

einen Nebenarm der Donau, dicht verwachsen mit Röhrriecht und Schilf, eine Aulandschaft an Stelle der heutigen Erdbergerlande und der anstoßenden Gassen. Mitten darin stand der Rüdenhof oder das große Rüdenhaus noch aus der Zeit der Babenberger stammend, dessen erste urkundliche Erwähnung in das Jahr 1445 fällt. Dort hatten die Fürsten in der Nähe ihrer Jagdschlösser Gärten und Meierhöfe. Mit Mauern umgeben barg dieser Landesfürstliche Besitz Schießstätten, Wohnungen der Jäger, Rüdeneckten und Stallungen für 300 bis 400 Rüdeneckten.“

Zwar ist aus dieser Angabe weiter nicht die Lage der genannten Meierhöfe zu erkennen, doch kann man mit sehr großer Wahrscheinlichkeit annehmen, daß dieser Knochenzapfen aus der Zeit des Rüdenecktes stammt. Auf Grund des Knochenrestes selbst läßt sich auch schwer ein Schluß auf das vermutliche Alter des Fragmentes machen. In einer ähnlichen Lage ist man ebenfalls bei der näheren Bestimmung des Namens vom Besitzer des Zapfens. Es handelt sich zweifelsohne um den knöchernen Hornzapfen eines langhornigen Rindes.

Nach den Angaben Dr. Holeček's (Hochschule für Bodenkultur Wien), einem Rinderspezialisten, müßte der Träger dieses Hornzapfens ein Steppenvieh, einer primigenen Rassengruppe (Blondviehrasse ??) zugehört haben.

Mit diesem Fund, welcher wie schon gesagt, einen gewissen historischen Wert für das Gebäude der Geologischen Landesanstalt besitzt, hat man sicherlich für das Gebäude ein Belegstück aus der Zeit, in welcher an Stelle des heutigen Heimes der Geologen, dem ehemaligen Palais Rasumofsky, noch Meiereien oder Wirtschaftsgebäude des aus der Babenberger Zeit bekannten Rüdenecktes standen, aus der Versunkenheit gehoben.

Karl Bistritschan (Wien), Ein Beitrag zur Geologie des Wechselgebietes.

Im nördlichen Teil des Wechselgebietes bilden die Wechsel-Albitgneise eine einheitliche Masse albitisierter quarzreicher Phyllite und Glimmerschiefer. Die Albitgneise bestehen hauptsächlich aus Quarz, Feldspat, grünem und weißen Glimmer. Die Feldspate wurden auf Grund von Messungen mit dem Fedorowtisch als fast reine Albite bestimmt, der Anorthitgehalt erreicht nie 10%. (Bestimmung von Prof. Köhler). Die Kristalle sind nach der a-Achse gestreckt und zeigen eine einfache Zwillinglamellierung nach dem Albitgesetz. Die Kristalle sind stets vollkommen frisch. Zusammen mit den Albitgneisen treten einige Chloritgneiszüge, sowie einige graphitführende Partien auf. Ein ziemlich konstantes West-Ost-Streichen, mit einer jeweils etwas variierenden Abweichung gegen NW ist im ganzen Wechselgebiet vorherrschend, sowie ein Einfallen gegen Süden.

Im westlichen Teil des Wechselgebietes legen sich über diese Albitgneise verschiedene Grauwackenschiefer und Phyllite. Es handelt sich teils um helle bis dunkelgraue, stellenweise fast schwarze Grauwackenschiefer (graphitführend), sowie um grünliche, seidig glän-

zende Phyllite, oft mit deutlicher Fältelung, die man bisweilen infolge des starken Hervortretens des Quarzes auch als Quarzphyllite bezeichnen kann. Diese sind zufolge ihrer konkordanten Lagerung unter den mit ihnen durch Übergänge stratigraphisch eng verbundenen Semmeringquarziten — die als Perm-Untertrias gelten — im allgemeinen als Karbon anzusprechen. Sie sind mit den Albitgneisen mehrmals verfalet, wie man im Profil Trattenbach-Feistritzattel deutlich sehen kann. Hier im nordwestlichen Teil des Wechselgebietes tauchen die Gesteine jedoch nach Norden unter das Semmeringmesozoikum vom Sonnwendstein und Otter, so daß man von einem deutlichen Kuppelbau sprechen kann. An mehreren Stellen kann man auch eindeutig feststellen, daß die Albitgneise nur ganz allmählich unter die darüberliegenden Grauwackenschiefer gegen Westen hinabtauchen, da sie unter diesen mehrmals zutage kommen (Tal von Feistritzwald).

Die Quarzite und Semmeringkalke, die bei Fischbach (etwa 10 km SW der SW-Ecke der Wechsellserie) unter dem Kristallin fensterartig emportauchen, lassen sogar hier noch eine Kulmination der Wechselgesteine annehmen, doch fehlen hier leider tief genug gehende Aufschlüsse (Heritsch).

Das Auftreten einer aplitischen Injektionsader — eines Plagiaplites (Mineralzusammensetzung: Albit; Limonit als Pseudomorphosen nach Erzschnüren mit Resten von Pyrit und Magnetit, sowie nach Karbonaten; Muskowit; Apatit und Turmalin), südlich des Alpkogels inmitten der eintönigen Masse von Grauwackenschiefern, noch dazu in ihren obersten Partien, beweist, daß die Albitisierung der Wechselgesteine nicht bei den eigentlichen Wechsel-Albitgneisen haltgemacht hat, sondern auch noch in die darüberliegenden Schiefer eingedrungen ist. Gerade in den tiefsten Schieferpartien, unmittelbar über den Albitgneisen, sieht man — bei Trattenbach — wie die hier nur mehr ganz kleinen Albite in die Schiefer eingedrungen sind. Eine scharfe Abgrenzung von Wechsel-Albitgneisen und -schiefern ist stellenweise überhaupt nicht möglich, infolge eines allmählichen Überganges dieser beiden Gesteinsserien, so daß es oft der eigenen subjektiven Einstellung überlassen bleibt, ein Gestein als schwächer albitisierten und weniger metamorphen Gneis oder als stärker albitisierten und metamorphen Grauwackenschiefer zu bezeichnen.

Wenn man nun für die Wechselliefer ein karbonenes Alter als feststehend annimmt, so kann die Albitisierung, die dann noch in die karbonen Schiefer gereicht hat, nur jünger als Karbon, also alpin sein. Diese Erscheinung steht auch mit dem Semmeringquarzitvorkommen von Trattenbach (♠ 951) in bestem Einklang. Die nachträgliche Albitisierung in einem Gestein — einem gänzlich ruinierten Glimmerschiefer — das tektonisch konkordant in den Semmeringquarzit eingelagert ist, kann nur jünger als Perm-Untertrias sein und muß demzufolge mit dem alpinen Gebirgsbildungszyklus in engsten Zusammenhang stehen.

Diese junge Albitisation läßt sich auch mit dem Schlibbild bestens vereinen. Die Albite sind vollkommen frisch und zeigen nicht die geringste Deformation. Würde es sich um ältere Plagioklase han-

deln, die die ganze alpine Gebirgsbildung mitgemacht haben und von dieser ungearbeitet worden sind, so müßte man irgendeinmal Reste dieser alten Plagioklase sehen, die jedoch nirgends zu finden sind.

Trotz dieser jungen Albitisation muß man feststellen, daß sie, obwohl in diesem Maße einzigdastehend für das Kristallin der östlichen Zentralzone, gerade auf die in ihrem Bau schon so ziemlich fertige tektonische Einheit des Wechselsystems beschränkt geblieben ist und sogar weite Teile der mit den Albitgneisen in engstem Zusammenhange stehenden Grauwackenschiefer kaum beeinflußt hat.

Die Grauwackenschiefer des westlichen Wechselgebietes tragen stellenweise nahe dem Quarzitstreifen, der das Wechselkristallin vom Kristallin des Stuhleck und der Pretulalpe trennt, deckschollenförmig einige Grogneisvorkommen, die für das eigentliche Wechselgebiet als fremd zu bezeichnen sind und die nur der Stuhleckdecke angehören können.

Auch über die Südhänge des Wechsels gegen das Lafnitztal sind weit hinunter West-Ost streichende Albitgneise anstehend, die gegen Süden einfallen, sowie einige größere Glimmerschiefervorkommen und einige mächtigere Züge von Graphitgneisen und -schiefern. Darüber legen sich helle grobkörnige, stark beanspruchte Flasergneise, sowie weiße fast aplitische Granitgneise, die in einer großen zusammenhängenden Masse stockförmig aufgeschlossen sind (Lafnitztal Nord). Irgendwelche Kontakterscheinungen oder Injektionsadern in das benachbarte Gestein — vor allem in die Albitgneise — sind nirgends zu sehen.

Darüber legen sich im Süden wieder bräunliche Phyllite und Glimmerschiefer, die im ganzen oberen Lafnitztal zu beiden Seiten aufgeschlossen sind und die vom Norden kommend, in der Gegend von Waldbach in ein mehr reines West—Ost-Streichen umbiegen. Diese Gesteinsserie fällt immer mehr oder weniger steil gegen Süden ein. Je weiter man im Lafnitztal gegen Osten kommt, desto steiler wird das Einfallen, bis die Schichten senkrecht stehen und schließlich sogar nach Norden einfallen. Da aber gerade dieses Gebiet nur mangelhaft aufgeschlossen ist, wird hier die Grenzziehung des Südrandes des Wechselgebietes äußerst erschwert.

Hier treten auch Gesteintypen auf, die dem übrigen Wechselgebiet mehr oder weniger fremd sind — es handelt sich dabei besonders um hornblendeführende Gesteine. Mohr hat als erster dieser Erscheinung größere Bedeutung beigemessen und darauf hingewiesen, daß sich hier die Gesteine der Wechselserie in ihrem petrographischen Habitus denen der Kernserie stark nähern, so daß eine Trennung dieser beiden Serien sehr erschwert wird, zumal das quarzitisches Trennungsband südlich des Lafnitztales fehlt. Diese Auffassung wurde später von den Grazer Geologen immer stärker vertreten. Dieser Erscheinung muß man jedoch keine so große Bedeutung beimessen, wenn man bedenkt, daß man sich hier im südlichen Randgebiet einer tektonischen Einheit befindet, so daß manche Ähnlichkeit mit der benachbarten Serie gar nicht befremden darf. Im übrigen fällt einem schon bei der geologischen Feldaufnahme ein gewisser

Unterschied zwischen dem südlichen Wechselgebiet und dem anschließenden Kristallin von Vorau durch den anderen Habitus der Gesteine, vor allem durch die stärkere Metamorphose und höhere Kristallinität ins Auge.

Die Trennung des Wechselkristallin vom nächst höheren Kristallin der Aspanger, beziehungsweise Stuhleck Decke ist zu $\frac{1}{8}$ des Fensterumfanges deutlich gegeben. Im Osten und Norden durch eine deutliche Diskordanz im Streichen und Fallen zweier gänzlich verschiedener kristalliner Serien — Wechsel-Albitgneis und Kirchberger Porphyrgnit mit seinen dazugehörigen Glimmerschiefern; außerdem an verschiedenen Stellen permisch-mesozoische Trennungsbänder (Loc. Wieden und Kreuzbauer). Im Nordwesten und Westen bildet ein weithin verfolgbarer Streifen von Quarzit und Semmeringmesozoikum die Grenze von Stuhleck und Wechsel Decke. Dieses Mesozoikum ist im Sonnwendstein am mächtigsten entwickelt, von dem H. Mohr immer eine inverse Lagerung Rhät-Jura auf Quarzit beschrieben hat. Diese Lagerung ist umso auffallender, als im Mesozoikum der Radstätter Tauern, dessen gleiche stratigraphische Position mit dem Semmeringmesozoikum feststeht, immer Muschelkalk auf Quarzit liegt, ein Muschelkalk, dem manche Rhät-Jurakalke des Sonnwendstein auffallend ähnlich sehen. Außerdem finden sich zwischen Quarzit und Mesozoikum stellenweise Rauhwacken, die gleich denen sind, die in den Radstätter Tauern als zur unteren Trias gehörig über dem Quarzit liegen. Ferner hat sich der von H. Mohr im Profil bei der Loc. Kummerbauerstall innerhalb des Quarzites nahe den Grauwackenschiefern ausgeschiedene Mylonit als gänzlich zersetzter Grauwackensandstein erwiesen, der also nur mit dem Grauwackenschieferhorizont in Zusammenhang stehen kann und so unterhalb des Quarzites liegt. Die mesozoischen Kalke und Marmore keilen gegen Süden allmählich aus, so daß nur der Quarzit als Trennungsband weiterbesteht, der südöstlich von Waldbach gegen Osten umbiegt und in den Nordhängen des Tommer auskeilt. Etwa 2,5 km weiter im Osten, NNW von Vorau, ist nochmals ein kleines Quarzitvorkommen in der Fortsetzung der Streichrichtung aufgeschlossen; die weitere Trennung ist eine rein petrographische. Ebenso deutlich ist im Osten die Trennung längs der Bahnlinie Aspang—Friedberg bis nördlich von Peggau—Friedberg, wo ihr weiterer Verlauf von Tertiär von Friedberg verdeckt ist.

In letzter Zeit wurde mehrmals auf die Tatsache hingewiesen, daß die Albitisation im Wechselgebiet nicht einzigdastehend sei, sondern auch in den benachbarten Gebieten auftrete. Das mag stimmen. Eine Albitisation jedoch, wie sie in den Wechsel-Albitgneisen in so bemerkenswerter Weise auftritt, bleibt trotzdem auf das eigentliche Wechselkristallin beschränkt, so daß man auch weiterhin das Wechselkristallin im Rahmen des Nordostsporn der Zentralalpen als eine besondere tektonische Einheit herausheben muß. Der Träger der Na-Zufuhr bleibt unbekannt; der Kirchberger-, beziehungsweise Aspanger Granit kann es auf keinem Fall gewesen sein, denn dieser ist erst nach dem Jura in fertigen Zustand überschoben worden.

Diese Sonderstellung des Wechselsystems darf jedoch nicht dazu

führen, Verbindungen mit dem außeralpinen Kristallin zu suchen und wie R. Schwinner eher an tektonische Verbindungen mit der morawischen Zone zu denken, wobei der Thayabatholith mit dem Granit von Aspang und Kirchberg verglichen wird und die Boskowitz-Furche in der Thermenlinie und dem Pinkagraben ihre Fortsetzung finden soll. Fehlen doch die gerade so typischen morawischen Gesteine, wie die morawischen Kalke und der Bittescher Gneis, wie innerhalb der kristallinen Serie des Wechselsystems das gänzliche Fehlen von Kalk hervorzuheben ist. Innerhalb des Wechselsystems findet sich auch nirgends ein altes variszisches Streichen oder ein Streichen, wie es der morawischen Zone zukommt. Alle Tektonik ist alpin orientiert. Überall herrscht West—Ost-Streichen.

Nach den Studien von L. Kober ist das Wechselsystem als untere Semmeringiden den unteren Lungauriden gleichzustellen.

Eine endgültige Deutung des Wechselsystems kann derzeit noch nicht gegeben werden. Die dazu erforderlichen regionalgeologischen Untersuchungen können erst zu einem späteren Zeitpunkt durchgeführt werden.

Neuere Literatur.

H. Mohr, Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. Mitt. Geol. Ges. Wien, III, 1910.

H. Mohr, Versuch einer tektonischen Auflösung des NO-Sporn der Zentralalpen. Denkschr. Akad. Wschft. Wien, 1912.

H. Mohr, Geologie der Wechselbahn. Ebenda, 1913.

H. Mohr, Ist das Wechselfenster ostalpin? Graz, 1919.

L. Kober, Über die tektonische Stellung des Semmering-Wechselgebietes. Tschermarks Min. Petr. Mitt. XXXVIII, 1925.

F. Heritsch, Das tektonische Fenster von Fischbach. Denkschr. Akad. Wschft. Wien, 1927.

R. Schwinner, Zur Geologie der Oststeiermark. Anz., Akad. Wschft. Wien, 1932.

R. Schwinner, Zur Geologie von Birkfeld. Mitt. Nat. Ver. Steiermark, 1935.

L. Kober, Der geologische Aufbau Österreichs. Springer, Wien, 1938.

Karloskar Felser (Bayreuth), Bericht über die geologische Aufnahme in den Karawanken im Sommer 1938.

Durch das freundliche Entgegenkommen des Herrn Prof. Dr. R. von Klebelsberg und durch eine Unterstützung des Deutschen Alpenvereins, wofür ich auch an dieser Stelle meinen ergebenen Dank zum Ausdruck bringe, war es möglich, die im vorigen Jahr begonnene Kartierung im Gebiet zwischen Gr. Suchagraben und Hochstuhl fortzusetzen.

Einige Kontrollbegehungen im westlichen Teil des Gebietes (siehe Verh. 1938, Heft 3/4) ergaben, daß die gleichmäßig, dünnebankten, grauen Kalke mit ziemlich mächtigen gelbbraunen Hornsteinknollen den von Teller auf der Baba und weiter im Westen beobachteten Äquivalenten der Wengener- und Cassianer-Schichten entsprechen. Er fand dort in den dunklen, bituminösen Gesteinen von gering dolomitischer Beschaffenheit, die von Schüren und Bändern von Hornstein durchzogen sind, sehr häufig *Posydonomya wengensis*.