© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Mitt. österr. geol. Ges.	69 1976	S. 247—266 3 Abb., 2 Tab.	Wien, September 1978

Zur Conodontenstratigraphie vorwiegend klastischer Folgen im Devon der Ost- und Zentralpyrenäen *)

Von Manfred F. BUCHROITHNER **)

Mit 3 Abbildungen und 2 Tabellen

Zusammenfassung

Neue stratigraphische Daten machen eine Abänderung des bisherigen Formationsschemas der Südfazies des Devons der Ost- und Zentralpyrenäen notwendig (Abb. 2). Die stratigraphischen Reichweiten betragen nunmehr: Villech-Fm.: oberes Unterems – unteres Frasne; Mananet-Griotte-Fm.: mittleres Siegen – unteres Oberems; Fm. von Vilaller: Oberems – Frasne (oder höher); Sahún Shales: oberstes Givet – unteres Frasne. In der Zentralfazies wurden zwei Kalkeinschaltungen aus dem klastischen Devon des Valle de Arán in das obere do I eingestuft und der Top der Sandsteine der Fm. von Sia (do I gamma) sowie deren Hangendstes (do II beta) datiert. Auf die lithostratigraphischen Korrelationen der Formationen und die Beziehungen zwischen den Fazies wird eingegangen.

Summary

As a result of new stratigraphic data the hitherto existing formation scheme of the Southern Facies in the Devonian of the Eastern and Central Pyrenees is modified (Fig. 2). At present the stratigraphic extents are: Villech Fm.: upper Lower Emsian – Lower Frasnian; Mananet Griotte Fm.: Middle Siegenian – lower Upper Emsian; Fm. of Vilaller: Upper Emsian – Frasnian (or even higher); Sahún Shales: uppermost Givet – Lower Frasnian. In the Central Facies two limestone intercalations of the clastic Devonian of the Valle de Arán were dated upper do I, and the top of the Sia Sandstone and of the Fm. of Sia is dated do I gamma resp. do II beta. Lithostratigraphic correlations between the formations and some of the relations between the facies are discussed.

---

*) Publikation Nr. 5 des Projektes 2640/2132 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich.
IGCP-Projekt: Prevariscic and variscic events of the alpine mediterranean mountain belts.

**) Anschrift des Verfassers: Dr. Manfred F. BUCHROITHNER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Inhalt

1. Einleitung 248
2. Die untersuchten Faziesräume 248
3. Südfazies 250
   a) Compte-Subfazies 250
   b) Sierra-Negra-Subfazies 252
   c) Renanué-Subfazies 255
4. Zentralfazies 260
   a) Valle de Arán-Subfazies s.l. 260
5. Einige Bemerkungen zum klastischen Devon der Zentralpyrenäen 262
6. Literatur 265

1. Einleitung

In Zusammenhang mit schwermineralogischen Untersuchungen (STATTEGGER, Beitrag in diesem Band) wurden verschiedene, vorwiegend klastische Gesteinsfolgen im Devon der Ost- und Zentralpyrenäen conodontenstratigraphisch eingestuft. Die Bezeichnungen der Fazies (Abb. 1) und Formationen (Abb. 2 und 3) wurden von der Leidener Schule (MEY 1967, 1968, HARTEVELT 1970 und zusammenfassend BOERSMA 1973), KRYLATOV & STOPPEL (1969, 1971) und GROOS-UFFENORDE et al. (1972) übernommen. Teilweise wurden die Formationen neu eingestuft bzw. ihre zeitliche Reichweite geändert. Synonymien bei den Formationsnamen wurden nach HEDBERG (1976) abgeklärt.

Die vorliegenden biostratigraphischen Daten machen eine Änderung der litho- und chronostratigraphischen Korrelation der Formationen sowie der paläogeographischen Modelle und eine Umzeichnung der paläogeographischen Karten (MEY 1968, BOERSMA 1973, BOUQUET & STOPPEL 1975) notwendig. Lagerungswerte sind nach CLAR angegeben, Farbbezeichnungen entsprechen der Rock Color Chart. Die Conodonten werden am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz unter folgenden UGP-Nummern aufbewahrt: 2713–2715 (Llavorsi), 2720 (Llesp), 2721 (Sahún), 2723 (Garos), 7671 (Sia), 2713–2715 (Llavorsi), 2720 (Llesp), 2721 (Sahún), 2723 (Garos), 2724 (Sia), 2725 (Cauterets), 2795 (Fogonella). Bisher aus den Pyrenäen nicht publizierte Conodonten sind mit * gekennzeichnet.

Die Arbeiten wurden durch Projekt Nr. 2640/2132 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich gefördert. Herrn Dr. H.-L. HOLZER und Herrn Prof. Dr. H. W. FLÜGEL sei für die Unterstützung dieser Untersuchungen sowie für die kritische Durchsicht des Manuskriptes gedankt. Herr Prof. Dr. A. BROWER und Herr Dr. T. F. KRANS (Universität Leiden) überließen mir unveröffentlichte Karten und Conodontenvergleichsmaterial aus den Pyrenäen.

2. Die untersuchten Faziesräume

Das im allgemeinen gut aufgeschlossene Devon der Ost- und Zentralpyrenäen tritt in einem Areal zwischen Somport-Paß im Westen und Massif de Canigou

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

im Osten, das durch W-E bis NW-SE streichende Synklinalen und Synklinorien gegliedert ist, auf. Dieser zur Achsialzone der Pyrenäen gehörige Bereich ist von variszischer (vorwiegend oberkarboner) Tektonik erfaßt und randlich in zunehmendem Maße von mittelalpidischen (pyrenäischen) Deformationen überprägt worden.

Die von MEY 1967 und 1968 aufgestellten und von BOERSMA 1973 modifizierten Fazies bzw. Subfazies unterscheiden sich in erster Linie durch die zeitlich und räumlich unterschiedliche Verteilung biostratigraphisch kaum eingestufter klastischer Gesteine (Siltschiefer, sandige Schiefer, Sandsteine und Quarzite; Abb. 1, 2, 3). Das karbonatische Devon ist in Form von mehr oder weniger reinen Kalken mit verschieden starker Flaserung entwickelt (sandige Kalke, Kalkschiefer, Kalkknollenschiefer, Knollen- und Flaserkalke). Die lithologischen Charakteristika der einzelnen in Abb. 2 und 3 angeführten Formationen des Devon werden von MEY 1968, HARTEVELT 1970 und BOERSMA 1973 beschrieben.

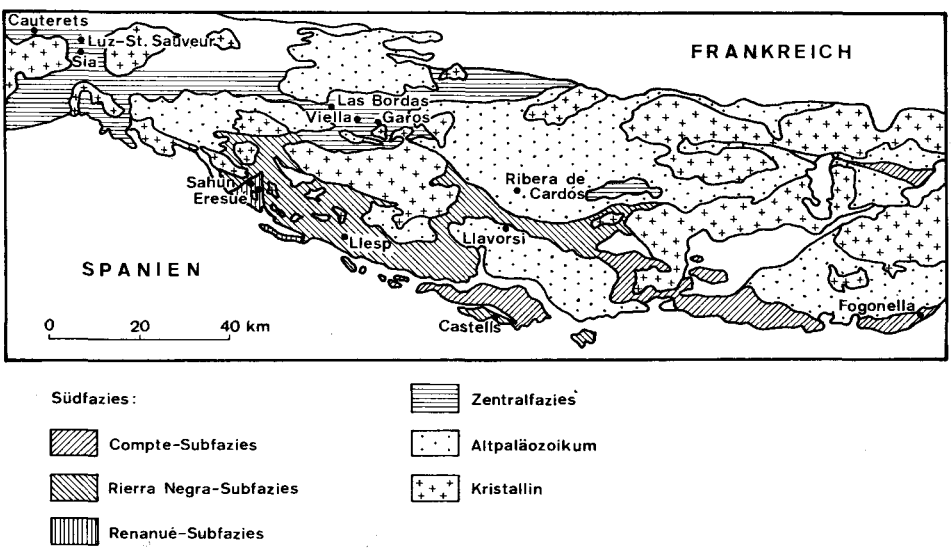

Abb. 1: Räumliche Verteilung der devonischen Fazies und Subfazies und Lage der untersuchten Aufschlüsse.

Die Zentralfazies, deren Verbreitungsgebiet im W nunmehr mit dem der von KRYLATOV & STOPPEL 1969 und 1971 beschriebenen klastischen Folgen gleichgesetzt wird, weist Mächtigkeiten bis 1000 m auf. Das Unterdevon ist hier z. T. karbonatisch entwickelt, das übrige Devon vorwiegend klastisch mit Kalkeinschaltungen.

Die Südfazies wird in drei Subfazies untergliedert (Abb. 1), deren Mächtigkeiten lokal stark wechseln und maximal 700 m erreichen. Die Compte-Subfazies ist bis auf das unterste Devon (Rueda-Fm.) und Teile des Mitteldevon (Villech-Fm.) durchwegs karbonatisch entwickelt. In der Sierra Negra-Subfazies folgen über Kalken, die bis in das mittlere Unterdevon reichen (Basibé-Fm.), mit einem kalkig-schiefrigen Übergangsbereich (Mananet-Fm.) ab dem ? oberen

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Ems Feinklastika (Fm. von Vilaller), deren Hangendgrenze noch nicht erfaßt werden konnte. Die in ihrer Zugehörigkeit zur Südfazies etwas problematische Renanué-Subfazies ist nur im Mitteldevon rein kalkig ausgebildet (Renanué-Kalk). Das tiefe Unterdevon (Aneto- und Gelada-Fm.) wird von klastischen Gesteinen überlagert, die im Hangenden stärker karbonatisch sind und bis in die untere Eifel-Stufe reichen (Renanué-Schiefer). Über dem klastisch ausgebildeten Frasne (Sahún-Schiefer) folgt ein Hiatus bis in das Tournai.

Die Beziehungen und Übergänge der einzelnen Subfazies und Fazies zueinander sind noch nicht zur Genüge abgeklärt.

3. Südfazies

a) Compte-Subfazies

α) Camprodon-Synklinale (Villech-Formation)

In der Camprodon-Synklinale (BUCHROITHNER 1976) ist westlich von Camprodon an den Südabhängen der Sierra Caballera in einem inversen Straßenprofil knapp südwestlich des Weilers Fogonella (nordöstlich Surroca de Abajo) eine Folge von klastischen und karbonatischen Gesteinen der Villech-Fm., HARTEVELT 1970, aufgeschlossen, die von der oberen Eifel bis in das mittlere do I reicht (Tab. 1). Das Mitteldevon ist mit oberer Eifel (vermutlich *kockelianus*-Zone) sowie Givet (*varcus*-Zone) vertreten und weist eine Mächtigkeit von ca. 5 Metern auf. Es besteht aus mittelgrauen bis hellbräunlichgrauen, mehr oder weniger schwach geflaserten und ± deutlich und dünn gebankten (Bankung 2–5 cm) Kalken (ss 012/58), deren stratigraphisch hangende 30 cm reichlich Tentakuliten führen. Der lagenweise stark limonitische Biomikrit („Tentakulitit"; Biogengehalt um 55%) führt weiters Ostracoden, Foraminiferen, Schalenbruch und -detritus. Auf relativ biogenarme Lagen folgen gradierte Anteile mit reichlichen Biogenen, und einer deutlichen s-parallelen Einregelung, besonders der Tentakuliten.

Der folgende 25 cm-Bereich mit karbonatischem, bräunlichgrünem Tonschiefer (evtl. s-parallel gestört) lieferte Conodonten, die vom Givet bis in die *hermanni-cristatus*-Zone reichen.

Daran schließt eine 65 cm mächtige enge Wechsellagerung von schwärzlichen, karbonatischen Sandsteinen und hell verwitterten bräunlichgrauen Tonschiefern (gleich den obigen) an, in deren hangendstem Teil do I alpha (*asymmetricus*-Zone) belegt wurde.

Darüber folgt die *gigas*-Zone (do I gamma/delta) bestehend aus dunkelbräunlichgrauem, gebanktem (Bankung 10 cm), sehr hartem Kalk, von dem nur 40 cm aufgeschlossen sind.

Der Ausfall der *Ancyrognathus triangularis*-Zone des do I gamma könnte dem Hiatus des unteren Frasne (BOERSMA 1973) entsprechen, jedoch wurde die *triangularis*-Zone bei Fuente de la Roda (ca. 1 km westlich Fogonella) mit über

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Tab. 1

Profil

Fogonella

Eifel	Givet				Frasne		
	dm				do I γ/δ		
kockelianus-Z.?	varcus-Z.		?	herm.-crist.-Z.?	asymmetr.-Z.	gigas-Z.	
236	237	238	239	240	242	243	
24	11	38	59	7	35	26	gen. et sp. indet.
3							Polygnathus costatus subsp.
3	16	9	36	14	51	53	Polygnathus sp.
1	4	7					Icriodus sp.
2							Spathognathodus sp.
1						7	Hindeodella ibergensis
4	9	11	15	5	12	30	Hindeodella sp.
	6	5	13	4			Polygnathus linguif. linguiformis
	1	1		4			* Polygnathus linguiformis cooperi
	1						Polygnathus cf. trigonicus
	2						Icriodus angustus
	1	6					* Icriodus brevis
	2						* Hibbardella (Roundya) sp.
	1				1	1	* Euprioniodina sp.
	1					7	* Ozarkodina elegans
	1					8	Ozarkodina sp.
		2					Ozarkodina roundyi
			1			1	Hibbardella (Hibbardella) sp.
				1			* Belodella devonica
					4		Palmatolepis subrecta
					7		Polygnathus decorosus
						6	Palmatolepis hassi
						8	Palmatolepis sp.
						27	Polygnathus webbi
						2	Ancyrodella buckeyensis
						2	Ancyrodella gigas
						1	Ancyrodella sp.
						2	* Ancyrognathus cryptus
						1	Icriodus cymbiformis
						3	Icriodus symmetricus
						1	* Hibbardella (Roundya) barnettana
						1	Nothognathella sp.

Tab. 1: Die Form-Arten von Profil Fogonella. Mit * versehene Arten werden erstmals aus den Pyrenäen erwähnt.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

3 Meter Mächtigkeit erfaßt. An sie schließt dort die *marginifera*-Zone an. Über diese inverse Folge transgredieren die rötlichvioletten Konglomerate der Permotrias.

In fast allen Proben tritt „cf. *Torynelasma*" (siehe BANDEL 1974 und BUCHROITHNER 1976: Taf. 12, Fig. 3–5, 7 u. 8) z. T. in gleich großer Zahl wie die Conodonten auf. In einer Probe fand sich ein Basalkörper von *Polygnathus,* in einer anderen ein Exemplar von *Eocaudina* sp., einem leicht gebogenen, siebförmigen Holothuriensklerit.

Die Villech-Formation (MEY 1967), welche im Gebiet der Camprodon-Synklinale von TROUW (1969) auskartiert, aber nicht näher stratigraphisch untersucht wurde, erreicht somit nach den oben gebrachten Untersuchungen im Osten ihres Verbreitungsgebietes ihr jüngstes Alter. Während bisher der Nachweis von unterem Givet bei Compte (BOERSMA 1973) im Westen der Compte-Subfazies als höchster Anteil der Villech-Formation galt, muß die stratigraphische Reichweite dieser Formation nunmehr auf oberes Unterems bis oberes Frasne festgelegt werden.

b) Sierra-Negra-Subfazies s. l.

α) Llavorsi-Synklinale (Formation von Vilaller)

1972 wiesen GROOS-UFFENORDE, KRYLATOV & STOPPEL devones Alter (Ems bis Frasne) für die über der Mananet-Griotte (siehe Seite 254 f.) folgenden, bisher in das Karbon gestellten dunklen Schiefer mit Sandstein- und spärlichen Kalkeinschaltungen im Synklinorium von Torre de Capdella – Aguiró nach und vermuteten auch in anderen „Karbon-Becken" Devon. Sie konnten dieses in der Llavorsi-Synklinale jedoch nicht belegen. BOERSMA (1973) nahm noch karbones Alter für die Klastika an. Erst BUCHROITHNER & STATTEGGER (1975) gelang es, diesen bisher als fossilleer (SCHMIDT 1931, ZANDVLIET 1960, WATERLOT 1969, HARTEVELT 1970, BOERSMA 1973) geltenden Devon/Karbon-Komplex conodontenstratigraphisch[1]) und schwermineralogisch in das Devon einzustufen. (Vergleiche GROOS-UFFENORDE, KRYLATOV & STOPPEL 1972, DÉGARDIN & WATERLOT 1974.)

Über dem Silur folgen massige bunte Flaserkalke der Mananet-Griotte-Formation und graue Kalkschiefer (siehe ZANDVLIET 1960), die von vorwiegend schwärzlichen Schiefern (= „Civis Formation" des cu nach HARTEVELT 1970, entspricht der „Serie de Vilaller" nach GROOS-UFFENORDE, KRYLATOV & STOPPEL 1972) überlagert sind (BUCHROITHNER & STATTEGGER 1975). Die Maximalmächtigkeit beträgt rund 1500 m (errechnet unter der Annahme einer einfachen isoklinalen Verfaltung im Bereich der geringsten Breite der Llavorsi-Synklinale und unter Vernachlässigung der von HARTEVELT 1970 vermuteten Amputation des Südschenkels). Bei mehrfacher isoklinaler Wiederholung wäre die wahre Mächtigkeit entsprechend geringer (ZANDVLIET 1960, WATERLOT 1969).

[1]) BUCHROITHNER & STATTEGGER (1975) geben als ersten Nachweis nur die wichtigsten Conodonten an. Die Gesamtfauna wird daher hier angeführt.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Von 13 Proben, die im Liegenden der Schiefer, vorwiegend im vermuteten bisherigen Devon/Karbon-Grenzbereich genommen wurden, waren drei mikrofossilführend. In einer fanden sich nur rötliche pyritisierte Tentakuliten mit glatter Oberfläche (? Steinkerne), die z. T. mit Pyritkristallen durchwachsen sind.

In der zweiten Probe, wie die oben erwähnte von der Straße Llavorsi – Ribera de Cardós stammend, wurden neben indeterminablen Schalenbruchstücken und Tentakuliten in Steinkernerhaltung folgende Conodonten bestimmt:

* 1 *Acodina plicata* CARLS & GANDL, 1969
1 *Acodina* sp.
* 6 *Belodella devonica* (STAUFFER, 1940)
3 *Belodella resima* (PHILIP, 1965)
5 *Belodella triangularis* (STAUFFER, 1940)
1 *Hindeodella* sp.
1 *Icriodus bilatericescens* ZIEGLER, 1956
* 1 *Icriodus bilatericescens multicostatus* CARLS & GANDL, 1969
1 *Icriodus bilatericrescens* ssp.
* 2 *Icriodus huddlei celtibericus* CARLS & GANDL, 1969
2 *Icriodus sigmoidalis* CARLS & GANDL, 1969
9 *Icriodus* sp.
* 1 *Ligonodina salopia* RHODES, 1953
2 *Ligonodina* sp.
* 2 *„Oneotodus" beckmanni* BISCHOFF & SANNEMANN, 1958
* 3 *Paltodus* sp.
* 1 *Panderodus striatus* ssp.
1 *Plectospathodus extensus* RHODES, 1953
3 *Spathognathodus steinhornensis steinhornensis* ZIEGLER, 1956
9 *Spathognathodus steinhornensis* ssp.
3 *Spathognathodus* sp.
23 Bruchstücke gen. et sp. indet.

Weiters erbrachte eine östlich von Farrera genommene Probe außer einem Gastropodenprotoconch Tentakuliten mit teilweise gut erkennbarer Ornamentierung. Es dürfte sich um *Viriatellina* sp. handeln (BOUCEK 1964). Dieses Genus kommt im Unter- und Mitteldevon vor. Die Conodontenfauna umfaßt:

* 1 *Icriodus bilatericrescens multicostatus* CARLS & GANDL, 1969
1 *Icriodus sigmoidalis* CARLS & GANDL, 1969
2 *Icriodus* sp.
1 *Panderodus* sp.
* 5 *Spathognathodus steinhornensis miae* BULTYNCK, 1971
3 *Spathognathodus steinhornensis steinhornensis* ZIEGLER, 1956
2 *Spathognathodus steinhornensis* ssp.
3 Bruchstücke gen. et sp. indet.

Die *Panderodus*-Form weist einen Basalzapfen auf.

Diese Faunen ergeben ein Alter der *Icriodus bilatericrescens bilatericrescens – steinhornensis – Polygnathus*-Fauna (Grenzbereich unteres/oberes Ems). Eine Kalkprobe stammt aus dem unmittelbaren Liegenden (ss 030/35) der „grey

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

to greyish blue slates and paper slates", die von ZANDVLIET (1960) dem untersten Karbon zugeordnet wurden.

Für ein devones Alter der Schiefer sprechen:

a) die vollkommen konkordante Überlagerung der Mananet-Griotte-Einheit;
b) das Fehlen von Lyditen an der Basis (wie bei der „echten" Kulm-Entwicklung. Bei BOERSMA 1973: Fig. 25 sind die Lydite im Westen der Civis-Formation nicht eingezeichnet!);
c) die stratigraphische Einstufung der Liegendeinheit in das obere Gedinne bis mittlere Ems;
d) die stratigraphische Einstufung der Formation von Vilaller in das Ems bis Frasne bei Aguiró.

Die biostratigraphische Einstufung und schwermineralogische Untersuchungen (BUCHROITHNER & STATTEGGER 1975, STATTEGGER 1978) lassen die Annahme zu, daß es sich sowohl bei der Schieferfolge der Llavorsi-Synklinale als auch bei denen des Synklinoriums von Torre de Capdella – Aguiró sowie bei denen der Vilaller- und der Benasque-Synklinale um analoge mittel- bis tief-oberdevone Entwicklungen handelt.

Obwohl die bisherigen schwermineralogischen Ergebnisse nicht dafür sprechen, kann jedoch die Möglichkeit einer parakonformen Überlagerung der devonen Klastika in den oben genannten Gebieten durch echte Kulm-Sedimente grundsätzlich nicht ausgeschlossen werden. – Eine Fortsetzung der Llavorsi-Synklinale in die Synklinale von Pla de Estanys im Maladeta-Massiv, wie sie WATERLOT (1969) und ZANDVLIET (1960) annehmen, ist aufgrund des verschiedenartig entwickelten gesicherten Karbon auszuschließen. Der Vergleich mit den Karbon-Klastika der Bellver-Synklinale (HARTEVELT 1970) im Osten ist ebenfalls nicht vertretbar.

Die komplizierten tektonischen Verhältnisse im Osten der Llavorsi-Synklinale müssen trotz der Klärung der Stratigraphie nach wie vor auf mehraktige Vorgänge (HARTEVELT 1970) zurückgeführt werden, bei denen silurische Schiefer isoklinal die Formation von Vilaller durchspießen bzw. zwischen Mananet-Griotte und Formation von Vilaller durchdringen. Es scheint jedoch angebrachter, anstatt von „Schieferdiapiren" (HARTEVELT 1970) von einer injektiven oder ejektiven Faltung zu sprechen.

β) Vilaller-Synklinale (Mananet-Griotte, Formation von Vilaller)

Die bisher in das Oberdevon gestellte Mananet-Griotte-Entwicklung (MEY 1967) wird aufgrund eines Conodontenfundes in das Unterdevon eingestuft (mittleres Siegen nachgewiesen, vgl. BUCHROITHNER & STATTEGGER 1975).

Über dieser Karbonatentwicklung folgt die früher als Karbon ausgeschiedene (MEY 1967) Formation von Vilaller mit einem Alter von (mittlerem) Ems bis Frasne (GROOS-UFFENORDE, KRYLATOV & STOPPEL 1972, BUCHROITHNER & STATTEGGER 1975). Knapp nordnordöstlich Llesp (6,5 km nördlich Pont de Suert) wurde ein ca. 250 m mächtiges Straßenprofil (ss 320/65) mit 75 Proben aufgenommen. In einer Probe fand sich ein dichotriaenartiges

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Schwammspiculum in Kieselerhaltung. Die z. T. abgebrochenen Cladisken sind in zwei Ebenen angeordnet. Elf Meter im Gelängehangenden davon lieferten mikritische Kalke neben indeterminablen Bruchstücken

Pelekysgnathus serratus ssp.

Es handelt sich um eine *Pelekysgnathus*-Form mit einem relativ niedrigen und schmalen Blatt, welches vor dem Hauptzahn eine Längsreihe von 9 kleinen, in der Seitenansicht dreieckigen Zähnchen trägt. In der Aufsicht zeigen sich länglich-ovale Querschnitte. Der oben abgerundete, in der Seitenansicht ebenfalls dreieckige Hauptzahn überragt die übrigen Zähnchen ca. um das Doppelte und ist leicht nach hinten geneigt. Weder vor, noch hinter dem Hauptzahn sitzt, wie sonst bei *serratus*-Arten häufig, ein kleines Zähnchen. Die Zähnchen zeichnen sich auf der Seitenwand nur im obersten Viertel ab, darunter fällt die Außenwand direkt glatt zur Aboralkante hin ab. Die Unterseite des Blattes wird in ihrer ganzen Länge von einer relativ schmalen und tiefen Basalgrube ausgehöhlt. Vorne treten die Seitenwände soweit zusammen, daß sie nur noch einen Schlitz bilden. In der hinteren Hälfte erweitert sich die Basalgrube nach beiden Seiten hin leicht und endet dort, wo außen ein runder Grat vom Hauptzahn zur Aboralseite herunterzieht, in einer spitz zulaufenden Bucht.

Diese Form zeigt ein Alter vom oberen Gedinne bis zum mittleren Siegen (d1c gamma bis d2c alpha) an, ist jedoch aufgrund des kleinen Hauptzahnes eher in das mittlere Siegen zu stellen (vgl. CARLS & GANDL 1969).

Diese Einstufung bestätigt die groben stratigraphischen Daten aus der Formation von Vilaller von GROOS-UFFENORDE, KRYLATOV & STOPPEL (1972) und deutet auf eine gleiche Entwicklung wie in der Llavorsi-Synklinale. Die von BOERSMA (1973) als Mananet-Griotte beschriebene Entwicklung bei Castells im Synklinorium von Feixa – Castellás – Espahent weicht lithologisch von der eigentlichen Mananet-Griotte, die westlich des Pallaresatals vertreten ist, ab. Gegen die Zuordnung zu dieser Formation spricht auch die conodontenstratigraphische Einstufung in das Oberdevon. Es dürfte sich um eine eigene fazielle Entwicklung handeln.

Die Zuordnung von Kalken des Unterkarbon im BOERSMA-Profil (07) südlich von Sahún (südwestlich Benasque, s. S. 256) zur Mananet-Griotte durch WENNEKERS (1968) ist aus lithologischen und stratigraphischen Gründen ungerechtfertigt.

Proben, welche an der Straße zwischen Castanesa und Fonchanina im Balieratal aus dem von MEY (1967) als oberdevone Mananet-Griotte-Formation ausgeschiedenen Bereich stammen, lieferten bis auf einen glatten, pyritisierten Tentakuliten-Steinkern keinerlei Mikrobiogene. Dies trifft auch für Proben aus den Karbonatzügen des Devon = ehemals Karbon, die an der Straße zwischen Vilaller und Casos im Tal des Rio Noguera Ribagorzana anstehen, zu.

c) Renanué-Subfazies

α) Benasque-Synklinale (Sahún Shales)

Südlich von Sahún im Eseratal (ca. 4 km südwestlich Benasque) wurde ein inverses Profil von der du/dm-Grenze bis zum Namur A aufgenommen (= Detail- und Weiterbeprobung des Profils „Sahún (07)" von BOERSMA 1973; ss oo/45). Über den schwärzlichen, graptolithenführenden „schistes carburés" des Silur folgt in der Benasque-Synklinale eine Kalk-Schiefer-Wechsellagerung, die das Einsetzen

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

des Gedinne markiert (DÉGARDIN & WATERLOT 1974, DÉGARDIN 1975). Das Mitteldevon wird durch eine ca. 20 Meter mächtige Entwicklung mittelgrauer, dickbankiger, mikritischer Kalke, die Crinoiden und Tentakuliten führen (Renanué Limestone?), vertreten. Im Liegenden davon sind mittelgraue, serizitische Kalkschiefer (Renanué Shales?) aufgeschlossen, die mit ihren höchsten Anteilen in diesem Profil den du/dm-Grenzbereich umfassen (siehe Abb. 2) und bei Renanué bis in die mittlere Eifel reichen. Über den Mikriten folgt ein 33 Meter mächtiger Abschnitt von dunkelgrauen, leicht karbonatischen, sandigen Schiefern (Sahún Shales, BOERSMA 1973) mit Einschaltungen dünner Lagen von hartem, mittelgrauen, bräunlich verwitterndem (eisenreichem), kalzitisch verkittetem Quarzsandstein (= „marly and sandy limestones" bei BOERSMA 1973), der gesichert das untere Frasne umfaßt (*asymmetricus*-Zone nachgewiesen) und wahrscheinlich schon im oberen Givet einsetzt (siehe Tab. 2 und 3).

Die letztgenannte Einheit entspricht lithologisch der Fonchanina-Formation (MEY 1967), und wurde auch von WENNEKERS (1968) so ausgeschieden. Ihr Alter entspricht jedoch nicht dem bisher als Fonchanina-Formation in der Sierra Negra-Subfazies ausgeschiedener Gesteine, nämlich oberes Unterems und Oberems (BOERSMA 1973). Da für die definitive Lösung dieses Problems noch weitere Untersuchungen notwendig sind, wird für die Klastika des dm/do-Bereiches in der Renanué-Subfazies die Bezeichnung Sahún Shales verwendet (vgl. oben).

Ohne Anzeichen einer tektonischen Überlagerung folgen ungefähr 80 Meter mächtige, massige, leicht bituminöse, im Liegenden dickbankige Kalke, die von WENNEKERS (1968) als Mananet-Griotte interpretiert wurden (vgl. S. 255) und lückenlos den Zeitraum von cu II beta/gamma (*anchoralis*-Zone) bis Namur A, R1a (*Declinognathodus noduliferus*-Zone) belegen (BUCHROITHNER 1976).

Die karbonatischen Sandsteine zeigen Drucklösungserscheinungen an den Quarzkörnern. Neben Kreuzschichtungen im mm- bis cm-Bereich treten an der Basis der einzelnen Einschaltungen leicht gradierte Lagen und primäre Flammenstrukturen sowie „bumpings" auf, die die inverse Lagerung des Profils bestätigen.

Die Conodonten des Profils Sahún sind im allgemeinen gut erhalten. Dieser Umstand ist besonders bei den aus den leicht metamorphen serizitischen Kalkschiefern und aus den stark karbonatischen Sandsteinen mit deutlichen Sedimentstrukturen stammenden Conodonten erwähnenswert. Die Conodontenfauna ist aus Tabelle 2 ersichtlich.

Neben Gastropodenprontoconchen, Ostracoden- und Lamellibranchiaten-Bruchstücken, sowie nicht bestimmbaren pyritisierten Tentakuliten lieferte der Rückstand der Proben auch einige Schalen von „cf. *Torynelasma*" (vgl. Seite 252). In einer Probe aus den Sandsteinen fanden sich zahlreiche agglutinierende Foraminiferen, bei denen es sich um die Genera *Tolypammina* oder (wahrscheinlicher) *Hyperammina* handeln dürfte.

Nördlich Eresué wurde ein Mananet-Griotte-Vorkommen schwermineralogisch beprobt und ergab ein Spektrum, das dem sicher als Devon datierter Formationen entspricht (STATTEGGER 1978). Conodonten wurden hier nicht gefunden.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Tab. 2

Profil

Sahún

Ems / Eifel			Givet			Frasne					
du/dm			dm			do I					
Icr. obliquimarg. Zone	Icriodus Polygnathus Fauna bis	non latericrescid	varcus-Z.		?	?			Zone	asymmetricus	
312	311	310	309	308	307	306	305	304	303	302	301	
19	9		6	4	15	2			4	44	1	gen. et sp. indet.
2												* Polygnathus linguiformis cooperi
6				4								* Belodella devonica
3				3	1							Belodella triangularis
1			1	1								* Panderodus striatus aratus
1			1									Hindeodella austinensis
3			2	2	13	6			1	4		Hindeodella sp.
	2		3	1	3							Polygnathus linguif. linguiformis
	3		2		1					9		Polygnathus linguiformis subsp.
	4		7	4	6	1				46		Polygnathus sp.
	1											* Euprioniodina prona
	1											Acodina sp.
			1							2		Bryantodus paeckelmanni
			1							1		Icriodus curvatus
			1									Angulodus gravis
			2		2				1			Angulodus sp.
			1							2		Hindeodella priscilla
				2	4							Polygnathus varcus
				1								* Hibbardella (Roundya) sp.
				4								Icriodus symmetricus
				3								* Panderodus striatus striatus
					4							Polygnathus xylus
					1							* Hibbardella (Roundya) triangularis
					1							Ligonodina sp.
					1							Lonchodina sp.
					1							Ozarkodina sp.
					1							* Euprioniodina sp.
						1						Polygnathus costatus subsp.
						1						* Avignathus sp.
									1	2		Palmatolepis sp.
										18		Polygnathus webbi
										1		Palmatolepis subrecta
										5		Ancyrodella curvata
										1		Ancyrodella sp.
										1		Bryantodus sp.
										2		Geniculatus sp.
										6		Icriodus alternatus
										3		Icriodus cymbiformis
										4		Icriodus nodosus
										8		Icriodus sp.
										1		* "Oneotodus" sp.

Tab. 2: Die Form-Arten von Profil Sahún. Mit * versehene Arten werden erstmals aus den Pyrenäen erwähnt.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Für die von WENNEKERS (1968) als Karbon ausgeschiedenen, z. T. karbonatischen, dunklen Schiefer, welche die Mananet-Griotte überlagern, erbrachten Conodonten aus einer Kalkeinschaltung ein Alter des do I (beta) gamma (obere *asymmetricus*-Zone). Dies entspricht dem von GROOS-UFFENORDE, KRYLATOV & STOPPEL (1972) für die Formation von Vilaller angenommenen Zeitraum von Ems bis Frasne. Zu letzterer ist auch die klastische Entwicklung südwestlich und nördlich des Pico Cerler (2.454 Meter) zu stellen.

Nur eine Probe aus diesem „Karbon", die in einer mittelgrauen Kalklinse an der Straße Sesué – Eresué genommen wurde, lieferte eine Faunula von stark verdrückten und korrodierten Conodonten:

1 *Palmatolepis subrecta* MILLER & YOUNGQUIST, 1947
3 *Palmatolepis* sp.
1 *Polygnathus xylus* STAUFFER, 1940
3 *Polygnathus* sp.
1 *Ancyrodella curvata* (BRANSON & MEHL, 1934)
1 *Ancyrodella* sp.
2 *Icriodus cymbiformis* BRANSON & MEHL, 1938
2 *Icriodus expansus* BRANSON & MEHL, 1938
5 *Icriodus* sp.
1 *Nothognathella* sp.
3 *Hindeodella* sp.
27 Bruchstücke gen. et sp. indet.

Stratigraphisch folgen über der Mananet-Griotte mit einem Alter von Siegen bis Ems im Bereich der Benasque-Synklinale zwei lithologisch verschiedene Entwicklungen, in denen die gleiche Conodontenzone (*asymmetricus*-Zone) nachgewiesen werden konnte: die eine im Profil Sahún vertretene (siehe Seite 255), zunächst rein kalkige, dann klastische Folge (Renanué-Subfazies) und die Äquivalente der Formation von Vilaller (Sierra Negra-Subfazies). Der Mächtigkeitsunterschied zwischen einigen Zehnermetern und möglicherweise mehreren 100 Metern ist beträchtlich. Die karbonatische Entwicklung beginnt erst wieder im mittleren cu II. Ob spätestens mit ihrem Einsetzen auch das Ausklingen der Formation von Vilaller anzunehmen ist, kann nicht bewiesen werden. Ebenso können die faziellen und paläogeographischen Zusammenhänge der beiden Gruppen, die heute auf einer Distanz von wenigen 100 Metern gemeinsam auftreten, z. Zt. noch nicht geklärt werden. Der komplizierte tektonische Bau im Bereich der Probennahme läßt sich jedoch durch die neuen stratigraphischen Befunde leichter auflösen.

Aufgrund der vorliegenden biostratigraphischen Daten und lithologischen Ergebnisse ist die Formation von Vilaller (GROOS-UFFENORDE, KRYLATOV & STOPPEL 1972) mit der Civis-Formation (HARTEVELT 1970) und der Fonchanina-Formation (MEY 1967) gleichzusetzen. Die weite Verbreitung dieser Formation in der Vilaller-Synklinale (in der auch die Typuslokalität Fonchanina liegt) und die Einheitlichkeit der Namensgebung innerhalb der Sierra Negra-Subfazies, zu der auch die Llavorsi-Synklinale (in der die Typuslokalität Civis liegt) gestellt wird (BOERSMA 1973), rechtfertigen die Priorität der Bezeichnung

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

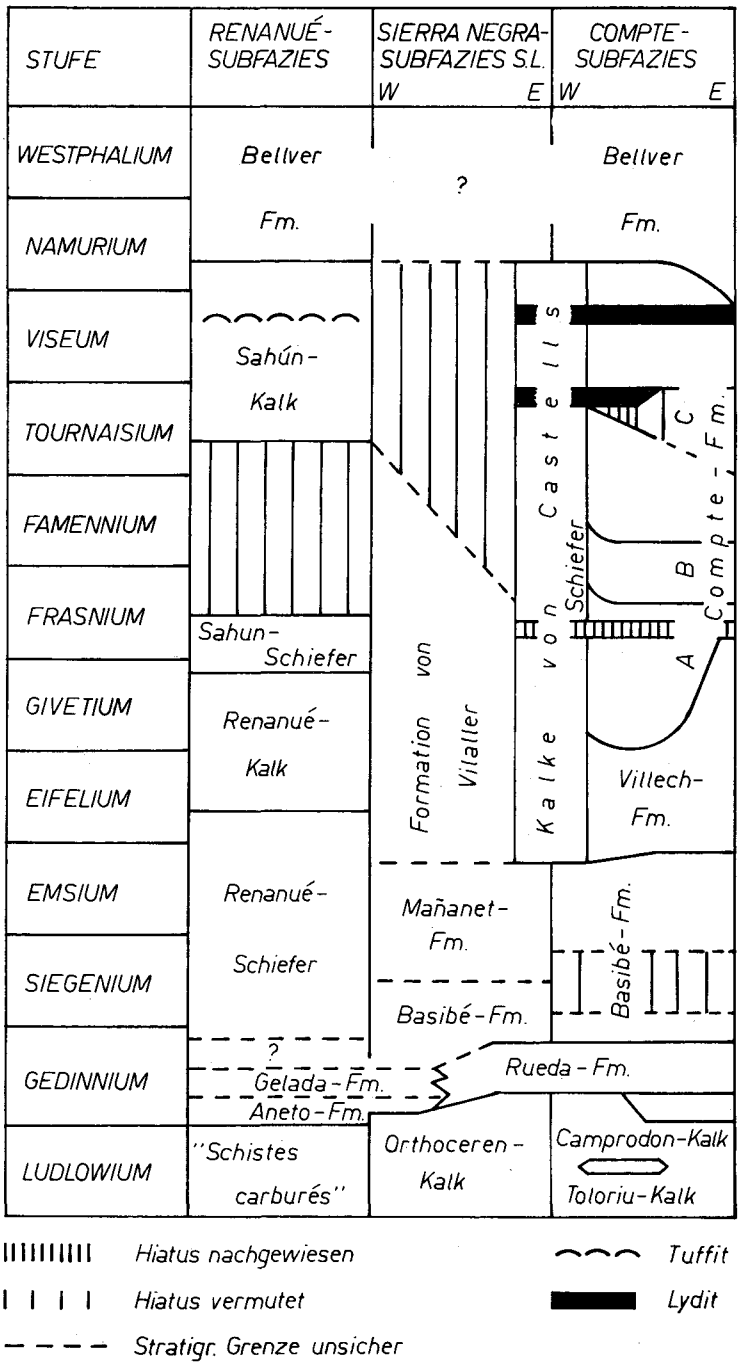

Abb. 2: Chronostratigraphische Korrelation der Formationen in der Südfazies.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

„Formation von Vilaller" (HEDBERG 1976). Über die Beziehungen zwischen Sahún Shales, Formation von Vilaller und Formation des Agudes – Cap de Pales siehe Seite 265.

4. Zentralfazies

a) Valle de Arán – Subfazies s. l.

α) Valle de Arán (Entecada-Schiefer, Las Bordas-Sandstein)

Der Oberlauf der Garonne wird in Spanien als Valle de Arán bezeichnet. Der Großteil dieses Gebietes (= Bereich um Viella) wird von devonen Sedimenten eingenommen. Dieser bis zu 600 Meter mächtige Komplex wurde bis auf schlecht erhaltene Crinoidenreste bisher als ± fossilleer betrachtet und nur lithologisch durch Korrelation stratifiziert (KLEINSMIEDE 1960, KRYLATOV & STOPPEL 1969, 1971, ARCHE 1971, 1972).

Die Untersuchungen von Profilen und Einzelproben im Devon bei Guëlls de Jueu (westlich von Viella), im Tal des Rio Jueu, bei Las Bordas sowie an den Forststraßen der Ostabhänge von Mompius (2.276 Meter) und Corbison (2.103 Meter) westlich Viella blieben ebenso erfolglos wie die Bearbeitung von Kalken des Karbon von Pla de Estanys (WATERLOT 1969) = Pla de Estanys-Subfazies (MEY 1968). Die Schwermineralspektren dieses Bereichs weisen einen gleich hohen Apatitgehalt wie andere aus dem Karbon auf (BUCHROITHNER & STATTEGGER 1975, STATTEGGER 1976).

Andererseits konnten in Proben aus den „Devonen Basiskalken" nordnordwestlich Garos (4 km östlich Viella) und der darüberfolgenden Entecada-Einheit Conodonten gefunden werden. (Die Formations-Angaben beziehen sich hier und im folgenden auf die Bezeichnungen von KLEINSMIEDE 1960.)

Den Liegendanteil des Devon bilden mitteldunkelgraue bis dunkelgraue, z. T. marmorisierte (dann hellere) Kalke mit relativ hohem Pyritgehalt (Basal Limestone, D 1, KLEINSMIEDE 1960). Lokal sind die Kalke geschiefert und können Einschaltungen von dunklen Kiesellagen und feinkörnigen Sandsteinen beinhalten. In ihrem Geländehangenden wurde do I (beta) gamma (obere *asymmetricus*-Zone) nachgewiesen.

Die überlagernden Entecada-Schiefer, die stellenweise Karbonateinschaltungen aufweisen, werden im Hangenden vom Entecada-Kalk begrenzt (Entecada Slates and Limestone, D 2, KLEINSMIEDE 1960). Dieser helle, mittelgraue Kalk, der gegen Osten hin bis zu 15 Meter mächtig werden kann, ist grobkristallin und häufig dolomitisiert. Er wird conodontenstratigraphisch in das do I gamma (*triangularis*-Zone, ? untere) gestellt. Damit konnte auch das Alter der Entecada-Schiefer geklärt werden (Abb. 3).

Die Conodonten sind stark verdrückt, zerbrochen und korrodiert. Im Basiskalk fanden sich:

1 *Ancyrodella curvata* (BRANSON & MEHL, 1934)
2 *Icriodus curvatus* BRANSON & MEHL, 1938
3 *Icriodus nodosus* (HUDDLE, 1934)

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

4 *Icriodus symmetricus* BRANSON & MEHL, 1934
4 *Icriodus* sp.
1 *Ligonodina* sp.
1 *Palmatolepis hassi* MÜLLER & MÜLLER, 1957 trans.
P. subrecta MILLER & YOUNGQUIST, 1947
4 *Polygnathus webbi* STAUFFER, 1938
3 *Polygnathus* sp.
3 gen. et sp. indet. ex gr. ramiforme
4 Bruchstücke gen. et sp. indet.

Der Entecada-Kalk lieferte neben einem nicht bestimmbaren Tentakuliten:
1 *Polygnathus dengleri* BISCHOFF & ZIEGLER, 1957
1 *Polygnathus* sp.

Die beiden Kalkkomplexe sind im Bereich von Garos durch die Nähe des Maladeta-Granodiorits (nur einige 100 Meter) metamorph.

Über der Entecada-Einheit folgt Sandstein. Mit den Viella-Schiefern und -Sandsteinen endet die Devon-Entwicklung im Valle de Arán. Die letzteren Gruppen wurden von KRYLATOV & STOPPEL 1969 mit liegenden Anteilen der Formation des Agudes – Cap de Pales identifiziert (vgl. auch STATTEGGER 1976). Die mögliche Zugehörigkeit der Entecada-Einheit zur Formation des Agudes – Cap de Pales wäre aufgrund des Alters und der Lithologie denkbar.

Sofern die „Basalen Kalke" mit ihrer Maximalmächtigkeit von rund 100 Metern nicht den Zeitraum des unteren und mittleren Devon repräsentieren, müßte ein Hiatus (? Siegen-Hiatus, BOERSMA 1973) zwischen den „schistes carburés" des Silur und dem Einsetzen der devonen Karbonatentwicklung oder innerhalb des „Basalen Kalkes" vorhanden sein. Es sei in diesem Zusammenhang auf die Arbeit von ARCHE 1972 („Givet-Flysch") sowie die von KRYLATOV & STOPPEL 1969 und 1971 („calcaires rubanés" als Unterlage der Formation von Sia, deren Hangendes mit dem „Basal-Kalk" altersgleich ist) verwiesen.

Erst weitere stratigraphische und sedimentologische Daten aus dem Devon des Valle de Arán werden die Stellung gegenüber anderen Devonvorkommen im Westen und Südwesten (Eseratal) einer definitiven Klärung näherbringen können.

β) Paläozoikum um Luz – St. Sauveur (Formation von Sia)

Aus dem Hangendteil der u.a. von MIROUSE (1966) und DEBON (1971) als Karbon ausgeschiedenen und von KRYLATOV & STOPPEL (1971) weiter im Westen als Oberdevon erkannten Formation von Sia lieferten zwei Proben biostratigraphische Daten.

Die erste stammt aus der Nähe der Typuslokalität Sia (ca. 1,5 km nördlich, an der Ostseite der Straße nach Luz – St. Sauveur) aus einem karbonatisch verkitteten Quarz-Sandstein, der von DEBON 1971 als „schistes et quarzites de la série de Sia (Westfalien s.l.)" ausgeschiedenen Einheit. Sie erbrachte ein Alter von do I (beta) gamma (obere *asymmetricus*-Zone). Die zweite Probe wurde am süd-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

östlichen Ortsrand von Cauterets (oberhalb der Straße zum Chalet de la Reine Hortense) in demselben Komplex genommen. Sie hat ein do II beta-Alter (untere *marginifera*-Zone).

Sowohl der stark karbonatische Sandstein von Sia als auch der mitteldunkelgraue, sandige Kalk (verwittert wie Flaserkalk aussehend) von Cauterets weisen eine metamorphe Beeinflussung auf. Im Rückstand der zweiten Probe fanden sich zahlreiche hellgrüne Hornblendekristalle. Die Conodontenfaunen sind zerdrückt, zerbrochen und stark korrodiert.

Die Fauna der Probe von Sia umfaßt:

* 1 *Euprioniodina* sp.
* 2 *Hibbardella (Hibbardella) macrodentata* THOMAS, 1949
13 *Hindeodella* sp.
1 *Neoprioniodus* sp.
* 2 *Ozarkodina macra* (BRANSON & MEHL, 1934)
2 *Ozarkodina* sp.
1 *Polygnathus asymmetricus asymmetricus* BISCHOFF & ZIEGLER, 1957
2 *Polygnathus asymmetricus ovalis* ZIEGLER & KLAPPER, 1964
1 *Polygnathus asymmetricus* ssp.
1 *Polygnathus cristatus* HINDE, 1879
2 *Polygnathus decorosus* STAUFFER, 1938
2 *Polygnathus pennatus* HINDE, 1879
23 *Polygnathus* sp.
6 Bruchstücke gen. et sp. indet.

In der Probe von Cauterets fanden sich neben einigen Foraminiferen (3 *Psammosphaera* sp. und 2 *Tolypammina irregularis* BLUMENSTINGEL, 1961) folgende Conodonten:

4 *Palmatolepis glabra glabra* ULRICH & BASSLER 1926
1 ? *Palmatolepis gracilis gracilis* (MEHL & ZIEGLER 1963)
* 1 *Palmatolepis marginifera marginifera* HELMS 1959
* 1 *Palmatolepis marginifera* ssp.
7 *Palmatolepis* sp.
1 *Polygnathus glaber glaber* ULRICH & BASSLER 1926
1 Bruchstück gen. et sp. indet.

Beziehungen der Formation von Sia zu der Formation des Agudes – Cap de Pales siehe Seite 263.

5. Einige Bemerkungen zum klastischen Devon der Zentralpyrenäen

Die Formation des Agudes – Cap de Pales und die Formation von Sia wurden von KRYLATOV & STOPPEL 1969 und 1971 aufgestellt und im Liegendanteil als analoge Entwicklungen angesehen. Lithologie, Biostratigraphie und Paläogeographie dieser Formationen wurde von beiden Autoren eingehend behandelt.

Im Valle de Arán konnten der „Basal-Kalk" des Devon und der Entecada-Kalk (KLEINSMIEDE 1960) conodontenstratigraphisch in das do I (beta) gamma und

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

in das do I eingestuft werden. Diese Alter entsprechen denen der Sandsteine der Formation von Sia bzw. der Glieder DT 1 bis DT 3 (4) (im Hangenden der Formation von Sia, KRYLATOV & STOPPEL 1971) und des Gliedes E 5 (N 4) der Formation des Agudes – Cap de Pales (KRYLATOV & STOPPEL 1965, vgl. S. 262).

Der Las Bordas-Sandstein (KLEINSMIEDE 1960) wird von KRYLATOV & STOPPEL 1969 mit dem Glied E 1 (N 0), die Viella-Formation (KLEINSMIEDE 1960) mit dem Glied E 2 der Formation des Agudes – Cap de Pales lithostratigraphisch korreliert.

Ordnet man die oben angeführten Einheiten aus dem Devon des Valle de Arán aufgrund der litho- und biostratigraphischen Korrelation mit der Formation des Agudes – Cap de Pales resp. dem Hangenden der Formation von Sia zeitlich, so kommt man zu einer Abfolge, die mit der Las Bordas-Formation beginnt, sich in der Viella-Formation und dem „Basalen Devonkalk" fortsetzt und deren Hangendstes die Entecada-Formation bildet.

Die ± vollkommene lithologische Übereinstimmung der beiden liegenden Einheiten des Devon im Valle de Arán mit den entsprechenden Teilen der Formation des Agudes – Cap de Pales bzw. von Sia ist bei den beiden hangenden nicht mehr in diesem Maße gewahrt, jedoch ließe sich der „Devon-Basal-Kalk" mit den Niveaus N 2 und/oder N 3, der Entecada-Kalk mit dem Niveau N 4 von KRYLATOV & STOPPEL (1969) korrelieren. Die Mächtigkeiten lassen sich, ohne allzu große Schwankungen annehmen zu müssen, miteinander vergleichen, so daß diese hypothetische Anordnung der Devon-Einheiten KLEINSMIEDEs den Schichtgliedern E 1 bis E 4/5 der Formation des Agudes – Cap de Pales entspräche.

Eine solche Abfolge würde die Vertauschung des Hangend- und Liegendanteiles der von KLEINSMIEDE (1960) rein lithologisch aufgestellten Gliederung voraussetzen. Das permanente Auftreten der „Basal-Kalke" im Liegendsten des Devon (z. T. über den schistes carburés des Silur) und geopetale Gefüge in den klastischen Einheiten stellen jedoch konkrete Argumente gegen eine solche stratigraphische Anordnung dar.

An diesem Beispiel wird die Problematik einer lithologischen Korrelation von Gesteinseinheiten ohne (oder ohne genügend) biostratigraphische Daten deutlich. Auch das Fortschreiten bestimmter Fazies in Raum und Zeit (wie z. B. das Wandern von Flyschtrögen) stellt hier einen berücksichtigungswürdigen Faktor dar. Konkrete Aussagen können im vorliegenden Fall bis dato nicht gemacht werden.

Die Frage nach dem Zusammenhang zwischen den silurischen Schiefern und den darüberfolgenden Schichten muß im Valle de Arán ebenfalls ungeklärt bleiben, da sowohl nach der Devongliederung KLEINSMIEDEs als auch bei der oben aufgestellten Abfolge kein definitiver Nachweis für die Existenz von unter- und mitteldevonen Gesteinen in diesem Gebiet vorhanden ist. Die Vermutung, daß im einen Fall der „Basale Devon-Kalk" bzw. im anderen die Las Bordas-Formation (siehe „Givet-Flysch" bei ARCHE 1972) zumindest einen Teil dieses Zeitraumes lithologisch repräsentieren, kann nicht gestützt werden. Eine Schichtlücke im

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

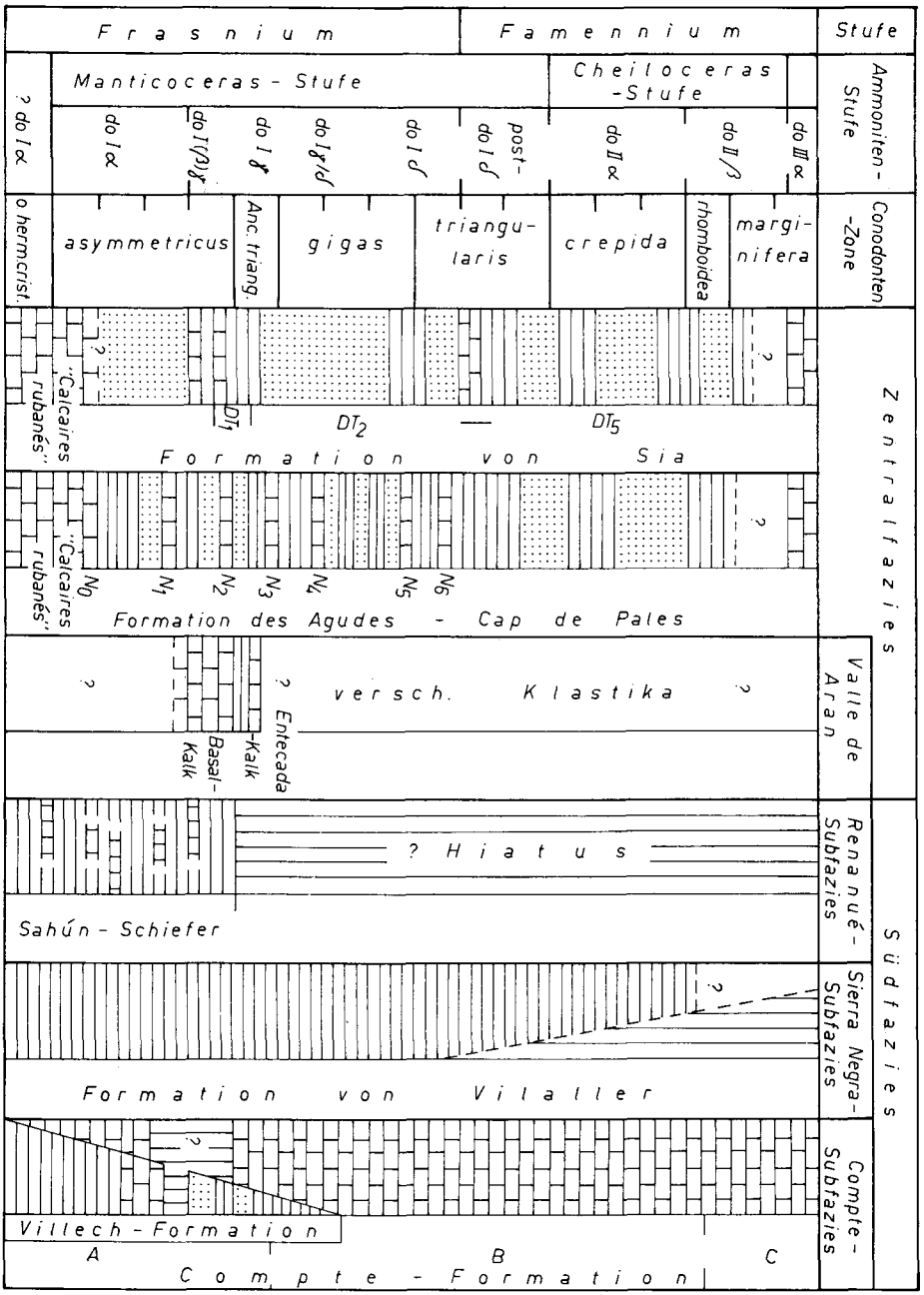

Abb. 3: Chronostratigraphischer Vergleich von Zentral- und Südfazies im do I und do II. Mauersignatur: Kalk. Punktiert: Sandstein. Quer liniert: Schiefer. Senkrecht liniert: Hiatus. DT und N: Einteilungen nach KRYLATOV & STOPPEL 1971.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Hangenden der schistes carburés ist somit im Valle de Arán wahrscheinlich. (BOERSMA 1973 berichtet von einem vermuteten Siegen-Hiatus in der Bellver-Synklinale östlich von Seo de Urgel.)

Interessant ist die Frage, ob die klastische Entwicklung der Formation des Agudes – Cap de Pales durch die spätkarbonen Granodiorit-Stöcke von Maladeta und Lys-Caillaquas bzw. durch die Synklinale von Pla de Estanys im Süden begrenzt wird.

Das Alter der südlich dieser Gebiete bei Sahún im Eseratal festgestellten klastischen Folge (Sahún Shales, do I alpha) entspricht dem des Kalkniveaus N 1 an der Grenze der Glieder E 1 und E 2 der Formation des Agudes – Cap de Pales (KRYLATOV & STOPPEL 1969). Die oben angeführte klastische Folge könnte somit nach den biostratigraphischen und lithologischen Befunden eine Mittelstellung zwischen den altersgleichen Teilen der Formation des Agudes – Cap de Pales und der Formation von Sia einnehmen. Auch die Kalke im Liegenden der Sahún Shales zeigen eher Beziehungen zur Valle de Arán-Subfazies als zu zeitgleichen Entwicklungen der Südfazies.

Der exakte stratigraphische Umfang der über 450 Meter mächtigen Oberdevon-Sandsteine im westlichen Verbreitungsgebiet der „Série des Agudes" im weiteren Sinn = Formation von Sia (KRYLATOV & STOPPEL 1971) muß weiterhin ungeklärt bleiben, da es nicht gelungen ist, an der Basis dieser Klastika Conodonten zu finden. Ihre Obergrenze konnte erfaßt werden. Das bei Sia in der Gave de Pau nachgewiesene Alter des do I (beta) gamma dürfte aus einem karbonatreichen Horizont stammen, der in den hangendsten Teil der Sandsteine von Sia oder in die Glieder DT 1 bis DT 3 zu stellen ist. Die nur spärlichen geschieferten Partien im Bereich der Probennahme machen jedoch erstere Annahme wahrscheinlich.

Der Alterswert des do II beta aus stark sandigen Karbonaten nahe Cauterets dürfte den hangendsten Teil der DT 5-Einheit markieren, da die Kalke des obersten Devon bereits ebenfalls im do II beta bis do III alpha einsetzen (KRYLATOV & STOPPEL 1971). Zu dieser Zeit endet mithin die klastische Oberdevon-Entwicklung in den Zentralpyrenäen.

6. Literatur

ARCHE, A.: Estratigrafia del Devonico en los altos valles del Esera y Pique (Pirineos centrales). — Acta geol. Hisp., **6**, H. 2, S. 42—45, 2 Abb., Madrid 1971.

— Flysch Facies in the Devonian of Central Pyrenees (Spain, France). — Rept. 24th int. geol. Congr., Montreal 1972.

BANDEL, K.: Deep-water Limestones from the Devonian-Carboniferous of the Carnic Alps, Austria. — [In:] Pelagic Sediments: on Land and under the Sea. — Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol., **1**, S. 93—115, 16 Abb., Oxford 1974.

BOERSMA, K. Th.: Devonian and Lower Carboniferous Condont Biostratigraphy, Central Spanish Pyrenees. — Leidse geol. Meded., **49**, S. 303—377, 43 Abb., 15 Tab., Leiden 1973.

BOUCEK, B.: The Tentaculites of Bohemia. Their Morphology, Taxonomy, Ecology, Phylogeny and Biostratigraphy. — 215 S., 36 Abb., 4 Tab., 30 Taf., Prag 1964.

BUCHROITHNER, M. F.: Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der Ost- und Zentralpyrenäen (Ludlow bis Namur; Spanien/Frankreich). — Unveröff. Diss. Univ. Graz, Graz 1976.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

BUCHROITHNER, M. F. & STATTEGGER, K.: Stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der Ost- und Zentralpyrenäen II. — Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **112** (1975), S. 127—128, Wien 1976.

CARLS, P. & GANDL, J.: Stratigraphie und Conodonten des Unterdevons der Östlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **132**, S. 155—218, 6 Taf., Stuttgart 1969.

DEBON, F.: Massifs Granitiques de Cautérets et Panticosa (Pyrénées occidentales). — Notice Explicative pour la Carte Géologique à 1 : 50 000. — Bur. Rech. Géol. Min. Serv. Géol. Nat., Orlèans 1972.

DÉGARDIN, J.-M.: Method of Extraction of Silurian Conodonts from Slightly Metamorphosed Limestones from the Esera Valley (Central Pyrenees, Spain). — Geologica et Palaeontologica, **9**, S. 61—63, 2 Abb., Marburg 1975.

DÉGARDIN, J.-M. & WATERLOT, M.: Découverte de Conodontes du Dévonien Inférieur dans les Schistes Carburés de la Vallée de Benasque (Province de Huesca, Espagne). — C. R. Acad. Sc. Paris, **278**, Sér. D, S. 705—707, Paris 1974.

GROOS-UFFENORDE, H., KRYLATOV, S. & STOPPEL, D.: Sur quelques synclinoriums à coer réputé carbonifére des Pyrénés espagnoles. — C. R. Acad. Sc. Paris, **274**, Sér. D., S. 1885—1888, 1 Abb., 1 Tafel, Paris 1972.

HARTEVELT, J. J. A.: Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. — Leidse geol. Meded., **45**, S. 167—236, 67 Abb., 4 Beil., 1 Kt., Leiden 1970.

HEDBERG, H. D. [Ed.]: International Stratigraphic Guide. A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Procedure. — 200 S., 14 Abb., New York — London — Sydney — Toronto 1976.

KLEINSMIEDE, W. F. J.: Geology of the Valle de Arán (Central Pyrenees). — Leidse geol. Meded., **25**, S. 131—241, 77 Abb., 10 Tab., 1 Karte, Leiden 1960.

KRYLATOV, S. & STOPPEL, D.: La Série des Agudes — Cap de Pales (Zone Primaire Axiale des Pyrénées aux Confins de la Haute-Garonne et des Hautes-Pyrénées). — Bull. Soc. géol. France, (7) **11**, S. 484—490, 2 Abb., Paris 1969.

— Attribution au Frasnien de la série de Sia (zone primaire axiale des Pyrénées). Ses rapports avec celle des Agudes — Cap de Pales. Conséquences paléogéographique. — Z. dt. geol. Ges., **122**, S. 213—230, 3 Abb., 1 Tafel, Hannover 1971.

MEY, P. H. W.: Geological Map of the Ribagorzana and Baliera Valleys, Central Pyrenees. 1 : 25 000. — Geol. Min. Inst. Univ. Leiden, Leiden 1965.

— The Geology of the Upper Ribagorzana and Baliera Valleys, Central Pyrenees, Spain. — Leidse geol. Meded., **41**, S. 153—220, 57 Abb., 1 Kt., Leiden 1967.

— Evolution of the Pyrenean Basins during the late Paleozoic. — Int. Symp. Devon. Syst., **2**, 1157—1166, Carlgary 1968.

STATTEGGER, K.: Schwermineraluntersuchungen in den klastischen Serien der variszischen Geosynklinale der Ost- und Zentralpyrenäen. — Mitt. österr. geol. Ges., **69** (1976), Wien 1978.

TROUW, R. A. J.: Internal Report. — Geol. Min. Inst. Leiden, Leiden 1969 (unveröff.).

WATERLOT, M.: Contribution à l'étude géologique du Carbonifère antéstéphanien des Pyrénées centrales espagnoles. — Mem. Inst. Geol. Min. Esp., **70**, 259 S., 63 Abb., 6 Taf., 4 Kt., Madrid 1969.

WENNEKERS, J. H. N.: The Geology of the Esera Valley and the Lys-Caillauas Massif, Central Pyrenees, Spain, France. — Leidse geol. Meded., **41**, S. 221—267, 1 Kt., Leiden 1968.

ZANDVLIET, J.: The Geology of the Upper Salat and Pallaresa Valleys. Central Pyrenees France/Spain. — Leidse geol. Meded., **25**, S. 1—127, **46** Abb., 1 Kt., Leiden 1960.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 25. 9. 1977.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Austrian Journal of Earth Sciences

Jahr/Year: 1976

Band/Volume: 69

Autor(en)/Author(s): Buchroithner Manfred F.

Artikel/Article: Zur Conodontenstratigraphie vorwiegend klastischer Folgen im Devon der Ost- und Zentralpyrenäen. 247-266