

Zur tektonischen Stellung der Basalschuppen der Kalkkögel (Brenner-Mesozoikum) auf der Basis von Conodont-Colour-Alteration-Index-(CAI-)Untersuchungen

R. LEIN & H.-J. GAWLICK

Zusammenfassung

Mitteltriadische Beckensedimente, welche in tektonisch gestörtem Verband dem zentralalpinen Mesozoikum der Kalkkögel zwischengeschaltet sind, wurden in der Vergangenheit unterschiedlich gedeutet: entweder als normaler Teil der Schichtfolge (u.a. SCHMIDEGG, 1964; SARNTHEIN, 1965) oder als eingewickelte Späne oberostalpiner (= kalkalpiner) Herkunft (GEYSSANT, 1973; TOLLMANN, 1977). Conodont-Alteration-Index-(CAI-)Untersuchungen von mitteltriadischen Conodonten, die aus dem umstrittenen Teil der Schichtfolge stammen, zeigen CAI-Werte von CAI 5,0 bis CAI 6,5 und weichen damit sehr deutlich von kalkalpinen Proben des Westabschnittes der Nördlichen Kalkalpen (Nordkette und Krabachjoch-Deckscholle) ab. Hinsichtlich ihrer thermischen Prägung unterscheiden sich die mitteltriadischen Beckensedimente der Kalkkögel jedoch nicht von ihrer Umgebung. Sie sind demnach kein tektonisches Fremdelement, sondern ein normaler, wenngleich gestörter Teil der Schichtfolge. Dieser Befund korreliert gut mit den auf der Basis von Illitkristallinitäts-Untersuchungen gewonnenen Ergebnissen von KRUMM & SCHNEIDER (1983).

Die bisher an verschiedenen Lokalitäten aus zentralalpiner mesozoischen Sedimenten erhobenen CAI-Datensets zeigen auffallend gleichartige Werte, die zwischen CAI 5,0 und CAI 6,5 (in Ausnahmefällen bis CAI 7,0) liegen. In dieses Spektrum fügen sich die aus den Kalkkögeln erhobenen CAI-Werte sehr gut ein.

Hinsichtlich der thermischen Prägung besteht damit ein deutlicher Gegensatz zum Hauptkörper der Nördlichen Kalkalpen (Bajuvarikum und Tirolikum) mit wesentlich niedrigeren CAI-Werten (CAI 1,5 - CAI 2,0; vgl. GAWLICK et al. [1994]). Dagegen werden in Teilen des Juvavikums (Mürzalpendecke p.p., Dachsteindecke p.p., Hochkönig) CAI-Werte erreicht, die jenen der zentralalpiner Mesozoika gleichkommen bzw. diese sogar übertreffen, ohne allerdings annähernd deren Ausmaß an struktureller Alteration zu erreichen.

1. Einleitung

Die dem Ötztalkristallin auflagernde, leicht metamorphe Triasabfolge der Kalkkögel wurde in der Vergangenheit stets als normale sedimentäre Hülle des Altkristallins gedeutet (FRECH, 1905; SANDER, 1915; SPITZ, 1918; MUTSCHLECHNER, 1962). Allerdings hat schon SANDER (1915) indirekte Hinweise auf bestehende tektonische Komplikationen innerhalb der sedimentären Abfolge gegeben, indem er im tieferen Teil derselben jeweils durch Störungen begrenzte sogenannte "Basalgesteine" erkannt und kartenmäßig erfasst hat. Von GEYSSANT (1973) wurden schließlich die Gesteine der SANDERSchen Basalserie auf Grund der gestörten Lagerungsverhältnisse, vor allem aber wegen ihres scheinbar geringeren Metamorphosegrades und ihrer faziellen Andersartigkeit als eigenständige Einheit (= Serie B) von der zentralalpiner Hauptserie der Kalkkögel (= Serie A) abgetrennt und als oberostalpin (= kalkalpin) Fremdelement gedeutet. Dieser Vorstellung zufolge handelt es sich bei den Gesteinen der basisnahen Schuppe um Späne der Kalkalpen, die bei deren Transport über das Ötztaler Mittelostalpin auf dessen Rücken liegengeblieben und in einem sekundären Deformationsakt in den zentralalpiner Sedimentstapel der Kalkkögel eingewickelt worden wären. TOLLMANN (1977) ist dieser Interpretation umso bereitwilliger gefolgt, hatte er doch in seiner "Ostalpensynthese" (1963: Abb. 14) für die heutige Position der Blaserdecke einen ähnlichen Mechanismus angenommen.

Die Einbeziehung eines tektonischen Fremdelements in den zentralalpinen Schichtstoß der Kalkkögel setzt freilich voraus, dass dieser nicht mehr starr mit seinem kristallinen Untergrund verknüpft sein kann. Auf die Existenz einer basisnahen Störungsfläche mit Überschiebungscharakter im Nord- und Mittelabschnitt der Kalkkögel hat bereits GEYSSANT (1973: Abb. 5) hingewiesen. Prospektionsarbeiten im Rahmen eines Kraftwerkbaues haben diese Annahme voll bestätigt (HEISSEL, 1992).

Bei den SANDERschen "Basalgesteinen" handelt es sich auf Grund von Fossilfunden (SANDER, 1915; MUTSCHLECHNER, 1933) um Beckensedimente der höheren Mitteltrias ("Partnachschieben"). In ihrem gegenwärtigen Lagerungsverband könnten sie demnach zwanglos als Teil einer, wenngleich gestörten, aufsteigenden Schichtfolge gesehen werden, sofern sie sich nicht tatsächlich erheblich in Metamorphosegrad und Fazies von ihrer Umgebung unterscheiden.

2. Mitteltriadische Beckensedimente im NE-Abschnitt der Kalkkögel

Die vorgelegten Ergebnisse zur Stratigraphie der basalen Schichtfolge des Nordostspornes der Kalkkögel sind Nebenprodukt einer Kartierung des Gebietes zwischen dem Nederjoch-Jochkreuzkamm und dem Halsbach, beinhaltend das von GEYSSANT (1973: Abb. 2) entdeckte linsenförmige Vorkommen "von oberostalpinem Muschelkalk und Partnachschieben" im Bereich des unteren Halsbaches. Der Schichtaufbau dieses Gebietes ist relativ einfach: über mitteltriadischen Beckensedimenten im Tal des Halsbaches folgt Wettersteindolomit (ca. 400 m mächtig), der durch eine NE-SE-streichende von der Pfarrachalm in den Griesbach hinein verlaufende Störung von dem im Wesentlichen aus Hauptdolomit aufgebauten Sporn des Nederjoch-Jochkreuz-Zuges abgetrennt wird. Die fleckenhaft unter dem Hauptdolomit auftretenden Raibler Schichten bilden kein zusammenhängendes Band, sondern sind teils an steilstehenden Brüchen beträchtlich gegeneinander höhenversetzt, teils tektonisch amputiert. Unter ebenfalls tektonisch stark reduziertem Wettersteinkalk treten im Bereich des Telfener Berges (nahe Höhenkote 1309 m) in stark gestörtem Verband abermals mitteltriadische Beckensedimente auf.

Telfener Berg

Entlang des zur Kote 1309 m führenden Forstweges, nahe der am ÖK-Blatt 148 eingezeichneten Quelle (ca. 500 m NNE Kapfers), sind in tektonischem Kontakt zu Raibler Schichten und Wettersteindolomit dunkle, gut gebankte Hornsteinkalke sowie typische Partnachschieben aufgeschlossen, die in südwestlicher Richtung einfallen. Lösproben aus dieser Abfolge erbrachten folgende Faunen (det. L. KRYSSTYN):

Hornsteinkalk

- A2457: Unterkarn, CAI 5,0
Gladigondolella malayensis NOGAMI
Gl. tethydis (HUCKR.) + ME
Gondolella polygnathiformis BUD. & STEF.
- A2459: Unterkarn, CAI 6,5
Gondolella cf. polygnathiformis BUD. & STEF.
- A2460: Mittel- bis unteres Oberanis, CAI 5,5-6,0
Gondolella cf. bifurcata (BUD. & STEF.)
- A2461: Oberladin-Unterkarn, CAI 6,0
Gladigondolella tethydis (HUCKR.) + ME
Gondolella inclinata KOVACS

Partnachschieben

- A2451: Unterkarn, CAI 6,0
Gondolella polygnathiformis BUD. & STEF.

Halslbach

Im Bereich des unteren Halslbaches sind unter dem hier mächtig ausgebildeten Wettersteindolomit Partnachschiefern aufgeschlossen. Diese lagern direkt auf Gutensteiner Kalk und sind mit diesem mehrfach verschuppt. Conodontproben aus Kalklagen der Partnachschiefern waren steril.

Fasst man diese beiden lokalen Befunde zusammen und deutet diese tektonisch gestörten Abfolgen im Sinne einer ursprünglich zusammengehörigen Schichtfolge, dann ergibt sich folgendes Bild:

1. Der **Wettersteindolomit** wird von Partnachschiefern unterlagert, die - vermutlich ähnlich wie sonst überall in den Kalkalpen - über einem markanten Tuffhorizont (= tiefes Oberladin) einsetzen und hier unter Zwischenschaltung von Hornsteinbankkalken bis in das Unterkarn reichen. Im Gegensatz zu vergleichbaren Serien im Tirolikum (u.a. auch im Bereich der Nordkette), wo die Progradation der Wetterstein-Plattform über den Beckensedimenten im basalen Oberladin einsetzt, beginnt die Sedimentation der Wetterstein-Plattform demnach erst im Unterkarn. Dieses Ergebnis beinhaltet als wichtigste paläogeographische Aussage: Dass nur in den nördlichsten Teilen des kalkalpinen Faziesraumes (bzw. noch weiter nördlich) das stratigraphische Einsetzen des Wettersteinkalkes bzw. -dolomites zeitlich so spät erfolgt!
2. Die **Beckensedimente** im Liegenden des Wettersteindolomites sind nicht auf die Partnachschiefern beschränkt, vielmehr liegen auch Hornsteinkalke vor, die als **echte Reiflinger Schichten** zu bezeichnen sind und einen stratigraphischen Umfang von Oberanis (A2460) bis Unterkarn (alle übrigen Proben) aufweisen. Dieses Schichtglied ist - wie das auch in den Kalkalpen sehr oft vorkommt, in den zentralalpiner Serien aber fast die Regel ist (LEIN, 2001) - in extremer Weise tektonisch reduziert.
3. Die unterlagernden tektonisch stark ausgedünnten Karbonate, die selbst noch bei SARNTHEIN (1965) unter der unglücklichen Bezeichnung "Alpiner Muschelkalk" geführt werden, sind als Gutensteiner Kalk bzw. -Dolomit zu bezeichnen.

Als Ergebnis der Untersuchungen kann folgende Schichtfolge rekonstruiert werden: im Liegenden Gutensteiner Kalk (bzw. Dolomit) (bis tieferes Ober-Anis), Reiflinger Kalk mit Einschaltungen von Partnachschiefern (höheres Ober-Anis bis Unter-Karn) und Wettersteindolomit (Unter-Karn).

3. Diskussion der Ergebnisse

3.1. Fazielle Argumente

In den Kalkkögeln liegt eine Trias-Schichtfolge vor, die in groben Zügen derjenigen der Nördlichen Kalkalpen gleicht. Dass jedoch die heutige Lagebeziehung zwischen den Kalkalpen im Norden und den Kalkkögeln im Süden keine ursprüngliche ist, wie das noch von Neoautochthonisten im Umkreis von KOCKEL behauptet wurde, wird vor allem durch das unterschiedliche Einsetzen der Wettersteinplattformen belegt. Im zentralen Ablagerungsraum der Nördlichen Kalkalpen (= Tirolikum) erfolgte dieser Vorstoß im basalen Oberladin, nördlich davon etwas später, nämlich im Unterkarn (KRYSSTYN & LEIN, 1996). Dieser Hinweis, dass demnach der Sedimentationsraum der Kalkalpen südlich von demjenigen der Kalkkögel gelegen haben muss, stellt aber auch ein beträchtliches Hindernis für all jene Versuche dar, die Kalkalpen direkt vom Rücken der Ötztalmasse abzuleiten.

Der möglichen Behauptung, die Partnachschiefern-Lamelle in den Kalkkögeln stelle schon deshalb ein tektonisches Fremdelement dar, weil es in der zentralalpiner Fazies keine Partnachschiefern gäbe, ist entgegenzuhalten, dass die begriffsbestimmenden Parameter dieser Fazies, wie geringe Mächtigkeit, Fehlen mitteltriadischer Beckensedimente etc., keine primären Eigenheiten sind, sondern das sekundäre Ergebnis tektonischer Deformation darstellen.

Die gewaltigen Unterschiede in der Mächtigkeit der Mitteltrias-Schichtfolge zwischen den Kalkalpen (Profil Nordkette: 1100 m) und den Kalkkögeln (Prof.-Pfiemeswand: 300 m), die u.a. SARNTHEIN (1965: Taf. 1) klar herausgearbeitet hat, spiegelt demnach nicht die ursprünglichen Verhältnisse wider.

3.2. Größenordnung der thermischen Prägung im Vergleich

Im Vergleich mit CAI-Daten anderer zentralalpiner Mesozoika liegen die aus den Kalkkögeln ermittelten CAI-Werte klar im regionalen Trend (s. Tab. 1). Deutlich unterscheiden sie sich dagegen von dem aus der Haupteinheit der Nördlichen Kalkalpen (= Tirolikum und bei Bajuvarikum) bekannten Datensatz (GAWLICK et al., 1994; LEIN et al., 1997). Darüber hinaus zeigen die von KRUMM & SCHNEIDER (1983) durchgeführten Illitkristallinitäts-Untersuchungen in einem quer über die von GEYSSANT (1973) vermutete Deckengrenze verlaufenden Profil, dass über diese Fuge hinweg eine einheitliche thermische Prägung vorliegt, der makroskopisch vermutete Befund eines "Metamorphoseunterschiedes" demnach auf Grund der ermittelten CAI-Werte keine Bestätigung findet. Die aus mitteltriadischen Beckensedimenten aufgebaute Schuppe ist somit eindeutig Teil der autochthonen Schichtfolge der Kalkkögel, sofern man nicht eine tektonische Platznahme der "Basalschuppe" vor dem Einsetzen der Metamorphose annimmt. Derartiges ist jedoch höchst unwahrscheinlich, da FREY et al. (1999) den Höhepunkt der Metamorphose in dieser Region zur Zeit der höheren Unter-Kreide bis tieferen Ober-Kreide ansetzen.

Trotzdem makroskopisch an den Mitteltrias-Karbonaten der Kalkkögel kaum auffallende Anzeichen thermisch bedingter Veränderungen zu erkennen sind, zeigen sich solche bei mikroskopischer Betrachtung: die ursprüngliche Mikrofazies der Gesteine ist durch eine weit gediehene Kornvergrößerung (mit Kristallitgrößen von 20-100 µm) vollkommen zerstört. In dieser Hinsicht unterscheiden sich die Gesteine der "Basalschuppe" der Kalkkögel deutlich von den echten oberostalpinen Sedimentserien der räumlich nahe gelegenen Blaserdecke.

Der auf der Basis der Conodont-Colour-Alteration-Index-(CAI-)Methode klar fassbare bedeutende Unterschied zwischen der Größenordnung der thermischen Überprägung des auch nach der Metamorphosekarte von FREY et al. (1999) dem grünschieferfaziellen Bereich zuordenbaren zentralalpiner Mesozoikums der Kalkalpen und jener des kalkalpinen Oberostalpins lässt sich in gleicher Weise mit anderen Methoden (Illitkristallinitäts- und Vitrinitreflexions-Messungen) nachvollziehen (vgl. KRUMM et al., 1988; PETSCHIK, 1989; FERREIRO MÄHLMANN, 1994). Trotz der weitgehenden Übereinstimmung der auf unterschiedlichen Methoden beruhenden Ergebnisse fallen doch einige Unterschiede auf:

Während der Tirolikums-Südrand im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen in deren höchsten (= südlichsten) tektonischen Einheiten (Inntal-Decke, Krabachjoch-Decke) auf der Basis der Vitrinitreflexions- und Illitkristallisations-Daten eine bis weit in die Anchizone reichende thermische Überprägung aufzuweisen scheint (PETSCHIK, 1989), ist eine bis zu dieser Größenordnung erfolgte Aufheizung der Kalkalpen auf Grundlage der CAI-Methode nicht nachvollziehbar. Selbst die nach KRUMM et al. (1988: Fig. 2, 6) den höchsten Grad an thermischer Alteration aufweisende Krabachjoch-Deckscholle zeigt nur CAI-Werte von CAI 2,0 (bzw. leicht darunter), ebenso die Inntaldecke im Meridian von Innsbruck (Nordkette: CAI 1,5). Generell zeigen die aus CAI-Werten ermittelten Temperaturen eine etwas geringere Größenordnung an als die auf der Basis der Vitrinitreflexion abgeleiteten Temperaturen (LEIN et al., 1997: 477).

Während also die thermische Alteration in den Nördlichen Kalkalpen größtenteils extrem gering ist und den Bereich höherer Diagenese nicht überschreitet, haben Teile des Juvavikums eine beträchtliche Aufheizung erfahren, die jener der zentralalpiner Sedimentserien gleichkommt (CAI 6,0) bzw. diese sogar in Einzelfällen übertrifft (CAI 7,0). Dieser Sachverhalt hat - trotz seiner eminenten geodynamischen Bedeutung - bisher weder Eingang in einschlägige Metamorphosekarten der Ostalpen (u.a. FREY et al., 1999) gefunden, noch wurde er auf breiterer Basis diskutiert.

3.3. Schlussfolgerungen

Aus den vorliegenden Ergebnissen kann klar abgeleitet werden, dass das Kristallin mit dem auflagernden Mesozoikum nicht die kristalline Basis der Nördlichen Kalkalpen gewesen sein kann, sondern in der Trias nördlich des Ablagerungsraumes des Hauptkörpers der Nördlichen Kalkalpen einzuwurzeln ist. Erst im Zuge der kretazischen, fortdauernden Einengungstektonik im Zuge der Richtung Pennin fortschreitenden Subduktion wurden die Kalkalpen auf dieses Kristallin geschoben und zusammen mit diesem, vor allem im Bereich des Kalkalpensüdrandes, temperaturüberprägt. Das ist wiederholt durch den Trend der nach Norden und zum Hangenden hin und von Süden in die

Kalkalpen hineinwirkenden Metamorphose- und Diageneseüberprägung belegt und geochronologisch dokumentiert worden (u.a. KRALIK et al., 1987). Diese Temperaturüberprägung erreichte aber weder das regionale Ausmaß noch die Höhe, wie sie in den Kalkkögel und den anderen Mesozoika im Bereich des ostalpinen Kristallins ermittelt werden kann. Die kretazische Temperaturüberprägung in den Nördlichen Kalkalpen ist dagegen deutlich niedriger, denn die hohen Temperaturüberprägungswerte im Bereich des Südrandes des Mittel- und Ostabschnittes der Nördlichen Kalkalpen stehen im Zusammenhang mit der mittel- bis oberjurassischen Akkretionierung des Tethysozeans, sie sind datiert auf Ober-Jura und eindeutig transportiert.

Zentralalpine Mesozoika

Engadiner Dolomiten	CAI	5,0-5,5
Jaggl	CAI	5,5
Kalkkögel	CAI	5,0-6,5
Radstädter Tauern	CAI	>5,5
Semmering	CAI	7,0

Nördliche Kalkalpen

Tirolikum:	Inntaldecke (Nordkette)	CAI	1,5-2,0
	Krabachjoch-Decke	CAI	(1,5)-2,0
(Nord-)Juvavikum:	Mürztal- u.	CAI	5,0-6,5
	Dachsteindecke	CAI	6,0

Tab. 1: CAI-Werte der diagenetischen bzw. thermischen Überprägung der zentralalpiner Trias und der Nördlichen Kalkalpen.

Literatur

- FERREIRO MÄHLMANN, R., 1994: Zur Bestimmung von Diagenesehöhe und beginnender Metamorphose - Temperaturgeschichte und Tektogenese des Austroalpins und Südpenninikums in Vorarlberg und Mittelbünden. - Frankfurter geowiss. Arb., Ser. C, 14, 1-498, Frankfurt am Main.
- FRECH, C., 1905: Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen. - Wiss. Erg. Z. dt. österr. Alpenver., 2, H.1, 98 S., 48 Abb., 25 Taf., 1 geol. Kt., Innsbruck.
- FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F., 1999: Metamorphic Maps of the Alps, 1:500000. - Schweiz. Min. Petr. Mitt., 79/1, Zürich.
- GAWLICK, H.J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R., 1994: CAI-paleotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps - a general view. - Geol. Rundschau, 83, 660-664, 2 Abb., Berlin.
- GEYSSANT, J., 1973: Stratigraphische und tektonische Studien in der Kalkkögelgruppe bei Innsbruck in Tirol. - Verh. Geol. B.-A., 1973, 377-396, 7 Abb., Wien.
- HAMMER, W., 1929: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75 000, Blatt Ötztal (mit Erläuterungen). - Wien (Geol. Bundesanstalt).
- HEISSEL, W., 1992: Zum tektonischen Bau des Brennermesozoikums. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 18, 171-173, 4 Abb., Innsbruck.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, J.M., 1987: Low Grade and Very Low Grade Metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone: Illite-Cristallinity Data and Isotopic Ages. - In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 164-178, 4 Abb., 1 Taf., Wien (Deuticke).
- KRUMM, H., PETSCHIK, R. & WOLF, M., 1988: From diagenesis to anchimetamorphism, upper Austroalpine sedimentary cover in Bavaria and Tyrol. - Geodyn. Acta, 2, 33-47, 11 Abb., Paris.
- KRUMM, H. & SCHNEIDER, G., 1983: Sedimentpetrographische Hinweise auf gleichzeitige thermische Beeinflussung des mittel- und oberostalpinen Anis-Ladin der Kalkkögelgruppe. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12, 297-315, 11 Abb., 2 Tab., Innsbruck.
- KRYSSTYN, L. & LEIN, R., 1996: Exkursion A4: Triassische Becken- und Plattformsedimente der östlichen Kalkalpen. - Exkursionsführer SEDIMENT '96, 23 S., 15 Abb., Wien.

- LEIN, R., 2001: Neue Daten zur Mitteltrias-Schichtfolge des Semmeringsystems. - Arbeitstagung Geologische Bundesanstalt 2001, 61-62, Wien (Geol. Bundesanstalt).
- LEIN, R., GAWLICK, H.J. & KRYSSTYN, L., 1997: Paläogeographie und tektonische Herkunft des Drauzuges - Eine Diskussion auf der Basis von Fazies- und Conodont Colour Alteration Index (CAI)-Untersuchungen. - Zbl. Geol. Paläont., Tl. I, 1996, H. 5/6, 471-483, 2 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- MUTSCHLECHNER, G., 1933: Ein Ammonitenfund in den Partnachschichten an der Saile bei Innsbruck. - Verh. Geol. B.-A., 1933, 62-65, Wien.
- MUTSCHLECHNER, G., 1962: Zur Geologie der Saile bei Innsbruck. - Veröff. Mus. Ferdinandeum, 41, 37-48, Innsbruck.
- PETSCHIK, R., 1989: Zur Wärmegeschichte im Kalkalpin Bayerns und Nordtirols (Inkohlung und Illit-Kristallinität). - Frankfurter Geowiss. Arb., Ser. C, 10, 1-259, Frankfurt am Main.
- SANDER, B., 1915: Über das Mesozoikum der Tiroler Zentralalpen. I. Kalkkögel. - Verh. geol. R.-A., 1915, 140-148, 4 Abb., Wien.
- SARNTHEIN, M., 1965: Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. - Verh. Geol. B.-A., 1965, 119-162, 1 Taf., Wien.
- SCHMIDEGG, O., 1964: Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. - Verh. Geol. B.-A., 1964, 27-46, 3 Taf., Wien.
- SPITZ, A., 1919: Studium über die fazielle und tektonische Stellung des Tarntaler und Tribulaun-Mesozoikums. - Jb. Geol. R.-A., 68 (1918), 171-204, 7 Abb., Taf. 11, Wien.
- TOLLMANN, A., 1963: Ostalpen-Synthese. - 256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A., 1977: Geologie von Österreich, Bd. 1, 766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke).

Anschrift der Verfasser

Prof.Dr. Richard LEIN: Institut für Geologie, Althanstraße 14, A-1090 Wien.

Tel.: (01) 4277 53441. Email: richard.lein@univie.ac.at

Dipl.-Geol.Dr. Hans-Jürgen GAWLICK: Inst. für Geowissenschaften, Peter-Tunner-Straße 5, A-8700 Leoben.

Tel.: 03842 402748. Email: gawlick@unileoben.ac.at.