

Die postvariszische Entwicklung des Ostalpenraumes unter Berücksichtigung einiger für die Metallognese wichtiger Umstände

Von RUDOLF OBERHAUSER *)

Mit 2 Abbildungen

Schlüsselwörter

Ostalpen
Plattentektonik
Alpidische Orogenese
Metallognese
Kreide
Paläogen

Abstract

During erosion of the Variscan edifice terrestrial stratabound uranium-impregnations developed. After evaporitic conditions within the transgressive phases of the Tethyan sea from uppermost Permian to Lower Triassic times lead-zinc mineralisations occurred in shallow-water limestones and dolomites during Middle Triassic time, probably linked with coeval volcanism.

After the sinking down of the platform with episodic manganese ore deposition in Liassic times, the platform was split by seafloor-spreading mechanisms, due to intrusion of ophiolitic material along fissures running in alpidic directions from Middle Jurassic to Middle Cretaceous (Aptian) times. So the European platform, with its southernmost part, the Helvetic shallow-water realm, was separated by the North Penninic „oceanic“ realm (Valais) from a central region. The latter consisted of small Middle Penninic platforms (Briançonnais) and was separated by the South Penninic „oceanic“ realm (Piemontais) from the Eastalpine shallow-water platform. In Graubünden Fe, Ni and Cu sulfidic ores are connected with serpentinites of Piemontais origin.

From the Aptian to the Lower Campanian times, but predominantly during Turonian, the Piemontais oceanic seafloor was subducted under the Eastalpine Pre-gosavian nappes. Subsequently increasing p-t conditions in its deeper levels caused a First Crystallisation Phase from Turonian to Lower Campanian times. We can try to correlate most of the mobilisations and remobilisations of iron, copper, and magnesite deposits in Paleozoic formations to this alpidic thermic event.

From Upper Campanian to Paleocene times subduction comes to a stillstand, followed by isostatic uplift of the Eastalpine realm paleogeographically recorded by terrestrial sedimentation in the Eastern Central Alps and by radiometric cooling ages of micas of 80 to 70 my in this and other regions.

During Paleocene to Miocene times subduction commences again and consumes the Middle Penninic Platform and the North Penninic sea-floor with its flysch deposits (Prättigau and Rhenodanubic Flysch) until the late Eocene — afterwards it consumes the Helvetic platform realm. These events are subsequently followed by granitic intrusions and volcanism in the south along the Insubric line etc. They create the Second Crystallisation Phase in deeper levels of the edifice in Eocene times.

During subduction, close to its front a zone of islands originated by piling up light material from the flysch cover of the subducted oceanic floors, segments of continental crust etc., containing slices of oceanic material, which supplied the heavy mineral chrome spinel into the clastic sediments of the surrounding seas, especially to the Eastalpine domain in the south, while transport to the north is prevented by the intrapenninic platforms. This happens from Aptian to Lower Campanian times and

*) Anschrift des Verfassers: Dr. RUDOLF OBERHAUSER, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

from Paleocene to Upper Eocene with a significant break from Upper Campanian to Paleocene, due to a stop of subduction processes.

In later Miocene times the Lower Engadine and the Tauern window were eroded after uplifting. Consequently, sequences of the Northern Penninic and the Helvetic realm were uncovered there. They had been affected by a Third Crystallisation Phase („Tauern-Kristallisation“) during the immediately preceding Oligocene interval and bear the young quartz-gold-veins of the „Tauerngold“.

Zusammenfassung

Während der Erosion der variszischen Gebirge kam es zu sedimentären Uranvererzungen. Anschließend an evaporitische Bildungen während der Ingression des Meeres vom obersten Perm zur Unteren Trias kam es in der Mittleren Trias zu Blei-Zink-Vererzungen, welche mit einem gleichzeitigen Vulkanismus zusammenhängen mögen.

Mit dem Absinken der Flachwasserplattform der Oberen Trias im Lias kam es areal zu sedimentären Manganerz-Bildungen. Vom Dogger bis zur Mittleren Kreide wurde durch an alpidisch streichenden Spalten eindringendes schweres basisches Material neuer Ozeanboden geschaffen und es entstand so der Penninische Raum. Es wurde dabei die Europäische Plattform mit ihrem südlichsten Anteil (dem Helvetikum) durch den entstehenden Nordpenninischen Tiefseetrog (des Vallaise) von einer Mittelpenninischen Schwellenregion aus leichten Krustensegmenten (dem Briançonnais) und diese durch den entstehenden Südpenninischen Trog (des Piemontais) von der südlich anschließenden alten Plattform (des Ostalpins) abgetrennt. In Graubünden sind, gebunden an Ophiolithe des Südpenninikums aus dieser Zeit Fe, Ni und Cu-Vererzungen überliefert.

Vom Apt bis ins tiefe Campan vor allem während des Turons wurde der Südpenninische Ozeanboden unter das dabei entstehende Ostalpine Deckengebäude subduziert. Der nachfolgende Druck- und Temperaturanstieg verursachte in seinen versenkten Anteilen und im unterliegenden Südpenninikum eine Erste Kristallisationsphase vom Turon bis ins Untercampan. Wir versuchen Lagerstätten-bildende oder -verändernde Mobilisationen und Remobilisationen (Eisen, Antimon, Kupfer, Magnesit) hier zuzuordnen.

Vom Obercampan bis ins Paläozän erlahmte die Subduktion und es kommt zu einem isostatischen Aufstieg südlicher Teile des ostalpinen Raumes, was sowohl paläogeographisch als Verlandung, aber auch durch Abkühlungsalter von Glimmern von 80 bis 70 MJ nachgewiesen werden kann.

Vom Paläozän zum Miozän läuft die Subduktion erneut an und überwältigt nun die Mittelpenninische Plattform und die Flyschräume des Nordpenninikums bis zum späten Eozän und nachfolgend südliche Anteile der Europäischen Plattform; letztere können dadurch als Helvetikum definiert werden. Diese Ereignisse werden begleitet von granitischen Intrusionen und Vulkanismus entlang der Insubrischen Naht und im südsteirischen Raum etc. Sie verursachen eine Zweite Kristallisationsphase in tieferen Niveaus des Deckengebäudes während des Eozäns.

Solange die Subduktion aktiv war, häufte sich nahe dem Verschluckungsbereich eine Inselkette aus Flysch-Schuppen, Relikten von Schwellen und, darin eingepackt, Splintern des Ozeanbodens. Letztere lieferten das Schwermineral Chromspinell in die umliegenden Meere, vor allem in den Ostalpinen Raum nach Süden; nach Norden wurde eine weit ausgreifende Sedimentlieferung von dort durch Intrapenninische Schwellen behindert. Diese Lieferung erfolgte vom Apt bis ins Untercampan und vom Paläozän bis ins Eozän mit einer Unterbrechung vom Obercampan bis zum tiefen Paläozän, welche durch episodischen Subduktionsstillstand verursacht worden sein mag.

Im späten Miozän wurde das Engadiner Fenster und das Tauernfenster nach Hebungsvorgängen erodiert, wobei Abfolgen des Nordpenninikums und des südlichsten Helvetikums freigelegt wurden. Diese wurden vorher während des Oligozäns von einer Dritten Kristallisationsphase (der Tauernkristallisation) erfaßt und führen in den Tauern junge Golderzgänge.

Vorwort

Die Entwicklung des Ostalpenraumes von der Obertrias bis in die mittlere Oberkreide ist auf zwei palinspastischen Schemata dargestellt, wobei die linke Figur die Situation des Ostalpenwestendes und die rechts daneben liegende jene der östlichen Ostalpen darstellt. Der folgende Text soll diese Figuren besprechen und ergänzen.

Vom Perm zur Unteren Trias wurden die in variszischer Zeit gebildeten Gebirge abgetragen. Ihr Schutt liegt uns als Verrucano und Buntsandstein vor; darin finden sich areal sedimentär gebildete Urananreicherungen. Nach und nach kam dann das Meer wieder, schon im Perm und vor allem auch in der unteren Trias bildeten sich dabei Steinsalz- und Gips-Anhydrit-Lagerstätten. Vollmarine Verhältnisse herrschten dann erst ab der Mitteltrias, nun gab es auch einen Vulkanismus, mit dem die Blei-Zink-Vererzungen zusammenhängen mögen, welche in den Kalk- und Dolomitgesteinen aus dieser Zeit in den Nördlichen Kalkalpen aber auch im Drauzug und in den Südalpen auftreten.

Die Östlichen Ostalpen von der Mittleren Trias bis zum Tertiär (Abb. 2)

Zeiten starker Absenkung in Obertrias und Lias

Mit der Obertrias beginnen die Bilder zu erzählen und wir konzentrieren uns zunächst auf Abb. 2 (die Östlichen Ostalpen). Wir haben aus der Zeit der Ablagerung der Schichten des Karn, Nor und Rhät im allgemeinen Flachwasser-Verhältnisse überliefert, fallweise sind auch terrestrische Einflüsse nachweisbar, wie die Kohlen in den Lunzer Schichten beweisen. Der starken biogenen Sedimentation gelang es dabei, die flachmeerischen Verhältnisse trotz starker Absenkung durchgehend aufrecht zu erhalten. So entstanden Ablagerungen von weit über 1000 m Mächtigkeit vorwiegend aus Kalk und Dolomit. Mit dem Lias veränderte sich die Situation: Die Absenkung wurde schneller, die Sedimentation kam nicht mehr nach — es bildete sich daher ein tieferes Meer aus. Darauf mag auch zurückzuführen sein, daß wir aus dieser Zeit in den Fleckenmergeln der Allgäu-Schichten Mangan-Ablagerungen haben.

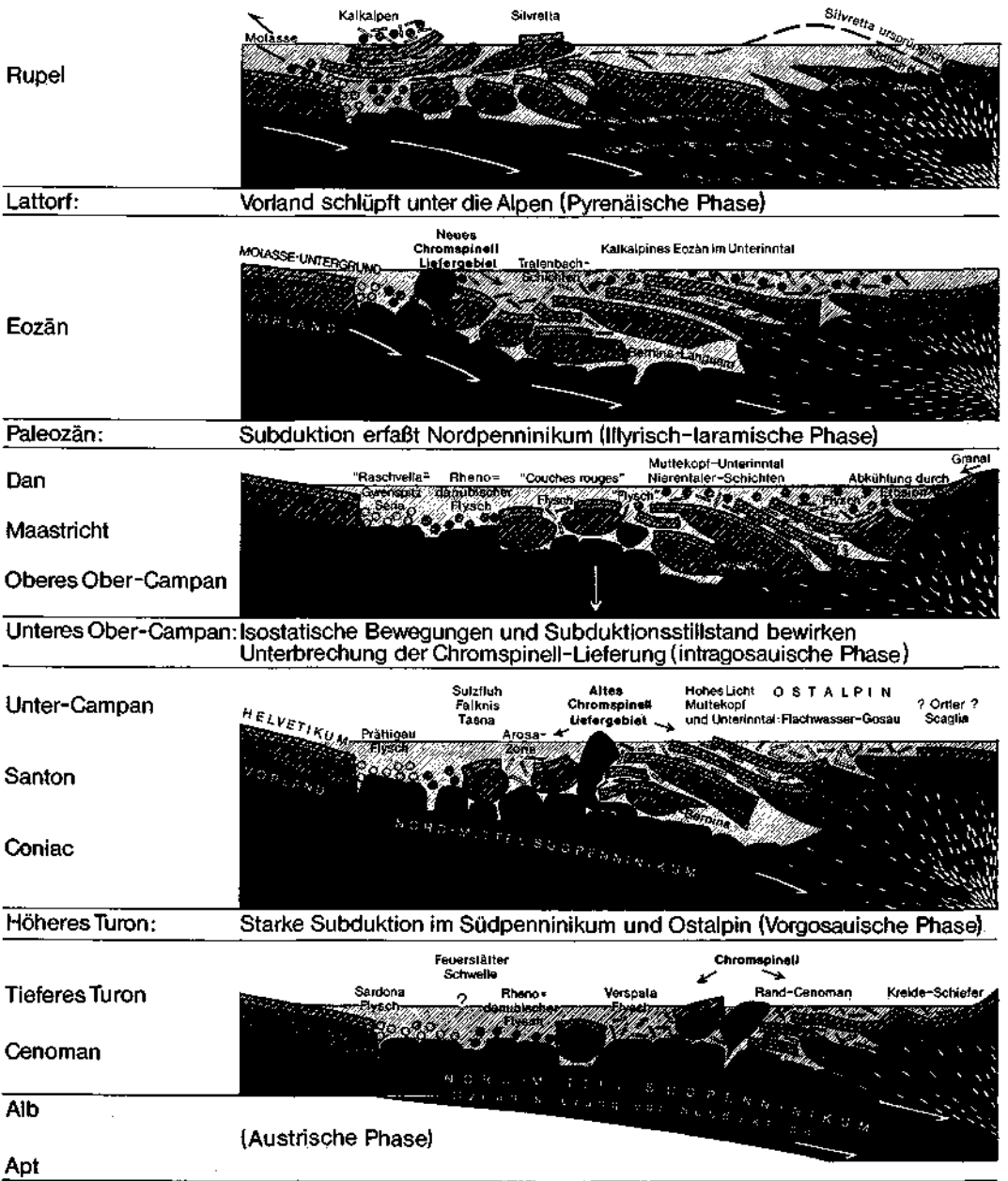
Vom Dogger zum Apt entsteht das Penninikum durch Ozeanisierung

Mit dem Dogger beginnt nun die Ozeanisierung des Raumes zwischen Mesoeuropa und Ostalpin, wodurch nach und nach das Penninikum entsteht. Es öffnen sich Spalten in alpidischer Richtung, an denen aus der Tiefe basische Massen eindringen, sich Platz schaffen, Segmente vom Vorland und vom späteren Ostalpin abtrennen, die, aus leichter Kruste bestehend, später die intrapenninischen Schwellenzonen bilden werden.

Relativ zu einer mittelpenninischen Hauptschwellenzone, welche das Briançonnais der Westalpen fortsetzt, nennen wir den nördlichen anschließenden Meeresraum: Nordpenninikum (parallelisierbar mit dem Vallais) und den nach Süden anschließenden Raum: Südpenninikum (parallelisierbar mit dem Piemontais). Die Abbildungen sollen nichts aussagen über die relative Breite dieser ozeanisierten Räume untereinander (oder im Verhältnis zum später tektonisierten Vorlandteil oder zum Ostalpin) und ebenso auch nichts über die relative Breite der Schwellen — es können die Schwellen vielleicht sogar breiter gewesen sein als die Becken mit basaltischen Böden dazwischen — wahrscheinlich war es umgekehrt. Es ist relativ plausibel anzunehmen, daß der ozeanisierte Raum zur Zeit seiner größten Ausdehnung in der höheren Unterkreide mindestens 500 km breit war, wahrscheinlich waren es viel mehr. Relativ am breitesten war sicher jener des südlichen Penninikums, dem im Westen z. B. die Arosa Zone, in der Mitte der Ostalpen die ophiolithreichen höheren Decken des Tauernfensters oder in den östlichen Ostalpen die Ophiolithe führenden Abfolgen des Fensters von Rechnitz zuzuordnen sind.

Die Ozeanisierung war wohl auch Lagerstätten-bildend wirksam. Wenn die dabei aufgedrungenen basischen Massen auch später wieder weitgehend abgeführt (verschluckt) oder erodiert worden sind, so blieben doch in Graubünden mit den dortigen Serpentin-Gesteinen aus der Jura-Unterkreidezeit verbundene sulfidische Vererzungen

Zur Altalpidischen Palinspastik des Ostalpen-Westendes

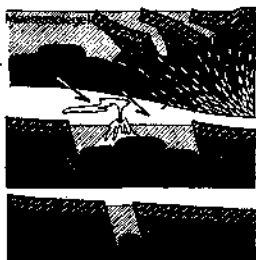


Schwerminerale ostalpidischer Sedimente

- Chromspinnell →
- Granat
- Zirkon

STARK ÜBERHÖHT UND OHNE MASSTAB

Graphik: G. Seizer



Zur Frühalpidischen Zeit:

Junge Plutone nachfolgend der Subduktion

Eindringende basische Massengesteine

Frühalpidische Sedimente auf variszischem Substrat

Ozeanisierung ab Dogger schafft einen durch Schwellen gegliederten Tiefseeraum: Das **Penninikum**

Spaltenbildung in alpidischer Richtung und nach Süden zunehmende Absenkung ab Lias nicht mehr mit Sediment kompensiert

N ← → S

Abb. 1

und der östlichen Ostalpen (R.Oberhauser 1977)

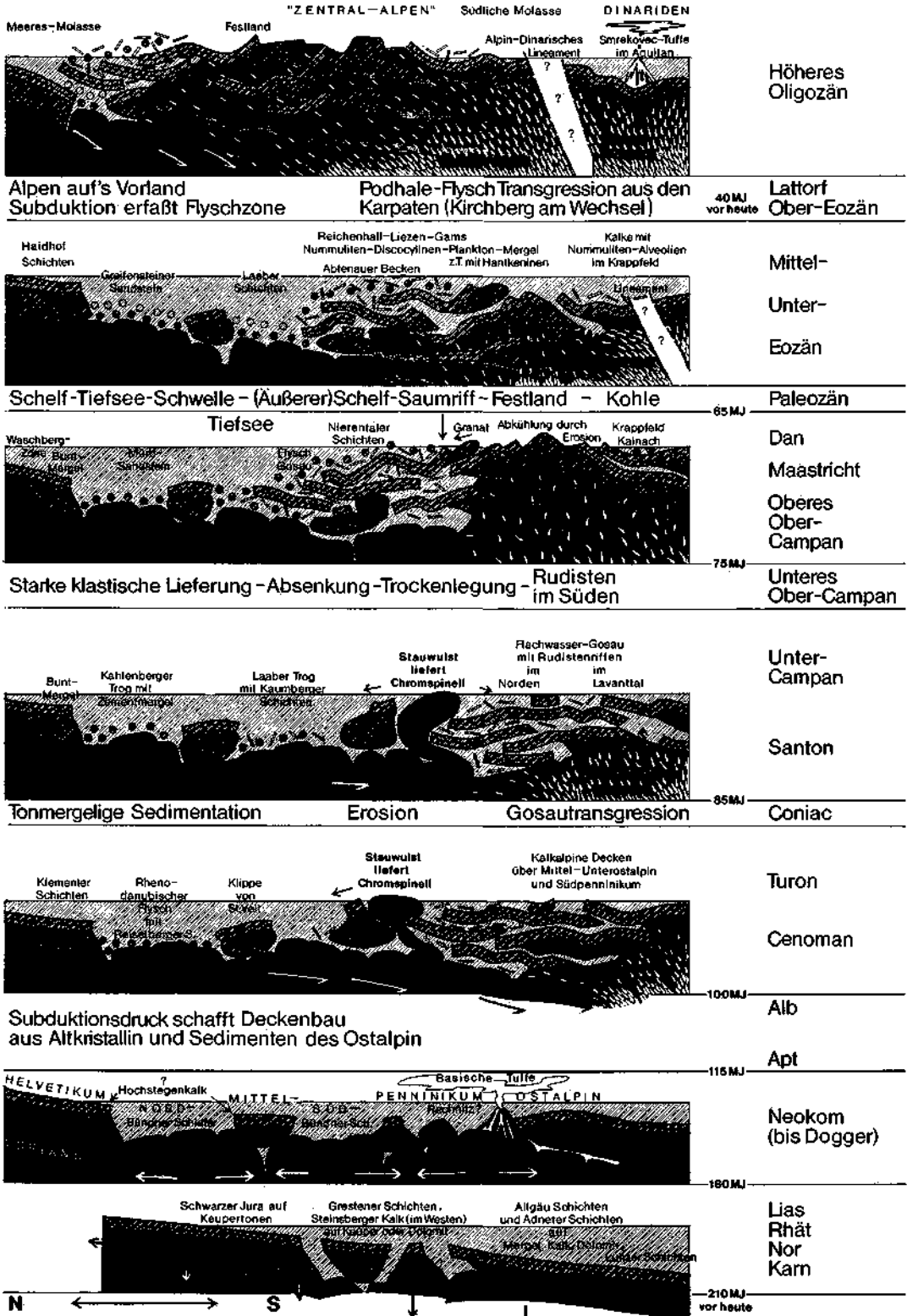


Abb. 2

mit Kupfer, Eisen und Nickel (V. DIETRICH 1972) erhalten. Wir haben damit zusammenhängend im tiefen Malm vermutlich eine allgemeine Veränderung der Meerwasserchemie, die signalisiert wird durch die im Ostalpin nun episodisch weitverbreiteten Radiolarite.

Vom Apt zum Unteren Campan wird der Untergrund des Südpenninikums unter das ostalpine Gebäude subduziert

Die Ozeanisierung, das Aufdringen von basischen Massen aus der Tiefe, dauerte an bis in die Mittlere Kreide. Mit dem Apt war ihr Höhepunkt jedoch sicher überschritten. Es setzte dann im Süden kräftige Subduktion ein, welche die schweren basaltischen Massen wieder weitgehend in die Tiefe abführte. Dies bedingte, daß sich die in den Ozeanböden eingebackenen Intrapenninischen Schwellen lösten, weil leichter zunächst isostatisch höherstiegen und so von der massiv einsetzenden klastischen Sedimentation der Flysche aus Turbiditwolken heraus nicht mehr erfaßt wurden. Daher haben wir auf ihnen dann in der Oberkreide die Hungersedimentation der „Couches rouges“, welche den Globotruncanen-Mergeln und Kalken des küstenfernen nördlichen Schelfs (des Helvetikums) verwandt ist. Nachfolgend begann als Folge der Subduktion nach Süden die Drift der Schwellen in dieser Richtung, um sich dann dort an der ostalpinen Front zu stauen. In dieser war es schon vorher, ausgelöst durch dieselben Subduktionskräfte, zu einer ersten Deckenbildung gekommen, welche nun nach und nach den penninischen Raum einzubeziehen begann. So bildeten sich die großen ostalpinen Altkristallin-Decken und auch, von ihnen sich ablösend, die Kalkalpen-Decken. Dies geschah zur Zeit der Vorgosauischen Phase.

Zwischen jenen nach Süden driftenden Schwellen werden nun, von Süden nach Norden fortschreitend, die Tiefseebecken nach und nach eingeengt und die inliegenden Flysche ausgequetscht. Dabei werden auch schwere basische Massen, fallweise eingepackt in leichte Sedimente, hochgeschleppt und entrinnen so der Subduktion. Es bildet sich ein sogenannter Stauwulst aus — oder ein „Flyschkeil“ wie ihn V. DIETRICH 1976 nennt — aus dem nun ein Signal-Schwermineral für die laufende Subduktion geliefert wird: der Chromspinnell. Er wird im großen Umfang nach Norden geliefert in den anschließenden südpenninischen Meeresraum (in den Verspala- und Höllentalflysch) und nach Süden in die flacheren Meere der Kalkalpen: in die Cenomanschiefer und in die Meere der basalen Gosauschichten.

Zwar nur episodisch, jedoch zugleich sehr weiträumig, kam es dabei in den Kalkalpen, ebenso in den kalkalpinen Anteilen der Karpathen sowie in Ungarn, vor der Gosautransgression zur Verlandung. Dies geschah sofort nach der Vorgosauischen Phase. Mit jener Verlandung sind die Bauxitbildungen an der Gosau-Basis (Vormaliger Bergbau in Unter-Laussa etc.) verknüpft.

Die Deckenstapelung im Süden, verursacht durch die fortlaufende Subduktion, schleppte nun gewaltige Massen leichter Kruste übereinander. Möglicherweise kam es dadurch wenig später im Coniac-Santon in der Tiefe zu jenen Hochdruck-Niedertemperatur-Metamorphosen (CH. MILLER 1977), wie sie vor allem im südpenninischen Bereich nachweisbar sind. Dabei soll es zu Drücken von 10 Kilobar bei Temperaturen um 500° gekommen sein mit nachfolgendem Druck-Abfall, wie sie für die Bildung der Eclogite und der Glaukophanschiefer im hochpenninischen Tauernbereich angenommen werden. Wenn auch die Einweisung dieser Paragenesen in diese Zeit noch nicht erwiesen ist, so können wir jedoch allgemein nun von einer Ersten Alpidischen Kristallisationsphase sprechen, denn die nun bestehenden, durch Auflast und Wärmefluß verursachten Druck- und Temperaturverhältnisse müssen Stoffwanderungen

und Rekristallisation in großem Umfang verursacht haben, die sicherlich auch in die Lagerstättenbildung eingegriffen hatten.

In diese Zeit mag der Kupferkiesgang von Mitterberg einzustufen sein, da Altersbestimmungen der Uran-Blei-Methode an zuzuordnenden Pechblende-Vererzungen ca. 90 MJ Jahre ergeben haben, also Bereich Turon-Coniac (W. E. PETRASCHECK 1975, H. HOLZER 1979). Zur gleichen Zeit könnte der Antimonitgang von Schlaining entstanden sein und metasomatische Umsetzungen in den Magnesit- oder auch Sideritlagerstätten im Paläozoikum der östlichen Ostalpen, wie z. B. am Erzberg etc. stattgefunden haben. Überhaupt scheinen im Gebiet östlich von Mittelkärnten und südlich der östlichen Kalkalpen jüngere Mobilisationen als jene der vorher erwähnten Ersten Alpidischen Kristallisationsphase heute noch nicht aufgeschlossen zu sein, wenn wir von möglichen Auswirkungen des jungtertiären Vulkanismus absehen wollen und falls hier die radiometrische Altersbestimmung für das Rechnitz-Fenster nicht doch noch gegenteilige Information bringt. Wenn nun die von der Ersten Alpidischen Kristallisation erfaßten Gesteine dort weithin die Landoberfläche bilden, müssen Umsetzungen und Mobilisate aus jener Zeit der Mittleren Oberkreide (Turon-Campan) dort die meisten Lagerstätten beeinflusst oder geliefert haben, wobei sie meistens paläozoischen Gesteinen inliegen oder aus solchen abgeleitet werden können.

Vom Oberen Campan bis zum Paleozän erlahmt die Subduktion und isostatische Bewegungen beherrschen die Landformung

Mitten in der höheren Oberkreide innerhalb des Campan gibt es nun eine sehr große Umstellung. Die Subduktion scheint plötzlich zu erlahmen! Das bedeutet, daß jener Stauwulst mit seinem inliegenden Ophiolith-Material nicht mehr nachgeschafft wird. Er wurde daher rasch erodiert und die entsprechende Geröll- und Schwermineral-Lieferung (Chromspinnell) in die Gosauschichten nach Süden hörte plötzlich auf. Mit dem Nachlassen der Subduktion gewannen die Kräfte der Isostasie wieder an Bedeutung, und es richteten sich die Geländeform und damit auch die relativen Meerestiefen mehr nach der Schwere der vorliegenden Gesteine aus; dementsprechend verblieben oder versanken die nördlichen ozeanisierten Räume und der damals unmittelbar anschließende Kalkalpenteil unter Kompensationstiefe und die Flyschsedimentation dauerte hier wie dort an (R. HESSE u. A. BUTT 1977). Im Süden stieg im zentralalpinen Raum, wo eben leichte Krustenmassen übereinander gepackt wurden, ein Festland hoch, das dann Granatspektren aber auch Altkristallin-Gerölle in die Sandsteine in den Nierentaler Schichten der höheren Gosau und in den Flysch lieferte. Dieses Festland können wir vielfach nachweisen; so dadurch, daß wir z. B. auf der weitflächigen Gosau von Kainach und im Lavanttal nichts jüngerer als Campan finden, daß wir in der Gosau des Krappfeldes vom mittleren Maastricht an bis ins obere Paläozän hinein Festland haben, mit Kohlebildungen im Verband des transgredierenden Untereozäns. Diese Erosionsphase, vermutlich verursacht durch Subduktionsstillstand, ist sehr gut belegt durch Werte der radiometrischen Altersbestimmung an Glimmern, die vor allem um diese Zeit vor 80 bis 70 MJ Abkühlung unter ca. 350° und 300° anzeigen (H. WIESENER u. S. SCHARBERT 1977 u. a.). Es ist wahrscheinlich, daß durch diese Abkühlungsphase vom Obercampan bis ins untere Paleozän auch in größerer Tiefe der Druck-Temperatur-Anstieg nachließ, daß infolge dessen die durch die vorausgehende Subduktionsaktivität verursachten Umsetzungen zu einem gewissen Stillstand kamen und daher jene nach der Theorie der Plattentektonik im entsprechenden Abstand in entsprechender Tiefe, in unserem Fall im Süden, zu erwartende Granitbildung zunächst ausblieb — ebenso wie der dort zu fordernde nachfolgende Vulkanismus.

Der Versuch, jene Abkühlungsalter durch (eine besonders rasche?) Subduktion einer kühlen ozeanischen Platte zu erklären erscheint mir weniger plausibel, weil die gut erkennbare Oberflächenform jener Zeit (Nordpenninisches Meer mit starker Flyschsedimentation, nach Westen breiter werdende Mittelpenninische Schwelle, nach Süden eine tiefliegende Kalkalpenstirn mit anschließendem Flachmeer und Festland) eben mehr als durch isostatische Vorgänge kontrolliert erscheint, als durch besonders gewalttätige Subduktion. Solche Verhältnisse sind viel eher für die vorangehende Zeit der tiefen Oberkreide anzunehmen, der wir ja die Hochdruck-Niedertemperatur-Paragenesen zugeordnet hatten (D. ROEDER 1976).

Mein ursprünglicher Versuch, das Ausbleiben der Chromspinell-Lieferung im Oberen Obercampan und Maastricht durch eine tektonische Ausschaltung des Liefergebietes (durch Überschiebung) zu erklären (OBERHAUSER 1963, S. 70, 1968, 1973), kann ich nicht mehr aufrecht erhalten, weil diese Theorie die Wiederkehr eines analogen Liefergebietes im Paleozän und Eozän nicht erklären kann. Ebenso wenig ist dann das rasche Absinken der kalkalpinen Stirn in große Tiefen (wie sie HESSE und BUTT 1977 belegen) anschließend an Flachmeer- und Festlandverhältnisse in den Nördlichen Kalkalpen (unmittelbar vor dieser Schwermineral-Umstellung) zu verstehen, weil dafür nicht genug Zeit zur Verfügung stand.

Man kann meine Theorie des Subduktionsstillstandes während der höchsten Oberkreide- und eines Anteiles der Paleozänzeit als eine Verschiebung des Begriffes der „Paleocene Restoration“ in die oberste Kreide hinein betrachten (R. TRÜMPY, 1973, S. 234), wobei der Grundgedanke eine Ruhezeit zwischen der kretazischen- und paläogenen Tektogenese voll erhalten bleibt.

Vom Paleozän zum Eozän wird der Untergrund des Nordpenninikums und nachfolgend bis zum Miozän der südliche Teil des Vorlandes subduziert

Wenn wir nun die jüngeren Zeiten betrachten, das Paleozän, das Untere und das Mittlere Eozän vor allem, so müssen wir (unserem Modell folgend) annehmen, daß nun die Subduktion wieder massiv einsetzte, den Untergrund der nördlichen Flysche (jenen des Prättigauflysches und des Rhenodanubikums) abführte, und dabei an der Grenze Eozän-Oligozän trotz Plattenkollision diesmal nicht zur Ruhe kam, sondern vielmehr zur jungalpidischen Zeit nun Anteile des Südrandes der Europäischen Platte unter das orogene Gebäude hinein preßte. Daß wir dabei, vor allem im weiteren südsteirischen und südburgenländischen Raum schon mit dem Maastricht beginnend, im Paleozän und tieferen Eozän Verlandung haben, mag mit der dort besonders starken Anhäufung von leichtem Material zusammenhängen, welche relativ weit weg von der Subduktionsfläche liegend, infolge ihres Auftriebes bedeutende Meeressingressionen verhindern mußte — abgesehen von jener des Obereozäns.

Wegen der diesmal ohne Unterbrechung weiterlaufenden Subduktion ereignen sich nun, ungefähr im erwarteten Abstand im Süden, nach oben durchbrechende vulkanische Vorgänge und darunter in größeren Tiefen Granitbildung (CH. EXNER 1976). Von Westen nach Osten längs der Insubrischen Naht liegen heute jene Plutone des Adamello-Gebietes, des Rieserferners und des Bachern Gebirges durch die Erosion abgedeckt am Tage, welche radiometrisch in den Grenzbereich Eozän-Oligozän einzuordnen sind. Ebenso finden wir im weiteren südlichen Anschluß, von Westen nach Osten dabei immer jünger werdend: in den Euganeen Vulkanismus vom Eozän zum Oligozän, im slovenischen Raum ausgeprägter andesitisch vom obersten Oligozän zum untersten Miozän und schließlich in der Steiermark im mittleren Miozän. Diesem von Westen nach Osten jünger werdenden Vulkanismus entspricht auch ein relatives Jüngerwerden

der Tektonik im Subduktionsbereich im Molasseraum im Norden ebenfalls von Westen nach Osten, was mit dem Wandern des Vulkanismus im Süden in Beziehung stehen könnte. Sicherlich hat diese neue Aktivitätsphase vom Paleozän zum Eozän fortlaufend in die jungalpidische Zeit hinein (zur „Dritten“ Tauern-Kristallisation hin) wiederum gewaltige Stoffumsetzungen bewirkt und zwar wahrscheinlich größere als jene Erste Alpidische Mobilisation während der tieferen Oberkreide, wenn auch nicht wie diese heute weitflächig aufgeschlossen. Wir sprechen nun von der Zweiten Alpidischen Kristallisationsphase mit Schwerpunkt im Eozän — „Kristallisation“ dort, wo sie bisher nicht metamorphe Gesteine erfaßte, „Rekristallisation“ wo schon metamorphe Gesteine, auch solche der Ersten Alpidischen Kristallisation, betroffen wurden. Sicherlich ist es wiederum nicht leicht, hier die Lagerstätten-Bildungen genau zuzuordnen. Es wurden ältere Stoffanreicherungen neu mobilisiert und bisher nicht metamorphe Gesteine, vor allem im nun subduzierten nördlichen Penninikum infolge des Druck- und Temperaturanstieges von Stoffwanderungen erreicht. Im hochliegenden ostalpinen Stockwerk waren die Auswirkungen gering, wenn man vom Raum der Periadriatischen Naht absieht. Auch im Umraum des Tauern-Fensters könnte die Erosion noch von der Zweiten Alpidischen Kristallisation erfaßtes Ostalpin ab dem Miozän aufgeschlossen haben.

Die ebenfalls bestehende vulkanische Aktivität vom Oberrheingraben und dem Hegau über die Schwäbische Alb bis ins Egerland (auf den Abbildungen nicht dargestellt), streut ihre Aschen wiederholt im Molasseraum aus. Ihre Beziehungen zur Alpinen Orogenese sind weniger transparent; sie mag mit Relativbewegungen von Kleinplatten Mesoeuropas zusammenhängen?

Das Ostalpen-Westende und die westlichen Ostalpen vom Apt bis zum Tertiär (Abb. 1)

Vom Apt bis zum Unteren Campan

In der Darstellung des Ostalpen-Westendes (Abb. 1) demonstrieren wir wiederum die Zeit der Mittelkreide und der tiefen Oberkreide, in der durch die beginnende Subduktion der Ostalpine Deckenbau entstanden war. Wir verzeichnen wiederum in der Tiefe den beginnenden Wärmefluß in die angeschoppten Decken hinein, der zur Ersten Alpidischen Kristallisationsphase führen soll. Infolge der besseren Aufschlußverhältnisse im Westen sehen wir dort viel klarer die Lagebeziehungen der verschiedenen Flyschbecken. Wir haben im Süden den Verspalaflysch mit Chromspinell-Spektren vom Stauwulst her, dann die Mittelpenninische Schwellenzone (das Briançonnais der Westalpen) und nördlich davon den Rhenodanubischen Flysch, der heute die Flyschzone im Norden der Ostalpen bildet, und die Flysche des Prättigaus und des Inneren des Engadiner Fensters (Maastricht-Fundpunkt von „Raschvella“). Von letzteren Flyschen nehmen wir an, durch die Bank-zu-Bank Korrelation von R. HESSE von der Mittelpenninischen Schwelle zum Rhenodanubikum hin ermutigt, daß sie primär nördlich vom Rhenodanubischen Flysch zu Hause waren, vielleicht von ihm abgetrennt durch einen Raum mit geringer Sedimentation. Hier im Westen sind auch die von der Vorlandplatte und ihrem Abhang zum Flyschraum hinunter stammenden Ablagerungen des Helvetikums vor allem in Vorarlberg und im Allgäu gut aufgeschlossen.

Vom Oberen Campan zum Miozän

Wenn wir nun in den westlichen Ostalpen ebenso in der Zeit weiter fortschreiten, können wir in der höheren Oberkreide hier wiederum den Subduktions-Stillstand

nachzuweisen versuchen und anschließend vom Paleozän zum Eozän sehen wir gerade hier sehr eindrücklich das Wiederkommen der Chromspinell-Lieferung, verursacht durch erneut einsetzende Subduktion. Dabei bildet sich aus Schwellen und Flyschen des Nordpenninikums heraus erneut ein Stauwulst aus, mit eingepackten Splittern aus dem Ozeanboden, die während des Paleozäns und Eozäns wieder dieses Signal-Schwermineral vor allem nach Süden liefern: in das Eozän des Inntals, das Eozän des Gebietes von Salzburg und bis in das dort auf der Gosau liegende Eozän des Krappfeldes in Kärnten (G. WOLETZ 1963). In der Tiefe baut sich dabei nach und nach ebenfalls die Zweite Alpidische Kristallisationsphase auf, welche dann im Oligozän unter Einbeziehung des Vorlandes in die Tauernkristallisation übergehen soll, welche nachfolgend als Dritte Alpidische Kristallisation definiert wird.

Die Europäische und die Ostalpine Platte, die vor dem Dogger ja verbunden waren, die vom Dogger zum Apt durch aus der Tiefe aufdringende basische Massen auseinandergerissen wurden, haben sich dann, infolge der ab dem Apt von Süden nach Norden ausgreifenden Subduktion jener basischen Massen, wieder angenähert, wobei aufliegende Sedimente und leichte Krustenschollen nach und nach ausgequetscht wurden.

Im Obereozän stießen dann die beiden Platten zusammen und glitten nachfolgend übereinander, was den Umbruch von der Altalpidischen zur Jungalpidischen Zeit (zur Molassezeit) bedeutet. Dabei ist das Meer nach und nach gegen Norden gewandert, und die immer noch existente Subduktionskraft hat dort die europäische Platte hinuntergebogen, wobei sich das Molassebecken bildete, welches dann den Schutt der aufsteigenden Alpen empfangen hat. Zur selben Zeit haben wir natürlich im Alpenraum immer wieder Bedingungen, welche die Lagerstättenbildung förderten. Da die Subduktion ja weiter andauerte, sind in der Tiefe Druck- und Temperaturbedingungen zu erwarten, die nahe an Aufschmelzungs-Vorgänge heranführten und nun eine Dritte Alpidische Kristallisationsphase, die eigentliche Tauernkristallisation, im Oligozän verursachten (Abb. 2), welche nicht nur den Nordpenninischen Raum, sondern auch tiefliegende Anteile des Helvetikums (und damit Vorland) mit erfaßt haben dürfte. Nachfolgend werden die metamorphen Gesteine areal durch Hebungphasen freigelegt. Diese können wir durch Abkühlungsalter ins Miozän einordnen. Die dabei entstehenden großflächigen Aufbeulungen, welche oft mit Lineament-Tektonik verbunden sind, fallen rasch der Erosion zum Opfer, wodurch Tauernfenster und Engadiner Fenster geöffnet wurden. Vor allem im Tauernfenster sehen wir daher auch Resultate der jungalpidischen Mobilisationen zur Zeit des Oligozäns und nennen als Beispiel die Golderzänge.

Es sei nochmals vermerkt, daß in den Unterostalpin-Penninikumsaufbrüchen am Alpenostende (Semmering, Wechsel, Rechnitz) nach dem heutigen Stand der Kenntnis durch die Erosion keine jungalpidisch metamorphen Serien mehr angeschnitten worden sind. Dort, wie auch andernorts in den Ostalpen, dürften daher die jungalpidischen Mobilisate noch bedeckt in großer Tiefe liegen.

Literatur

- AMPFERER, O.: Gedanken über das Bewegungsbild des atlantischen Raumes. — Sb. Akad. Wiss. math. nat. Abt. I, 150, Wien 1941.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild der Ostalpen. — Verh. G. B. A., Sonderheft G, Wien 1965.
- DIETRICH, V. J.: Die sulfidischen Vererzungen in der Oberhalbsteiner Serpentiniten. — Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie, 49, Bern 1972.
- DIETRICH, V. J.: Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese. — Geotekt. Forsch., 50, Stuttgart 1976.
- ERKAN, E.: Uran- und gipsführendes Perm in den östlichen Ostalpen. — Berg- u. Hüttenm. M. H., 122. — Wien 1977.

- EXNER, CH.: Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineamentes. — Verh. Geol. B. A., Wien 1976.
- FRANK, W., KLEIN, P., NOWY, W. u. SCHARBERT, S.: Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleinalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr Methode. — *TMPM*, 23, Wien 1976.
- FRIEDRICH, O. M.: Die Vererzung der Ostalpen gesehen als Glied des Gebirgsbaues. — Arch. Lagerstättenforsch. Ostalpen, 5, Leoben 1968.
- FUCHS, W.: Die nördliche Molasse und ihr Rahmen zwischen Rhône und March. — *Jb. Geol. B. A.*, 119, Wien 1976.
- HESSE, R.: Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault: kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. — *Geologica et Paläontologica*, SB 2, Marburg 1973.
- HESSE, R. u. BUTT, A.: Paleobathymetry of Cretaceous turbidit basins of the East Alps relative to the calcite compensation level. — *Journ. Geology*, 84, Chicago 1976.
- HOLZER, H.: Erze. — *Der geologische Aufbau Österreichs*. — Springer, Wien 1979 (im Druck).
- MILLER, CH.: On the metamorphism of the eclogites and high-grade blueschists from the Penninic terraine of the Tauern Window, Austria. — *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 54/2—3, 371—384, Zürich 1974.
- MILLER, CH.: Chemismus und phasenpetrologische Untersuchungen der Gesteine aus der Eclogitzone des Tauernfensters. — *TMPM*, 23, Wien 1977.
- MÜLLER, K.: Das „Randencoman“ der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihre Schubweiten. — *Geol. Rundschau*, 62, 1, 54—96, Stuttgart 1973.
- OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — *Jb. Geol. B. A.*, 106, Wien 1963.
- OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. — *Jahrb. Geol. B. A.*, 111, 115—145, Wien 1968.
- OBERHAUSER, R.: Stratigraphisch-Paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. — *Geol. Rundschau*, 62, Stuttgart 1973.
- OXBURGH, E. R.: Flake Tectonics and continental collision. — *Nature*, 239, 202—204, London 1972.
- PETRASCHEK, W. E.: Alpine metallogenesis and plate tectonics — still a problematic correlation. — 4th IAGOD Symposium, II, Varna 1974.
- PETRASCHEK, W. E.: Uranerz in Österreich. — *Berg- u. Hüttenm. MH.*, 120, Wien 1975.
- PREY, S.: Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. — *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 69, Wien 1978, (im Druck).
- ROEDER, D.: Die Alpen in plattentektonischer Sicht. — *Z. dt. Geol. Ges.*, 127, Hannover 1976.
- SCHMIDT, K.: „Subfluenz“ und Subduktion in den Alpen. — *Z. dt. Geol. Ges.*, 127, Hannover 1976.
- SCHWAN, W.: Zeitlichkeit von Orogenese und Plattentektonik. — *Clausthaler Geol. Abh.*, 17, Clausthal 1974.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — *Deuticke*, Wien 1963.
- TOLLMANN, A.: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — *Geotekt. Forsch.*, 21, 1—156, Stuttgart 1966.
- TOLLMANN, A.: Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 148/3, 286—319, Stuttgart 1975.
- TRÜMPY, R.: Paleotectonic evolution of the central and western Alps. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 71, 843—907, New York 1960.
- TRÜMPY, R.: The timing of orogenic events in the Central Alps. — *Gravity and Tectonics*. (In De Jong and Scholten), New York 1973.
- TRÜMPY, R.: Penninic-austroalpine boundary in the Swiss Alps. — *Ann. J. Sci.*, 275, 4, New Haven 1975.
- WIESENER, H. u. SCHARBERT, S.: Rock formations and metamorphism in the Eastern Part of the Austrian Central Alps. — *Geodyn., Geotrav. around the Alps*, München 1977.
- WOLETZ, G.: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Altertär-Schichten der nördlichen Ostalpen. — *Jahrb. Geol. B. A.*, 196, 89—119, Wien 1963.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt im April 1978.