

Zur variszischen Verbindung von Ober- und Mittelostalpin

Herrn Hofrat Honorarprofessor Dr. Franz KAHLER
zu seinem 80. Geburtstag gewidmet

Von Helmut W. FLÜGEL, Graz

ZUSAMMENFASSUNG

Die paläozoische Entwicklung von Ober- und Mittelostalpin weist zahlreiche Unterschiede auf. Sie zeigen sich in der sedimentären Entwicklung, in den Mächtigkeiten, im Vulkanismus, in der variszischen Tektonik und der Metamorphose. Sie sprechen gegen eine primäre Verbindung beider Ablagerungsräume während des Paläozoikums und lassen die Möglichkeit zu, daß diese Verknüpfung erst durch die variszische Gebirgsbildung im Zuge plattentektonischer Vorgänge erfolgte.

Unsere Auffassung über die Paläogeographie des alpinen Paläozoikums wurzelt in dem Nord-Süd-Streifenmuster der alpinen Fazieströge. Aus ihnen leitet man gleichlaufende Zonen für das Varisikum ab, die durch verschiedene Fazies und Entwicklung charakterisiert werden. Vergleicht man die Entwicklung dieser Zonen, dann stößt man auf Unterschiede, die sich schwer mit der Annahme einer Quergliederung einer Geosynklinale vereinbaren lassen. Dies gilt in erster Linie für ober- und mittelostalpinisches Varisikum.

In der variszisch gefalteten oberostalpinen Folge ist biostratigraphisch höheres Ordovizium bis Oberkarbon belegt. Das Fehlen präoberordovizischer Schichten wirft die Frage nach dem primären, durch die alpine Tektonik abgescherten Sockel dieses Paläozoikums auf. Über ihn wissen wir fast nichts. DAURER & SCHÖNLAUB (1978) beschrieben aus tiefen Horizonten der Steirischen Grauwackenzone Gerölle von granitoiden Gesteinen und Gneisen. Sie deuten auf ein voroberordovizisches Plutonit-Metamorphit-Areal in Nachbarschaft der Grauwackenzone. Diesem Kristallin könnten einige der Metamorphit-Folgen, die an der Basis der Norischen Decke auftreten, zuzurechnen sein. Man könnte auch das Gailtal-Kristallin im Liegenden der altpaläozoischen Gailtaler Phyllite als Reste dieses voroberordovizischen Sockels betrachten, wenn nicht die Möglichkeit gegeben wäre, daß diese Phyllite, ähnlich wie die Thurntaler Quarzphyllite, von ihrem höher-kristallinen Sockel getrennt sind. Sicher ist,

daß dieser ostalpine Kristallinsockel keine primäre Fortsetzung des mittelostalpinen Kristallins war, da letzteres seine Prägung erst im Jungpaläozoikum (bzw. altpaläozoisch) erhielt. Die Möglichkeit, daß diese Abscherungsfläche sich innerhalb eines sedimentären Komplexes entwickelte, ist wenig wahrscheinlich. Es wäre jedoch denkbar, daß örtlich die oberostalpinen Phyllit-Areale, ähnlich wie dies in den Gemeriden der Fall ist (vgl. SNOPKOVA & SNOPKO 1979), tiefer als derzeit bekannt hinabreichen. Eine Lösung dieser Frage wäre wichtig, da in ihr die Antwort für das Alter des kristallinen Sockels liegt.

Im Gegensatz zum Oberostalpin belegen im Mittelostalpin einige Altersdaten eine zumindest bis in das Unterkambrium zurückreichende Ablagerungszeit: SATIR & MORTEANI (1979) gaben für die feinsandigen Tonschiefer, die das Ausgangsgestein der Steinkogel-Schiefer (Tirol) bilden, ein Alter an, welches etwa der Grenze Unter/Mittelkambrium entspricht, GRAUERT (1969) bezog die tonig-sandigen Ausgangsgesteine der Plattagneise des Silvretta-Kristallins auf den Zeitabschnitt der Mittel/Oberkambriumgrenze und FRANK et al. (1976) publizierten für den Vulkanitkomplex der „Amering-Serie“ der Stubalpe (Steiermark) ein hochkambrisches Datum.

Den Abschluß der „Amering-Serie“ bildet eine etwa 700 m mächtige Augengneis-Entwicklung. Nach HERITSCH & TEICH (1976) handelt es sich um Meta-Rhyolithe. Sie wurden (FLÜGEL 1976, BECKER 1977) mit den im oberostalpinen Oberordovizium weit verbreiteten Quarzporphyroiden in genetischen und zeitlichen Zusammenhang gebracht. Dieser Vergleich wird gestützt durch die Beobachtung, daß im Mittelostalpin verschiedene Altersdaten aus Gneisen bekannt wurden, die auf einen ausgedehnten granitoiden Plutonismus während des höheren Ordoviziums deuteten (vgl. SASSI & ZIRPOLI 1979, TROLL et al. 1976, SCHMIDT 1977 u. a.). Es kann daher der Vorstellung von SCHÖNLAUB (1979) nicht gefolgt werden, der versuchte, die Augengneise der Stubalpe bzw. der Schobergruppe mit den oberkambrischen Vulkaniten des Barrandiums in Verbindung zu bringen.

Die Mächtigkeit dieses kambro-ordovizischen Komplexes, von dem wir nicht wissen, ob in ihm auch präkambrische Anteile enthalten sind, beträgt allein für die „Amering-Serie“ etwa 4 km, wobei unbekannt ist, welche Position die erwähnten unter- und mittelkambrischen Sedimente einnehmen. Das Hangende dieser Schichten bildet in der Stubalpe ein etwa 6000 m mächtiger lithologisch gliederbarer Komplex aus verschiedenen Glimmerschiefern, Amphiboliten und Marmoren. Letztere stellen vor allem in höheren Teilen der Folge lang anhaltende Gesteinszüge („Almhaus-Serie“) dar. BECKER vermutete in ihnen Devon, während er in den sie unterlagernden ehemals sandigen Tonschiefern, Lagen von Kalken, tonigen Mergeln und basischen Vulkaniten mit einer Gesamtmächtigkeit von über 4000 m eine silurische Abfolge sah. Ob diese Gesteinsserie ein

repräsentatives Profil für das gesamte Mittelostalpin darstellt, ist ungeklärt, braucht jedoch hier nicht weiter untersucht zu werden.

Ein Vergleich der mittelostalpinen Entwicklung mit der oberostalpinen zeigt auf den ersten Blick einige Ähnlichkeit, die sich jedoch bei näherer Betrachtung als wenig aussagekräftig erweist, wie die Einstufung der „Almhaus-Serie“ in das Devon, die auf einem lithologischen Vergleich beruht. Der einzig weitgehend gesicherte zeitliche Bezugshorizont, der auch einen genetischen Vergleich erlaubt, sind die Meta-Rhyolithe (Augengneise, Quarzporphyroide) des oberen Ordoviziums. Aber auch sie sind kein gesichertes Argument für eine enge ursprüngliche Nachbarschaft von Mittel- und Oberostalpin, da im Ordovizium Europas ein saurer Plutonismus und Vulkanismus weit verbreitet war (vgl. ZWART & DORNSIEPEN 1978: Abb. 3). Andererseits zeigt ein Mächtigkeitsvergleich deutliche Unterschiede. Sie würden noch stärker ausfallen, würde nicht eine anchimeta-morphe Folge mit einer hochkristallinen, tektonisch gepreßten und ausgewalzten Entwicklung verglichen werden. Könnte man für die kambro-ordovizischen Anteile des Kristallins noch argumentieren, daß im Oberostalpin nur höher-ordovizische Schichten vorliegen, so ist dies für die „silurisch-devonische“ Folge nicht mehr möglich. Hier steht den wenigen hundert Meter mächtigen Vulkaniten und Schiefen bzw. den wenigen zehn Meter mächtigen Kalken des oberostalpinen Silurs im Mittelostalpin eine mindestens 4 bis 5 km mächtige Serie von Tonschiefern, Mergeln und basischen Vulkaniten gegenüber. Man könnte dies etwas gezwungen damit erklären, daß man das Oberostalpin als eine Miogeosynklinal-Folge, das Mittelostalpin als mächtige eugeosynklinale Flysch-Fazies deutet, wofür freilich keine lithologischen Hinweise gegeben sind. Eine derartige Gegenüberstellung ist jedoch für die über 1500 m mächtigen Karbonate der „Almhaus-Serie“ sicher nicht möglich, da es sich bei ihr ebenso wie bei den maximal 500 m mächtigen Kalken und Dolomiten des oberostalpinen Devons um Seichtwasser- und Schelfbildungen handelt.

Über die Faziesverteilung des oberostalpinen Silurs und Devons gibt es derzeit noch keine einheitliche Auffassung, was mit den verschiedenen paläogeographischen Vorstellungen zusammenhängt (vgl. FLÜGEL 1977, 1978, 1980, SCHÖNLAUB 1979). Gesichert ist, daß die Entwicklung nicht einheitlich war, sondern daß wir neben Arealen mit vorwiegend terrigener Sedimentation (Ennstaler, Thurntaler, Gailtaler Quarzphyllite, Magdalensberg-Formation), solche mit Seichtwasserkarbonaten haben (Grauwackenzone, Murauer und Grazer Paläozoikum). In diesen Faziesunterschieden drückt sich die Mobilität des Untergrundes aus. SCHÖNLAUB (1979) erklärte dies durch die Annahme eines mobilen Außenschelfs (vgl. auch FLÜGEL 1977). Schweremineraldaten lassen erkennen, daß als sedimentschüttendes Hinterland während des gesamten Zeitraumes ausgedehnte mesozonale Metamorphit- und Plutonit-Gebiete existiert haben müssen (FENNINGER & HOLZER 1978, BUCHROITHNER 1979, STATTEGGER

unpubliziert). Daß es sich hierbei um ein voroberordovizisches Kristallin gehandelt haben muß, unterstreichen verschiedentlich auftretende Kristallin-Konglomerate in der Grauwackenzone (vgl. S. 133).

Im Gegensatz zu diesem Faziesbild scheint die mittelostalpine Entwicklung einheitlicher zu sein. Dafür sprechen nicht nur die mehr oder minder einheitlichen lithostratigraphischen Einheiten, sondern auch einzelne geringmächtige petrographisch erfaßbare Horizonte, die sich teilweise über Zehner von Kilometern verfolgen lassen (vgl. KLEINSCHMIDT 1975). Dies spricht für einen relativ stabilen Ablagerungsraum.

Das oberostalpine Altpaläozoikum ist durch räumlich weitverbreitete Meta-Rhyolithe im Ordovizium bzw. Meta-Alkali-Basalte respektive Tholeeite im Ordovizium bis Mitteldevon charakterisiert. Vereinzelt finden sich auch Meta-Trachyte (HURLER 1972) bzw. Meta-Trachtylparite (PHADKE 1967). NEUBAUER (1979) konnte ein silurisches Alter für derartige Vulkanite wahrscheinlich machen. Eine ähnliche Mengung basischer und sauer-intermediärer Gesteine findet sich im Devon der Gemeriden (BAJANIK 1976). In letzter Zeit wurde versucht, die Frage der geotektonischen Zuordnung des ostalpinen Variszikums mit Hilfe des Chemismus dieser Vulkanite einer Lösung näherzubringen, ohne daß jedoch Übereinstimmung zwischen den Autoren vorhanden wäre. Während KOLMER (1978) die Spilitite des Grazer bzw. Murauer Paläozoikums aufgrund ihrer Spurenelemente als within-Basalte auffaßte, sahen HOSCHEK & MOSTLER (1978) sowie COLINS et al. (1977) in ähnlichen Gesteinen der westlichen Grauwackenzone Alkalibasalte bzw. tholeeitische Basalte, die sie mit solchen ozeanischer Rücken verglichen. LOESCHKE (1977) deutete dagegen die Paläovulkanite des Kärntner Paläozoikums und die der Nördlichen Grauwackenzone als Produkt eines Inselbogen-Vulkanismus. Ein Vergleich mit den Vulkanitabkömmlingen des Mittelostalpins ist nur vereinzelt möglich (z. B. Augengneise der Stubalpe). Besonders bei den Eklogiten, Serpentiniten, Gabbro- und Orthoamphibolit-Vorkommen, die in stark wechselnder Mächtigkeit innerhalb der Sedimentabkömmlinge auftreten, ist eine Zuordnung schwierig. In der Saualpe hat LOESCHKE (1977) derartige Gesteine als Tholeeite, EL AGEED (1979) die Serpentinite und Dunit-Gabbros des Hochgrößen und von Kraubath als Reste eines Ophiolithkomplexes gedeutet. Die Schwierigkeiten ergeben sich zum Teil aus der Metamorphose des Kristallins, die nicht nur paläozoisches, sondern auch altalpines Alter hat (vgl. FRANK 1980).

Die bisherigen Altersdaten zeigen, daß der Höhepunkt der variszischen Metamorphose im Westfal liegt. Dazu kommen Daten mit einer Häufung im mittleren Perm. Sie stammen vorwiegend aus Graniten und Pegmatiten und könnten ihre postorogene Platznahme anzeigen. Schwieriger anzugeben sind die Bedingungen dieser Metamorphose, da wir neben Gesteinen mit Hochdruck-Metamorphose (Eklogite, Plattengneise; vgl. HERITSCH 1977, 1978, 1979 usw., RICHTER 1973) solche mit Niedrigdruck/Medium-

Temperatur-Bedingungen kennen, wobei keine einheitliche Ansicht darüber herrscht, ob das variszische Geschehen für die Prägung beider Metamorphosetypen verantwortlich ist. Letzteres würde eine Überlagerung von mindestens 20 bis 30 km verlangen, was im Rahmen einer variszischen Orogenese bei Annahme tektonischer Schichtverdopplung denkbar ist.

Im Gegensatz dazu zeigt das oberostalpine Paläozoikum meist nur anchimetamorphe Prägung (Prenit/Pumpellyit-Fazies), kann jedoch örtlich bis in die Grünschiefer-Fazies reichen. Das variszische Alter dieser Metamorphose ist auch dort, wo transgressiv jungpaläozoische Schichtfolgen das ältere Paläozoikum überlagern, nicht immer gesichert, da eine altalpidische Metamorphose mit ähnlicher Fazies nachweisbar ist, wobei sich ihr jüngeres Alter durch ihr Eingreifen in die Trias ergibt (vgl. u. a. SCHRAMM 1978). Dort, wo mittelostalpinen Kristallin tektonisch von oberostalpinem Paläozoikum überlagert wird (z. B. Grazer Paläozoikum, Saualpe usw.), ist ein Metamorphose-Hiatus – sieht man von der übergreifenden altalpidischen Metamorphose ab – feststellbar.

Anders als in den Südalpen haben wir über Umfang und Stärke der variszischen Tektonik im Oberostalpin nur wenige sichere Anhaltspunkte. Dort, wo eine jüngere transgressive Überlagerung durch Jungpaläozoikum gegeben ist, wie in der Nördlichen Grauwackenzone, finden sich Hinweise auf einen variszischen Schuppen- und Deckenbau (FLAJS 1966, SCHÖNLAUB 1979), jedoch erschweren jüngere Störungskontakte oft den Nachweis variszischer Strukturlinien. Manche großtektonische Strukturen, die früher als variszisch angesehen wurden, dürften ein altalpidisches Alter haben (Grazer Paläozoikum).

Auch im Mittelostalpin fällt eine sichere zeitliche Zuordnung der tektonischen Elemente schwer. Im allgemeinen wird eine sehr kräftige variszische Deformation angenommen. So spricht vieles dafür, daß die Schlingentektonik des Ötztal-Kristallins (vgl. PURTSCHELLER und SASSI 1975, SCHMIDT 1976) ebenso variszisches Alter hat wie einzelne der innerhalb des Mittelostalpins nachweisbaren Überschiebungen (vgl. PILGER 1975).

Fassen wir das Gesagte zusammen, dann zeigt sich, daß das oberostalpine Paläozoikum ab dem oberen Ordovizium bis in das Karbon eine relativ geringmächtige terrigene bzw. karbonatische Flachwasserentwicklung über einem mobilen Schelf war. Es muß angenommen werden, daß sie primär ein voroberordovizisches Kristallin überlagerte, von dem sie altalpidisch abgeschert wurde. Eine kaledonische Orogenese fehlt diesem Raum. Der einzige Hinweis auf dieses Ereignis sind die im oberen Ordovizium weitverbreiteten Rhyolithe. Von ihm trennbar ist ein bis in das mittlere Devon reichender basischer bis sauer-intermediärer Vulkanismus. Die variszische Orogenese zeigt sich zumindest lokal in einem Decken- und Schuppenbau, verbunden mit einer geringgradigen Metamorphose. Die postorogene Hebung scheint nur gering gewesen zu sein, da es bereits ab dem Westfal B örtlich zur Entwicklung von Molassebecken kam, die vor

allen ihr Material aus einem mesozonalen Kristallin respektive aus sauren Plutonit-Arealen erhielten. Dabei treten von Norden nach Süden immer jüngere postorogene Transgressionsbildungen auf (FLÜGEL 1977). Im Süden stärker als im Norden geben einzelne Quarzporphyr-Vorkommen Hinweise auf einen postorogenen Vulkanismus.

Im Gegensatz zu dieser Entwicklung ist das Mittelostalpin durch eine sehr starke Sedimentation ab dem Präkambrium mit Mächtigkeiten bis zu 10 und mehr Kilometern charakterisiert. Die Abfolge scheint für große Räume relativ einheitlich gewesen zu sein, was auf gleichmäßig stabile Bedingungen deutet. Ein kaledonisches Ereignis ist weit verbreitet. Es zeigt sich im gehäuften Auftreten saurer Plutonite und Vulkanite, wobei die Frage, wie weit diese mit einer Metamorphose und Tektogenese verknüpft waren, derzeit diskutiert wird. Die starke variszische Orogenese, verbunden mit einer bis zur Anatexis reichenden Metamorphose, zwingt zur Annahme einer mächtigen, vermutlich tektonischen Überlagerung und zur Vorstellung eines tiefreichenden orogenen Wulstes. Vielleicht könnten einige der in ihrer Alterszuordnung umstrittenen Überschiebungslinien an der Basis paläozoischer Quarzphyllite über mittelostalpinem Kristallin diesem Ereignis zuzurechnen sein. (In diesem Fall könnten auch „unterostalpine“ Quarzphyllite ihre präpermische nördliche Position einem derartigen Vorgang verdanken. Paläogeographisch würde dies für unsere Vorstellung über die paläozoische Entwicklung einiges erleichtern.) Die Überlagerung des mittelostalpinen Kristallins durch permische Transgressionsbildungen zeigt, daß wir mit einem raschen postorogenen Aufstieg bei starker Erosion im Zuge des isostatischen Ausgleiches rechnen müssen. Vielleicht stellen die Molassefüllungen über dem Oberostalpin die Produkte dieser Erosion dar. Permische spätorogene Granite und Pegmatite zeigen das Ende des variszischen Zyklus¹).

Unsere bisherigen paläogeographischen Vorstellungen berücksichtigten diese Gegensätze zwischen Ober- und Mittelostalpin nicht. Man versuchte vielmehr, das oberostalpine Paläozoikum als die direkte südliche Fortsetzung des Mittelostalpins aufzufassen (vgl. FLÜGEL 1978: Abb. 1, SCHÖNLAUB 1979: Abb. 75), entstanden aus einem breiten variszischen Geosynklinaltrog und geprägt von einem gemeinsamen Schicksal. Da sich nunmehr zeigt, daß derartige Überlegungen die Realität nur unvollkommen berücksichtigten, müssen wir uns fragen, ob nicht ein Entwicklungsmodell, das von primär getrennten Ablagerungsräumen ausgeht, die erst durch das variszische Geschehen zu einer „Einheit“ wurden, den Tatsachen besser gerecht wird. Ein derartiges Modell würde auch das Problem des „Kale-

¹ Ohne näher darauf einzugehen, sei hier darauf hingewiesen, daß die Entwicklung des penninischen „Variszikums“ bzw. des unterostalpinen Altkristallins der Oststeiermark sehr ähnlich ablief wie die des mittelostalpinen Variszikums. Dieses einheitliche Geschehen ändert sich erst während des mittleren Mesozoikums.

donischen Paradoxons" erklären, d. h. den Widerspruch, der sich daraus ergibt, daß innerhalb des Oberostalpins keine gesicherten Hinweise auf eine starke kaledonische Orogenese existieren, für die es im Mittelostalpin deutliche Anzeichen gibt. Man vergleiche dazu die Arbeiten von SASSI, SCHÖNLAUB & ZIRPOLI 1978, HEINISCH & SCHMIDT 1977, KLEINSCHMIDT et al. 1976, BÖGEL et al. 1979. Nimmt man getrennte Ablagerungsräume zu dieser Zeit an, so stellt uns dieser Unterschied vor kein Problem²⁾. Ebenso würde eine derartige Annahme erklären, weshalb der primäre Sockel des oberostalpinen Paläozoikums ein präoberordovizisches Kristallin sein könnte, für dessen Existenz wir im mittelostalpinen Kristallin keine Anhaltspunkte finden.

Falls dieses Modell einer getrennten Entwicklung von Ober- und Mittelostalpin zutrifft und die Annahme, daß beide erst durch das variszische Geschehen miteinander verknüpft wurden, stimmt, liegt es nahe, dieses Geschehen mit plattentektonischen Vorstellungen in Verbindung zu bringen. Dies würde bedeuten, daß wir für den prävariszischen Zeitabschnitt zwischen dem heutigen Ober- bzw. Mittelostalpin einen Ozean annehmen müßten, der variszisch subduziert wurde, wobei dieser Vorgang in ursächlichem Zusammenhang mit dem starken thermisch-dynamischen Geschehen im mittelostalpinen Variszikum steht.

LITERATUR

BAJANIK, S. (1976): To petrogenesis of Devonian volcanic rocks of the Spissko-gemerske Rudohorie Mts. (West Carpathian Mts.). - Zapadne Karpaty, ser. min. petr. geochem., 2:75-94, Bratislava.

BECKER, L. P. 1977: Zum geologischen und tektonischen Aufbau des Stubalpenzuges (Steiermark) mit einem Vergleich seiner Position zur nordöstlichen Saualpe (Kärnten). - Carinthia II, 167/168:113-125, 3 Abb., Klagenfurt.

BÖGEL, H., MORTEANI, G., SASSI, F. P., SATIR, M., & SCHMIDT, K. (1979): Hercynian and pre-Hercynian development of the Eastern Alps. Report on a meeting. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 159:87-112.

BUCHROITHNER, M. F. (1979): Das Paläozoikum von Tobelbad bei Graz. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 109:63-70, 1 Abb., Graz.

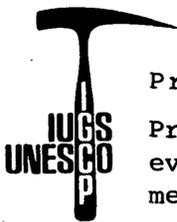
COLINS, E., HOSCHEK, G., & MOSTLER, H. (1977): Arbeitsbericht über das Jahr 1976. - Jber. Tiefbau 1976:23-27, Wien.

DAURER, A., und SCHÖNLAUB, H. P. (1978): Anmerkungen zur Basis der Nördlichen Grauwackenzone. - Mitt. österr. geol. Ges., 69(1976):77-78, Wien.

²⁾ Da der tatsächliche stratigraphische Umfang und die Mächtigkeit der kambrisch-(?)ordovizischen Folge des Mittelostalpins unbekannt ist, ist die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen, daß es in tieferen Anteilen dieses Stockwerkes „kaledonisch“ zu Metamorphose und Orogenese gekommen ist. Die variszische Tektonik und die in Ost und West ungleich tief reichende postvariszische Erosion könnten dazu geführt haben, daß besonders in Westösterreich Hinweise auf das „kaledonische“ Ereignis gehäuft nachgewiesen wurden.

- EL AGEED, E. (1979): The Hochgrößen Ultramafic-mafic Association. Its Associated Mineralization and Petrogenetic Significance. – 245 S., Köln.
- FENNINGER, A., & HOLZER, H.-L. (1970): Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 63:52–141, 7 Abb., 2 Beil., 19 Taf., 1 Tab., Wien.
- (1978): Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. – Mitt. österr. geol. Ges., 69(1976):109–162, Wien.
- FLAJS, G. (1966): Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 59:157–212, 5 Taf., 8 Abb., Wien.
- FLÜGEL, H. W. (1976): Fortschritte in der Stratigraphie des alpinen Paläozoikums (1970 bis 1975). – Zbl. Geol. Paläont., Teil I, 1975:656–684, Stuttgart.
- (1977): Paläogeographie und Tektonik des alpinen Variszikums. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1977, 11:659–674, 4 Abb., Stuttgart.
- (1978): Mesoeuropa und alpines Variszikum. – Zeitschr. angew. Geol., 24:505–510, Berlin.
- (1980): Alpines Paläozoikum und alpidische Tektonik. – Mitt. österr. geol. Ges., 71/72:25–36, Wien.
- FRANK, W. (1980): Radiometrische Datierung frühalpiner Metamorphosevorgänge in den Ostalpen. – Jber. Tiefbau 1980, Wien.
- FRANK, W., KLEIN, P., NOWY, W., & SCHARBERT, S. (1976): Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleinalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr-Methode. – Tschermarks Min. Petr. Mitt., 23:191–203, 3 Abb., Wien.
- GRAUERT, B. (1969): Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins aufgrund radio-metrischer Altersbestimmungen. – Inaug. Dissert., Univ., 166 S., Bern.
- HEINISCH, H., & SCHMIDT, K. (1976): Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. – Geol. Rdsch., 65:9 Abb., 3 Tab., Stuttgart.
- HERITSCH, H. (1973): Die Bildungsbedingungen von alpinotypem Eklogitamphibolit und Metagabbro, erläutert an Gesteinen der Koralpe, Steiermark. – Tschermarks Min. Petr. Mitt., 19:213–271.
- (1978): Regionalmetamorphose eines Marmor-Kalksilikatschiefer-Komplexes unter geringem Partialdruck von CO₂ in der Koralpe, Steiermark. – N. Jb. Miner. Abh., 133:41–52, Stuttgart.
- HERITSCH, H., & TEICH, T. (1976): Zur Genese des Augengneises von der östlichen Gleinalpe in die Westliche Stubalpe. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, 112:115–119, Wien.
- HOSCHEK, G., & MOSTLER, H. (1978): Jahresbericht über das Jahr 1977. – Jber. Geol. Tiefbau, 6:43–46, Wien.
- HURLER, H. (1972): Geochemie und Petrographie der Metakeratophyre in der südlichen Saualpe (Kärnten). – Diss. Nat. Univ. Tübingen.
- KLEINSCHMIDT, G. (1975): Die „Plankogelserie“ in der südlichen Koralpe unter besonderer Berücksichtigung von Manganquarziten. – Verh. geol. Bundesanst., 1974:351–362, Wien.
- KLEINSCHMIDT, G., SASSI, F. P., & ZANFERRARI, A. (1976): A new interpretation of the metamorphic history in the Saualpe basement (Eastern Alps). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1976:653–670, Stuttgart.
- KOLMER, H. (1978): Die Verteilung von Ti, Sr, Y und Zr in plitischen Gesteinen der Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 108:31–43, 5 Abb., 2 Tab., Graz.
- LOESCHKE, J. (1977): Kaledonischer eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen im Vergleich mit rezentem Vulkanismus unterschiedlicher geotektonischer Positionen: Eine Arbeitshypothese. – Z. dt. geol. Ges., 128:185–207, 14 Abb., Hannover.
- NEUBAUER, F. R. (1979): Die Gliederung des Altpaläozoikums südlich und westlich von Murau (Steiermark/Kärnten). – Jahrb. Geol. B.-A., 122:455–511, Wien.
- PACHER, F., & RIEPL, K. (1978): Über die chemische Zusammensetzung von Gneisen und Glimmerschiefern der Koralpe, Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 108:45–54, Graz.

- PHADKE, A. V. (1967): Petrology and Structure of the Riebeckite Gneiss from the Area near Gloggnitz in the Graywacke Zone of Austria. – *Jahrb. Geol. B.-A.*, 110:199–216, 3 Figs., 7 Tab., Wien.
- PILGER, A. (1975): Die zeitlich-tektonische Entwicklung des Saualpenkristallins. – *Clausthaler geol. Abh., Sonderbd.* 1:143–154, Clausthal.
- PURTSCHHELLER, F., & SASSI, F. P. (1975): Some thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austridic Basement of the Eastern Alps. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 22:175–199, Wien.
- RICHTER, W. (1973): Vergleichende Untersuchungen an ostalpinen Eklogiten. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 19:1–50, Wien.
- SASSI, F. P., SCHÖNLAUB, H. P., & ZIRPOLI, G. (1975): The pre-variscan history of the Eastern Alps. – *Österr. Akad. Wiss., Erdw. S.*, 3(1978):261–277.
- SASSI, F. P., & ZIRPOLI, G. (1979): Pre-variscan acidic magmatism in the Eastern Alps. – *Newsletter IGCP-Proj.* 5:111–121, Padua.
- SATIR, M., & MORTEANI, G. (1979): Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. – *Geol. Rdsch.*, 68:1–40, 15 Abb., 6 Tab., Stuttgart.
- SCHMIDT, K. (1976): Das „kaledonische Ereignis“ in Mittel- und Südwesteuropa. – *Nova Acta Leopoldina, N. F.*, 45:224, 381–401, Halle.
- (1977): Der altpaläozoische Magmatismus und seine Stellung in der tektonischen Geschichte Mittel- und Südwesteuropas. – *Z. dt. Geol. Ges.*, 128:121–141.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. – *Abh. Geol. B.-A.*, 33:125 S., 79 Abb., 4 Tab., 7 Taf., Wien.
- SCHRAMM, J. M. (1978): Verbreitung der schwachen Metamorphose in Sedimentgesteinen des Westabschnittes der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen (Tirol und Vorarlberg). – *Jber. Geol. Tiefbau*, 6:41–42, Wien.
- SNOPKOVA, P., & SNOPKO, L. (1979): Biostratigrafia gelnickej serie v Spissko-gemerskom rudohori na zaklade palinologických výsledkov (Zapadne Karpaty – paleozoikum). – *Zapadne Karpaty, ser. geol.*, 5:57–102, Bratislava.
- TROLL, G., FORST, R., und SÖLLNER, F. (1976): Über Bau, Alter und Metamorphose des Altkristallins der Schobergruppe, Osttirol. – *Geol. Rdsch.*, 65:483–511, 15 Abb., 9 Tab., Stuttgart.
- ZWART, H. J., & DORNSIEPEN, U. F. (1978): The tectonic framework of central and western Europe. – *Geol. Mijnbouw*, 57:627–654.



Project

Prevariscic and variscic
events of the alpine
mediterranean mountain belts

Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. H. W. FLÜGEL, Institut für Geologie und Paläontologie, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.