen die Radelkonglomerate, welche den steilen Nordabfall des Radelkammes vom Radelpaß (670 *m*) im W bis über

[1] A. Kieslinger, Geologie und Petrographie der Koralpe I, II. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 135. Bd., 1926, 1. u. 2. Heft und 10. Heft.

[2] H. Leitmeier, 17.

[3] A. Winkler, Verh. d. Geolog. Bundesanst. 1927, Jahresber. und »Bemerkungen über das Grundgebirge an der Nordabdachung des Remschnigg—Possruckgebirges«. Verh. d. Geolog. Bundesanst. 1927, Nr. 10.

[4] F. Benesch, Die mesozoischen Inseln am Posruck. Mitteilungen d. Geolog. Ges. Wien 1914, p. 173 bis 194.

Die gegen S gerichtete Entwässerung ist im Untermiozän jedoch nur für den Südteil des weststeirischen Beckens, speziell für das Eibiswald-Wieser Revier, erwiesen. Es ist sogar wahrscheinlich, daß der Nordteil der Weststeiermark (Köflach-Voitsberger Becken) nach einer anderen Richtung seinen Abfluß besessen hat. Dagegen war später, zur Zeit der Eibiswalder Süßwasserschichten, das ganze südweststeirische Becken von einem einheitlichen Süßwassersee eingenommen.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

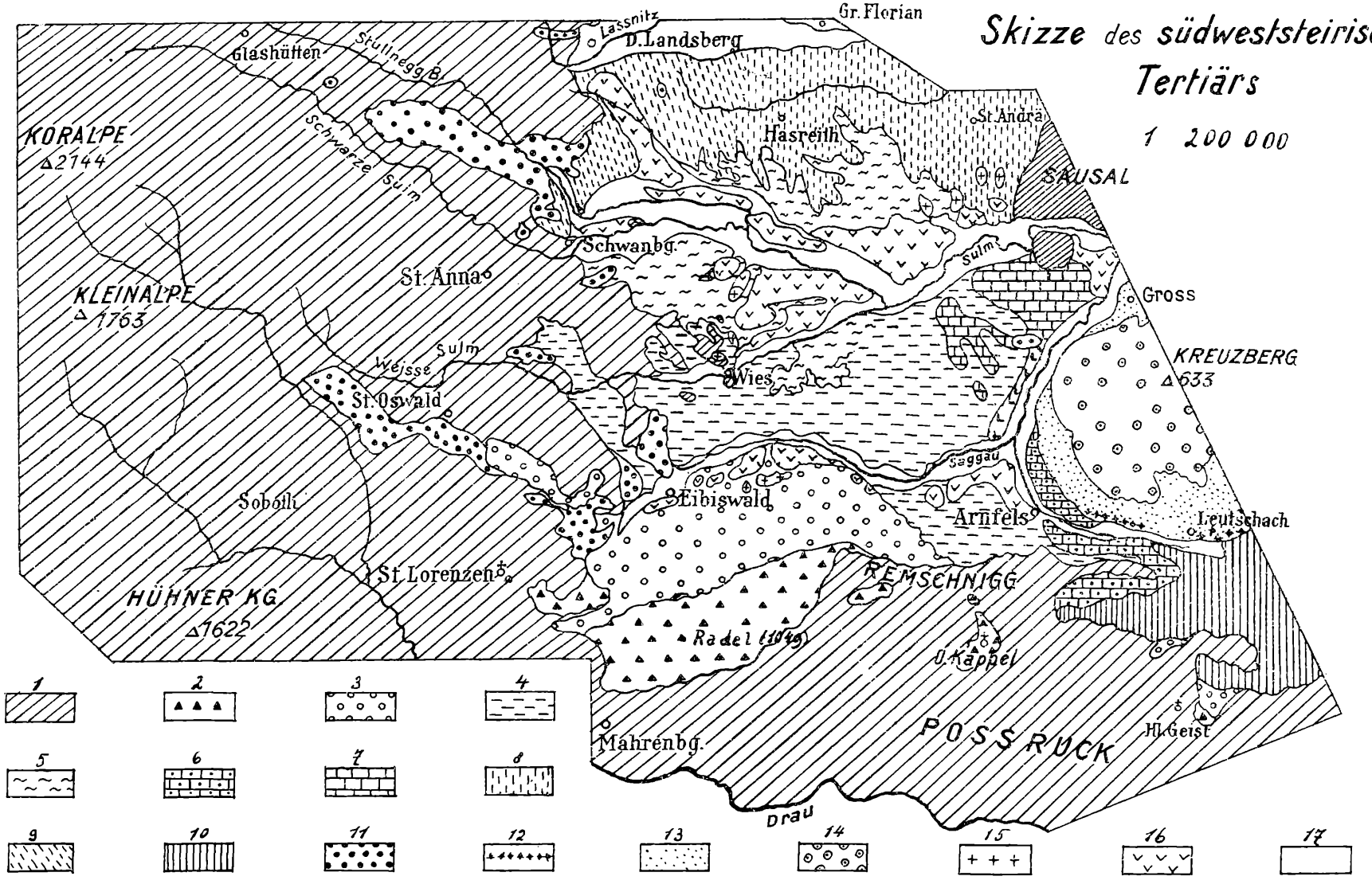


Fig. 1. 1 = Vortertiäres Grundgebirge. 2 = Radelschutt und Basisschichten. 3 = Untere Eibiswalder Schichten. 4 = Mittlere Eibiswalder Schichten. 5 = Obere Eibiswalder Schichten (nur im Wieser Revier [nördlich der Schwarzen Sulem] speziell hervorgehoben). 6 = Arnfelser Konglomerat und Sandsteine. 7 = Konglomeratreiche Serie im Hangenden der Eibiswalder Schichten (Facies der Arnfelser Schichten). 8 = Grunder Schichten (mit marinen Fossilien). 9 = Mutmaßliche, fossilleere Äquivalente der Grunder Schichten in der Nähe des Gebirgsrandes. 10 = Mariner Schlier. 11 = Schwanberger Wildbachschutt. 12 = Basaler Blockhorizont (Urler Horizont) des Jungmiozäns. 13 = Marine Leutschacher Sande. 14 = Marine (vorwiegend) Kreuzbergkonglomerate 15 = Pliozäne Terrassenschotter und Lehme. 16 = Diluviale Terrassenschotter und Lehme. 17 = Alluvium.

St. Pongratzen im O zusammensetzen. Es handelt sich um eine etwa 1000 *m* mächtige, mit 30° bis 80° gegen N einfallende Schichtfolge, aus grobem und gröbstem Blockwerk zusammengefügt, dessen kantengerundete Bestandteile fest zusammengebacken erscheinen. Gelegentlich sind Einschaltungen besser abgerollten Schotters vorhanden. Die Blockgröße ist sehr wechselnd. Nebst vorherrschend faust- bis kopfgroßen Blöcken finden sich zu Tausenden auch über 1 m^3 große Blöcke, gelegentlich solche bis zu 4 *m* Länge. Auf der Höhe des Radelkammes (Kapuner Kogel) und im Abstieg von der Höhe westlich von St. Pongratzen gegen Wuggitz sah ich Eklogitblöcke von der Größe eines kleinen Hauses.[1]

Die Geröllzusammensetzung weist auf ein ausschließlich altkrystallines Hinterland hin. Die größten Blöcke bestehen aus Eklogiten, weiter aus hellen, plattigen Gneisen mit großen Muskovittafeln. Daneben erscheinen massenhaft Turmalin führende Gneisblöcke (Turmalinpegmatite und Aplite), Augengneise, Amphibolite, Granatglimmerschiefer und mannigfaltige Schiefergneise und Glimmerschiefer. Dazu kommen Marmore, Quarze und verschiedenartige Grüngesteine.

Meist ist eine Lagenstruktur angedeutet und an dem Wechsel große Blöcke führender Lagen mit weniger grobem Blockwerk erkennbar. Das Material erscheint so fest zusammengebacken, daß es sich der Erosion gegenüber ähnlich wie der Gneis verhält. Daher ist die Grenze des Radelkonglomerats gegen die viel lockereren, sandigen Eibiswalder Schichten im Terrain gut ausgeprägt und bildet das erstere steilere, meist nur von Wald eingenommene Berghänge, die sich am Kapuner Kogel bis zu 1047 *m* Seehöhe erheben.

An der Südseite des Radelkammes, der — auf jugoslawischem Boden gelegen — von mir nur zweimal begangen wurde, erscheinen bei konstant flacher bis horizonter Lagerung, im Liegenden des groben Radelschuttes vom Gehöft Burgkarl abwärts, besser abgerollte, weniger Grobmaterial enthaltende Schichten mit Sandeinschaltungen. Diese flach gegen NW einfallenden Schotterbänke lagern den in der Begleitung der Mahrenberger Trias auftretenden dunklen Tonschiefern unmittelbar auf.

Faßt man diese weniger groben Basisschichten mit dem Radelkonglomerat zusammen, so erhält man für dessen Mächtigkeit einen Wert von schätzungsweise 1000 *m*.

An die Hauptmasse der Radelkonglomerate schließen sich im O und im W noch kleinere, isolierte Partien an. Östlich von Pongratzen setzen solche den Höhenrücken Mukonik (Kote 800) zusammen und erscheinen in einem kleinen Rest noch weiter östlich am Remschnigg (nordnordwestlich von Oberkappel) und bei Oberkappel. Auch hier ist ausschließlich krystallines Blockwerk, ohne Beimengung mesozoischer Gerölle, zu beobachten. (Fig. 1.)

Westlich der Radelstraße erscheint der Höhenrücken, welcher die Kapelle St. Anton trägt, von der Talsohle bis über die Kote 674 hinauf von Radelschuttbildungen zusammengefügt. Es sind hier z. T. mehr örtliche Ablagerungen, vielfach eckiger, zusammengebackener Schutt beträchtlicher Mächtigkeit, die auf ein Herbeischaffen des Materials aus dem nachbarlichen Südostabfall der Koralpe schließen lassen. In den höheren Lagen (bei der Kirche St. Anton) stellen sich Sandsteinlagen im Blockwerk ein In diesem Ablagerungsrest herrschen stark diaphthoritisierte Gneise und Glimmerschiefer mit einzelnen krystallinen Kalken und auch mit nicht metamorphen Kalkeinschlüssen vor.[2]

Die Geröllzusammensetzung, wie sie die Hauptmasse des Radelschuttes erkennen läßt, ist eine typisch zentralalpine und weist auf die Koralpe als Ursprungsgebiet hin (Einschlüsse von Schiefergneisen, Pegmatiten, Amphiboliten, Eklogiten und Marmoren). Wäre das Material aus S gekommen, so müßten sich darin Reste der dort weit verbreiteten triadisch-permischen Gesteine sowie der Eruptivmassen des Bachers vorfinden, was nicht der Fall ist. Allerdings wird man das Ursprungsgebiet des Radelschuttes nicht nur an den sichtbaren Gesteinsmassen des Koralpenosthanges suchen dürfen, sondern vor allem auch aus dessen unter jüngerem Miozän begrabenen östlichen Fortsetzung ableiten können.

Die Entstehung der Radelkonglomerate.

Der Radelschutt ist eine Wildbachablagerung von grober bis gröbster Beschaffenheit. Das Material, aus welchem er besteht, gleicht jenem, welches die heutigen Koralpenbäche, solange sie noch in schluchtartigen Tälern im Gebirge fließen, mit sich bringen. Der Radelschutt muß aus unmittelbarer

[1] Einen solchen Block vom Kapuner Kogel bildete schon Hilber ab. (19, p. 87.)

[2] Wenig metamorphe Kalkeinschaltungen, offenbar tektonischer Natur, finden sich inmitten des diaphthoritisierten Altkrystallins bei St. Lorenzen. (Vgl. auch Kieslinger, Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Abt. I, 135. Bd., 1. 2. Heft, Wien 1926, p. 12.)

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Nähe stammen, und der Transport des Materials kann, nach dessen bedeutenden Größe und meist geringen Abrundung zu urteilen, wohl nicht mehr, als höchstens einige wenige Kilometer betragen haben. Der Umfang der Blockkomponenten läßt ferner schließen, daß sie von Bächen mit einem Wildbachgefälle bis an oder in die unmittelbare Nähe ihrer Aufschüttungsstelle gebracht wurden. Der Aufschüttungsbereich der Radelkonglomerate muß also jenem der zuführenden Erosionsschluchten sehr nahe gelegen gewesen sein. Mir scheint es für die genetische Deutung des Radelschuttes besonders wichtig, daß sich der Nordgrenze desselben entlang eine ganze Anzahl von Grundgebirgs-Felsklippen feststellen läßt, die sich inmitten des Tertiärs, zwischen Radelschutt und unteren Eibiswalder Schichten, einschalten (Tafel Prof. 1 und 3). Hier sind einmal die beiden Kalkklippen von Stammeregg (Fig. 2), von denen mir die eine schon vor Jahren durch Herrn Kieslinger namhaft gemacht wurde, weiters eine Werfener Schieferklippe in der Gemeinde Kleinradel, nordwestlich von Pongratzen, und schließlich der Aufbruch analoger Schiefer am Gehänge nordnordöstlich von Pongratzen zu erwähnen. Die Beziehung des Radelschuttes zu diesen durchspießenden, alten Felsgesteinen läßt erkennen, daß sich der erstere hier an einem steilen Gehängeabfall dem Grundgebirge angelagert hat, jenseits (nördlich) dessen seine Fortsetzung überhaupt nicht mehr zu erwarten ist. Wahrscheinlich liegt hier eine nordnordoststreichende Bruchstufe vor, die sich offenbar unmittelbar vor und während der Ablagerung des Radelschuttes herausgebildet hat. Biegt man die später stark aufgebogenen Schichtkomplexe (Radelkonglomerate und untere Eibiswalder Schichten samt ihrer Unterlage) in ihre ursprüngliche Position zurück, so findet man, daß sich der Radelschutt offenbar entlang der Klippenlinie an einen steilen Abfall anlagert, während erst die unteren Eibiswalder Schichten über dessen obere Kante übergreifen.

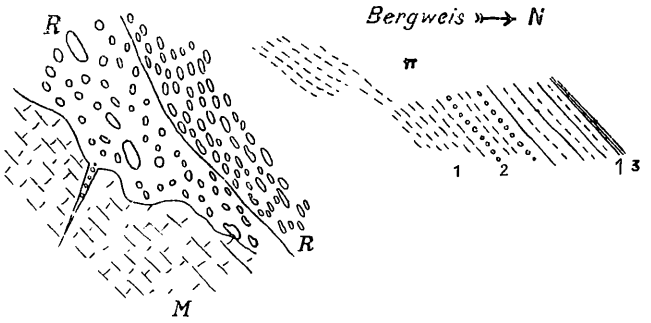


Fig. 2. Kontakt zwischen »Kalkklippe«, Radelschutt und unteren Eibiswalder Schichten beim »Bergweis«.
M = unreiner Marmor. R = Radelschutt.
1 = Sande mit Sandsteinlagen
2 = Schotter mit bis faustgroßen Geröllen } Eibiswalder Schichten.
3 = sandige Tone
Zwischen den Aufschlüssen im Radelschutt und den Eibiswalder Schichten beim »Bergweis« ist das Terrain auf zirka 150 m Distanz nicht aufgeschlossen.

Wir können voraussetzen, daß die Bildung des Radelschuttes durch eine Senkung des Verbindungsstückes zwischen Possruck und südlicher Koralpe entstanden ist. Der bezügliche Schollenstreifen, auf dem diese groben Schuttbildungen aufgehäuft wurden, löste sich offenbar gegen N und wahrscheinlich auch gegen W hin an einer steilen Störung von seiner Umgebung ab und schuf so jene Nische, in der die Blockbildungen in etwa 1000 m Mächtigkeit aufgestapelt werden konnten.[2]

Die Entstehung dieser Störungen bedeutet wohl nur ein Wiederaufleben jener noch bedeutenderen und älteren Dislokationen, an welchen die Trias von Mahrenberg und des Remschnigg-Possruck gegenüber dem Altkrystallin der südlichen Koralpe tief hinabgebogen erscheint. Zur Zeit der Bildung des Radelschuttes muß der Gebirgssaum der Koralpe, der jedenfalls gleichzeitig in Aufwölbung begriffen war, von Schluchten und Rinnen durchschnitten gewesen sein, in welchen die Schuttmassen von den Schurfpunkten zu den nahegelegenen Stapelplätzen transportiert wurden. Bei der Mächtigkeit der, wenn auch nur lokalen Anhäufung des Radelschuttes muß immerhin eine bedeutende Abtragung der unmittelbar angrenzenden, zentralalpinen Gebirgsteile vorausgesetzt werden. Das Relief muß von ausgesprochenem Mittelgebirgscharakter gewesen sein.

Alter der Radelkonglomerate.

Abgesehen von einzelnen Pflanzenresten, die ich auf der Südseite des Radels in den tieferen Lagen des Konglomerats beim Skarz aufgefunden habe,[1] sind aus demselben noch keine organischen Einschlüsse bekannt geworden. Für seine Altersdeutung kann daher nur die Lagerung herangezogen

[1] Von Prof. B. Kubart (Graz) zur Bestimmung übernommen.

Schon A. Penck hatte zur Deutung des Radelschuttes und ähnlicher Bildungen eine »Erhebung einzelner Alpenteile« herangezogen (46, p. 1138). Ähnlich sprach sich J. Sölch (27) aus.

werden. Der Radelschutt wird von unteren Eibiswalder Schichten überdeckt, welch letztere in ihrem Hangenden das Eibiswalder Flöz (als Basis der mittleren Eibiswalder Schichten) tragen. Wie im folgenden gezeigt werden wird, entspricht dieses letztere schon einem etwas höheren Horizont des älteren Miozäns (älteres Helvetien). Das Radelkonglomerat ist von dem Eibiswalder Flözniveau durch eine etwa 1500 *m* mächtige Schichtfolge unterer Eibiswalder Schichten getrennt. Es rückt daher — bei konkordanter Lagerung der Schichtfolge — in eine frühmiozäne oder oberoligozäne Position. Wenn man die in den Ostalpen schon mehrfach festgestellte Tatsache einer an der Oligozän-Miozän-Wende eingetretenen Gebirgsbildungsphase ins Auge faßt und derselben die Bildung und beginnende Zuschüttung der Radelsenke zuschreiben will, so wird man die Vermutung für berechtigt halten, in dem Radelschutt eine Grenzbildung zwischen Oligozän und Miozän zu erblicken. In den früher erwähnten, weniger groben Basisbildungen aber könnten, wie ich dies schon 1920 zum Ausdruck gebracht habe (32), bereits oberoligozäne Bildungen vertreten seien.[1] Jedenfalls bildet der Radelschutt die Basis der gesamten, durch ihre Fauna als miozän charakterisierten Schichtfolge des weststeirischen Beckens.

4. Die unteren Eibiswalder Schichten.

(Taf. Prof. 1 bis 3, Textfig. 3.)

Über dem Radelschutt baut sich mit einer im Terrain deutlich hervortretenden Grenze der gleichfalls stark gestörte, am Gehänge des Radels gegen NW bis NNW einfallende Komplex der unteren Eibiswalder Schichten auf. Es ist eine gröberklastische Ablagerung, die aus einem vielfältigen Wechsel von Sanden, Kiesen, Konglomeraten und Schottern und nur untergeordnet aus Tonen besteht.

Die unteren Eibiswalder Schichten zeigen eine sehr große Mächtigkeit. Messungen, die ich an den Bank für Bank untersuchten, best aufgeschlossenen Profilen vorgenommen habe, ergaben Werte von über 1500 *m*. Hießleitner ist zu ähnlichen Resultaten gelangt. Solch enorme Mächtigkeiten sind nur unter der Annahme gleichzeitiger, dauernder Einsenkung des Bodens verständlich und als mehr oder minder räumlich begrenzte Anhäufungen zu deuten. Das Profil Fig. 3 und die Übersichtsprofile der Tafel erläutern den Aufbau.

In den unteren Eibiswalder Schichten herrscht das sandig-kiesige Material bei weitem vor, so daß

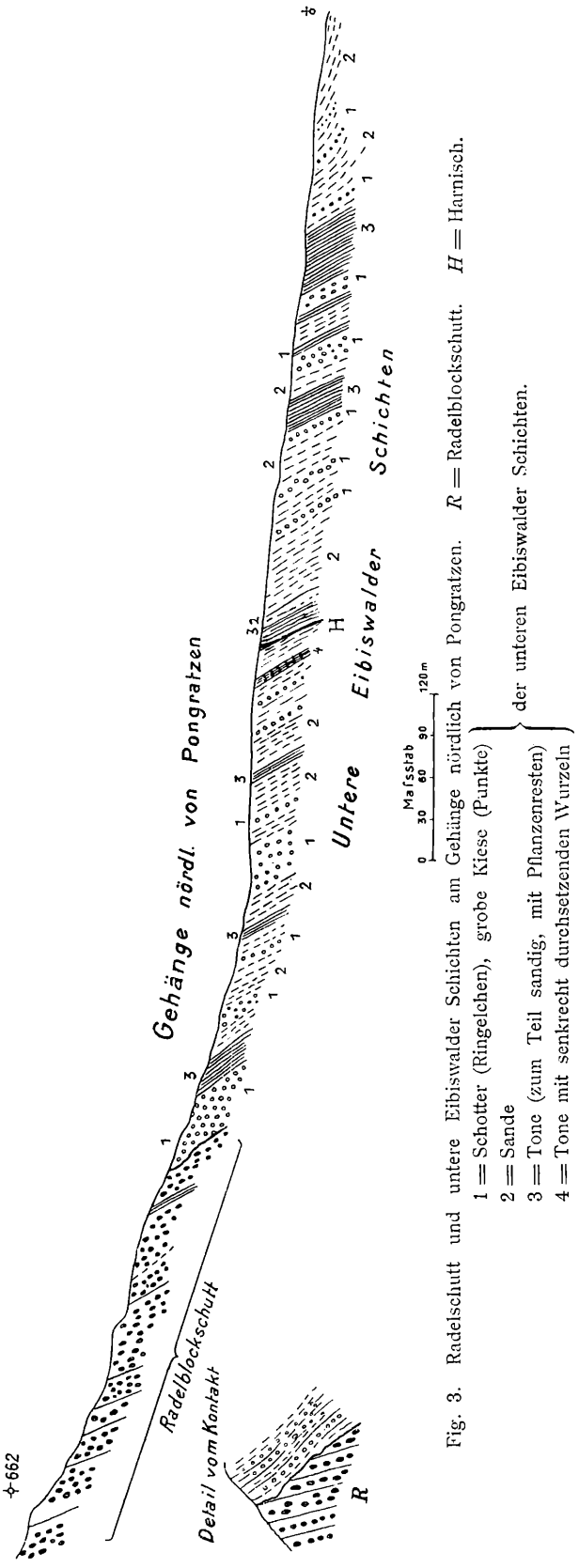


Fig. 3. Radelschutt und untere Eibiswalder Schichten am Gehänge nördlich von Pongratzen. *R* = Radelblockschutt. *H* = Harnisch.
1 = Schotter (Ringelchen), grobe Kiese (Punkte)
2 = Sande
3 = Tone (zum Teil sandig, mit Pflanzenresten) } der unteren Eibiswalder Schichten.
4 = Tone mit senkrecht durchsetzenden Wurzeln

[1] In dem südlich und südwestlich des Baches gelegenen Gebiet hat F. Teller (Erläuterungen zur geolog. Karte der österr.-ungar. Monarchie, Blatt Pragerhof—Windisch-Feistritz, Wien 1910) eine mächtige, grobklastische, fluviatile Verschüttung nachgewiesen, welcher ein jüngstoligozänes Alter zuschrieb. Er hielt sie für jünger, als die fossilreichen, oberoligozänen Sotzkamergel. Nähere Untersuchungen müssen erst erweisen, ob es sich hiebei vielleicht um Äquivalente des Radelschuttes und dessen Basisbildungen handelt.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

sie als eine sandige Molasse bezeichnet werden können. Tone treten nur ganz untergeordnet auf, sandige Tone sind etwas häufiger. Die Sand- und Kieslagen erweisen sich durch ihren großen Glimmerreichtum und durch die geringe Abrollung als die unmittelbaren und wenig umgeschwemmten Aufarbeitungsprodukte eines nahen krystallinen Grundgebirges, von dem auch die groben Geröllmassen abstammen. In ungezählter Folge sind zwischen die mächtigeren Sandbänke Kies- oder Grobschotterlagen eingeschaltet, deren Gerölle im allgemeinen nuß- bis über faustgroß sind. Gröbere Gerölle sind selten, kommen aber, besonders im tieferen Teil der Eibiswalder Schichten, lagenweise eingestreut vor; auch dann sind aber Blöcke von mehr als Kopfgröße nur gelegentlich anzutreffen. Die Gerölle bestehen vorwiegend aus Gneisen, Glimmerschiefern, Granatglimmerschiefern, Amphiboliten, Turmalinpegmatiten, Marmoren, kurzum aus der Gesteinsserie der nordwestlich anschließenden Koralpe.

In dem Profil von Oberhaag zum Remschniggkamm (über den »Jakl«) sammelte ich auch viele Schiefer- und schwarze Kalkeinschlüsse, die auf eine Zufuhr aus nordöstlicher Richtung von dem Sausalgebirge, beziehungsweise von dessen verdeckter Fortsetzung hinweisen.

Örtlich stellen sich auch aus eckigem Material zusammengesetzte Schuttlagen ein, die wohl von Muren gebildet wurden. In dem eben erwähntem Profil von Oberhaag zum Remschnigg sah ich inmitten der Schichtfolge eine solche Murenablagerung, aus Glimmerschieferschutt gebildet, eingeschaltet (siehe Taf. Prof. 3). Im Hintergrund des kleinen Lateintales fand ich bei »*S*« von Strutz der Spezialkarte eine Schuttablagerung aus Marmoren und gequetschten Gneisen.

Innerhalb der mächtigen Folge der unteren Eibiswalder Schichten sind die Schotterlagen ziemlich gleichmäßig verteilt, ohne daß indessen eine scharfe Scheidung zwischen den Sand- und Schotteranteilen vorhanden wäre, vielmehr Übergänge und Unregelmäßigkeiten in der Verteilung eine gesetzmäßige Aufeinanderfolge der Glieder nicht erkennen lassen. Die dem Eibiswalder Flözniveau nahe gelegenen, höchsten Teile der Schichtfolge zeichnen sich durch das Zurücktreten der Schotterlagen aus.

Die untere Grenze der Eibiswalder Schichten gegen den Radelschutt ist am Rücken nördlich von Pongratzen gut aufgeschlossen, wo sich eine ausgesprochen diskordante Einlagerung der basalen Eibiswalder Schotter und Sande in ein Erosionsrelief des Radelschuttes erkennen ließ (siehe Fig. 3).

Über der Werfner Schieferklippe, nordwestlich von Pongratzen, lagern an der Basis der unteren Eibiswalder Schichten eigentümliche, glimmerige, feste, braune Tone, welche reichlich Pflanzenreste führen. Hier fand ich auch den Abdruck einer Planorbis (aff. *cornu*). Die ganz gut erhaltenen Blattabdrücke hat Herr Prof. B. Kubart (Graz) zur Bestimmung übernommen. Lagenweise sind die feinen Tone mit Geröllchen gespickt. Hier war offenbar auf dem abgesenkten Boden, der vorher von den Schuttkegeln der Radelkonglomerate eingenommen war, ein See entstanden, in dem die Tone, vermengt mit dem durch die Brandung herbeigeschafften, kleinkörnigen Geröllmaterial, niedergeschlagen wurden.

Die Entstehung der unteren Eibiswalder Schichten.

Die Lagerung der unteren Eibiswalder Schichten ist eine in sich vollkommen konkordante. Deltastrukturen, wie sie von anderer Seite vermutet wurden, sind hier nirgends zu erkennen. Vielmehr erscheint die steile Neigung der Bänke, die in gleicher Weise die Grobschotter wie die Kleinschotter, Kiese, Sande, sandige Tone und Tone samt den eingeschalteten Lignitflözchen umfaßt, ausschließlich als eine tektonische.[1] (Vgl. auch die steilaufgerichteten Wurzelhorizonte in Fig. 3, Mitte.)

Die gröberen und feineren Schottereinschaltungen, die sich mehrhundertfach wiederholen, zeigen an, daß immer wieder hinreichend transportkräftige Flüsse ihr Schuttmaterial vorzuschieben imstande waren. Anderseits war — nach der mäßigen Größe der Geröllkomponenten zu schließen — der Einfluß der unmittelbar gebirgsnahen Wildbäche fast ganz zurückgedrängt. Bei der Ablagerung der unteren Eibiswalder Schichten stellten jedenfalls fluviatile Strömungen das Hauptmoment dar.

---

[1] Das jedenfalls nur unbedeutende Primärgefälle der Schuttkegelablagerung muß übrigens entgegengesetzt dem gegenwärtigen Schichtenfallen gerichtet gewesen sein.

Die Verbreitung der unteren Eibiswalder Schichten.

Die unteren Eibiswalder Schichten greifen räumlich weit über den Bereich des Radelschuttkegels aus. Im NW dringen sie in die Koralpe ein, gegen N hin reichen sie jedenfalls im Untergrund des Tertiärs bis über die Saggau hinaus, und auch gegen O gewinnen sie an Raum.

Bei Eibiswald wurde 119 *m* tief gebohrt, wobei eine Wechsellagerung von Konglomeraten, glimmerreichen Sandsteinen und grauen und blaugrauen Tonen gemeldet wird. Im tieferen Teil des Bohrloches werden mehrmals »Gneis«-Zwischenschaltungen erwähnt, die wohl Blockschichten oder verhärteten Sandsteinen entsprechen mögen. Im O des Verbreitungsbereiches der unteren Eibiswalder Schichten wurde bei Oberhaag eine 381 *m* tiefe Bohrung niedergebracht (Radimsky, 6, p. 39). Beiläufig an deren oberer Grenze angesetzt, verblieb sie, ohne das Grundgebirge zu erreichen, in den unteren Eibiswalder Schichten. Das Bohrprofil bestätigt den aus Grobschottern, Schottern, Sanden und sandigen Tonen bestehenden Aufbau. Es werden insgesamt neun Konglomerathorizonte erwähnt. Nach dem Profil, welches wahrscheinlich nur das oberste Drittel der mächtigen Folge der unteren Eibiswalder Schichten umfaßt, wäre ein 45maliger Wechsel zwischen Sanden und Konglomeraten einerseits und tonigeren Sedimenten anderseits zu verzeichnen.[1]

Südöstlich von Oberhaag greifen die unteren Eibiswalder Schichten am Nordgehänge des Remschniggs über den Radelschutt aus und lagern sich im Gebiet von Altenbach unmittelbar dem mylonitisierten Grundgebirge auf. Noch weiter östlich, im Gebiet von Hardegg, südwestlich von Arnfels, setzen aber auch sie aus,[2] woselbst bereits höhere Eibiswalder Schichten das Grundgebirge berühren.

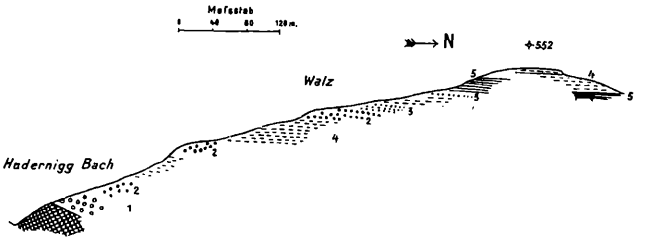


Fig. 4. Untere Eibiswalder Schichten in der Senke von Mitterstraßen.

1 = Grobschotter. — 2 = Kleinschotter. — 3 = Kiese. — 4 = Sande. — 5 = Tone und sandige Tone. Kreuzraster = Gneisgrundgebirge.

Im Gebiet von Eibiswald und Pitschgau dürften die unteren Eibiswalder Schichten im Untergrund nordwärts nicht weit über die Saggaulinie hinausreichen. Denn an die Grundgebirgssporne von Vordersdorf, Altenmarkt und Wies legen sich bereits die mittleren Eibiswalder Schichten transgredierend an. Östlich davon dürften sie aber in der Tiefe nordwärts weiter ausgreifen.

Westlich des Radelpasses wird die Grenze der unteren Eibiswalder Schichten durch einen Bruch gebildet, an dem sie gegen die Gneise der Koralpe abstoßen. Hier und auch an der gehobenen Zone nordwestlich des Bruches treten sie in ganz normaler, vorherrschend sandiger Entwicklung (mit Lagen gut abgerollten Schotters) hart am Gneisgebirge der Koralpe zutage.

Eingreifen der unteren Eibiswalder Schichten in die Koralpe.

Schon aus älteren geologischen Studien war das Auftreten von Tertiärschichten am Südostgehänge der Koralpe bekannt, wo solche auf dem »Mitterstraßen« genannten Höhenrücken vom Aiblkogel, westlich Eibiswald, bis gegen St. Oswald hin auftreten.[3] Die Eibiswalder Schichten von Mitterstraßen halte ich — unter Berücksichtigung des bogenförmigen Einlenkens des Streichens aus der Nordwest- in die Ostwest- und schließlich in die Nordwestrichtung — als die streichende Fortsetzung des oberen Teils der »unteren Eibiswalder Schichten«. Obwohl sie gegenwärtig inmitten des Gebirges liegen, in welchem die durchziehenden Wildbäche großes Blockwerk mit sich führen, finden wir die Ablagerungen, mit Ausnahme ihrer tieferen Teile, feinkörnig ausgebildet, indem Sande und Grobsande vorherrschen.

Das Profil 4 illustriert die Lagerungsverhältnisse beim Gehöfte Walz. Nur nahe der Basis treten hier kopfgroße und größere Blöcke auf, während die im höheren Niveau eingeschalteten Schotter nuß- bis faustgroße Gerölle aufzeigen. Ich fasse den Eibiswalder Schichtstreifen von Mitterstraßen als eine wenigstens einseitig abgesenkte, tektonisch eingeklemmte

[1] Nach den obertägigen Aufschlüssen zu urteilen, handelt es sich bei den »Schiefertonen« des Bohrprofils offenbar feste, tonige Sandlagen, da echte Tone nur ganz untergeordnet auftreten.

[2] Die Angabe Hießleitners (38, p. 69), daß die unteren Eibiswalder Schichten den Nordabfall des Remschnigg bei Arnfels zusammensetzen, ist demnach zu berichtigen.

[3] Diese Ablagerungen sind scharf getrennt zu halten von einer jüngeren, erst von mir entdeckten, noch viel tiefer in die Koralpe eindringenden, grobblockigen Wildbachschuttablagerung, dem »Schwanberger Schutt«.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Zone auf, welche den Rest einer ursprünglich viel weiter ausgebreiteten Schichtdecke darstellt. Insbesondere macht das Abstoßen der Eibiswalder Schichten entlang ihrer Nordbegrenzung, wo nur Sande und Kiese vorherrschen, durchaus den Eindruck einer Störung, welche ich auch einer Stelle, nordwestlich des Gehöftes Themels, im Hohlweg oberhalb der Straße, tatsächlich aufgeschlossen fand.

Im Miozän von Mitterstraßen wurde auch auf Kohle geschürft. Es wäre möglich, daß die hier auftretenden Kohleschmitzen zeitlich bereits dem Eibiswalder Niveau entsprächen. Wenn dies der Fall ist, so würden ihre Hangendschichten entsprechend der hier durchgeführten Schichtgliederung — bereits dem mittleren Eibiswalder Komplex zugehören.

Der Einfluß der Tektonik auf die Entstehung der unteren Eibiswalder Schichten.

Die unteren Eibiswalder Schichten erfüllen eine breite Senke zwischen dem Koralpenmassiv im W und dem Possruck im O, wobei eine Nordwestbegrenzung durch die heute versenkte Fortsetzung der Koralpe, eine Nordostbegrenzung durch das Schiefergebirge des Sausals und seine Randzone gegeben erscheint. Vielleicht setzt sich aber der Ablagerungsraum der unteren Eibiswalder Schichten, zwischen den beiden letztgenannten, sich rinnenförmig verengend, im Untergrunde des weststeirischen Beckens noch weit nach N fort (siehe Fig. 11, p. 122).

Die Zeit der unteren Eibiswalder Schichten entspricht somit dem Vordringen der Niederbiegung über den Bereich der Radelsenke hinaus, wodurch ein breiter Sektor der Koralpe (und des Remschniggs) herabgedrückt und in ein tief versenktes Aufschüttungsgebiet verwandelt wurde. Der unvermittelte Abbruch der unteren Eibiswalder Schichten am Radelbruch westlich des Radelpasses mit dem tektonischen Ausheben der Schichten nördlich davon, und die Einklemmung der Sand-Schotter-Scholle von Mitterstraßen lassen voraussetzen, daß der breite Südostabfall der Koralpe einst mehr oder minder zusammenhängend von unteren Eibiswalder Schichten eingedeckt war.

Die ziemlich deutliche Sedimentationsänderung, die sich an der Grenze von Radelschutt und unteren Eibiswalder Schichten zu erkennen gibt, läßt annehmen, daß der südöstliche Randteil der Koralpe, der, zur »Radelzeit« in Aufwölbung begriffen, die gewaltige Blockförderung veranlaßt hatte, mehr oder minder weit von der Senkung mitergriffen wurde. Hiebei wurde das alte Relief bald unter der sich in das Gebirge hinein vorbauenden, fluviatilen Aufschüttung verdeckt. Damals muß sich von den Südosthängen der Koralpe bis in das heutige Radelgebiet (und von dort bis an das Bacher Gebirge heran) eine Flußebene erstreckt haben, an deren Saum schon der grobe Schutt liegen blieb, während die mittelgroben und feinen Materialien von trägen Flüssen flächenhaft ausgebreitet wurden. Deren Gefälle muß ein geringes gewesen sein, da zeitweise vorherrschend nur sandiges Material weitertransportiert wurde. Anderseits aber war die Sedimentzufuhr eine so rasche und unaufhörliche, daß es zur Entstehung stagnierender, von den Flußrinnen abgesonderter Altwasserseen mit toniger Sedimentation meist nicht kommen konnte, beziehungsweise die entstehenden Lacken bald wieder durch den Sand der eindringenden Flüsse verschüttet wurden. Jedoch können als Bildungen solch zeitweilig vermoorter Altwasserbecken die Kohlenflöze von Stammeregg und deren feine, tonige Begleitgesteine, sowie die basalen pflanzenführenden Tone, die ich vom Höhenrücken nordnordwestlich von Pongratzen erwähnt habe, angesehen werden.

Die Gerölle der unteren Eibiswalder Schichten weisen — von lokalen Schuttanhäufungen abgesehen — einen guten Abrollungszustand auf, wenngleich eine weitgehende Auslese des Materials nicht sichtbar wird. (Zurücktreten der Quarzgerölle.) Daraus kann geschlossen werden, daß die Flüsse, welche das Material herbeigebracht haben, keinen allzu langen Lauf besessen haben können. Sie dürften nur aus dem Bereich der Koralpe herabgekommen sein, wobei Laufstrecken von 20 bis 30 *km* (letzterer Wert wohl im Maximum!) vorauszusetzen sein werden.[1]

So wie der Bereich der Radelkonglomerate, so war auch jener der unteren Eibiswalder Schichten gegen S, zur heutigen Drausenke, entwässert. Hier zeigt sich, südlich der Drau, von Mahrenberg und Saldenhofen über St. Anton bis Reifnig-Fresen, ein mehrere Kilometer breiter Zug von Süßwasserschichten, welcher, wie meine Begehungen im Raum nördlich von St. Anton und bei Faal zeigten, noch stärkere Störungen aufweisen (Einfaltung oder Einklemmung mit durchschnittlichem Einfallen von 30 bis 60°). Der tiefere Teil dieser Schichtenfolge dürfte dem Radelschutt, beziehungsweise dessen Basisschichten

[1] Wäre auch der Nordteil des weststeirischen Beckens, speziell das Gebiet der Kainach, nach S zum Radel damals entwässert worden, so wäre eine starke Auslese des Schottermaterials und die Beimengung von Gosaugeröllen zu erwarten, welche ich darin nicht angetroffen habe.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

entsprechen, der höhere Teil aber vermutlich den unteren Eibiswalder Schichten äquivalent sein.[1] Wahrscheinlich fand hier zur Zeit der unteren Eibiswalder Schichten und des Radelschuttes die Entwässerung der südöstlichen Koralpe (südweststeirisches Becken) durch diese, durch spätere Faltung und Verbiegung wieder geschlossene Senke (Saldenhofen—Marburg) zum untersteirischen Becken hinaus statt, wohin wir die Süßwasserschichten kontinuierlich verfolgen können.

Das Alter der unteren Eibiswalder Schichten.

Für die Altersbestimmung der unteren Eibiswalder Schichten gibt vor allem die reiche Säugetierfauna von Eibiswald, die der ersten, miozänen Säugetierfauna des Wiener Beckens entspricht, einen Anhaltspunkt. Nach den Ausführungen Günther Schlesingers[2] ist die Fauna typisch miozänen Alters (jünger als Aquitan), und zwar entsprechend meiner Auffassung in das ältere Helvetien zu stellen.

Das Eibiswalder Kohlenflöz, welches diese Fauna in sich birgt, bildet das Dach der unteren Eibiswalder Schichten. Man wird demnach die letzteren in die erste Mediterranstufe (Burdigalien) einreihen dürfen. Die Bestimmung einer Helix (? *Tropidomphalus*) aus dem Eibiswalder Flöz, welche Herr Prof. Wenz (Frankfurt a. M.) durchzuführen die Freundlichkeit hatte, stimmt mit dieser Deutung überein, indem nach dessen Mitteilung daraus eher auf ein helvetisches als burdigalisches Alter geschlossen werden kann. Dieser Auffassung entsprechen schließlich die Lagerungsverhältnisse, welche anzeigen, daß die unteren Eibiswalder Schichten noch tief unter den fossilführendem Grunderschichten des Mittelmiozäns gelagert sind, während sie anderseits den Radelschutt überdecken, der hier als Grenzbildung zwischen Oligozän und Miozän angesprochen wurde. Ich halte demnach das altmiozäne Alter der unteren Eibiswalder Schichten für äußerst wahrscheinlich.

5. Die mittleren Eibiswalder Schichten.

(Taf. Prof. 1 bis 3.)

Unter der Bezeichnung »mittlere Eibiswalder Schichten« habe ich im Jahre 1924 den Komplex zusammengefaßt, der zwischen dem Eibiswalder und Wieser Flözhorizont (diesen beiden einschließlich) gelagert ist. G. Hießleitner ist dieser Auffassung gefolgt. Mit Rücksicht auf die Knappheit des mir hier zur Verfügung stehenden Raumes und in Anbetracht der Tatsache, daß G. Hießleitner gerade die höheren Eibiswalder Schichten in seiner vor kurzem erschienen Studie eingehend und treffend charakterisiert hat, kann ich mich darauf beschränken, einen kurzen Überblick zu geben, einige weitergehende, eigene Schlüsse über die Sediment- und Lagerungsverhältnisse der mittleren Eibiswalder Schichten mitzuteilen, im übrigen aber auf Hießleitner's Arbeit verweisen.

Die mittleren Eibiswalder Schichten sind ein Schichtkomplex, der sich den unteren gegenüber durch vorherrschend viel feinkörnigeren Charakter ausprägt. Konglomerate treten zurück. Kiese, obwohl noch vorhanden, sind nur untergeordnet eingeschaltet, und mächtigere Tonlager werden häufiger.

Nebst dem basalen Hauptflözniveau, über welches Hießleitner nähere Einzelheiten mitgeteilt hat, sind noch kleinere Hangendflözchen vorhanden, speziell das sogenannte Höllbergflöz. Hießleitner hebt hervor, daß die Schichten unmittelbar über dem Eibiswalder Flöz, zwischen diesem und seinem Hangendflözchen, durch einen lebhaften Wechsel von Sanden, sandigen Tonen und tonigen Schichten gekennzeichnet sind (l. c. p. 70), daß dagegen die höheren Schichten — bei überwiegend sandigem Charakter — nur durch wenige, feinere Tonlagen gegliedert erscheinen. Ganz im Hangenden stellen sich wieder mächtigere Tonlager ein. Dies und das Zurücktreten von Konglomeraten in der höheren Abteilung der mittleren Eibiswalder Schichten zeigt an, daß sich hier eine zunehmende Verfeinerung im Schichtenbilde eingestellt hat.

Das leider schon ausgebaute Eibiswalder Hauptflöz bildet einen wichtigen, stratigraphischen Leithorizont, welcher den Aufbau des Gebiets gut hervortreten läßt. Südlich der Saggau und unter dem Boden des Saggautales zeigen die mittleren Eibiswalder Schichten noch ein nordwestliches Verflächen.

---

[1] Im östlichen Teile, bei Faal, tritt auch mariner Schlier auf, der hier steilgeneigte, an der Basis als Blockschotter gebildete Süßwasserschichten überlagert.

[2] »Die Mastodonten der Budapester Sammlungen«. Palaeontologica hungarica, Bd. I, 1924, p. 179 bis 180.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Das Flöz, welches bei Eibiswald zutage trat, beziehungsweise östlich davon im Hermaschachte seicht erschürft wurde, war im Lauraschachte, hart am Rande des Alluvialbodens der Saggau, schon 80 *m* tief, im Charlotte-Marie-Schacht nördlich des Saggautals[1] schon 220 *m* tief gelegen, von mächtigen, mittleren Eibiswalder Schichten überdeckt. Von hier hob sich das Flöz sehr flach gegen N, gegen den Grundgebirgssporn südlich von Wies,[2] ohne aber die Tagesoberfläche zu erreichen. Gegen W steigt es maximal mit 8° an, gegen O ist es durch eine zuerst von Kieslinger (33, p. 167) erwähnte, flexurartige Störung geringeren Ausmaßes begrenzt.

Ich vermute, daß dem Eibiswalder Hauptflöz im O das kleine Flöz von Oberhaag entsprechen dürfte. Hier fand ich ein kleines Flözchen aufgeschlossen, welches in der Nachkriegszeit in einem angeblich 70 *m* langen Stollen abgebaut wurde. Im Ausbiß zeigte es nur eine Mächtigkeit von Handbreite. Das Einfallen war mit 20° gegen NNW gerichtet. Blättrige Tone mit Pflanzenresten, unterlagert von sandigen Tonen mit kohligen Schilfresten, bilden das Hangende. Durch seine Lage im Hangenden der noch durch gröbere Schottereinlagerungen charakterisierten, unteren Eibiswalder Schichten und im Liegenden der feinkörnigen, mittleren Eibiswalder Schichten nimmt die Oberhaager Kohle jedenfalls eine ähnliche Position wie das Eibiswalder Flöz ein.

Verbreitung der mittleren Eibiswalder Schichten.

(Fig. 1, p. 96.)

Die mittleren Eibiswalder Schichten erscheinen somit im Raum nördlich der Saggau (bei Eibiswald auch noch unmittelbar südlich derselben), von Eibiswald über Hörmsdorf und Haselbach bis über Oberhaag hinaus, verbreitet. Sie greifen sowohl nach N als auch nach W und O über den Bereich der unteren Eibiswalder Schichten wieder bedeutend aus. Sahen wir die unteren Eibiswalder Schichten schon dem Gebirgssporn anlagern, so sehen wir nunmehr die mittleren Eibiswalder Schichten über den Raum von Vordersdorf und Etzendorf bis zu dem Gneissporn von Steyregg und jenem des Burgstallkogels vordringen. Östlich davon (beziehungsweise zwischen dem Krystallin des Burgstallkogels und jenem von Steyregg) reichen die mittleren Eibiswalder Schichten aber noch weit über die Weiße Sulm hinaus. Die Bohrung bei Brunn, welche ins Liegende des Wieser Flözes angesetzt wurde, hat gezeigt, daß hier die mittleren Eibiswalder Schichten noch in voller Mächtigkeit vorhanden sind, indem sie bei 368 *m* Mächtigkeit noch nicht durchteuft wurden (von oben nach unten 70 *m* Tegel, 153 *m* sandige Schichten mit Tonen, 94 *m* Tone mit Sandsteinbänken, 51 *m* graue, härtere Sandsteine mit wenig Tonen). Diese Mächtigkeiten lassen ein baldiges Auskeilen nicht erwarten. In der Tat hat man auch in der etwa 5 *km* nordwestlich von Brunn, neben dem Haraldschachte, angesetzten Tiefbohrung von 185 *m* Tiefe, welche noch zirka 100 *m* unter das Wieser Flöz hinabging, die mittleren Eibiswalder Schichten noch in dieser letzteren Mächtigkeit erschlossen. Unter dem Wieser Flözhorizont folgen hier zuerst 15 *m* Sande und Tegel und darunter 70 *m* feinste Konglomerate, beziehungsweise gröbere Sandsteine. Die Geröllchen zeigen nach den mir freundlichst durch Herrn Bergverwalter Inspektor Hawelka vorgelegten Bohrkernen Erbsen- bis höchstens Haselnußgröße. Wir sehen somit die mittleren Eibiswalder Schichten noch in der unmittelbaren Nähe des heutigen Gebirgsrandes nordwärts bis in das Schwanberger Becken eintreten.

Die Bohrungen im Gebiete von Bergla, speziell der neuangelegte Berglaschacht, haben im Liegenden des Wieser Hauptflözes noch zirka 70 *m* in die mittleren Eibiswalder Schichten hinabgegriffen, wobei blaue Tegel, sandige Tegel mit Sandsteinbänken und kleinkörnige Konglomeratlagen angetroffen wurden. Weder hier noch bei Bergla wurde das Grundgebirge erreicht. Weiter nördlich reichen die Tiefbohrungen (Bohrungen von Reitererberg, Deutschlandsberg, Mooskirchen) vermutlich nur mehr in die oberen Eibiswalder Schichten hinein (siehe später). Wir können aber vermuten, daß in der Tiefe des Beckens noch weit nördlich der Schwarzen Sulm, vielleicht bis in das Gebiet der Kainach hinauf, mittlere Eibiswalder Schichten verbreitet sind.

Gegen W hin treten die mittleren Eibiswalder Schichten, nördlich des vorerwähnten Verbreitungsstreifens der unteren Eibiswalder Schichten, im Becken von Wernersdorf — Unterfresen zwischen die krystallinen Gesteine der südlichen Koralpe ein (vgl. hiezu Kieslinger, 33).

[1] Im Jahre 1920 hatte ich noch, knapp vor Einstellung des Bergbaues, Gelegenheit, denselben zu befahren.

[2] Siehe Taf., Prof. 2.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Ein Flözchen, hier in der Nachkriegszeit abgebaut, welches nahe der Basis der Schichtenfolge auftritt, dürfte dem Eibiswalder Flöznivcau entsprechen. (Ähnlich äußerte sich G. Hießleitner.) Die tieferen Schichten zeigen hier an den Aufschlüssen im Bett der Weißen Sulm vorherrschend sandige Tone mit einzelnen großen Blöcken, die offenbar durch die Brandung vom nahegelegenen Felsuntergrund losgerissen wurden. Auch der Nordseite der Mulde von Unterfresen zeigen die mit 10 bis 15° südfallenden sandig-tonigen Schichten, nahe der Basis, grobe Blockeinschaltungen, die jedenfalls als Brandungsbreccien aufzufassen sind. (Gut aufgeschlossen Graben beim »Pauritsch«.)

Die beträchtlichen Neigungen, mit welchen die Schichten hier vom Grundgebirgssaum abfallen, zeigen an, daß die Erhaltung der miozänen Sedimentmulde von Unterfresen im wesentlichen jüngeren, tektonischen Einmuldungen zu danken ist.

Gegen O hin legen sich die mittleren Eibiswalder Schichten, indem sie östlich von Oberhaag ein südöstliches Streichen annehmen, dem Remschnigg an. In diesem Raum, wo das Leitniveau des Wieser Flözhorizonts« nicht mehr entwickelt ist, bereitet die Abtrennung der mittleren von den oberen Eibiswalder Schichten Schwierigkeiten.

Die Pitschgaukonglomerate.

Schon in meiner Arbeit über »Die geomorphologischen Probleme (37) habe ich das Auftreten von kalkführenden Konglomeraten hervorgehoben, welche bei Pitschgau (nordöstlich von Hörmsdorf) innerhalb der mittleren Eibiswalder Schichten auftreten und die einzige grobe Einschaltung in diesem Komplex darstellen. Hießleitner hat sie ebenfalls besprochen (38). Es handelt sich um nuß- bis kindesfaustgroße Geschiebe enthaltende Konglomerate, die mit 20° gegen NW einfallen und am Gehänge oberhalb Pitschgau erschlossen sind. Besonders bemerkenswert erscheint mir aber die Geröllzusammensetzung. Neben vorherrschenden Quarzen finden sich nämlich sehr zahlreiche Kalke, und zwar solche dunkler Färbung, aber auch hellgraue und rötliche Kalke von ausgesprochen mesozoischem Habitus. Ich zweifle nicht, daß hier ein Vorläufer jener jüngeren Deltaablagerungen vorliegt, welche in der Zeit der Grunder Schichten und der zweiten Mediterranstufe aus südlicher Richtung (Karawanken, Mittelkärnten) in das südweststeirische Becken vorgebaut wurden. Dem Pitschgauer Konglomerat ganz analoge und ihm vielleicht auch zeitlich genau entsprechende Konglomeratbildungen konnte ich auf den Höhen östlich von Bischofegg feststellen, woselbst nebst Quarzen vorwiegend mesozoische Kalke (weiße, hellgraue und rötliche Kalke) auftreten. Die mit 28° nach WNW einfallenden Schotterzüge erscheinen überwiegend von mesozoischem Material zusammengefügt.

Schließlich treten analoge Kalkgerölle führende Konglomerate am Höhenrücken des Thomakogels, westnordwestlich von Wuggau bis St. Ulrich hin, auf. Sie liegen auch hier unter dem Wieser Flözzug. Bei St. Ulrich kommen höhere Lagen dieser an Kalkgeröll reichen Konglomerate dem Flöz sehr nahe.

Die Mächtigkeit der mittleren Eibiswalder Schichten.

Die Mächtigkeit der mittleren Eibiswalder Schichten kann in Übereinstimmung mit der schon von Radimsky ermittelten Distanz zwischen dem Eibiswalder und Wieser Flözhorizont (6) mit 300 bis 400 *m* angegeben werden, welche Größe auch mit den von Hießleitner (400 *m*) und Kieslinger angegebenen Werten übereinstimmt.

Die Entstehung der mittleren Eibiswalder Schichten.

Der Beginn des Absatzes der mittleren Eibiswalder Schichten bedeutet einen wichtigen Wendepunkt in der Entwicklung des südweststeirischen Beckens. Die Senkung, welche zur Zeit der unteren Eibiswalder Schichten nur eine schmälere Randzone des Gebirges niedergebogen hatte, greift nun räumlich weit aus, und weiter nördlich gelegene Randteile der Koralpe, der Stubalpe und des Grazer Paläozoikums — kurzum der ganze Bereich des gegenwärtigen weststeirischen Beckens — gelangen unter das Aufschüttungsniveau. Gleichzeitig müssen sich aber auch im S bereits wichtige Umwandlungen vollzogen haben: Durch eine schwache Aufwölbung wurde hier offenbar der bisher vorhandene Ausgang, durch welchen die Flüsse der unteren Eibiswalder Zeit ihren Weg in die Senke südlich der Drau und durch diese genommen hatten, abgeriegelt. Hiedurch wurde das weststeirische Becken aufgedämmt und in ein Seegebiet umgewandelt. Aus einem fluviatilen Durchzugsland wurde ein Aufstapelungsraum feiner Sedimente,

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

deren Entstehung durch die inzwischen erfolgte, weitergehende Abschwemmung der Randhöhen und durch die fortschreitende Senkung der randlichen Gebirgszonen begünstigt war.

Die Schichtmerkmale der mittleren Eibiswalder Schichten weisen durch die feine Saigerung des Materials, durch das Auftreten mächtiger Tonlager, durch das fast völlige Zurücktreten grober Einschaltungen und schließlich durch ihren Fossilinhalt auf eine Entstehung in einem seichten, zeitweise austrocknenden Seebecken.

Woher stammen die Sedimente, welche in diesem See niedergelegt wurden? Ein Großteil derselben wurde sicherlich von der Westflanke her, aus dem Massiv der Koralpe, das freilich damals in seiner räumlichen Ausdehnung und Höhe dem heutigen Umfang gegenüber bedeutend eingeschränkt war, hereingeschwemmt. Die vorerwähnten Pitschgaukonglomerate weisen aber auf eine Herkunft aus südwestlicher Richtung, vermutlich aus dem Einzugsgebiet der Karawanken, hin.[1]

Das zeitweise Vordringen fluviatiler Schuttkegel oder doch strandnaher Deltas aus südlicher Richtung in den See bis über das Saggautal hinaus beweist weiters, daß die Küstenlinie damals im S nicht ferne gelegen sein kann. Da wir aber nach dieser Richtung die Eibiswalder Schichten aufsteigen sehen, so können nur diese die Randzone des Seebeckens gebildet haben. Es liegt nahe, auch die Gneis- und Kleinschotterlagen in den mittleren Eibiswalder Schichten des Saggaugebietes teilweise aus der Umlagerung unterer Eibiswalder Schichten abzuleiten.

Ich komme also zur Vorstellung, daß die Abdämmung des großen weststeirischen Seebeckens durch eine südliche Randschwelle, weiters die erste Aufwölbung des vorher tief versenkten Radelgebietes, dann die beginnende Abtragung des Bereichs der unteren Eibiswalder Schichten und die gegen N fortschreitende Senkung des weststeirischen Beckens selbst gleichzeitige und eng zusammengehörige Vorgänge darstellen. Die Aufwölbung im S (Radel-Remschnigg-Gebiet) kann aber nur als eine sehr flache angesehen werden, da sonst Einschaltungen gröberen Materials in den See der mittleren Eibiswalder Zeit hinein sich hätten einstellen müssen. Vermutlich wurde aber schon damals, als sich die mehrere hundert Meter mächtige Folge der mittleren Eibiswalder Schichten ablagerte, der Bereich des heutigen Radelgebietes teilweise seiner Bedeckung mit unteren Eibiswalder Schichten beraubt.[2]

Der Wieser Flözhorizont.

Den Abschluß der mittleren Eibiswalder Schichten bildet der »Wieser-Kalkgruber Flözhorizont«. G. Hießleitner hat sich gerade hierüber eingehend und ausführlich geäußert, daß ich mich kurz fassen kann.

Der Flözhorizont besteht aus dem Hauptflöz (Mächtigkeit der Kohle maximal 5·7 *m*, meist 1 bis 2 *m*) und den dieses begleitenden Hangend- und Liegendflözen. Auch die letzteren sind zum Teil recht konstant. So konnte auf mindestens 3 *km* ein 60 *m* unter dem Hauptflöz gelegenes Liegendflöz verfolgt werden, während sich 50 bis 70 *m* über dem Hauptkohlenniveau gewöhnlich mehrere Hangendflözchen einstellen. Es ist sicherlich richtig, diese schon über dem Wieser Hauptflöz gelegene, durch Hangendflöze charakterisierte Schichtfolge noch den mittleren Eibiswalder Schichten zuzuzählen. Für die geologische Kartierung erscheint es allerdings zweckmäßiger, das Hauptflöz selbst, dessen Ausbißlinie überall leicht festzustellen ist, als Grenze zwischen mittleren und oberen Eibiswalder Schichten anzunehmen. Dieser letzteren Grenzführung bin ich auch auf der beigegebenen Übersichtskarte gefolgt.

Das Hauptflöz zeigt dort, wo es dem Grundgebirge anlagert oder doch von diesem nur durch geringmächtige Zwischenschichten getrennt ist, seine größte Mächtigkeit, was sich sowohl im Gebiete

---

[1] Einer Einschüttung an Kalkalpengeröllen reichen Schottermaterials aus südwestlicher Richtung werden wir auch noch in den nächstfolgenden Zeitabschnitten begegnen (karinthische Deltabildungen).

[2] Die Annahme, daß diese Aufwölbung und Abtragung schon zur Zeit der unteren Eibiswalder Schichten Platz gegriffen hätte, kann ich aber nicht teilen. Nicht nur die konkordante Lagerung des mehr oder minder gleichmäßig steil geneigten Schichtenpaketes der unteren Eibiswalder Schichten spricht dagegen, sondern auch die Tatsache, daß die enorme Anhäufung klastischen Materials am Radel und auf dessen Nordhängen auf eine dauernde Absenkung, nicht aber auf eine Aufwölbung hinweist. Der sichtbare Verbreitungsbereich der unteren Eibiswalder Schichten ist zu beschränkt, um hier im Laufe der Zeit wandernde Hebungs- und Senkungszonen voraussetzen zu können. Damit soll natürlich nicht gesagt sein, daß gerade das Eibiswalder Flöz genau die Umkehrung der tektonischen Vorgänge anzeigt (Hebung statt Senkung), wohl aber, daß es beiläufig diesen Wendepunkt markiert.

von Limberg—Kalkgrub, als auch in jenem von Steyregg feststellen läßt. Die Zwischenschichten zwischen dem Hauptflöz und den Nebenflözen zeichnen sich, wie jene des Eibiswalder Flözzuges, nach Hießleitner (38) durch einen sehr lebhaften Rhythmus der Sedimentation — einen raschen Wechsel sandiger und toniger Lagen — aus. Fossilführende Bänke sind in Begleitung des Wieser Flözhorizontes reichlich eingeschaltet. So erweist sich das Hangendblatt des Flözes, beziehungsweise auch dessen oberste verschieferte Partien, ganz erfüllt von Fischschuppen, Flossenstacheln und Deckelklappen von Schnecken (Bythiniendeckeln?),[1] wie ich es in besonders schöner Ausbildung in der 480er Sole des neuen Ostfeldes von Steyregg beobachten konnte. Im Steyregger Gebiete ist ferner, ein Meter über der Kohle, eine Unionenbank weit verbreitet. Im Brunner Hauptschacht wurden drei Unionenbänke im Hangenden des Flözes angefahren.

Die Hangendflözchen sind oft von fossilreichen Mergelschichten begleitet. Eine von mir beim Kohlenmeiler in Steyregg aufgefundene Schicht enthält zahlreiche Reste von Unionen und von Melaniiden *(Brotia Escheri)*. Vielleicht gehört auch der in einer Bohrung von Bergla, 50 *m* über dem Hauptflöz, aufgefundene Rest, der zuerst von anderer Seite als »*Pyrula*« bestimmt wurde (34, S. 383), demselben Horizont an. Ich habe nach Besichtigung des Exemplars die Bestimmung als marine Schnecke bezweifelt. Tatsächlich handelt es sich, nach übereinstimmender Meinung mehrerer Paläontologen, welchen ich das Fossil vorgelegt habe, nicht um eine solche, sondern um ein Bruchstück einer *Melania*, womit selbstverständlich auch jegliche Beweiskraft dieses Fundes für den angeblich marinen Charakter der Hangendschichten geschwunden ist.

Schildkröten- und Säugerreste sind mehrfach in Begleitung des Wieser Flözes angetroffen worden. (In den Liegendtegeln von Limberg, in der unteren Kohlenbank von Steyregg, im Hangendschiefer von Schönegg—Brunn, ferner im Schachte von St. Peter i. S., wo *Hyotherium-Sömmeringi* aufgefunden wurde.)

In den Hangendschiefern von Brunn—Schönegg kommen Ostracodenmergel vor, die ich bei Aug auch obertags (zusammen mit großen Fischstacheln) auffand. Auf denselben Schichten sind auch Reste von Knochenfischen und Schildkröten schon seit altersher bekannt. Schließlich ist, besonders vom Fundpunkte Schönegg bei Wies, eine reiche, von Ettingshausen bestimmte Suite von Pflanzenresten beschrieben worden.

Die Entstehung des Wieser Flözhorizontes.

Es würde ein eigenes, zeitraubendes Studium, welches mit phythopaläontologischen Untersuchungen Hand in Hand gehen müßte, erfordern, wollte man die Entstehung des Eibiswald-Wieser Kohlenhorizontes und seiner Begleitschichten in allen Einzelheiten ergründen. Hier sollen nur einige Ergänzungen zu Hießleitner's Angaben Platz greifen.

Es obliegt keinem Zweifel, daß das Wieser Flöz im wesentlichen autochthoner Entstehung ist. Nur gewisse, im Hangenden des Flözes auftretende Kohlenschmitzen, die sich durch ihre Pechkohlenbeschaffenheit auszeichnen, sind nach Hießleitner (38, p. 84) aus Schwemmaterial hervorgegangen. Dasselbe dürfte auch vielfach für die hangenden Partien des Flözes selbst Geltung haben. Denn diese mit Fischschuppen und Schalendeckeln gespickten, etwas unreinen, geschieferten Partien weisen auf eine Entstehung unter stehendem Wasserspiegel hin. Das Flöz ist also in einem zeitweise verlandenden, versumpfenden Seebecken entstanden, meist von limnischen Ablagerungen über- und unterlagert. Nur randlich legt sich dasselbe stellenweise, wie bei Steyregg und Kalkgrub, unmittelbar dem Grundgebirge auf, während es in seinem Hauptverbreitungsgebiete einem eingelagerten Flöz entspricht. Mächtigere Liegendschichten sind in letzterem Bereiche allenthalben durch neuere und ältere Tiefbohrungen festgestellt. (Z. B. Bohrung von Brunn, die 368 *m* in das Liegende des Flözes vorgestoßen ist!)

Das Aufblättern des Flözes und dessen Mächtigkeitsabnahme vom Grundgebirge in nordöstlicher und östlicher Richtung ist besonders dank den zahlreichen neueren Bohrungen einwandfrei sichergestellt. (Vgl. Hießleitner, 38). So wie das Flöz im Revier von Brunn östlich von St. Ulrich vertaubt und auskeilt, so zeigen nach Hießleitner's Angaben auch die Bohrungen bei Bergla und Dittmannsdorf,

[1] Letztere von Hießleitner nicht erwähnt.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

daß das abbauwürdige Flöz die Bahnlinie Bergla—St. Martin in der Tiefe gegen N hin kaum überschreitet. Das Flöz erscheint somit auf den Süd- und Südwestrand des Wieser Beckens beschränkt und zeigt am Fuße der Koralpe, in Grundgebirgsnähe, seine mächtigste Ausbildung.

Die große Mächtigkeit der übereinander aufgehäuften, mittleren und oberen Eibiswalder Schichten weist auf eine ihrer Entstehung gleichzeitige, dauernde Senkung des Bodens hin. Es ist klar, daß die einem Sumpfwalde (oder einem küstennahen feuchten Walde)[1] entsprechenden Moore sich dort am längsten und am ungestörtesten hatten entwickeln können, wo während des Senkungsvorganges die in Niederbiegung begriffene Scholle lange Zeiten hindurch im oder nur ein wenig über dem Niveau des Seespiegels verbleiben konnte, wo also die vegetativen Anhäufungen mit der Niederbiegung gleichen Schritt zu halten vermochten. Dort aber, wo die Senkung des Seebodens rascher vor sich ging, mußte die Flözbildung, sofern sie überhaupt eingetreten war, durch das Hinuntertauchen unter den Seespiegel bald wieder unterbunden werden. Wahrscheinlich hat sich an dem zur Eibiswalder Zeit in Absenkung begriffenen Ostsaum der Koralpe eine Zone eingestellt, in der sich Senkung und pflanzliches Wachstum die Waage halten konnten. Die große Mächtigkeit des Grundflözes an und in der Nähe des krystallinen Gebirgssaumes, welche dem östlich gelegenen Becken gegenüber einen schwächer sinkenden Saum darstellte, erscheint daher ohneweiters verständlich. Die flächenhafte, randliche Auflagerung des Wieser Flözes als Grundflöz auf das krystalline Gebirge (beziehungsweise vermittels geringmächtiger Zwischenschichten auf dasselbe) spricht dafür, daß hier eine Felsunterlage von sehr flacher Reliefgestaltung vorhanden gewesen sein muß. Vielleicht ist hier das Flöz der teilweise in den Fels eingearbeiteten, teilweise aufgeschütteten Brandungs- und Strandterrasse aufgelagert. Tatsächlich kann man bei Steyregg im Liegenden des Flözes, an der Grenze gegen den unterlagernden Gneis, gröbere Geröllbänke feststellen, die ich als Brandungsschutt auffassen möchte.

Die Tatsache, daß das Flözniveau sich südlich der Weißen Sulm auch noch weiter vom Gebirgsrand weg bis an die Saggau heran fortsetzt und hier übrigens mit einem Denudationsrand ausstreicht, also ursprünglich noch weiter verbreitet war, kann dahin gedeutet werden, daß hier der aus älteren Eibiswalder Schichten gebildete Südrand des großen Seebeckens nicht mehr ferne gelegen war. Dessen Vorhandensein haben wir früher schon aus anderen Momenten erschlossen.

Das zeitweilige weitere Vordringen des Sumpfwaldes in den See hinein markiert uns den Eintritt einer stärkeren negativen Bewegung der Strandlinie, mag diese nun auf ein kurzes Aussetzen der tektonischen Absenkung oder eher auf eine von der lokalen Tektonik unabhängige, regionale Spiegelschwankung des Sees zurückgehen. Der lebhafte Rhythmus, welcher die Begleitsteine des Wieser Flözes charakterisiert und in dem häufigen Wechsel sandiger und toniger Lagen zum Ausdruck kommt, scheint mir dafür zu sprechen, daß sich damals die Schwankungen in der Sedimentführung der Flüsse im Becken, dessen Seichtwassercharakter entsprechend, unmittelbar zur Geltung bringen konnten. Insbesondere dürften auch diese Randpartien des Sees teilweise durch Sandbarren abgeschlossen, also einzelne Lagunen vorhanden gewesen sein, in denen das Schlamm- und Sandmaterial in zeitlich und örtlich stark wechselnder Verteilung niedergeschlagen wurde. Dagegen kamen später, in der Zeit der oberen Eibiswalder Schichten — bei weiterer Überflutung des Sees —, wahrscheinlich ausgedehntere Strömungen im Becken zur Geltung, welche die mehr flächenhafte und auch zeitlich in größeren Rhythmen vor sich gehende Ausbreitung der Ablagerungen bewirkten.

Eine besondere Bedeutung besitzt die sogenannte Ostfeldvertaubung im Steyregger Revier, welche Hießleitner genauer verfolgt und deren Verlauf er auf einer Kartenskizze ersichtlich gemacht hat (38, p. 81 u. 84). Sie bildet nach seiner Darstellung einen auf fast 3000 *m* Distanz verfolgten, nur 100 bis höchstens einige 100 *m* breiten Streifen von geradliniger Begrenzung und von NNO gerichtetem Verlaufe. Im S setzt er in der Nähe des Flözausbisses (am Grundgebirge) schmal ein und erweitert sich gegen N hin. Braune Tone (aus sandigem Schlamm hervorgegangen) ersetzen im Bereich der Vertaubung das Flöz. Nur stellenweise sind kleine Kohlenschmitze darin vorhanden. Nach Hießleitner wäre die Vertaubung »durch dauernde Wasserunruhe im sonst ruhigen Küstenwaldsumpf zu erklären«. Ich glaube, daß diese Deutung dahin erweitert werden kann, daß man in der Vertaubungszone eine »Strömungsrinne« in

[1] Im Sinne der neueren Auffassungen B. Kubart (Beiträge zur Tertiärflora der Steiermark. Graz, Wien, Leipzig, Leuschner & Lubensky, 1924).

dem Sumpfwald sieht, in welcher während der Flözbildung schlammiges Material von der Küste in den See hinein vorgeschoben wurde. Die Vertaubung gibt uns durch ihren geradlinigen Verlauf (Nordnordostrichtung) wohl die damalige Abdachungsrichtung wieder. Ich vermute also, daß sich durch lange Zeit hindurch im Sumpfwald eine Rinne strömenden Wassers offenhalten konnte, während gleichzeitig zu beiden Seiten eine üppige Wald- und Sumpfvegetation zur Ausbreitung gelangte.

Beachtung verdienen ferner die bei Steyregg in der Hangendbank der Kohle auftretenden Gerölle. Ich beobachtete sie in Haselnußgröße in der 480er Sole des Steyregger Ostfeldes innerhalb der verschieferten Kohle, zirka 10 *cm* unterhalb des durch Schneckenschalendeckeln und Fischschuppen gekennzeichneten Hangendblattes. Ich glaube, daß diese vereinzelten, in der Kohle liegenden Geröllchen[1] auf Treibhölzern verfrachtet und in die Kohle, die in diesen obersten Partien allochthoner Entstehung wäre, eingebettet wurden. Für Einschwemmung spricht auch das Auftreten der wie zusammengefegt aussehenden Lagen mit den Fischschuppen und Stacheln sowie mit den Deckelklappen der Schneckengehäuse im Hangendblatte. Bei neuerlich eintretender Überflutung des Moors wurden offenbar zuerst die Abschwemmprodukte der vegetabilischen Bedeckung der unmittelbaren Nachbarschaft über den versinkenden autochthonen Bildungen des Flözes abgelagert.

Das Auftreten des Wies-Kalkgruber Flözhorizontes deutet eine Episode im Niedersinken der Koralpenküste an, welche, mit einem Vorgreifen über eine flache, randliche Gebirgswelle verknüpft, an dieser und in ihrer Nähe dem Pflanzenwachstum besonders günstige Bedingungen dargeboten hat, so daß sich bei langsamer Niederbiegung der Scholle örtlich mächtige Kohlenflöze zu bilden vermochten.

Das Alter der mittleren Eibiswalder Schichten und des Wieser Flözhorizontes.

Die Annahme, daß der Wieser Flözzug mit dem Eibiswalder identisch sei, wie sie in letzter Zeit von W Petrascheck (35) vertreten wurde, wird nach den von mir (36) und von Hießleitner mitgeteilten Tatsachen wohl kaum mehr viel Wahrscheinlichkeit für sich beanspruchen können. Die Existenz einer beide Kohlenreviere trennenden Störung, welche eine Sprunghöhe von mehreren hundert Metern aufweisen müßte, ist im Terrain nicht festzustellen. Vielmehr fällt der Hangendkomplex der Eibiswalder Schichten überall konkordant mit flachen oder mittleren Neigungen unter die kohleführenden Schichten von Wies ein. Ferner zeigt die bei der Bohrung von Brunn im Liegenden des Wieser Flözzuges durchsunkene Schichtenfolge eine große Ähnlichkeit mit der über dem Eibiswalder Horizont gelegenen Serie auf, läßt dagegen keine Analogie mit den gröberklastischen, unteren Eibiswalder Schichten hervortreten.[2] Dann treten auch in dem Gebiete von Steyregg und Etzendorf (westlich und nordwestlich von Wies) im Liegenden des Wieser Flözzuges Schichten auf, die ihrer Beschaffenheit und Lagerung nach, dem Hangendkomplex der Eibiswalder Serie entsprechen. Ferner bestehen nach den Feststellungen Ettingshausens wesentliche Unterschiede zwischen der fossilen Flora von Eibiswald und jener von Wies, wobei die letztere als die jüngere angesehen wird. Nach Radimsky wurden schließlich von den Schildkröten die beiden Emysarten nur im Hangenden des Eibiswalder Flözes aufgefunden.

Alles in allem erscheint mir daher nicht nur in Übereinstimmung mit Hießleitner und Kieslinger (33) die Altersverschiedenheit der beiden Hauptflözniveaus in hohem Grad wahrscheinlich, sondern für nahezu erwiesen. Damit ist die Selbständigkeit der mittleren Eibiswalder Schichten festgestellt.

Die »mittleren Eibiswalder Schichten« (einschließlich des Wieser Flözhorizontes) enthalten die erste miozäne Säugetierfauna des Wiener Beckens. Durch ihre Lagerung über den unteren Eibiswalder Schichten, die als Vertretung der ersten Mediterranstufe (Burdigalien) angesprochen wurden, ist ihr nachburdigalisches Alter wahrscheinlich. Anderseits liegen die mittleren Eibiswalder Schichten noch tief unter den marinen Grunderschichten des Florianer Hügellandes. Ich möchte ihnen noch ein unterhelvetisches Alter zuschreiben.

---

[1] Hießleitner erwähnt auch ein Gerölle von Faustgröße in der Kohle.

Zudem wäre im Raume von Brunn eine noch gröbere Beschaffenheit der unteren Eibiswalder Schichten zu erwarten, da sich hier der Herkunftsregion dieses vorwiegend fluviatilen Komplexes genähert hat.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

6. Die oberen Eibiswalder Schichten.

(Siehe Fig. 1, p. 96.)

Über dem Komplex der flözführenden Wieser Schichten setzt eine mächtige, flözfreie Serie ein, die sich durch eine ähnliche Feinkörnigkeit wie die mittleren Eibiswalder Schichten auszeichnet. Ich bezeichne sie als die »oberen Eibiswalder Schichten«. Nach den von Hießleitner untersuchten zahlreichen neuen Bohrungen ist sie wieder durch einen gröberen Rhythmus der Schichten (mächtigere Ton- und Sandlager) charakterisiert.

Die Verbreitung der oberen Eibiswalder Schichten.

Indem die flözführende Schichtenfolge unter mittleren Neigungen gegen N und NNO absinkt, breitet sich im Hügellande zwischen Weißer und Schwarzer Sulm eine mächtige Hangendfolge aus. Im Berglaschachte lagern noch 179 *m* sandig-tonige Schichten über dem Hauptflöz (Tafel, Prof. 2), in der weitest nach N vorgeschobenen Bohrung (Nr. 21), nördlich von Freidorf (westlich von St. Peter im Sulmtal), sogar noch 243 *m*. Tegel, sandige Tegel und Sande mit Sandsteinbänken setzen diese Folge zusammen. Nur ganz untergeordnet fanden sich kleinkörnige Konglomerate eingeschaltet.

An dem isoliert aus dem Diluvial-Alluvial-Feld der Schwarzen Sulm hervortretenden Angerkogel sind noch etwas höhere Lagen der oberen Eibiswalder Schichten in analoger Ausbildung, unter Terrassenschotter gelagert, erschlossen (Tafel Prof. 1). Schließlich setzen obere Eibiswalder Schichten in tonig-sandig-feinkiesiger Entwickung auch noch den Südteil des Hügellandes nördlich der Schwarzen Sulm von Hohlbach über St. Martin—Dittmannsdorf und weiter östlich hinaus zusammen. (Siehe Tafel, Profil 2 und 3.)[1]

Die Mächtigkeit der oberen Eibiswalder Schichten.

Bedenkt man, daß die Bohrung östlich von St. Peter über dem Wieser Flöz noch 243 *m* Schichtenauflagerung ergeben hat, und weiter, daß noch nördlich der Schwarzen Sulm (am Angerkogel und im vorerwähnten Hügellande nördlich von St. Martin) ein ähnliches, allerdings nur sehr flaches, (wenige Grade betragendes) Nordfallen vorherrscht, so daß immer höhere Schichten auftreten, so wird man zu einer recht beträchtlichen Mächtigkeit auch der oberen Eibiswalder Schichten geführt. Ich habe dieselbe auf 400 *m* geschätzt.

Das Alter der oberen Eibiswalder Schichten.

Die konkordante Lagerung unter den Grunder Schichten und ihr Übergang in diese weist auf ein mittelmiozänes (helvetisches) Alter der oberen Eibiswalder Schichten hin. Das Auftreten der *Pseudochloritis* aff. *Zelli* schließt nach Mitteilung von Prof. Wenz Aquitan aus und spricht eher für Helvet als für Burdigal, Die Ablagerung der oberen Eibiswalder Schichten wird wohl einem Teil jener Zeitepoche entsprechen, welche im oberösterreichisch-niederösterreichischen Alpenvorland durch die Sedimentation des »Schliers« ausgefüllt ist.

Die Entstehung der oberen Eibiswalder Schichten.

Die oberen Eibiswalder Schichten, die auch als Schlier angesprochen wurden, sind eine typisch limnische Ablagerung, wofür nicht nur der Sedimentcharakter, sondern auch die organischen Einschlüsse sprechen. Bei Bergla fand ich bei einer gemeinsamen Exkursion mit Ingenieur Hießleitner zahlreiche Helices, die nach der Bestimmung von Prof. Wenz wahrscheinlich zu *Tropidomphalus (Pseudochloritis)* aff. *Zelli* gehören. Weiters wurden in der Bohrung Nr. 8 bei Bergla dieselben Helices in einer Tiefe von 67 *m* angetroffen. Dann erwähnt Hießleitner den Fund eines Mastodonzahnes, der beim Abteufen des Berglaschachtes (94 *m* über dem Hauptflöz) gefunden wurde. Aber noch weiter nördlich, im Gebiete von Fantsch, sammelte ich in einem Graben südlich von Sulzhof Helixreste in

[1] Bezüglich der Abgrenzung der oberen Eibiswalder Schichten gegen die Grunder Schichten vergleiche das nächste Kapitel.

einem Tegel von limnischem Aussehen. Die oberen Eibiswalder Schichten sind also eine ausgesprochen limnische Serie ohne irgendwelch erkennbaren marinen Einschlag.[1]

Die oberen Eibiswalder Schichten treten im Gebiete von Kalkgrub, Steyregg und Wies unmittelbar oder fast unmittelbar an das Grundgebirge heran, ohne irgendwelch gröberklastische Einschaltungen aufzuzeigen. Dies und ihr einheitlicher Charakter auf weitere Erstreckung hin deuten an, daß die umrandenden Gebirgshöhen von sehr flachem, niederem Mittelgebirgs- und Hügellandcharakter gewesen sein müssen; denn sonst hätten gröbere Schuttmassen in das Becken hinein verfrachtet werden müssen.

Da die oberen Eibiswalder Schichten mit beträchtlichen Neigungen an einem ausgesprochenen Denudationsrande zwischen Schwanberg, Limberg, Kalkgrub und Steyregg über dem Gneisgrundgebirge (beziehungsweise über den mittleren Eibiswalder Schichten) in die Luft ausheben, so muß ihre einstige Verbreitung eine beträchtlich ausgedehntere gewesen sein. Wir können voraussetzen, daß ein breiterer Gebirgssaum zwischen Schwanberg und Wies damals noch unter einer mächtigeren, allmählich gegen W auskeilenden Decke oberer Eibiswalder Schichten begraben war.

Die Epoche der oberen Eibiswalder Schichten scheint dem Höhepunkt in der randlichen Verschüttung der südlichen Koralpe und in deren Einebnung zu entsprechen. Wie die mittleren Eibiswalder Schichten, so transgredieren, soweit sich dies erkennen läßt, auch die oberen Eibiswalder Bildungen randlich über das Grundgebirge (im Raume nördlich und nordöstlich von Schwanberg). Sie treten aber hier am Gebirgssaum unter jüngerer Bedeckung nicht mehr zutage. Vermutlich hat also der große, gegen N und NW vorgreifende Abbröckelungsprozeß am Koralpenzug noch zur Zeit der oberen Eibiswalder Schichten Fortschritte gemacht und weitere Randteile derselben niedergebogen. Zu gleicher Zeit können wir weiter im S, im Radelgebiete, eine fortdauernde flache Aufwölbung und Abtragung der dort bloßgelegten älteren Eibiswalder Schichten voraussetzen.

Vorgreifen oberer Eibiswalder Schichten bis in den Nordteil des weststeirischen Beckens.

Die höheren Eibiswalder Schichten zeigen aber noch ein Eindringen bis an den nördlichen, weststeirischen Beckenrand. Die Tiefbohrungen nördlich von Deutschlandsberg, bei Blumau und Geipersdorf, die bei 300 *m* Tiefe den Gneis erreicht haben sollen, werden wohl ausschließlich obere Eibiswalder Schichten durchörtert haben. Die Bohrung vom Reitererberg, im Hügellande nördlich der Sulm (nordwestlich von St. Martin) angesetzt, verblieb bei 379 *m* Tiefe in Eibiswalder Schichten. Auch die von ihr durchsunkene Schichtenfolge wird wohl zur Gänze den oberen Eibiswalder Schichten angehören, die offenbar hier nahezu in ihrer ganzen Mächtigkeit aufgeschlossen wurden. In diesem Gebiete bilden die oberen Eibiswalder Schichten bei mächtiger Entwicklung die Unterlage der marinen Grunder Schichten, die ihren Hauptverbreitungsbereich im Raume zwischen Sulm und Kainach besitzen. (Umgebung von St. Florian, Pöls und Stainz.) Als Gegenflügel der nördlich der Sulm unter die Grunder Schichten eintauchenden Eibiswalder Serie tauchen viel weiter nördlich, an der Kainach, wieder obere Eibiswalder Schichten hervor. Die neue Bohrung von Mooskirchen, die eine Tiefe von über 400 *m* erreicht hat, ist meiner Vermutung nach völlig in den höheren (oberen) Eibiswalder Schichten verblieben.[2] Auch die Bohrung bei Doblbad hat die große Mächtigkeit der höheren Eibiswalder Schichten im Untergrunde ergeben.

Der See der oberen Eibiswalder Zeit hat demnach einheitlich das ganze weststeirische Becken, vermutlich bis in dessen äußersten nordwestlichen Winkel hinein, bedeckt. Wahrscheinlich stellen die kohleführenden Schichten des Köflacher Reviers zeitliche Äquivalente der oberen Eibiswalder Schichten dar. Die ziemlich gleichmäßige und einheitliche Beschaffenheit des Schichtmaterials, welches keine groben Einschaltungen aufweist, läßt schließen, daß seiner Entstehung ein bedeutender und langdauernder Senkungsprozeß zugrunde liegt, wobei von einer schwach und stetig aufgewölbten, aber niederen Randgebirgszone her ständig nur feine Sedimentmassen in das

---

[1] Die Angabe D. Sturs (5), daß er die marinen Sande von Hasreit nebst bei diesem Orte auch noch bei Brunn bei Wies aufgeschlossen fand, dürfte nur auf die fazielle Analogie der bei letzterem Orte auftretenden Sande mit denen von Hasreit, nicht aber durch paläontologische Belege begründet gewesen sein.

[2] Vgl. hiezu L. Waagen: »Die Bohrung auf Erdöl in der Gemeinde Mooskirchen, Steiermark.« Montanistische Rundschau, 1927. Nach Einsicht in eine Anzahl der Bohrproben möchte ich die gesamte Schichtenfolge, die von Waagen im tieferen Teil der Kreide zugerechnet wird, zu den Eibiswalder Schichten stellen.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Becken hineingetragen wurden. Es ist möglich, daß dieser See weiter nördlich, in der Gegend von Wildon, zwischen dem Sausalgebirge und dem paläozoischen Plabutschzug oder aber auch über die Senke von Rein bei Gratwein, einen Abfluß gegen O und NO hinaus besessen hat. Vielleicht stand er mit jenen Seen in unmittelbarer Verbindung, die im mittleren Miozän am heutigen, nördlichen Grazer Beckenrand (zwischen Graz und Weiz) ihren Bestand hatten. Die letzteren waren, wie Hilber[1] sehr einleuchtend dargelegt hat, von dem marinen Bereich im Südteil des oststeirischen Beckens damals durch eine später niedergebogene Felsschwelle abgetrennt.

7. Die Grunder Schichten.

(Fig. 1, p. 96.)

Die Frage nach den Beziehungen der Grunder Schichten zu der »Eibiswalder Serie«, welche bisher in der Literatur nur wenig berührt worden war, habe ich eingehender untersucht. Hierüber soll hier etwas ausführlicher berichtet werden, um so mehr als auch Hießleitner über diese Froge wenig ermittelt hat und seine Angaben sich nicht völlig mit den von mir erzielten Ergebnissen decken. Wenn

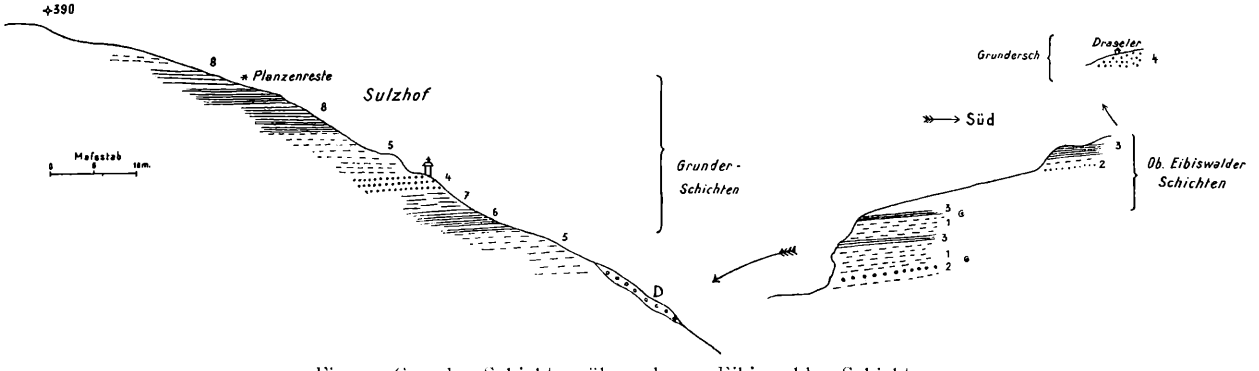


Fig. Grunder Schichten über oberen Eibiswalder Schichten.

(Die auf der südlichen Talseite gelegenen Aufschlüsse gehören in das Liegende jener auf der nördlichen Seite.)

1 = Sande und tonige Sande.
2 = Sande und Kiese mit bis (maximal) haselnußgroßen Geröllen und großen Tegeleinschlüssen in der tieferen Lage.
3 = Tone (obere Lage mit Helixresten) und sandige Tone.
4 = Schotterzug mit bis nußgroßen Geröllen und konkretionären Sandsteinlinsen (Kalkgerölle!).
5 = Sande und Grobsande.
6 = Blättrige Tone.
7 = Sandige Tone.
8 = Mergel (Tone) und sandige Tone mit Pflanzenresten.
D = Diluvialschotter.

auch in diesem Grenzgebiet der beiden Schichtenkomplexe, das schon auf den Kartenblättern Deutschlandsberg und Wildon—Leibnitz gelegen ist, keine systematischen Aufnahmen durchgeführt wurden, so habe ich doch den Raum zwischen Schwanberg und St. Andrä im Sausal in zwölf Profilquerschnitten begangen.

In dem Profil nordnordöstlich von Gleinstätten über Glanzholz nach St. Andrä zeigt sich den Aufschlüssen nordöstlich von Pistdorf eine aus tonigen Sanden, Kiesen (mit bis haselnußgroßen Geröllen) und Tonen gebildete Schichtenfolge, die sehr flach gegen N einfällt. Der Habitus der Schichten spricht für Eibiswalder Süßwasserserie, deren obersten Teil ich diese Ablagerungen zurechne. Auf der Höhe von Glanzholz bedecken jungpliozäne Terrassenschotter die miozäne Schichtenfolge.

Südlich von St. Andrä stellt sich sodann im Hangenden der vorigen Schichten (nördlich der Kapelle beim Hackl) ein Mergelkomplex ein, in welchem ich weiterhin — am Fahrweg unmittelbar südsüdwestlich von St. Andrä — fossilreiche sandige Mergelschichten mit *Ostrea, Turritella, Mytilus* etc. entblößt fand. Auch östlich von St. Andrä treten am Gehänge die gleichen fossilreichen Schichten hervor.

Über diesen Mergellagen befinden sich, schon von Rolle erwähnt, auf der Höhe östlich von St. Andrä Sande und Kleinschotter, welch erstere konkretionäre Sandsteinlinsen enthalten. Die Gerölle bestehen aus Gneis, Schiefern (von paläozoischem Habitus) und Quarzen. Sie erreichen bis Nußgröße. In den Sanden fand ich keine Fossilien. Die Schichten fallen flach gegen NW ein. Das beschriebene Profil zeigt somit obere Eibiswalder Schichten von einer mächtigen marinen, fossilreichen Mergelmolasse bedeckt, die ihrerseits wieder eine Decke von Sanden und Kleinschottern trägt.

[1] V. Hilber, Mitteilungen der Geolog. Gesellschaft, Wien, I. Bd., 1913, p. 228.

Westlich des vorgenannten befindet sich das Profil von Fantsch, woselbst Rolle eine fossilreiche Mergelschichte entdeckt hat (4, p. 576).[1]

Einige hundert Meter westlich davon habe ich das Profil im Gebiet von Sulzhof (Fig. 6) genauer begangen. Hier konnte ich die Überlagerung fossilführender Süßwasserschichten durch marine Sedimente lückenlos feststellen (siehe Fig. 5). Wie das Profil zeigt, treten am Höhenrücken zwischen Sulzhof und dem Gleinztal als hangendstes Schichtenglied mächtigere Sande und Kiese auf, welche den am nächsten Höhenrücken durch marine Fossilien gekennzeichneten »Oberen Hasreithersanden« entsprechen. Bei flach nördöstlichem Einfallen erscheint darunter eine stärkere Tegelmergelzone, die dem »Florianer Tegel entspricht. Bei Sulzhof selbst sah ich darin die für den Florianer Tegel (nicht aber für die Eibiswalder Süßwasserschichten) charakteristischen Pflanzenabdrücke. Weiter westlich habe ich am Gehänge nordöstlich von Hasreit auch marine Versteinerungen gefunden.

Unter der Tegelzone lagert bei Sulzhof ein etwa 8 *m* mächtiger Grobsand- und Kleinschotterhorizont, welcher Sandlinsen enthält. Der Schotter ist zum Teil verkalkt. Die Gerölle besitzen Haselnuß- und Nußgröße. Die Gerölle bestehen aus Gneisen,

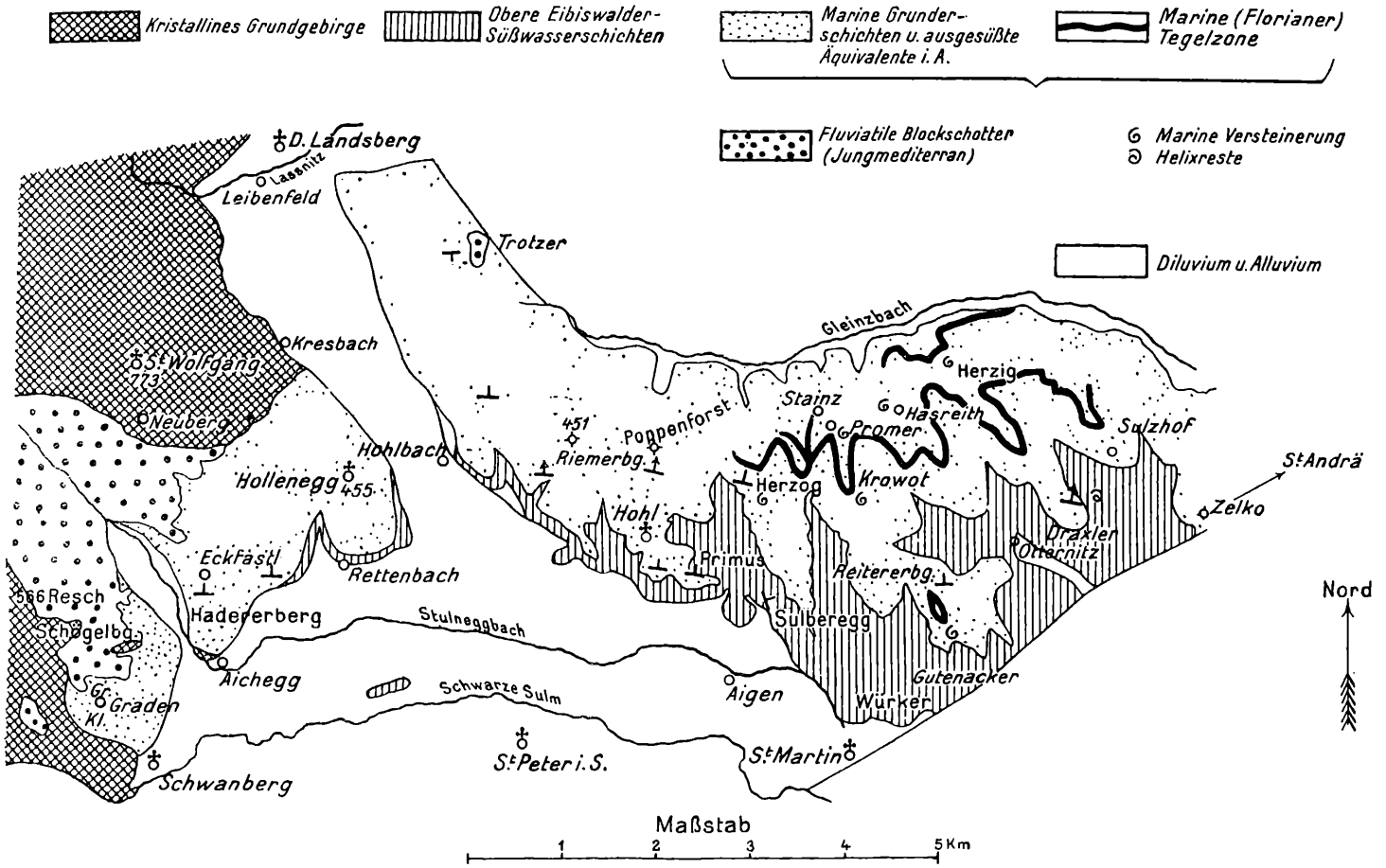


Fig. 6.

Granitgneisen, Amphiboliten, schwarzen Kieselschiefern und vielen Kalken von mesozoischem Habitus (helle Kalke, Mergelkalke, dunkle Kalke). Dazu kommen noch Sandsteingerölle. Die Kalke dürften etwa 10% der Gesamtmasse ausmachen. Da wir weiter im S, in ähnlicher stratigraphischer Position, ausgedehnte, gröbere, kalkreiche Schotterlagen vom Sulmtale bis in die Gegend von Arnfels hinziehen sehen, wo sie an die einem südalpinen Delta entsprechenden Arnfelser Konglomerate anknüpfen, so glaube ich voraussetzen zu können, daß auch die Kalkgerölle der Schotter von Sulzhof aus südlicher Richtung eingeschwemmt wurden. In diesem, der Basis der Grunder Schichten entsprechenden Horizont sehen wir also einen Ausläufer eines südlichen Deltas vor uns. Der genannte Sandhorizont entspricht dem »unteren Sand« bei Hasreit, bis zu welchem Orte hin diese Sande fortlaufend verfolgt wurden. Ich betrachte die Schotter von »Sulzhof« als eine Deltabildung aus der Zeit der »unteren marinen Hasreiter Sande«.

Im Liegenden der vorgenannten Schotter treten im besprochenen Profil Sande und Tone auf, die ich schon zu den Eibiswalder Süßwasserschichten stelle. Am Gehänge unmittelbar südlich von Sulzhof ist diese tiefere Serie in etwa 25 *m* Mächtigkeit gut aufgeschlossen. Hier zeigt sich an der Basis ein feiner Sand- und Kieshorizont mit bis haselnußgroßen Geröllen und Tegeleinschlüssen. Er enthält Helixreste. In den darüber gelegenen Tonen und sandigen Tonen fand ich in einer blaugrauen Lage zahlreiche Helixreste; Sande und feinste Kiese bedecken diese fossilführende Lage. Bedeutend höher oben am Gehänge fand sich beim Draxler wieder gröberer Kies- und Kleinschotter mit bis nußgroßen Geröllen und konkretionären Sandsteinbänken,

[1] Nach der Bezeichnung Rolle's kann es sich wohl nur die Stelle beim Kreuz am Zelkoberg (westlich von Fantsch) handeln.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

der jedenfalls dem Schotter von Sulzhof am gegenüberliegenden Gehänge entspricht. Hier ist also einwandfrei die Überlagerung fossilführender oberer Eibiswalder Schichten durch die marinen Hasreiter Sande festgestellt.

Der Höhenrücken beim Draxler führt in nordwestlicher Richtung nach Hasreit, wo ich die »unteren Sande« (in einer Grube mit großen Austern), die Florianer Tegelzone und die oberen Sande fossilführend aufgeschlossen fand [siehe auch Rolle, (4, p. 568)].

Auf dem gegen W folgenden, nächsten Höhenrücken, jenem von Reitererberg und Gutenacker, konnten abermals Anhaltspunkte für die Abtrennung der Grunder Schichten von den Süßwasserbildungen gewonnen werden. Nordöstlich von St. Martin ist hier an der Basis der Höhe von Gutenacker ein Grobsand aufgeschlossen, der von mächtigeren Tegeln und weiters von Sanden und feinen Kiesen überdeckt wird, die den Vorrücken zusammensetzen. Die Schichten zeigen nordöstliches Einfallen mit 8° Ihrem Aussehen nach entsprechen sie den oberen Süßwasserschichten. Nun folgt im Aufstieg gegen die Häuser von Gutenacker ein Komplex diagonal geschichteter Sande und Kiese (mit Kleinschottern), welche von plattigen Mergeln und Tegeln (mit Pflanzenresten) überlagert werden. Diese letzteren nehmen die Kuppenhöhe von Gutenacker ein (Kote 417). Die Mergelschichten entsprechen ihrem Habitus nach dem Florianer Tegel. In der Tat erwähnt Hilber einer Brunnengrabung von Gutenacker das Auftreten mariner Fossilien *(Turritella gradata, Ostrea crassissima)*. Auch hier zeigt sich wieder ein mit 8° nach O gerichtetes Einfallen.

Am westlich von Gutenacker gelegenen Höhenrücken vom Reitererberg (Tafel Fig. 3) beobachtete ich über einer analog zusammengesetzten, sandig-tonigen Eibiswalder Serie eine mächtige Sandmasse, offenbar dem unteren Sand von Hasreit entsprechend. Sie enthält, ähnlich wie bei Sulzhof, Sandsteinkonkretionen und gröbere Gerölle (bis Nußgröße), darunter auch Kalke. Südlich des Gehöftes Krobot wird sie sodann von sandigen Mergeln, die schöne Pflanzenabdrücke und marine Fossilien enthalten, überlagert. Die Schichtenneigung ist mit 5° gegen NO gerichtet. In den über diesen Mergeln, die wahrscheinlich dem Florianer Tegel von Hasreith entsprechen, aufgelagerten, oberen Sanden fand ich beim Gehöfte Primus Austernbruchstücke und Pflanzenreste. Die Schichten fallen hier mit 5 bis 6° gegen NO ein.

Schließlich beobachtete ich noch an dem nächsten, westlich gelegenen Rücken die Auflagerung der Marinserie auf die Süßwasserschichten. Über mächtigen Tegeln und Feinsanden, die das Gehänge nördlich von Aigen aufbauen, lagern hier mächtigere Sande, in denen ich südlich des Gehöftes Herzog die Bruchstücke einer großen, jedenfalls marinen Bivalve auffand, die leider zerfiel. Über diesem Niveau der »unteren Hasreither Sande« folgen auch hier wieder Tegelmergel. (Tafel Fig. 2.)

An den hier beschriebenen Aufschlüssen konnte festgestellt werden, daß mächtigere, auch fossilführende, obere Eibiswalder Schichten zunächst von marinen unteren Hasreiter Sanden und Schottern, dann von Florianer Tegeln und Mergeln und schließlich von einem oberen, marinen Sandkomplex überlagert werden, wobei natürlich im Detail ein noch stärkerer Wechsel von Sanden und Tegeln erfolgt.

Die Marinserie unterscheidet sich von den Süßwasserschichten, abgesehen von dem Fossilinhalt, auch durch gewisse Faziesmerkmale. Hier wäre vor allem das Auftreten einer deutlicheren Scheidung des Sand- vom Tongehalt in der Marinserie hervorzuheben, was ich auf die bekannte rasche Klärfähigkeit des Salzwassers auf das suspendierte Sediment zurückführen möchte. So sieht man im Marin plattige Tegel und Mergel scharf von den Sanden geschieden, während in den Süßwasserschichten die sandigen und tonigen Komponenten mehr gemengt erscheinen. Weiters sind die hellen, kalkreicheren und konkretionenführenden Sande für die Marinschichten charakteristisch.

Die ganze Schichtfolge ist noch von einem einheitlichen Nordost- bis Nordnordostfallen beherrscht, so daß gegen die Sulm zu die oberen Eibiswalder Schichten hervortreten, während gegen die Gleinz zu die unteren marinen Hasreiter Sande und weiter östlich auch die marine Mergelzone (westlich von Mönichgleinz) bis zur Talsohle herabreichen. Der Komplex der marinen Schichten hat hier eine Mindestmächtigkeit von 100 *m*, dürfte aber mit Rücksicht auf die hier abgetragenen Hangendschichten noch beträchtlich mächtiger sein. Gegen W hin gehen die typischen Faziesmerkmale der Grunder Schichten allmählich verloren.

Die Fortsetzung der Grunder Serie westwärts bis in das Schwanberger Becken.

(Fig. 6.)

Ich habe versucht, die Grunder Schichten auf Grund der Faziesmerkmale weiter nach W zu verfolgen, was freilich mit einigen Unsicherheiten behaftet war.

An dem nächstwestlich gelegenen Höhenrücken, jenem von Labegg nach Poppenforst, zeigt sich im Anstiege zum Promer eine etwa 40 *m* mächtige Tonserie mit untergeordneten Sandlagen, die von einem mächtigeren Sand- und Grobsandkomplex überlagert wird, welch letztere bis gegen Poppenforst reicht. Im letzten Anstieg zur Kuppenhöhe von Kote 440 (Poppenforst) lagert über 3 *m* diagonal geschichteten Grobsanden eine Tonlage (1 *m*), darüber Kleinschotter mit bis nußgroßen krystallinen Geröllen. Deren Hangendes bildet schließlich — ganz oben auf der Höhe — ein plattiger, Pflanzenreste führender Tegel, welcher

an den Pflanzen führenden marinen Tegel des östlichen Profils erinnert. Die Schichtenfolge fällt auch hier deutlich (mit etwa 6°) gegen N ein.

Ich vergleiche den mächtigeren Sandkomplex mit seinen Kleinschotterlagen den Hasreiter Sanden, den pflanzenführenden Tegel der Florianer Tegelzwischenschicht von Hasreit.

Es folgt nunmehr westwärts der gegen SSO, beziehungsweise gegen SSW ausstrahlende Höhenrücken von Dienerberg (Kote 451). Hier zeigt die Basis der Hügel, am Südabfall, einen Wechsel vorherrschender Tone, sandiger Tone und toniger Sande mit spärlichen Grobsandlagern, worüber sich etwa 25 *m* mächtige, einheitliche Sande auflagern (vermutlich dem unteren Hasreiter Sand entsprechend), welche schließlich am Dienerberge selbst eine Tegelzone, überlagert von Sanden und Kiesen, aufzeigen. Flaches Nordfallen ist erkennbar. Ich möchte auch hier wieder die Äquivalente des oberen und unteren Hasreiter Sandes und der dazwischen liegenden Tegelzone voraussetzen. Geht man vom Dienerberg Höhenrücken in nordwestlicher Richtung gegen Deutschlandsberg weiter, so stellen sich noch etwas höhere Schichtglieder, Tone und Sande mit Kieslagen, ein, welche schließlich, südlich des Trotzers (südöstlich von Deutschlandsberg), eine Geröllage mit bis faustgroßen Geschieben aufzeigen (grober Flußschotter), überlagert von Sauden und sandigen Tonen. Hier macht sich schon deutlich der Einfluß eines fluviatilen Schutttransportes in den See hinein geltend.

Jenseits der breiten Senke des Leibenbaches kommen zum Profil von Hollenegg. Am Gehänge ostsüdöstlich des Schlosses sieht man zu unterst Tone, die ich noch zu den Eibiswalder Schichten rechne, überlagert (etwa bei 400 *m* Seehöhe) von einer mächtigen Sandserie mit Kleinschottern, welche den Schloßhügel selbst und die noch darüber ansteigende Höhe von Patrizi zusammensetzt. Ich betrachte diese Schichten als Äquivalente der Hasreiter Sande.

Sehr genau habe ich die weiter westlich folgenden Höhenrücken Haderberg—Rettenberg und die davon ausstrahlenden Seitenrücken begangen. Hier zeigte sich eine im wesentlichen sandige Schichtfolge, welche an verschiedenen Stellen schwache Nordneigungen aufzeigte (Tafel Fig. 1).

An der Westseite des Haderbergs beobachtete ich im Aufstieg vom Stegweber-Wirtshaus, westlich von Aichegg, in der vorherrschend sandig-tonigen Schichtenbildung zwei geringmächtige Einschaltungen von Geröllhorizonten mit kindesfaust- beziehungsweise kindskopfgroßen Geschieben. Im Abstieg von Rettenegg gegen O sah ich in den guterschlossenen Sandkomplexen eine einzige grobe Gerölleinlagerung.

Über dieser vorherrschend sandigen Schichtenfolge (mit einzelnen Schotterbänken) hebt sich scharf der nahezu geschlossene, nur durch untergeordnete Sande gegliederte, höhere Schichtenkomplex hervor, welcher nördlich des Rettenberges (Kote 402) sich der vorgenannten Folge auflagert und den Höhenrücken bis zur Gneisgrenze bei Neubergen zusammensetzt. Hier stellen sich bald Blockschotter mit bis kopf- und tischgroßen Geröllen ein.

Der Sandkomplex fällt mit deutlicher, wenn auch schwacher, beiläufig gegen N gerichteter Neigung unter den Grob-, beziehungsweise Blockschotter ein. Die letzteren sind also jünger; einen seitlichen Übergang zwischen beiden konnte ich hier und auch an den westlich des Stulneggbaches befindlichen Hängen nicht beobachten. Speziell kann man am Abfall des vorerwähnten Höhenrückens von Neubergen zum Stulneggtale feststellen, wie der feine Liegendkomplex, seinem Nordfallen gemäß, unter der auflastenden Grob- und Blockschottermasse gegen die Talsohle herabzieht und diese etwa bei der Walchermühle unterteuft. Ich bin daher, in einem gewissen Gegensatz zur Auffassung Hießleitner's, hier zur Annahme einer etwas schärferen Abtrennung der Blockschotter von den als Grunder Äquivalent angesehenen Sand- und Kiesbildungen gelangt.

Schließlich haben die Begehungen an den einzelnen Höhenrücken nördlich von Schwanberg, bei Kleingraden, Großgraden, Schwanberg (und nördlich davon) gezeigt, daß sich auch hier eine tiefere, nur wenig mit Grobschotterbänken versehene Schichtenfolge gut von den auflastenden, kompakten Grob- und Blockschottern abtrennen läßt, welch letztere den weit in die Koralpe eingreifenden Höhenrücken vom Gressenberg zusammensetzen. Allerdings ist die tiefere Sandserie hier reicher an gröberen Geröllagen als weiter östlich.

Demnach scheint mir die Basis des Hügellandes nördlich von Schwanberg von den limnisch-fluviatilen Äquivalenten gebildet zu werden, überlagert von dem »Schwanberger Schutt«. Das Alter des letztgenannten habe ich bereits in einer vorläufigen Mitteilung als dem Jungmediterran (der zweiten Mediterranstufe) zugehörig festgelegt (32, 37). Ob zwischen dem Schwanberger Schutt und seiner sandigen Liegendserie Konkordanz herrscht oder ob hier auch eine Erosionsdiskordanz vorliegt, konnte ich, da die Aufschlüsse hiezu nicht ausreichten, nicht entscheiden. Immerhin möchte ich die Möglichkeit einer solchen nicht aus dem Auge lassen, obwohl zweifellos zwischen beiden fazielle Übergangserscheinungen bestehen.

Aus diesen Angaben erhellt, daß die marinen Grunder Schichten gegen W hin ihren Fossilgehalt allmählich verlieren, Sand- und Kieslager und schließlich auch echte Schotterlagen sich einstellen, so daß hier, nahe dem Grundgebirgsrand, eine limnisch-fluviatile Entstehung angezeigt wird. Wir nähern uns offenbar der Mündung eines aus der Koralpe stammenden Sand- und Schotterdeltas, einem Vorläufer des viel grobkörnigeren und gewaltigeren und auch viel weiter in das Becken hinausgreifenden, jungmediterranen Schuttkegels (Schwanberger Schutts).

Die Mächtigkeit der Grunder Schichten wird in dem durch marine Fossilien gekennzeichneten, von mir untersuchten Raume auf etwa 100 bis 150 *m* zu schätzen sein. Weiter nördlich legen sich aber jedenfalls noch höhere Horizonte (obere marine Sand- und Schotterbildungen Hilber's) darüber auf.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

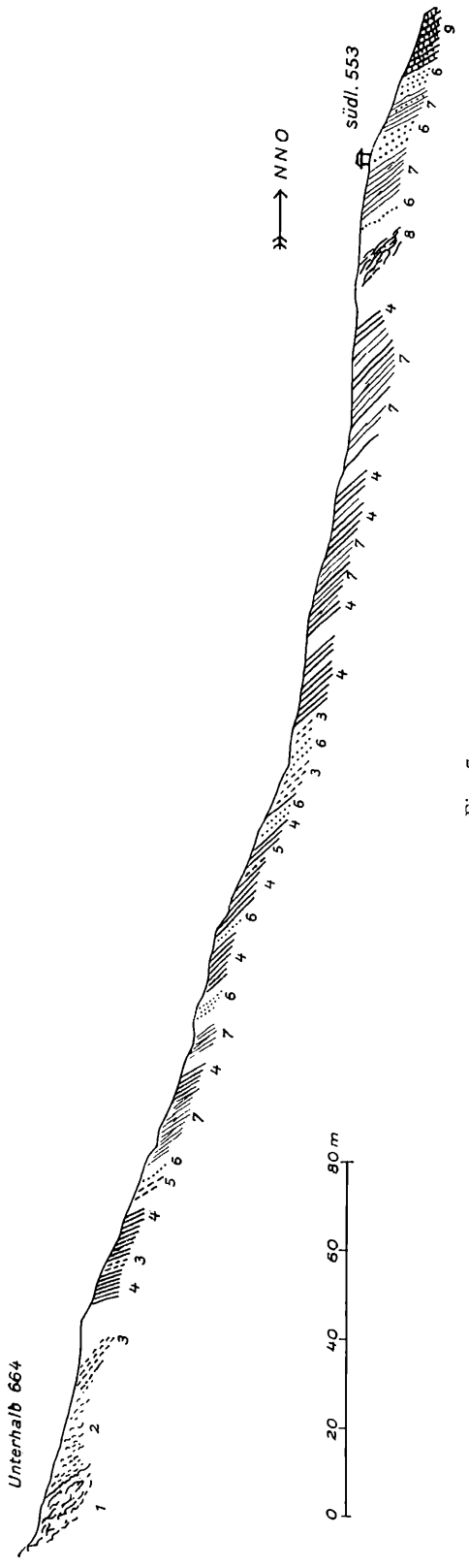


Fig. 7.
1 = Verquetschte Grundgebirgsschiefer. — 2 = Sandig-glimmrige Schichten mit Schieferbrocken (Aufarbeitung des Liegenden). — 3 = Äußerst glimmerreiche Sande und Sandsteine. — 4 = Dunkelgrüne und graue, glimmrige Tone. — 5 = Bräunliche, glimmerig-sandige Tone. — 6 = Quarzsandsteinlagen, zum Teil konglomeratisch. — 7 = Violette Tone. — 8 = Ganz verdrückte Tone. — 9 = Schliermergel und Sandsteine.

In den Profilen der limnisch-fluviatilen Serie nördlich von Schwanberg wird man ähnliche Mächtigkeitswerte annehmen können. Die Grunder Schichten entsprechen also einem Übergangsglied zwischen der mächtigen Eibiswalder Serie und der ebenfalls durch bedeutende Auftragswerte ausgezeichneten jungmediterranen Schuttserie.

Die Entstehung der Grunder Schichten.

Der brackische Einschlag in der Fauna der Grunder Schichten und ihr Übergang in fossilfreie, limnisch-fluviatile Bildungen in der Gegend von Schwanberg läßt voraussetzen, daß sie in einer teilweise abgeschlossenen Meeresbucht entstanden sind. Im NO bildet schon das Sausalgebirge eine gewisse Scheide gegen das östliche Meeresbecken; im SW aber dürfte die Aufwölbung der Radelzone sich zwischen den Ablagerungsbereich eines noch zu besprechenden Armes des Schliermeeres und jenen der Grunder Bucht eingeschoben haben. In der von der letztgenannten Erhebung und von dem Ostabfall der Koralpe begrenzten Schwanberger Bucht hätten sich also die fossilleeren Äquivalente der Grunder Schichten gebildet.

Im allgemeinen hebt sich im Schichtenbild der Grunder Sedimente deutlich der Einfluß einer stärkeren Beimischung sandig-feinkiesigen Materials hervor, so daß auch vom lithologischen Standpunkt ihre Abtrennung von den Eibiswalder Schichten berechtigt erscheint. Dies und die in Gebirgsnähe eingeschalteten Grobschotterbänke lassen schließen, daß zur Zeit der Grunder Stufe die anschließenden Gebirgshöhen, jedenfalls infolge des Aufflebens tektonischer Bewegungen, wieder an Relief zugenommen hatten.

Die Grunder Schichten des Schwanberger Beckens greifen zwischen diesem Orte und Neubergen (nördlich von Hollenegg) über das Grundgebirge, und zwar zum Teil recht beträchtlich über.[1] Bei Aichegg taucht hier inmitten der übergreifenden Grunder Äquivalente eine Grundgebirgskuppe hervor. Es scheint sich also am Nordsaum des heutigen Schwanberger Beckens eine Niederbiegung der Scholle eingestellt zu haben, wodurch das Übergreifen der Sedimente an die weiter gegen innen wohl gleichzeitig in Aufwölbung begriffene Koralpenzone (Trahütten—St. Wolfgang) ermöglicht wurde. Demnach wäre das Schwanberger Becken und die Rinne, welche später mit mächtigem Schwanberger Schutt erfüllt wurde, durch tektonische Bewegungen vorgezeichnet gewesen. Der Sandkomplex der Grunder Äquivalente hat sich hier offenbar einem, während seiner Ablagerung und seines fortschreitenden Übergreifens in Ausbildung begriffenen, neu auflebenden Hügel-(und niederen Mittelgebirgs)-relief angelagert.

[1] Wohl aber sind weiter östlich, bei Hollenegg, wie die obertägigen Aufschlüsse und eine Tiefbohrung an der Straße gezeigt haben, noch mächtigere, vorwiegend tonig ausgebildete obere Eibiswalder Schichten im Untergrund verbreitet.

8. Die altmiozänen Ablagerungen am Nordabfall des Possrucks.

(Fig. 1, 96.)

Die Untersuchungen der letzten Jahre haben gezeigt, daß sich im Liegenden der übergreifenden, mächtigen Schlierbildungen, die den Nord- und Nordostabfall des Possrucks umsäumen, in der Gegend von Leutschach und Heiligengeist tiefere fluviatil-limnische Schichten auftreten.

Von der Spitzmühle, im Tale des Heiligengeister Baches, südlich von Leutschach (Fig. 7), zieht sich ein Streifen tonig-sandiger Ablagerungen in südwestlicher Richtung am Gehänge hinauf. Die Schichten sind in fazieller Hinsicht vom benachbarten, aufgelagerten Schlier geschieden. Sie sind durch den fehlenden Kalkgehalt, durch das Auftreten von offenbar als Strandbreccien zu deutenden Konglomeraten — aus Quarz- und Schiefertrümmern mit tonigem Bindemittel bestehend — und schließlich durch das Erscheinen von roten und grünen Tonen charakterisiert. Die roten Tone sind wahrscheinlich aus der Umschwemmung der zum Teil die Basis bildenden Werfener Schiefern hervorgegangen. In einem Aufschluß sammelte ich mehrere wohlgerundete Quarz-Porphyrit-Gerölle und einzelne mesozoische Kalkeinschlüsse. Man möchte hier an eine Geröllzufuhr aus südlicherer Richtung, aus dem Porphyritgebiet des Bachers, denken, womit die gute Abrollung des Materials im Einklang stünde.

Ich halte diese unter dem Schlier gelegenen Schichten für im wesentlichen limnische Bildungen und für Äquivalente eines Teiles der Eibiswalder Serie.

Südöstlich des eben erwähnten Profils fand ich auf der Höhe östlich von Heiligengeist noch tiefere Schichten auf. Hier legt sich an die aus Oberkreidekalken bestehende Kalkkuppe östlich von Heiligengeist ein mächtigerer, grobblockiger Schuttkomplex an, der faust-, kopfgroße und größere Gerölle enthält. Er besitzt Einschlüsse von vorzüglich krystallinem Material, und zwar von Gneisen, Augengneisen, Granatglimmerschiefern, Turmalingneisen, Amphiboliten, verschiedenen Tonschiefergesteinen und schließlich auch von einzelnen Grödener Sandsteinen und von Breccien unbestimmten Alters. Das Material weist wohl eher auf eine Herkunft aus nordwestlicher Richtung von den später versenkten Ausläufern der Koralpe hin. Die Ablagerungen sind stärker aufgerichtet, und die Gerölle sind teilweise zerdrückt.

Im Hangenden dieser Folge finden sich am Höhenrücken Großwalz (zur Ungerhube) ein mehrere hundert Meter mächtiger Komplex von dunklen Tonen und Sandsteinen mit feinkörnigen Konglomeraten, die auch kohliges Material enthalten. Sie sind ihrer Fazies nach wohl von limnischer Enstehung und fallen mit steileren Neigungen (40°) ein.

Am Nordabfall des Possrucks taucht somit im Liegenden des Schliers eine mehrere hundert Meter mächtige Folge von Schichten auf, deren tieferer Teil wohl mit dem Radelkonglomerat, und deren höherer Teil aber mit den Eibiswalder Schichten in Parallele gestellt werden kann. Ich vermute, daß diese letztgenannten Schichten ostwärts, im Gebiet von Ober St. Kunigund, zu jenen Ablagerungen hinüberführen, die ich seinerzeit unter der Bezeichnung »Basale Mergel- und Sandsteine« hervorgehoben habe und die sich in fazieller Hinsicht, durch ihren Gehalt an dunklem, tonigem Material und durch die Einschaltung grober Sandsteine, an die vorgenannte Schichtenfolge anschließen. Sie sind aber am Nordostabfall des Possrucks, wie die darin aufgefundenen marinen Fossilreste gezeigt haben, schon im Meere entstanden. Auch hier sind Lagen mit eingestreuten Porphyritgeröllen häufig. Diese Schichten zeigen eine flyschähnliche Ausbildung und ziehen sich — durchaus auf jugoslawischem Boden — bis Marburg a. d. Drau hin. Am Deutschen Kalvarienberg bei Marburg konnte ich in diesen typischen, jungen Flyschbildungen den Abguß eines Seeigels aufsammeln und somit auch dort das marine Bildungsmedium feststellen.

9. Die Arnfelser Konglomerate.

(Fig. 1, p. 96.)

Hatten wir im Raume nördlich der Sulm Gelegenheit, das Hangende der Eibiswalder Schichten in Form der »Grunder Schichten« festzustellen, so sehen wir nun im Gebiete von Arnfels dieselben oberen Süßwasserschichten von einem abweichenden, gröberen Schotter- und Konglomerathorizont überdeckt, den »Arnfelser Konglomeraten«.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Verbreitung der Arnfelser Konglomerate.

An den Höhenrücken »Hardegg«, westsüdwestlich von Arnfels, der sich an den Nordabfall des Remschnigg anlehnt, transgredieren die feinkörnigen »höheren Eibiswalder Schichten«, als Tone mit Pflanzenreste und als Sande und Feinkiese ausgebildet. Die Schichtenfolge fällt flach gegen NO ein (Fig. 8).

In einem höheren Niveau der tonreichen Schichtenfolge fand ich eine Einschaltung eines kleinkörnigen Schotters, welcher sehr reich an Kalkgeröllen ist. Die Gerölle erreichen höchstens Nußgröße. Ich habe diesen Kalkschotterzug in nordwestlicher Richtung bis gegen das Saggautal hin verfolgt. Mächtigere Ton- und Feinsandschichten lagern noch darüber. Dies alles gehört noch zu den Süßwasserschichten,

An dem Höhenrücken unmittelbar südlich von Arnfels findet man nun diesen vorherrschend feinkörnigen, höheren Eibiswalder Schichten Grobschotter aufgelagert (bei Kote 433, an dem zum Kogler führenden Rücken), welche schließlich am nächstöstlichen Rücken von einem wohl an die 200 *m* mächtigen Packet gröberer Konglomerate, Sandsteine und sandiger Tone überlagert werden, die den »Arnfelser

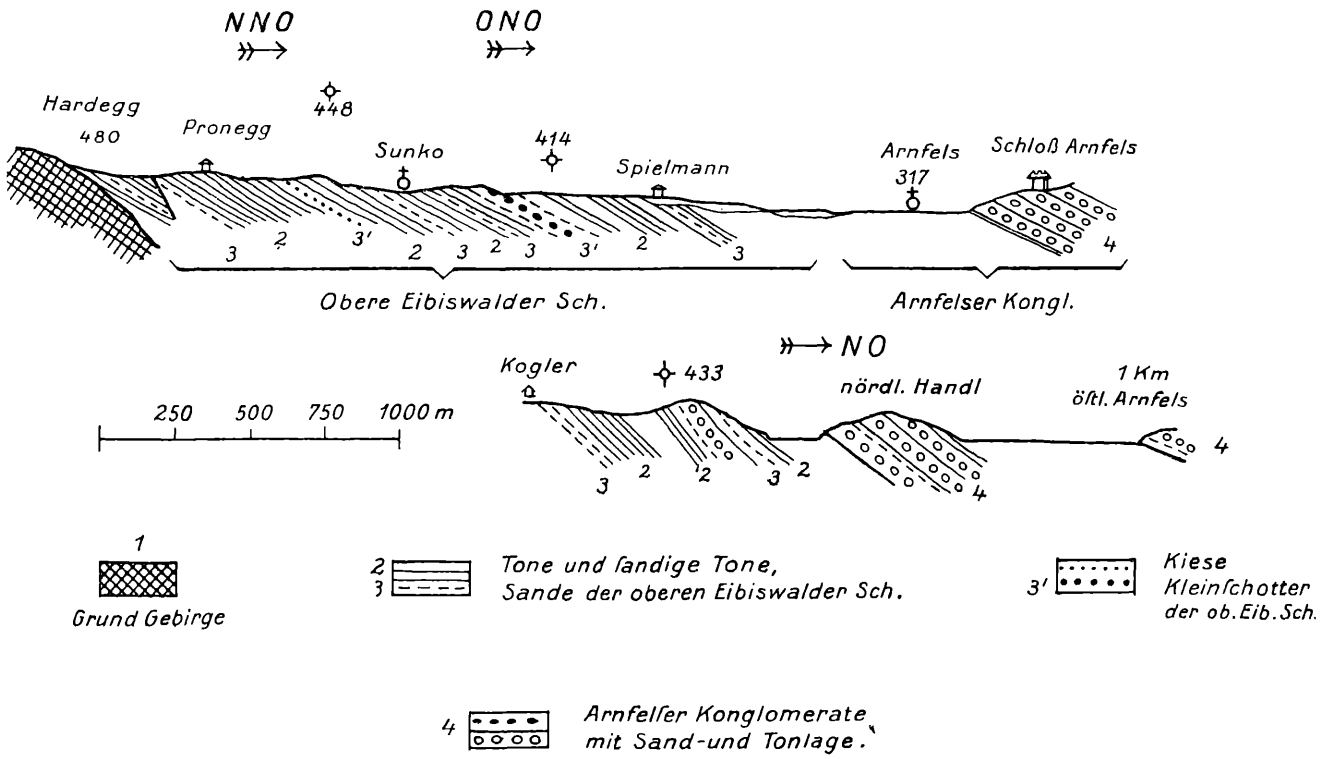


Fig. 8. Auflagerung der Arnfelser Schotter (karinthisches Delta) auf die oberen Eibiswalder Schichten.

Konglomeraten« entsprechen (Fig. 8). Sie enthalten Gerölle von Nuß- bis Faustgröße, selten darüber, und zeigen einen starken Gehalt an kalkalpinen Einschlüssen, was sich auch in der guten Verkittung der Bänke äußert.

Im Aufstiege über die Gemeinde Remschnigg (über den »Solzer«) kann man diese Schichtenfolge, welche einem mehrfachen Wechsel von Konglomeraten, Sandsteinen und sandigen Tonen entspricht, gut beobachten. In den tiefsten Lagen fand ich einen Schalenrest, Unio- oder Austernbruchstück. Ist letzteres richtig, so würde es für den marinen oder wenigstens brackischen Charakter der Ablagerung sprechen.

Die noch höheren Partien der Arnfelser Schichten sind nördlich des Marktes am schönsten zu studieren (Fig. 9). Die Ablagerungen zeigen einen ausgesprochenen Sedimentationsrhythmus, der sich in einem vielfältigen Wechsel durch ähnliche Mächtigkeiten ausgezeichneter Konglomerat- und sandiger Tonlagen ausprägt. Die Konglomeratbänke haben Mächtigkeiten von 2 bis 6 *m*. Die Größe der Gerölle übersteigt gelegentlich Faustgröße, wenngleich kleinere Geschiebe vorherrschen. Die mesozoischen Kalkeinschlüsse treten augenfällig hervor. Nebst verschieden gefärbten, triadischen Kalken, darunter fossilführenden, sammelte ich rote Kalke von Juratypus, Kreidebreccien, Porphyre, Grödener Sandsteine, Quarze, seltene Gneise usw.

Schieben sich im Gebiete südwestlich von Arnfels noch mächtigere, höhere Eibiswalder Schichten zwischen das Grundgebirge und die Arnfelser Schotterdecke ein, so sehen wir südlich von Arnfels die Eibiswalder Serie schon auf einen ganz schmalen Saum reduziert. Noch weiter östlich, am Ostgehänge des Remschnigg, im Gebiete des Montehügels bei Leutschach, transgrediert schon das

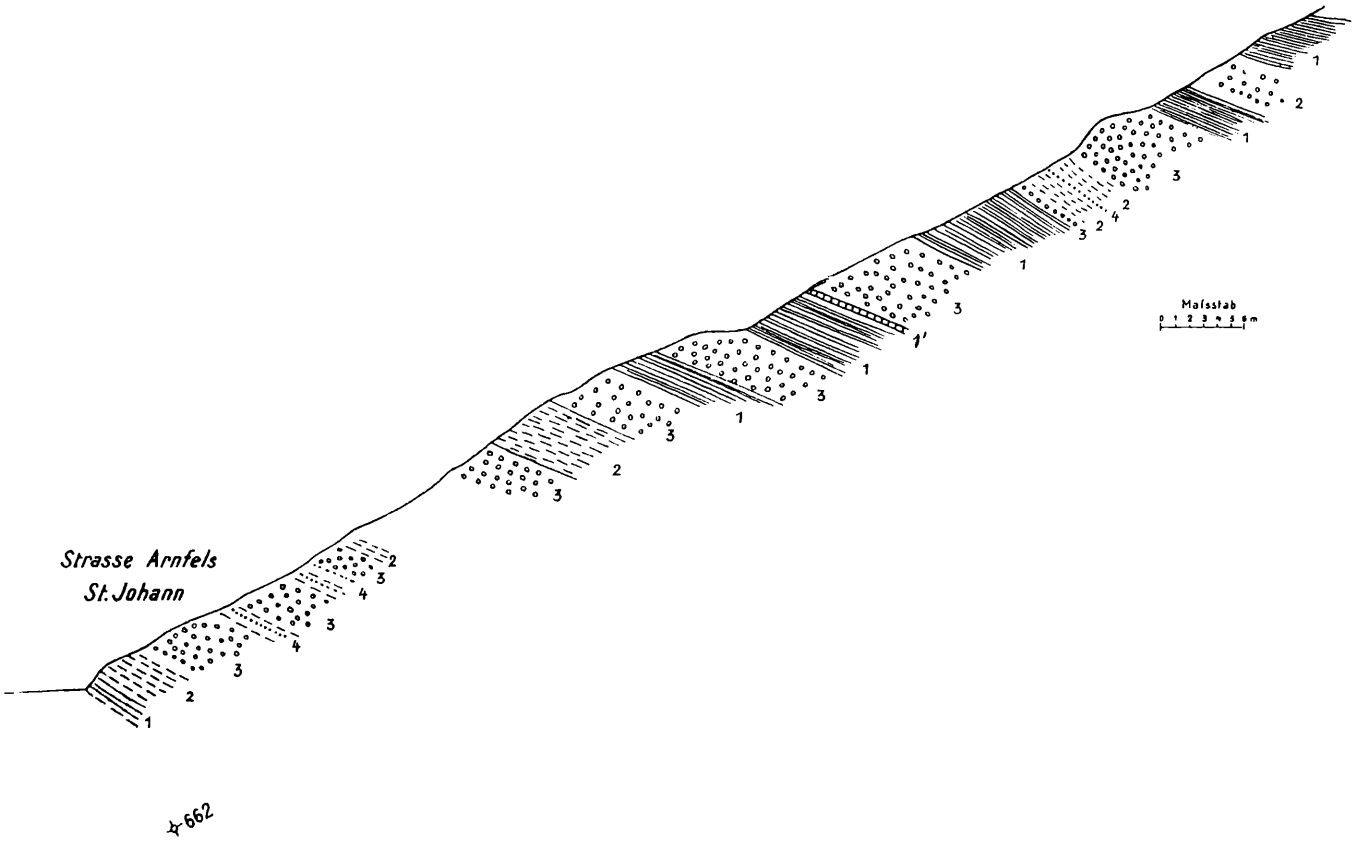


Fig. 9. Sedimentrhythmus in den Arnfelser Konglomeraten.

1 = tonige Sandsteine und Sande. — 1' = feste Sandsteinbank. — 2 = Sande. — 3 = Schotter mit bis über faustgroßen Geröllen. — 4 = Kiese und Kleinschotter.

Arnsfelser Konglomerat in größerer Ausdehnung über den Werfener Schiefern und deren krystalliner Unterlage. Die Arnfelser Schichten ummanteln hier in Form einer Antiklinale das hier gegen O absinkende Grundgebirge. Die Konglomerate, welche auch hier eine ähnliche Zusammensetzung aufweisen (Vorherrschen der Kalke, daneben Grüngesteine und Gneise, aber keine sicheren Koralpengesteine), erscheinen von mächtigen Sandsteinen begleitet. Dazu treten noch sandige Mergelbänke, so daß stellenweise eine flyschähnliche Entwicklung entsteht.

Auf der Kuppe Hoheneck (östlich des Montehügels bei Leutschach) zeigen die obersten Lagen der Konglomerate eine sehr reichliche Beimischung wohlgerundeter Porphyritgerölle, von Gesteinen, welche bekanntlich im Bacher Gebirge weit verbreitet sind.

Die Beziehung der Arnfelser Konglomerate zum Schlier.

Das Profil am Montehügel und an der Kuppe Hoheneck ergab, wie Fig. 10 zeigt, ein mittelsteiles Abfallen der Arnfelser Konglomerate unter die marinen Schlierablagerungen der östlichen Windischen Bühel,[1] welche in einer synklinalen Einstülpung noch in das Gebiet südwestlich von Leutschach eingreifen. Der Übergang der Arnfelser Konglomerate in den Schlier erfolgt mit vollkommener Konkordanz, indem Sandsteinbänke zwischen den beiden Komplexen vermitteln. Man gewinnt den Eindruck einer

[1] Was auch von W. Petrascheck (35, p. 21) hervorgehoben wurde.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

engen, genetischen Beziehung zwischen Schlier und Arnfelser Konglomeraten, die man dahin kennzeichnen kann, daß der Schlier über eine versinkende Deltalandschaft der Arnfelser Zeit transgredierend übergreift.

Für eine wirkliche Wechsellagerung von Schliermergeln und Arnfelser Konglomeraten, die nur in den Grenzpartien vorausgesetzt werden könnte, habe ich keine ganz eindeutigen Befunde kennengelernt. Unbezweifelbar war nur die Einschaltung einer geringmächtigen Kalkschotterlage im Schlier des wasserscheidenden Rückens südlich des Montehügels, und zwar westlich des Tschernko, und in Gestalt einer feinen Kieslage mit Kalkgeröllchen westlich Unter-Mory. Dieser genannte Höhenrücken umfaßt den Südflügel der »Kappeler Synklinale«, wie ich diese Einfaltung im S des Remschnigg bezeichne.

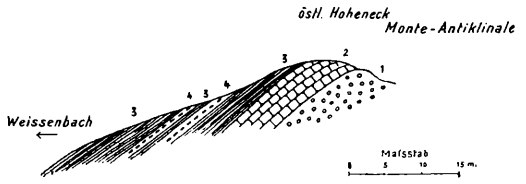


Fig. 10.

Auflagerung des Schliers auf den Arnfelser Konglomeraten.
1 = Arnfelser Konglomerate.
2 = feste Sandsteinbänke (Kalksandsteine).
3 = Schliermergel.
4 = feine Sande und sandige Mergel.

Bilden am Montehügel die Arnfelser Konglomerate das tiefste übergreifende Schichtenglied über dem Grundgebirge, so sehen wir weiter östlich und südöstlich die »Schlierabsätze« oft unmittelbar dem alten Sockel aufruhen. Den Arnfelser Konglomeraten vergleichbare Schichten treten hier — zwischen Schlier und Grundgebirge — nicht hervor.[1] Es kann daher vermutet werden, daß die Arnfelser Konglomerate auf kurze Distanzen hin unter oder im Schlier auskeilen. Da der Schlier am Nordostabfall des Possrucks eine sehr große Mächtigkeit besitzt, so vermutete ich, daß derselbe hier auch tiefere Horizonte (Arnfelser Konglomerate und höhere Eibiswalder Schichten) vertritt, wofür jedoch keine zwingenden Beweise vorliegen.

Mit Sicherheit kann festgestellt werden, daß die Arnfelser Konglomerate teils den oberen Eibiswalder Schichten, teils dem Grundgebirge aufruhen und im Gebiet südwestlich von Leutschach von Schliermergeln überdeckt werden, mit denen sie in normaler Verknüpfung stehen. Wahrscheinlich gehen sie im Untergrunde des Beckens in Schlier über.

Die Beziehungen der Arnfelser Konglomerate zu den Grunder Schichten.

Begehungen im Raume zwischen Arnfels (Saggaugebiet) und dem Sulmtal haben ergeben, daß in dem westlich des Saggaus gelegenen Terrain, bei Untergreith und Krahawitz, die oberen Eibiswalder Schichten (Sande, Tone und feinste, quarzreiche Kiese) von Kalkkonglomeratbänken überlagert werden. Auf dem Höhenrücken, der vom Krahawitz gegen S, beziehungsweise SO ausstrahlt, konnten solch kalkreiche Konglomerate festgestellt werden, die gelegentlich Gerölle bis Faustgröße enthalten. Sie stehen mit Kiesen, Sanden und Tonen in Wechsellagerung. Ich erblicke in diesen Konglomeraten die Basis (beziehungsweise die tieferen Teile) der Arnfelser Konglomerate, die hier die oberen Eibiswalder Schichten konkordant überdecken.

Gehen wir nordwärts über die Sulm hinaus, so finden wir bei Sulzhof nochmals die Andeutung eines mit Kalkgeröllen versehenen Deltas, welches im Horizont der basalen Grunder Schichten (unteren Hasreither Sanden) gelegen ist. (Siehe p. 113.)

Es liegt nahe, auch diese letztgenannten Konglomerate als Bestandteile des Arnfelser Deltas aufzufassen. Die Arnfelser Schotter scheinen also im N von Grunder Schichten, im SO aber von marinem Schlier überdeckt zu werden: Unter diesem Gesichtspunkt erscheint das Grunder Niveau der Weststeiermark als ein zeitliches Äquivalent des Schliers der Windischen Bühel (beziehungsweise weiter östlich der höheren Teile desselben).

Die Entstehung der Arnfelser Konglomerate.

Ich betrachte die Arnfelser Konglomerate mit ihrem reichlichen, oft vorherrschendem kalkalpinem Geröllmaterial, in welchem auch Eozängerölle auftreten,[2] als Schuttkegel eines aus den kärntnerischen

[1] Wohl aber liegen hier streckenweise die früher geschilderten, gröberklastischen Schichten des älteren Miozäns.

[2] R. Jäger, Verh. d. Geol. Reichsanst., 1914, p. 123.

Kalkalpen stammenden Flusses (karinthisches Delta), worauf alle Gerölleinschlüsse hindeuten. Nur gelegentlich machen sich lokale Einstreuungen geltend, wie die Anhäufung der vielleicht aus dem Becken stammenden Porphyritgerölle im Hangendschotter vom Montehügel.

Hatte schon zur Zeit der höheren (mittleren und oberen) Eibiswalder Schichten gelegentlich eine Deltaausstreuung mit »karinthischem« Material in den See hinein stattgefunden, so sehen wir nunmehr einen gewaltigen Schuttfächer im südweststeirischen Becken sich ausbreiten, der mit seinen Fühlern bis jenseits der Sulm hinausreichte.

Das weitere Vorgreifen des Meeres an der versinkenden Deltaküste läßt die letztere bald unter Schlierabsätzen versinken. Die Meeresfluten greifen nicht nur weit über das Possruckgebirge, sondern auch — allerdings in brackischer Ausbildung — in das weststeirische Becken ein, wo am Fuße der Koralpe die »Grunder Schichten« entstehen.

Bemerkungen über den Schlier.

Eine eingehendere Darstellung der Schlierablagerungen, die sich über den hier besprochenen Raum gegen O hin weiter hinaus erstrecken, soll im Zusammenhange mit der Darstellung des »jüngeren Miozäns« erfolgen, so daß ich mich hier kurz fasse. Die Beziehung des Schliers zu den Arnfelser und Grunder Schichten habe ich bereits gestreift.

Im allgemeinen zeichnet sich der Schlier durch feine, glimmerige Mergelsedimente mit Feinsandlagen aus. In erstaunlicher Mächtigkeit und Gleichartigkeit kann man so die Schlierablagerungen am Nordostabfall des Possrucks im österreichisch-jugoslawischen Grenzgebiet, südöstlich von Leutschach (z. B. im Radourischgraben, beobachten. Nur in den tieferen Teilen des Schliers stellen sich noch Konglomerat- und Kiesbänke ein, die Verlandung des Meeres andeutend.

Der Schlier am Nordabfall des Possrucks ist noch ausgesprochen gefaltet, worauf schon Petrascheck verwiesen hat. Er hebt sich gegen W hin in seinen Synklinalen und Antiklinalen heraus. Hierin muß er ursprünglich eine viel größere Verbreitung besessen haben und ein Großteil des Possruck-Remschnigg-Gebirges von den Fluten dieses Meeres bedeckt gewesen sein.

Die im Drautal, bei Faal, auftretenden Schlierablagerungen bilden nur einen eingefalteten Rest dieser Schichtdecke von Meeresbildungen und zeigen uns wohl den Weg, welchen das Schliermeer der »Grunder Phase« genommen hat, als es über die Senke zwischen Koralpe und Possruck bis nach Ostkärnten vorgedrungen war (Lavanttaler Schlier und Grunder Schichten).

So deutet uns die Verbreitung und Lagerung des Schliers und der Grunder Schichten eine beträchtliche Meeresausbreitung an den verschiedenen Flanken des Koralpenmassivs, dem Eckpfeiler der südöstlichen Zentralalpen, an.

III. Tektonischer Abschnitt.

(Fig. 11.)

Die tektonischen Ereignisse im südweststeirischen Becken während der älteren Miozänzeit wurden in ihren Hauptzügen bereits in den vorangehenden Erörterungen hervorgehoben. Hier erübrigt es sich, dieselben zusammenfassend zu behandeln.

Je eine »tektonische Phase« kennzeichnet den Beginn und den Abschluß der ältermiozänen (unter-mittelmiozänen) Entwicklung: Die eine derselben, von H. Stille[1] als »savische Phase« bezeichnet, markiert den Beginn des Miozäns, die zweite als »steirische« hervorgehoben, kennzeichnet den Anbruch der zweiten Mediterranstufe (des Obermiozäns). Die Auswirkungen der letzteren Phase sollen aber erst in einer später zu veröffentlichenden Studie, die die Entwicklung der weststeirischen Bucht im jüngeren Miozän und Pliozän zum Gegenstand haben wird, besprochen werden: 1. weil ihre Äußerungen von denen einer noch jüngeren, nachmiozänen Bewegungsphase zum Teil schwer abzutrennen sind und daher besser gemeinsam mit letzterer zu besprechen sind; 2. weil die ganze Entwicklungsgeschichte des Obermiozäns in enger Abhängigkeit von den Auswirkungen der vorangehenden Störungsphase steht.

[1] »Grundfragen der vergleichenden Tektonik«, Gebr. Borntraeger, Berlin 1924.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Die savische Gebirgsbildung.

Als Ausdruck der savischen Gebirgsbildung, die einer Zeitepoche gesteigerter tektonischer Aktivität entspricht, können jene Absenkungsvorgänge im Raume zwischen südlicher Koralpe und Possruck angesehen werden, welche auf dem in starker Niederbiegung befindlichen Grunde die bedeutenden Mächtigkeiten grobblockiger und mit Riesenblöcken versehener Radelkonglomerate entstehen ließen. (Etwa 1000 *m* mächtige Schuttablagerungen!) Die Entstehung solch abnormer Sedimente hat ein kräftiges Aufleben der Gebirgsbildung, wodurch steile Reliefunterschiede geschaffen wurden, zur Voraussetzung. Wahrscheinlich wurde damals das Zwischenstück zwischen Koralpe und Possruck einseitig gegen W niedergebogen, wobei es sich an, jedenfalls schon früher angelegten Störungen gegen W und gegen N

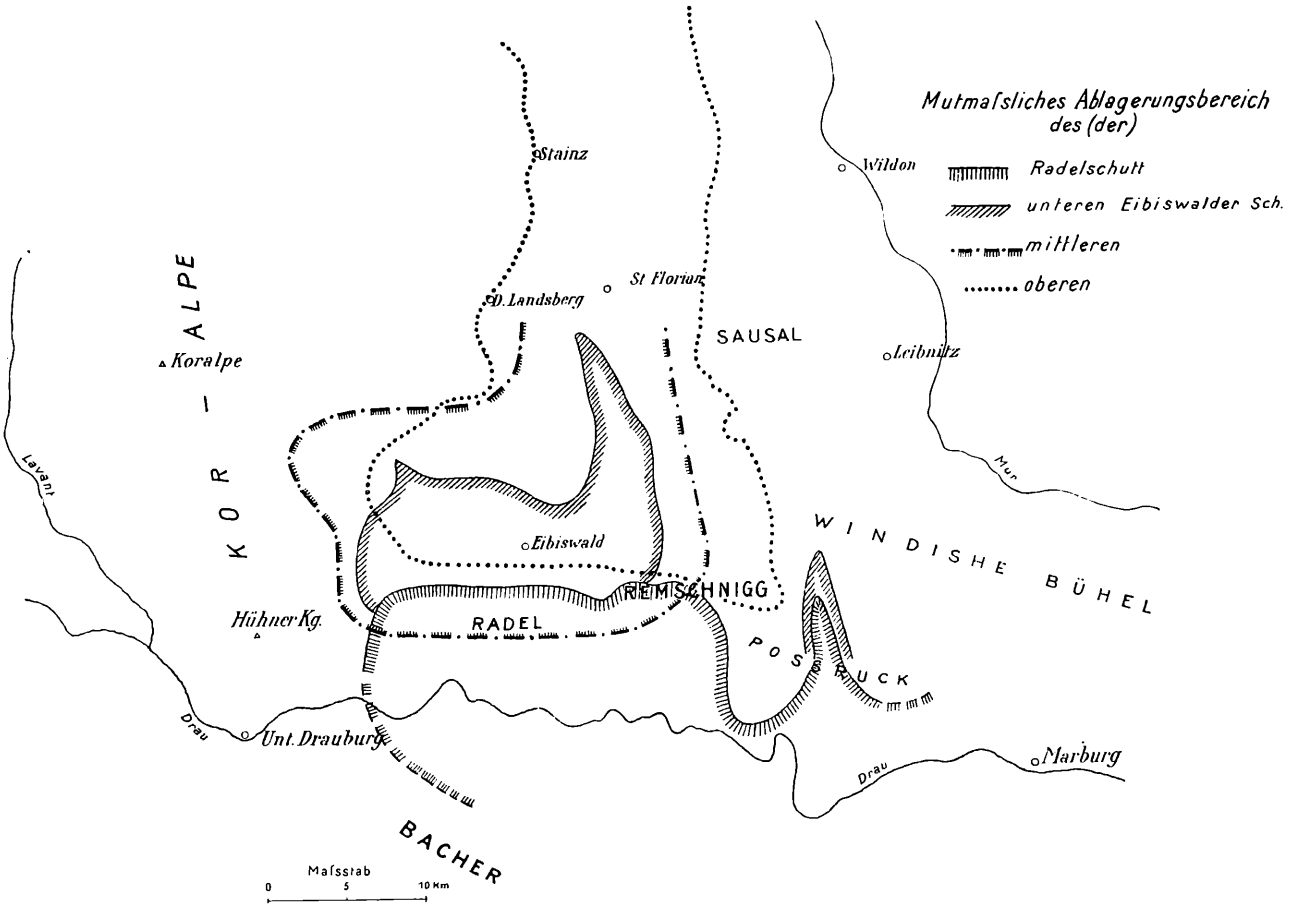


Fig. 11.

hin vom Massiv der Koralpe (beziehungsweise von dessen heute verdeckten Ausläufern) abgelöst hat. Die savische Gebirgsbildung prägt sich somit mehr indirekt, aber immerhin durch untrügliche Anzeichen abnormer Sedimentation im südweststeirischen Becken aus.

Die tektonischen Bewegungen während der Ablagerungszeit der unteren Eibiswalder Schichten.

Als sich die mächtigen unteren Eibiswalder Schichten bildeten, muß der Südostsaum der Koralpe, der stellenweise von weit über 1000 *m* mächtigen Sedimenten überdeckt wurde, in dauernder Niederbiegung begriffen gewesen sein. Es scheint sich aber, nach der normalen Beschaffenheit der Sand- und Schottermassen und nach ihrem ungestörten, flächenhaften Ausgreifen über die Randzone der Koralpe zu urteilen, nur um abgeschwächte, aber stetige Bewegungen gehandelt zu haben. Wären damals heftige, paroxysmatische Aufwölbungen im Gebirge und entsprechende plötzliche Absenkungen im Becken erfolgt, so müßte sich dies in dem Auftreten sehr grober, blockführender Sedimente äußern, wovon aber nichts zu merken ist. Wir können vielmehr für diese Zeit das Vorherrschen langandauernder und

allmählich weiter ausgreifender Senkungsvorgänge, die wahrscheinlich von schwachen Aufwölbungen im Gebirge begleitet waren, voraussetzen, die die Bewegungstendenz der vorangehenden »Radelphase« weiter entwickelten. Im Sinne Stille's Terminologie wären sie als epirogenetische Bewegungen zu bezeichnen.

Die tektonischen Bewegungen zur Zeit der höheren Eibiswalder Schichten.

Der Anbruch der »mittleren Eibiswalder Zeit« deutet eine wesentliche Veränderung in der tektonischen Entwicklung an. Der Raum stärkster Senkung, im SW, wo sich Radelschutt und untere Eibiswalder Schichten mächtig aufgehäuft hatten, wird nun anscheinend schon in die Aufwölbung einbezogen und schwach aufgebogen. Hiedurch wurde das weststeirische Becken zu einem See aufgestaut. Die Senkungen rückten aber gleichzeitig gegen N und NW vor und ließen neue Randteile der Koralpe niedergleiten. Wie die deutlich ausgesprochene Feinheit der Sedimente, auch in unmittelbarer Gebirgsnähe, erkennen läßt, können diese Vorgänge nur epirogenetisch, also langsam und stetig vor sich gegangen sein. Die gegen N weit ausgreifende Senkung bezog nunmehr schon das ganze, gegenwärtige weststeirische Becken, bis an die Stubalpe und das Bergland westlich von Graz heran, in die Senkung ein und ließ es unter einer mächtigen Sedimentdecke verschwinden.

Die tektonischen Bewegungen zur Zeit der Grunder Schichten.

Der Beginn der Grunder Phase markiert sich in einem zwar allmählich einsetzenden, aber doch deutlich stärkeren Aufleben tektonischer Bewegungen. Von SW her schoben damals ziemlich gefällsreiche Flüsse einen großen Schuttkegel in das weststeirische Becken vor (karinthischer Schuttkegel der Arnfelser Konglomerate). Der östliche Possruck versank unter den letztgenannten Anschüttungen, das weststeirische Becken muldete sich weiter ein, während anderseits Radel und südliche Koralpe von stärkeren Aufbiegungen ergriffen wurden. Die Beobachtungen im Schwanberger Becken legen es nahe, daß diese mit Grunder Schichten (beziehungsweise deren fluviatil-limnischen Äquivalenten) erfüllte Senke schon damals durch eine in das Koralpenmassiv eingreifende Einmuldung in ihrer ersten Anlage geschaffen wurde. Das schärfere Aufleben der tektonischen Bewegungen spiegelt sich auch in der Sedimentation wieder, indem wir speziell in der Nähe des Gebirgsrandes bei Schwanberg gröberklastische Einschaltungen in der Schichtenfolge erkennen können. Die Bewegungen zur Grunder Zeit waren offenbar der Auftakt zur orogenetischen Phase am Beginn des Jungmediterrans (steirische Phase).

Die steirische Phase der Gebirgsbildung, auf welche in einem späteren Bericht näher eingegangen werden soll, kommt schließlich in einer mächtigen, anscheinend ruckartigen Aufwölbung der Koralpe und in der faltigen Aufwölbung des Possrucks und seiner Schliervorlage, weiters in einer tiefen Hinabbiegung des südweststeirischen Beckens, speziell des zwischen Possruck und Sausal gelegenen Raumes, zum Ausdruck. Ein Teil der Brüche des südweststeirischen Beckens ist voraussichtlich in dieser Phase entstanden. Die paroxysmatischen Bewegungen der »steirischen Gebirgsbildung« spiegeln sich abermals in einer abnormen Blocksedimentation wieder.

Als tektonisches Leitmotiv in der Entwicklung des südweststeirischen Beckens während des unteren Miozäns kann der fortschreitende Abbröckelungs- und Niederbiegungsvorgang am Ost- und Südostabfall des gegenwärtigen Koralpenmassivs gelten, während das letztere, gleichzeitig in mehr oder minder starker Aufwölbung begriffen, sich dauernd als positives, tektonisches Element behaupten konnte. Schon zu Beginn des Mittelmiozäns (Helvetien) wurde aber die Zone anfänglicher, stärkster Absenkung am Südsaum des weststeirischen Beckens (Radelgebiet) in die Aufwölbung einbezogen und vermutlich zur südlichen Randschwelle des großen Seeraumes. Dagegen erweiterte nunmehr die Senkung, gegen N ausgreifend, den Bereich des weststeirischen Beckens vom Ostgehänge der Koralpe bis an den Fuß der Stubalpe und an jenen des Grazer paläozoischen Berglandes, so daß hier die höheren Eibiswalder Horizonte übergreifend vordringen konnten. Dieser Vorgang prägte sich schließlich im höheren Mittelmiozän, in der Grunder Zeit, noch mehr aus, indem die Randgebirge sich rascher aufzuwölben, die Randsenke sich ausgesprochener hinabzubiegen begannen und durch stärkere Abbeugung auch der

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

östlichen Schwelle — des Sausalgebirges und der Vorlage des östlichen Possrucks — eine offene Verbindung der bisher getrennten weststeirischen und oststeirischen Becken hergestellt wurde. Damit war der Selbständigkeit des weststeirischen Beckens ein Ende gesetzt. Seine Entwicklungsgeschichte erscheint von nun ab mit jener des Ostens verknüpft, von woher Meeresüberflutungen zeitweise bis an den Fuß der Koralpe vorzudringen vermochten. Das noch stärkere Aufleben tektonischer Bewegungen zu Beginn der zweiten Mediterranstufe bringt diese Tendenz der Niederbiegung der trennenden Schwelle und der (nunmehr auch auf den östlichen Possruck ausgreifenden) Aufwölbung der südlichen, südwestlichen und westlichen Randgebirge in deutlicher Weise zum Ausdruck. Diese mit Faltungen verknüpften Bewegungsvorgänge haben schon die Grundzüge der gegenwärtigen tektonisch-orographischen Anordnung geschaffen.

IV. Morphologischer Abschnitt.

Über die morphologische Entwicklung des südweststeirischen Gebietes im älteren Miozän können im allgemeinen nur aus indirekten Anzeichen (Beschaffenheit der Sedimentablagerungen) Schlüsse gezogen werden, die übrigens zumeist schon in den vorangehenden Darlegungen enthalten waren. Hier soll eine Zusammenfassung versucht werden.

Für die Gestaltung zu Miozänbeginn gewährt das Lagerungsbild des Radelschutts einige Schlüsse. An die Südostflanke der Koralpe legte sich damals eine an die 1000 *m* mächtige Blockschutthalde an, von wenig gerolltem Material aufgebaut, vergleichbar dem Blockmaterial, das die heutigen Koralpenwildbäche mit sich führen. Eine ausgesprochene Steilstufe im Terrain, deren oberer Rand sich in den aus dem Tertiär auftauchenden Felsklippen (am Nordgehänge des Radels) markiert, wird hier von den Schuttmassen verhüllt. Wenn auch die tektonischen Absenkungen, die diesen Steilrand geschaffen haben, sich noch während der Ablagerung des Radelschutts fortgesetzt haben mögen, also eine andauernde und weitausgreifende Niederbiegung der Scholle sogar mit Sicherheit anzunehmen ist, so hat sich doch der Radelschutt jedenfalls an einen Steilabfall des Randgebirges angelagert. Wilde Schluchten und Rinnen müssen sich in den unvermittelten Gebirgsabfall eingesägt haben, um mit ihrem Schuttmantel den Fuß desselben immer höher hinauf zu umhüllen. Da die Förderung des Blockwerks durch längere Zeiten fortgedauert hat, wird auch die Hebung des anschließenden Gebirges als eine länger dauernde anzusehen sein, wodurch eine stete Neubelebung der Schurfkraft der eingerissenen Schluchten und Rinnen bedingt war.

Aus der Größe des geförderten Schuttmaterials und aus den eingeschlossenen Riesenblöcken muß auf ein Wildbachgefälle der zubringenden Bäche, aus der mäßigen, aber doch erkennbaren Abrollung auf eine gewisse Förderdistanz geschlossen werden. Es werden sich damals wohl mindestens 10 *km* lange Wildbäche in die Gebirgsscholle eingefressen haben.

Aus diesen Verhältnissen und aus der Anlagerung des Radelschutts an einen markierten Gebirgsabfall kann geschlossen werden, daß im Gebiete der südlichen Koralpe zu Miozänbeginn mit einem recht akzentuierten Mittelgebirgsrelief von wohl mindestens 1000 *m* relativen Niveauunterschieden zu rechnen ist. Die Koralpe repräsentierte damals eine wahrscheinlich gegen S hin schärfer von ihrer Umgebung abgesetzte Landscholle, die sowohl gegen W wie gegen O noch größere Ausdehnung besaß und die südwärts zu einem ausgedehnten Schutt- und Schotterfeld abfiel, welches bis an den Saum des Bacher Gebirges und ostwärts bis zum Marburger Becken gereicht haben dürfte. Der Eckpfeiler des Possruckgebirges bildete eine wohl nur niedere, östliche Begrenzung der Radelsenke, an seinem südlichen Saum ebenfalls von einem Schuttmantel überzogen.

Die Formengestaltung zur Zeit der unteren Eibiswalder Schichten.

Der immerhin ziemlich unvermittelte Gegensatz zwischen dem abnormalen Radelschutt und den normalen, fluviatilen (grobschottrigen bis feinsandigen) älteren Eibiswalder Schichten scheint mir für eine durchgreifende Veränderung der morphologischen Verhältnisse zu Beginn der Ablagerungsperiode der letzteren zu sprechen. Ich glaube die einfachste Deutung darin zu sehen, daß durch die ganz bedeutende Abschwächung, beziehungsweise Verlangsamung der tektonischen Aufwölbung und Senkung und durch das Vordringen des letzteren Vorganges gegen das Gebirge hin, eine raschere Ausgleichung der schroffen Reliefunterschiede Platz gegriffen hatte. Nunmehr blieben die groben Schuttmassen, die ohnedies in geringerem Maße als früher geliefert wurden, schon in den inneren Teilen des Gebirges aufgehäuft

liegen, während die vom Gebirge herabkommenden Bäche auf dem flachen, ausgedehnten Senkungsgrund in trägen Windungen dahinflossen und ihre wenig groben Schotter- und Sandfächer ausbreiteten. Die Reliefhöhe des Gebirges wird abgenommen und der Schottermantel nicht nur am Südostabfall der Koralpe, sondern auch an der Westseite des Possruckgebirges an Ausdehnung und Zusammenhang gewonnen haben. Immerhin wird auch noch in dieser Phase mit einem Mittelgebirgscharakter der Koralpe zu rechnen sein.

Die zum Teil recht gute Abrollung des Schottermaterials, bei geringer Auslese desselben, kann auf eine Zufuhr durch nur lokale, von der Koralpe kommende Bäche, die aber schon einen längeren Lauf besessen haben müssen, bezogen werden. Ein Großteil des gegenwärtigen weststeirischen Beckens war damals noch Abtragsgebiet, von Mittelgebirgs- oder Hügelland eingenommen, dessen Entwässerung freilich zum Teil nicht nach Süden, sondern (in der Nordhälfte) wohl direkt gegen O gerichtet war.

Die Formengestaltung zur Zeit der mittleren und oberen Eibiswalder Schichten.

Die Gebirgsumrahmung des nunmehr schon sehr ausgedehnten, weststeirischen Beckens muß zu zu dieser Zeit durch sehr geringe Höhenunterschiede ausgezeichnet gewesen sein. Die durchschnittlich sehr feinkörnige Beschaffenheit des am Saume des Gebirges aufgestappelten Sedimentmaterials kann nur von einem mit einem Flachrelief versehenen Rückland abgeschwemmt worden sein. Das weite Übergreifen mittlerer und oberer Eibiswalder Schichten, wohl bis auf die halbe Höhe der südlichen Koralpe hinauf, muß deren Abtragsbereich eingeengt und das Massiv — unter der Voraussetzung mäßiger, aber dauernder tektonischer Aufwölbung in dieser Zeitspanne — starken Abtragungen unterworfen haben. Anzeichen für einen Wildbachcharakter der von der Koralpe herabkommenden Bäche fehlen völlig. Vielmehr scheint die Koralpe einer Hügellandschaft entsprochen zu haben, aus welcher die Bäche in breiteren Aufschüttungsböden[1] zwischen schwach darüber ansteigenden Grundgebirgshöhen dahinströmten, um sich allmählich zu der weit heraufgerückten Strandzone des weststeirischen Sees abzudachen.

Die früher erwähnten Pitschgauer Konglomerate, am Südsaum des Verbreitungsbereiches mittlerer Eibiswalder Schichten sprechen dafür, daß — übrigens nach der Geröllgröße zu urteilen sehr gefällsarme — Flüsse aus südwestlicher Richtung in das weststeirische Becken eingemündet haben, sich somit die erste Andeutung eines Urlaufes der Drau damals feststellen läßt. Die Einsenkung zwischen Koralpe und Bacher Gebirge, die gegenwärtig durch die Drau durchbrochen wird, war offenbar schon in dieser Zeit als Tiefenzone ausgeprägt.

Die Verhältnisse im Wieser Revier zeigen an, daß von der Seeüberflutung ein unebenes Relief betroffen wurde. Insbesondere gibt sich der Burgstallkogel bei Wies als eine Aufragung des älteren Untergrundes zu erkennen, die mantelartig von der Flöz führenden Schichtenserie eingedeckt wurde. Dasselbe wird auch noch für einige andere randliche Inseln oder Halbinseln des Grundgebirges Geltung haben, wenngleich an der Abgrenzung des Krystallins gegen die miozäne Bedeckung nebst dem Vorhandensein eines alten Reliefs jüngere tektonische Vorbiegungen und Brüche eine entscheidende Rolle spielen.

Die Zeit der höheren Eibiswalder Schichten hat durch das Vorgreifen der Senkung bis an das Grazer Bergland hinauf eine morphologische Vereinheitlichung der Weststeiermark bedingt.

In der Gegend von Köflach (am Fuße der Stubalpe) hat Heritsch[2] eine ähnliche Ableitung des morphologischen Geschehens vorausgesetzt, wie sie hier dargelegt wird. Er nimmt an, daß zur Zeit der Süßwasserschichten ein stark eingeebnetes Gebirgsrelief vorhanden war und daß der Gebirgsfuß ursprünglich mit einer weit ausgedehnten Schichtenbedeckung überzogen war.

Die östliche Schwelle der weststeirischen Bucht hatte noch immer ihren Bestand, irgendwo (vermutlich im Nordteil) von einer Abflußrinne des großen Sees durchbrochen. Auch der östliche Possruck ragte noch schwach auf.

War somit der Bereich der Koralpe und Stubalpe gegen O hin durch eine weitgehende Verhüllung mit einem Schwemmantel gegenüber dem gegenwärtigen stark eingeengt, so zeigte vermutlich ihre Westabdachung gegen das Lavanttal, in dem damals — soweit bekannt — noch keine Sedimente

---

[1] Die Aufschüttungen, die den höheren Teilen der Koralpe gelegen waren, sind freilich schon ganz der Abtragung anheimgefallen.

[2] Geologie des Stubalpengebirges. Graz 1923.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

abgelagert wurden, noch eine größere Breite.[1] Die Koralpe muß aber schon damals eine Wasserscheide zwischen dem Lavanttal in Ostkärnten und dem weststeirischen Becken gebildet haben, da die Sedimente an ihrer Ostabdachung keine fremden Gerölle (aus Kärnten) enthalten.[2]

Die im großen und ganzen ziemlich gleichmäßige Beschaffenheit des Sedimentmaterials der mittleren und oberen Eibiswalder Schichten, die einem sehr langen Zeitraum entsprechen, läßt auf eine dauernd ähnliche Höhengestaltung des Randgebirges zur Ablagerungszeit schließen. Trotz der enormen Abschwemmungen, die damals von der südlichen Koralpe stattgefunden haben, wird doch nur eine geringe Reliefgestaltung der letzteren vorauszusetzen sein, was natürlich nur unter der Annahme eines beiläufigen Schritthaltens von Aufwölbung und Abtragung zu verstehen ist. War das Koralpengebiet im älteren Miozän in absteigender morphologischer Entwicklung (W Penck) begriffen, so sehen wir es nun einem lang anhaltenden Gleichgewichtszustand zustreben und sich wohl mit einer Fastebene (Rumpffläche) überziehen.

Es fragt sich nun, ob auf der Koralpe Reste dieser alten Landoberfläche zu sehen sind?

Im Hochgebiet der Koralpe finden wir Spuren einer alten Landfläche, die auf ein Niveau von 1900 bis 2000 *m* hinweist, über welches der Gipfel des Berges (2145 *m*) noch ein wenig aufragt. Wahrscheinlich gehört das Gipfelplateau der Kleinalpe, etwas hinabgebogen (1763 *m*), ebenfalls hieher (vergleiche hiezu A. Aigner[3] und F Heritsch[4]). Wenn auch die Erhaltung dieses Niveaus infolge jüngerer Zerschneidung und Abschwemmung keine vollkommene ist, so hebt es sich doch gegenüber den jüngeren Erosionseinschnitten, die in dasselbe eingreifen, deutlich als Rest einer alten Landoberfläche heraus. Insbesondere erweckt der Anstieg der Gipfelkuppe über dieses Niveau den Eindruck, daß hier ein »Mosor« vorliegt. Zweifelsohne stammt diese hochgelegene Koralpenlandfläche aus einer Zeitphase besonders weitgehender Abtragung des Gebirges.

Die tiefer unten, auf der östlichen Vorstufe der Koralpe, verbreiteten Niveaus, speziell das ausgeprägte in 900 bis 1000 *m* Seehöhe gelegene Flächensystem, greift noch in die jungmediterranen Schuttbildungen terrassierend ein. Dieses ist daher nachmiozänen (frühestens spätestmiozänen) Alters. Durch diese Feststellungen wird man dazu geführt, die Reste älterer, mittelmiozäner Landoberflächen in beträchtlich größeren Seehöhen zu suchen.

Das Hochgebiet der Koralpe hebt sich ziemlich unvermittelt gegen seine Vorstufe ab. Dieser Abfall ist, wie ich schon an anderer Stelle angedeutet habe, vorpliozänen Alters und in seiner Grundanlage schon vor der zweiten Mediterranstufe entstanden. Daher sind die der Mittelmiozänzeit angehörenden Landflächenreste, soweit sie späterer Aufzehrung entgangen sind, nur im Hochteile der Koralpe zu erhalten.

Bedenken wir, daß die Zeit der oberen Eibiswalder Schichten einer Phase weitgehender Abtragung und Einrumpfung des Koralpenmassivs entsprochen haben muß, weiters, daß wir in deren Hochgebiet den Rest einer solchen alten Verebnung feststellen können, deren vorobermiozänes Alter erwiesen erscheint, anderseits die Zeitepoche des Altmiozäns einer Phase gesteigerter Zerstörung und Zergliederung des Gebirgskörpers entsprach, so muß ich es am wahrscheinlichsten halten, daß die genannte Koralpenfläche aus der Zeit des Mittelmiozäns (höhere Eibiswalder Schichten) stammt. Allem Anschein nach wird die Formengestaltung, wie sie uns gegenwärtig entgegentritt, dem Schlußakt dieses geologischen Entwicklungsganges angehören, in ihrer endgültigen Ausgestaltung also an das Ende der oberen Eibiswalder Epoche zu versetzen sein, welche der Schlußphase in der Entwicklung feinkörniger Sedimente entspricht.

Auf diese Momente gründet sich meine Auffassung, welche die hochgelegenen Abtragsflächen der Koralpen und jene anderer steirischer Randgebirge in das Mittelmiozän hinein, an die Wende zur Grunder Zeit, verlegt.[5]

---

[1] Als älteste Schichten treten hier angeblich marine Schlierablagerungen auf (auch als Grunder Schichten bezeichnet), die ich mit den Grunder Schichten der Weststeiermark parallelisiere.

[2] Hingegen erscheint weiter nördlich, im Stubalpengebiet, wo Heritsch hochgelegene »Kalkschotter« festgestellt hat, älteren Miozän eine Flußverbindung mit dem Lavanttal möglich.

[3] »Morphologie des Ostalpenrandes.« Zeitschr. f. Morph., Bd. 1, »Vorzeitformen in den ostalpinen Zentralketten.« Sieger-Festschrift, Wien 1924.

[4] »Die Kare der Koralpe.« Festschrift für R. Sieger, Wien 1924, p. 37 bis 39.

[5] Näheres wird in der Fortsetzung dieser Studie, bei der morphologischen Spezialdarstellung der Koralpe, mitgeteilt werden.

Ältere Landflächenreste als jene aus dem Mittelmiozän glaube ich im Bereiche der steirischen Randgebirge nicht voraussetzen zu können. Die seither eingetretenen Abtragsvorgänge sind zu bedeutend gewesen, als daß sich Oberflächen aus diesen weiter zurückliegenden Zeiten hätten erhalten können. Insbesondere scheint mir das Vorhandensein oligozäner Landoberflächen in morphologischer Gestalt unmöglich.

Die morphologische Gestaltung zur Grunder Zeit.

Es wurden früher die Anzeichen hervorgehoben, die für ein etwas stärkeres Aufleben der Tektonik im südweststeirischen Becken zu Anbruch der Grunder Phase sprechen, wofür auch die Einschaltungen mäßig grober Schotterdeltas in die Schichtenfolge hinein als Beweis herangezogen werden können. Im Randgebirge dürfte sich der Eintritt der Grunder Phase in einer beginnenden, zunächst nur schwachen Zertalung und Zergliederung des Koralpenmassivs und in einem vollständigen Versinken des Possrucks unter die vordringenden Fluten des Schliermeeres geäußert haben. Gehobene und gesenkte Zonen grenzten sich nunmehr wieder schärfer voneinander ab.

Von SW her breitete sich zunächst über das niedergebogene Possruckgebirge ein großer Schuttfächer (Delta) aus, dessen Geröllzusammensetzung auf eine Herkunft aus dem mesozoischen Bereich im SW (karinthisches Delta) hinweist. In der guten Abrollung des Materials spiegelt sich ebenfalls ein längerer Flußtransport, wohl durch einen Vorläufer der Drau, wieder. In den Windischen Büheln verzahnen sich diese Deltaablagerungen mit den Bildungen des Schliermeeres. Bald versinkt die Deltalandschaft unter den weiter vordringenden Fluten des Schliermeeres.

Auch in die sich einbiegende Senke Ostkärntens (Lavanttal) tritt nunmehr das Schliermeer von O her über Possruck und nördlichen Bacher ein,[1] während das weststeirische Becken gleichzeitig von den Fluten des Grunder Meeres, bis weit nach N hinauf, bespült wurde. So erscheint damals die Koralpe auf drei Seiten, im W, S und O, vom Meer umsäumt.

Die Reliefgestaltung der Koralpe kann damals noch keine beutende gewesen sein, da die Sedimente, die in ihrer Umrahmung niedergeschlagen wurden, nur mäßig grobe Einschaltungen aufzeigen. Wenngleich die Grunder Ablagerungen den Eibiswalder Schichten gegenüber durch etwas gröbere Beschaffenheit hervortreten, schließen sie sich ihrer Fazies nach doch enger an die Ablagerungen des älteren Miozäns, als an jene des Jungmediterrans an.

Die Zeit der Grunder Stufe bedeutete demnach die beginnende Aufwölbung und Zerschneidung des vom Meer umspülten Koralpenmassivs, dessen weitergehende und maßgebendere Erhebung aber erst am Beginn der zweiten Mediterranstufe eingetreten ist.

Die morphologische Bedeutung der »steirischen Gebirgsbildungsphase«.

Das akzentuierte Neuaufleben orogenetischer Bewegungen nach Ablagerung des Schliers und der Grunder Schichten bedingt durch das Aufsteigen der Koralpe, des Radels und Possruckgebirges die Neuschaffung ausgesprochener Mittelgebirge. Es war von einem gewaltigen Schuttransport, der ostwärts bis an die Drau hinauf gereicht hat, begleitet. Die Einzelheiten dieser Bewegungsphase sollen in einer späteren Publikation besprochen werden (vergleiche hierüber auch meine Darlegungen in 37 und 42). —

Überblicken wir die morphologische Entwicklung des weststeirischen Beckens, so sehen wir an der Oligozän-Miozän-Wende durch kräftige Gebirgsbewegungen ein Mittelgebirge entstehen, dem mit steilem Abbruch im S ein Senkungsfeld vorlag. Bei Abschwächung der tektonischen Vorgänge und bei Vorgreifen des Schuttmantels vollzieht sich die allmählich fortschreitende Einrumpfung der Koralpe, während gleichzeitig jener Saum, der anfänglich von stärkster Senkung betroffen war, sich in Gestalt einer südlichen Randschwelle schwach aufwölbte und das große weststeirische Seebecken entstehen ließ. Am Ende des Mittelmiozäns scheint die Ausbildung des Rumpfes beendet. Die zunächst langsam wieder erwachenden orogenetischen Kräfte leiteten die schwache Hebung der Koralpe und deren Zergliederung, bei gleichzeitigem stärkerem Absinken der Randzone, ein, über welche das Meer bis nach Kärnten hinein

[1] Aus dieser Zeit werden auch die Schlierschichten von Faal (östlich von St. Lorenzen) im Drautal stammen.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

vordrang. Die Grenzphase gegen das Obermiozän (Jungmediterran), die durch den Eintritt der steirischen Gebirgsbildung gekennzeichnet ist, bedingt schließlich wieder die Herausbildung eines akzentuierten Mittelgebirgsreliefs in Koralpe und Possruck, die Abriegelung Ostkärntens vom Meer und die Einleitung eines gewaltigen Schuttransportes aus den von Rinnen und Schluchten durchsägten höheren Gebirgsteilen her. Die Grundanlage der gegenwärtigen, morphologischen Landschaftsgestaltung geht in diese Zeit zurück.

Schlußbemerkungen.

Eine übersichtliche Darstellung des Entwicklungsganges des weststeirischen Beckens ist schon in den beiden vorigen Abschnitten enthalten. Hier sollen nur noch einige allgemeine Ergebnisse herausgegriffen werden:

In stratigraphischer Hinsicht haben die Untersuchungen gezeigt, daß im Verlaufe des Unter- und Mittelmiozäns am sinkenden Südostsaum der Koralpe Schichten in einer Gesamtmächtigkeit von etwa 3000 bis 4000 *m* abgesetzt wurden, die freilich nur zum Teil übereinander aufgestapelt, zum Teil aber aus gegenseitiger Abschwemmung und Nebeneinanderhäufung hervorgegangen sind. Das Gebiet lehrt uns, wie sich lokale, von den Seiten her mit Schuttzufuhr versehene Senken in vergleichsweise kurzen geologischen Zeiträumen mit mächtigen Sedimenten anfüllen können.

Die Hauptflözführung erscheint einerseits auf jenen großen Zeitabschnitt beschränkt, der sich durch feinkörnige Sedimente auszeichnet. Anderseits treten die Flöze innerhalb dieser Zeitfolge dort auf, wo sich an der sinkenden Küste eine negative Strandverschiebung zu erkennen gibt, die ich vermutungsweise auf eine regionale Spiegelschwankung des Sees zurückführen möchte. Das endliche Vorgreifen des Meeres in das südweststeirische Becken erscheint dann zu erfolgen, als die trennende Barre durch fortschreitende Niederbiegung entsprechend tief hinabgedrückt war; der genauere Eintritt derselben ist aber wohl, angesichts der regionalen Erscheinung der Schlier-(Grunder)transgression am Alpenrand, durch eine positive Strandlinienverschiebung des Meeres mitbedingt. Die Tektonik zeichnete den Raum der Überflutung und dessen allgemeinen Zeitpunkt, die positive Wasserbewegung vermutlich dessen genaueren Eintritt vor.

In sedimentologischer Hinsicht konnte die ganze Faziesreihe der Ablagerungen von dem gröbsten Wildbachschutt über gröbere und feinere fluviatile Sedimente zu feinkörnigen, limnischen Ablagerungen, zu Küsten-, Sümpfen- und Lagunenbildungen, zu marinen Seichtwasserablagerungen und schließlich zu den feinkörnigeren Schliermergeln festgestellt werden. Das Bildungsmedium prägt sich in den Einzelheiten der Sedimentbeschaffenheit häufig aus.

Sehr konstant zeigen sich die Anzeichen einer rhythmischen Gliederung der Ablagerungen. In den älteren Eibiswalder Schichten ist der Sedimentrhythmus zwar ein unregelmäßiger. In den mittleren und oberen Eibiswalder Schichten treten kurzwelligere und langwelligere Rhythmen, erstere in der Nähe der Kohlenflöze, deutlicher hervor. Aber erst die Arnfelser Konglomerate bieten das Bild einer scharf zyklisch gegliederten Sedimentfolge, wobei Lagen mittelgrober Konglomerate mit sandigen Tonen in ähnlichen Mächtigkeiten in vielfachen Folgen übereinander liegen. Zweifelsohne entspricht der Bildungsraum dieser Ablagerungen einer Zone dauernder Absenkung. Dennoch möchte ich es für fraglich halten, ob die rhythmische Gliederung letzten Endes auf tektonische Ursachen zurückgeht oder ob es sich hier nicht um die wechselnde Kraft fluviatiler Strömungen im Deltagebiet (mit klimatischen Erscheinungen als letzte Ursache) handelt, die ein stärkeres oder geringeres Vorschieben der Schottermassen am sinkenden Grund zur Folge hatten, oder aber, ob hier nicht regionale Spiegelschwankungen des Sees zum Abbild gelangen. Einerseits war es der von stärkeren, tektonischen Bewegungen unbeeinflußte Schuttransport zur Arnfelser Zeit, anderseits die Aufstapelung desselben in einem breiten Deltagebiet, welche wohl die so vollkommene zyklische Gliederung dieser Ablagerungen bedingt haben.

Zwischen den über den Possruck transgredierenden Schlierablagerungen und den Grunder Schichten konnte eine enge zeitliche Verknüpfung ermittelt werden. Die Grunder Schichten erscheinen als eine küstennahe Fazies des Schliers, durch stärkeren, vom Koralpenfuß herstammenden Süßwasserzufluß in ihrer Bucht beherrscht. Eine scharfe Abtrennung zwischen den mehr randlichen, fossilfreien, vorherrschend

limnischen Grunder Äquivalenten und den marinen Hasreiter Sanden und Florianer Tegeln konnte nicht ermittelt werden.

Den Miozänbeginn (Radelschutt) und dann jenen des Obermiozäns (2. Mediterranstufe) kennzeichnet das Erscheinen orogenetischer Sedimente, die sich durch das Zurücktreten der Zyklengliederung und durch gewaltige Blockmassen charakterisieren. Hier verdeckten die tektonischen Einschlüsse die sonst oft die Sedimente beeinflussenden Faktoren.

In tektonischer Beziehung konnte die Abtrennung orogenetischer von epirogenetischen Phasen durchgeführt werden, wenngleich mir diese Scheidung weniger als eine prinzipielle, sondern vielmehr als eine graduelle erscheint. Immerhin heben sich zu Beginn des Miozäns und zu Anfang des Obermiozäns akzentuierte Bewegungsvorgänge, zum Teil mit Faltungen verknüpft, deutlich heraus. Wenn sich dieselben auch durch auffällige orogenetische Sedimente ausprägen, so möchte ich doch ausdrücklich hervorheben, daß die Hauptmasse des Schliers, der Molasse und der gröberen und feinkörnigen Sedimente in einer Zeit orogenetische Inaktivität gebildet wurden und daß es nicht angängig erscheint, einzelne Deltas oder Schuttkegel einfach an tektonische Bewegungsphasen zu knüpfen. Vielmehr erscheint die Hauptmasse der Randsedimente an Zeiten gebunden, in welchen eine andauernde, stetige, flächenhafte Abwitterung der Randhöhen und eine regelmäßige Aufstapelung der Sedimente auf sinkendem Grunde vor sich ging.[1] Die als Verbiegungen und Aufwölbungen in Erscheinung tretenden Epirogenesen sind es also gewesen, die vorzüglich als Sedimentlieferer in Betracht kamen.

Die Tektonik des unteren und mittleren Miozäns zielt dahin, einen Randteil der östlichen Zentralalpen im Bereich des gegenwärtigen weststeirischen Beckens am Ostrand der Koralpe und im Possruck- und Radelgebiet niederzubiegen und im Laufe der Zeiten der großen östlichen, pannonischen Senkung einzufächern. Von der orogenetisch stark belebten Grenzzone gegen Drau-Save-Falten aus griff diese Senkung nordwärts, in die östlichen Zentralalpen ein und ließ, im Laufe des älteren Miozäns gegen N fortschreitend, Stücke des alten Mittelgebirges niederbrechen. Der Raum stärkster Absenkung an der Grenze gegen das Faltenland der »Drau-Save-Zone« gelangte aber bald wieder zum Aufsteigen und zur Auffaltung, womit auch hier die bekannte Regel bestätigt wird, daß besonders stark hinabgedrückte und verschüttete Gebietsteile der Wiederauffaltung besonders zugänglich erscheinen.

In morphologischer Beziehung konnte, nicht ganz im Einklang mit der Ableitung Walter Penck's, festgestellt werden, daß der Beginn der Gebirgsentwicklung, wenn auch durch Vorläufer eingeleitet, doch ziemlich ruckartig einsetzte und daher eine rasche ausgeprägte Modellierung der Scholle erzeugte. Erst im weiteren Verlauf der Entwicklung trat, mit dem Abflauen der Gebirgsbildungsvorgänge, eine Einrumpfung der Scholle Hand in Hand, so daß also das Entwicklungsstadium des Primärrumpfes nicht eingetreten sein dürfte. Die Beobachtungen in diesen, vorzüglich durch Schollentektonik mit starker Aufwölbung charakterisierten, alpinen Gebieten sprechen daher mehr zugunsten der Annahme eines ziemlich raschen Eintrittes tektonischer Bewegungen und eines hauptsächlich darnach vor sich gehenden, freilich mit dem Ausklang tektonischer Bewegungen noch eng verknüpften, morphologischen Zyklus. Nur wenn wir diese sicherlich recht wesentlichen epirogenetischen Bewegungsvorgänge ins Auge fassen, die die Herausbildung der Rumpfebene begleiten, können wir von einer längerdauernden Gleichzeitigkeit tektonischen und morphologischen Geschehens sprechen und in diesem Sinne die gebildete, langlebige Fastebene — freilich nicht ganz einwandfrei — einen Primärrumpf nennen.

Das Wechselspiel zwischen Tektonik und Morphologie scheint mir in dem untersuchten Gebiet dahin zu streben, an der durch Orogenese stark und rasch gehobenen und zerstückelten Landscholle, die sogleich mit einem Hochrelief versehen wird, bei der Abschwächung der tektonischen Bewegungen einem Gleichgewichtszustand zwischen Aufwölbung und Abtragung zuzustreben. In unserem Falle scheint dieser während der Zeit der mittleren und oberen Eibiswalder Schichten durch eine lange Zeitspanne hindurch annähernd verwirklicht gewesen zu sein. Das Resultat dieser ausgeglichenen Wechselwirkung, die in der Rumpfebene der Koralpe zum Ausdruck kommt, ist daher weder als Primärrumpf im Sinne W. Penck's, noch als die unter tektonischer Ruhe entstandene Fastebene Davis' anzusehen, sondern als das Produkt eines Ausgleiches zwischen morphologischen und tektonischen Kräften, der sich in den

[1] Dies sei gegenüber den Auffassungen, die in vielen alpinen Molassesedimenten orogenetische Sedimente erblicken wollen, ausdrücklich hervorgehoben.

Zeiten zwischen den tektonischen Hauptphasen unter der Einwirkung namhafter Epirogenese eingestellt hat.

Innerhalb des älteren und mittleren Miozäns sehen wir am Massiv der Koralpe ein Mittelgebirge entstehen, dieses sodann der Einrumpfung anheimfallen und schließlich zum zweitenmal wieder kräftig emporwachsen. In den wertvollen Dokumenten der reichhaltigen Sedimentfolge finden wir gewissermaßen das Spiegelbild des Ablaufes der tektonischen Ereignisse aufgezeichnet.

Die hier dargelegten Untersuchungen erscheinen, da sie nur die Zeit des älteren Miozäns umfassen, als ein Bruchstück, dessen weitere Ergänzung aber in einer Studie, deren Abschluß in einigen Monaten erfolgen soll, beabsichtigt ist. Dort wird gezeigt werden, welch mannigfaltige Wandlungen stratigraphischer, tektonischer und morphologischer Natur sich in diesem interessanten alpinen Randgebiet noch im Laufe der jüngsten geologischen Geschichte eingestellt haben.

Inhaltsverzeichnis.

Vorbemerkung 89

I. Abschnitt Die geologische Erforschung des südweststeirischen Tertiärgebietes 90

II. Stratigraphischer Abschnitt

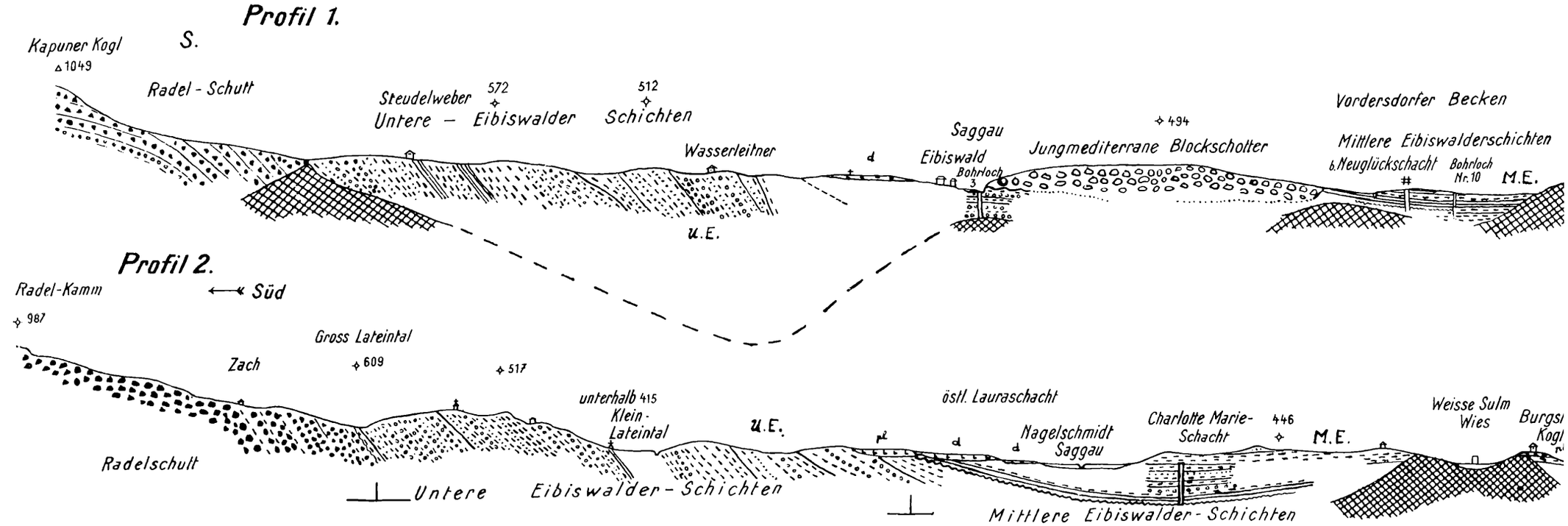
1. Die Unterlage des südweststeirischen Miozänbeckens 95
2. Allgemeines über die miozäne Füllung des südweststeirischen Beckens 95
3. Die Radelschuttbildungen des älteren Miozäns 95
4. Die unteren Eibiswalder Schichten 99
5. Die mittleren Eibiswalder Schichten 103
6. Die oberen Eibiswalder Schichten 110
   Die Grunder Schichten 112
8. Die altmiozänen Ablagerungen am Nordabfall des Possrucks 117
9. Die Arnfelser Konglomerate 117

III. Tektonischer Abschnitt 121

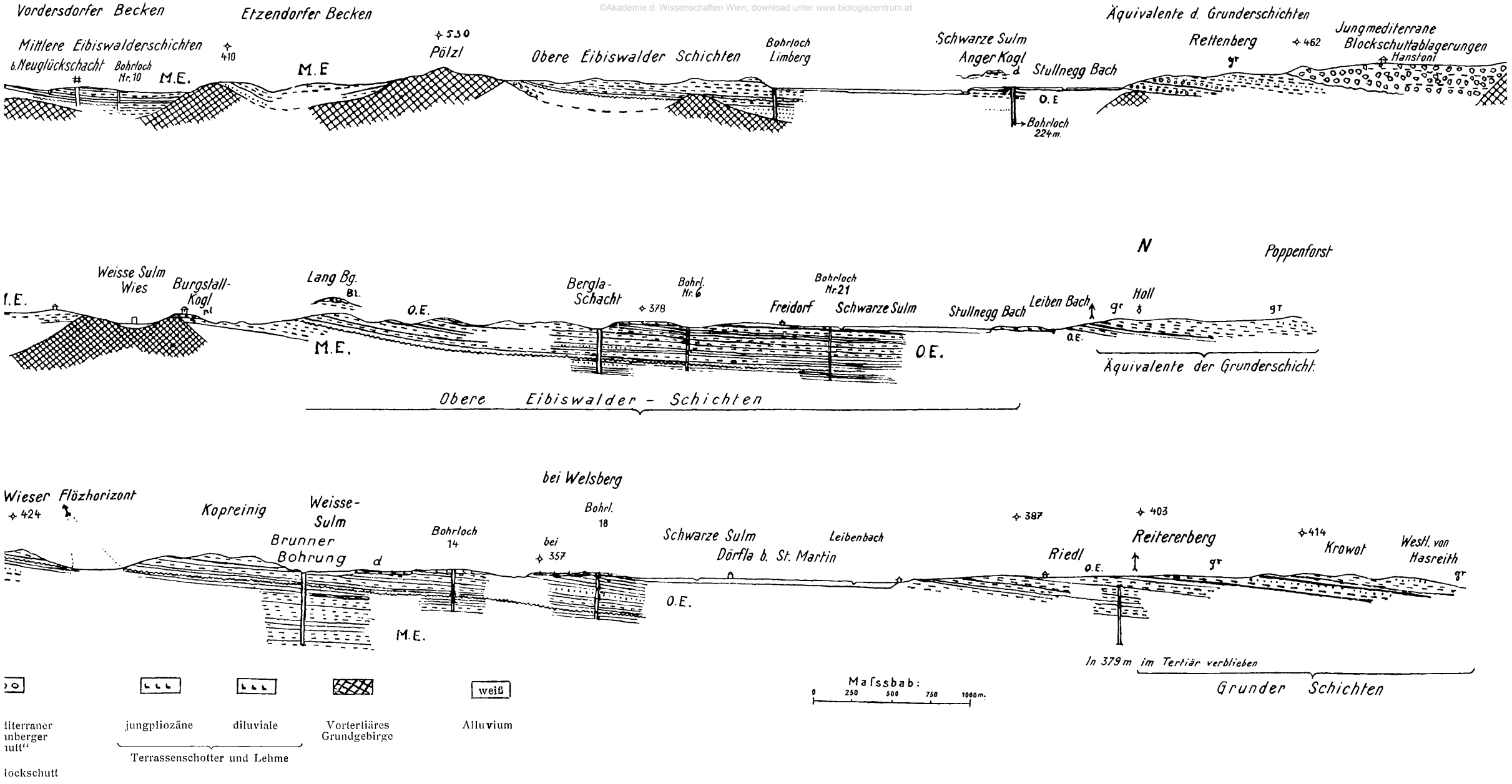
IV. Morphologischer Abschnitt 124

Schlußbemerkungen 128

© Akad. d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at



©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at



literraner
unberger
utt"

lockschutt

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Denkschriften der Akademie der Wissenschaften.Math.Natw.Kl. Frueher: Denkschr.der Kaiserlichen Akad. der Wissenschaften. Fortgesetzt: Denkschr.oest.Akad.Wiss.Mathem.Naturw.Klasse.

Jahr/Year: 1928

Band/Volume: 101

Autor(en)/Author(s): Winkler-Hermaden Artur

Artikel/Article: Das südweststeierische Tertiärbecken im älteren Miozän (mit 1 Tafel und 11 Textfiguren) 89-130