

Geochemische Untersuchung des Oos-Plattenkalks (Oberdevon, Büdesheimer Mulde, Eifel)

MATTHIAS C. GRIMM

Kurzfassung: Zwanzig oberdevonische Kalksteinproben aus der Eifeler Kalkmuldenzone (Oos-Plattenkalk) wurden geochemisch untersucht. Das Ziel der Untersuchungen war, Hinweise auf die Ablagerungsbedingungen der Kalke zu erhalten.

Die Zusammensetzung des Detritus der Kalke wurde durch Vulkanismus im Einzugsbereich der Detrituszubringer beeinflusst. Als Liefergebiet für die vulkanische Komponente werden Ablagerungen des Lahn-Dill-Vulkanismus auf „Istaevonia“ angenommen. Von dort gelangte das chemisch nur wenig verwitterte Material in den Ablagerungsbereich des Oos-Plattenkalks und wurde unter größtenteils stagnierenden Bedingungen abgelagert.

Abstract: Geochemical investigations were performed on 20 Upper Devonian limestone (“Oos-Plattenkalk”) samples of the Eifel “Kalkmuldenzone” in order to collect informations on the conditions of deposition.

The composition of the limestone-detritus was controlled by volcanism in the hinterland “Istaevonia”, probably by the deposits of Lahn-Dill-volcanism. From there the chemically slightly weathered material was transported into the predominantly stagnant depositional environment of the “Oos-Plattenkalk”.

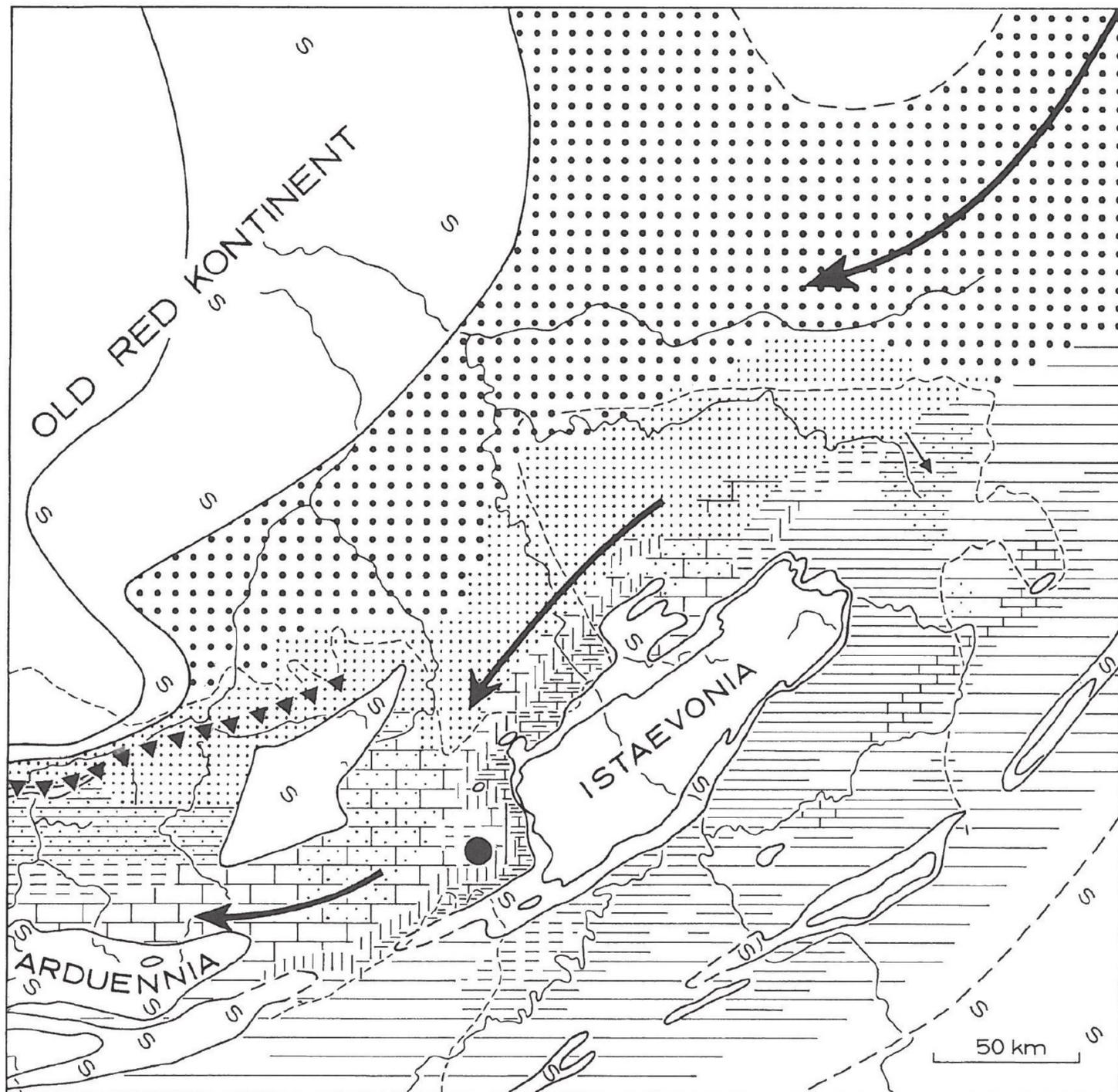
Résumé: Vingt échantillons du calcaire «Oos-Plattenkalk» de la zone des «Kalkmulden» de l’Eifel ont fait l’objet d’une étude géochimique visant à recueillir des informations sur les conditions de son dépôt.

La composition du matériaux détritique du calcaire a été influencée par le volcanisme de l’hinterland «Istaevonia», en l’occurrence par celui du domaine Lahn-Dill, dont les sédiments ont vraisemblablement livré les composants volcaniques. Le matériel n’a subi que peu d’altération chimique en cours de transport et s’est sédimenté dans les eaux, en grande partie stagnantes, du milieu de dépôt de l’ «Oos-Plattenkalk».

1. Einleitung

Im Devon bildete das heutige Rheinische Schiefergebirge eine durch Schwellen und Becken untergliederte Schelfregion am Südrand des kaledonisch konsolidierten Old-Red-Kontinents (STRUVE 1961, 1963, 1990; PAPROTH & STRUVE 1982; PAPROTH & DRESEN & THOREZ 1986; SCHWEITZER 1990). Das Modell eines ungegliederten Schelfes ohne Hochgebiete (KREBS 1974, WINTER 1977 a, FABER 1980) wird nach sedimentologischen und paläoökologischen Untersuchungen des Oos-Plattenkalks (GRIMM 1991) als weniger wahrscheinlich betrachtet.

Zu Beginn des Mitteldevon entstand in der Osteifel ein Hochgebiet, das sich bis in den Siegener Block fortsetzte (Abb. 1). Am Rande dieses Hochgebietes, das auch als



- | | |
|--|---|
| Festland | Stillwasserbereiche |
| zeitweise trockenfallende Bereiche (=shoals) | "Herzynisches Fazies" (Wissenbach-Schiefer) |
| gut durchlüftetes Flachwasser des Old-Red-Schelfs | Tonsteine |
| Schelfsandsteine und Konglomerate der "Friesenrath-Honsel-Finntrop-Fazies" | Sandsteine, Siltsteine, Mergel |
| Riffsysteme | Meeresströmungen |
| Plattformkarbonate | Schüttungsrichtungen |
| Kalk-Mergel-Wechselfolgen | vermutete Subduktionszone |
| Knollenkalke, Cephalopodenkalke | Lage des Arbeitsgebietes |
| Kalkstein-Sandstein-Wechselfolgen, Oolithe | |

Abb. 1: Paläogeographie des Rheinischen Schiefergebirges zur Zeit des Eifeliums/Givetiums (nach STRUVE 1961, 1963; SCHMIDT 1962; BACHMANN 1965; REQUADT & WEDDIGE 1978; LANGENSTRASSEN 1983 und MEYER 1986).

„Istaevonia“ bezeichnet wird (STRUVE 1961), bildeten sich nun überwiegend karbonatische Sedimente im Bereich der heutigen Eifelkalkmulden. Im Südwesten war Istaevonia wahrscheinlich über die flache „Manderscheider Schwelle“ mit der „Ardennischen Insel“ („Arduennia“, STRUVE 1961) verbunden und trennte so das relativ flache Meeresbecken der heutigen Eifelkalkmulden, die „Eifeler Meeresstraße“, von dem tieferen „Moseltrog“ im Süden (STRUVE 1961, MEYER 1986). Im Nordwesten wurde die Eifeler Meeresstraße durch den Anstieg zum Old-Red-Kontinent begrenzt (MEYER 1986).

Mit Beginn des Givetium kam es im ganzen Bereich der Eifeler Meeresstraße und weiter nordöstlich im Bergischen Land bei zunächst noch stärkerer Old-Red-Beeinflussung zu Riffbildungen (ROTHAUSEN 1958, MEYER 1986). Von einigen Unterbrechungen abgesehen reichte das Riffwachstum bis ins Oberdevon hinein (MEYER 1986, PAPROTH & DREESEN & THOREZ 1986). So werden der Schönecken-Dolomit der Prümer Mulde und der darüber folgende Wallersheim-Dolomit als Riffbildungen größerer Biostrome mit Korallen- und Stromatoporidenrasen erklärt (STRUVE 1964, MEYER 1986). Der höchste Teil des Wallersheim-Dolomit gehört bereits ins Frasnium. Im Frasnium, spätestens aber im Famennium, dehnte sich Istaevonia bis in den heutigen Hunsrück aus. So wurde ein flacher, teilweise auch überfluteter Bereich von Inseln und Untiefen geschaffen, den man als Rheinische Untiefe (= Rhenish shoal) bezeichnet (PAPROTH & DREESEN & THOREZ 1986). Ein ähnlicher, als Ardennische Untiefe (= Ardennan shoal) bezeichneter Bereich entstand durch die Anhebung der Ardennischen Insel und des Venn-Stavelot-Massivs. Zwischen diesen beiden Untiefen lag ein zunehmend schmaler und tiefer werdender, langgestreckter Meeresarm mit allmählich stagnierenden Milieubedingungen. In ihm kamen zunächst der unter- bis mittelfrasnische Oos-Plattenkalk, dann die Budesheim-Goniatitenschiefer des Oberfrasnium, die Cypridinschiefer von Neu-Oos und die Budesheim-Schwarzmergel des Unteren Famennium zur Ablagerung (CLAUSEN 1968, PAPROTH & DREESEN & THOREZ 1986).

Der Oos-Plattenkalk bildet dabei den Übergang vom Wallersheim-Dolomit, der im flachmarinen, gut durchlüfteten Milieu gebildet wurde zu den unter tiefer marinen, stagnierenden Verhältnissen entstandenen Ablagerungen der Budesheim-Goniatitenschiefer. Er läßt sich bei Budesheim nach petrographischen Gesichtspunkten in einen unteren, mittleren und oberen Teil gliedern (KREBS 1962). Diese Einteilung ist im Bereich Oos jedoch nicht erkennbar (GRIMM & ROTHAUSEN 1992). Vereinzelt treten im Oos-Plattenkalk Bentonithorizonte (= Tuffe) auf (WINTER 1969, GRIMM 1991), die mit solchen des belgischen Oberdevons korreliert werden können (mündl. Mitt. WINTER 1992).

Zur Genese des Oos-Plattenkalks liegen bereits mehrere Modellvorschläge vor, die z. T. klassischen Lithofaziesmodellen für Kalk-Mergel-Wechselfolgen entsprechen. So erklärt REULING (in HAPPEL % REULING 1937) die unterschiedlichen SiO_2 -/ CaCO_3 -Verhältnisse durch einen unterschiedlich starken Einfluß des Festlandes, d. h. episodisch höhere Ton-Silt-Zufuhr. KREBS (1962) nimmt für den Oos-Plattenkalk einen ständigen Wechsel zwischen Bildungen im flachen, gut durchlüfteten, bewegten (Rheinische Fazies) und im tieferen, schlecht durchlüfteten, ruhigeren Milieu (Herzynische Fazies) an. MEISCHNER (1964) sieht in der von KREBS (1962) beschriebenen Abfolge des Oos-Plattenkalks eines der schönsten Beispiele für turbiditisch entstandene Kalksequenzen (Allodapische Kalke). Ohne diese Hypothese grundsätzlich abzulehnen zeigt BÖGER (1966), daß Kalkturbidite nicht überall im Oos-Plattenkalk auftreten und nimmt zur Bildungszeit der Kalkbänke eine erhöhte Kalksedimentation an, die die klastische Komponente verdünnt habe. Aus biofaziellen Gründen erklärt STRUVE (1964) den Oos-Plattenkalk als in einer Lagune, zwischen einem Auftauchgebiet und einem oder zwei Riffen, entstandene Ablagerung. Aufgrund sedimentpetrographischer und biofazieller Untersuchungen nimmt der Autor (1991) für die

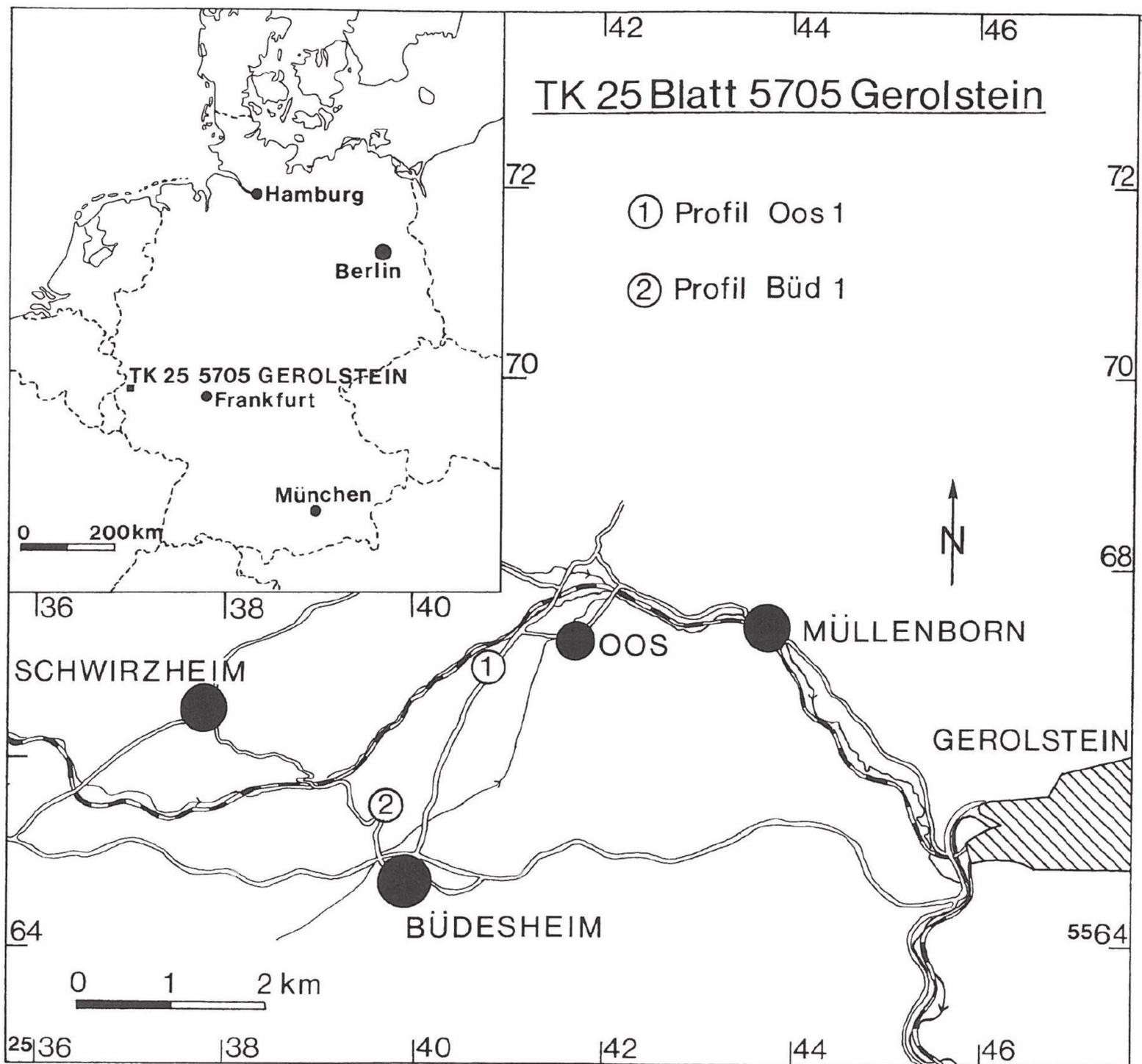


Abb. 2: Lage der Profile.

Kalke eine Unterscheidung in turbiditische, diagenetisch-konkretionäre und tempestitische Bänke vor.

Für die geochemischen Untersuchungen wurden zwei zuvor detailliert sedimentologisch und biofaziell untersuchte Profile beprobt (GRIMM 1991 und GRIMM & ROTHAUSEN 1992). Beide liegen auf TK 25 Blatt 5705 Gerolstein (Abb. 2).

Das Profil Oos 1 wurde im Steinbruch „Am Danzert“ westlich von Oos aufgenommen. Es liegt an der Böschung im Südwesten des ehemaligen Steinbruchs (R 25406900 H 55668500) und gehört in die späte *hassi*-Conodontenzone nach ZIEGLER & SANDBERG (1990). Es besteht aus einer Wechsellagerung von Kalken unterschiedlicher Genese mit Mergeln und Tonsteinen (Abb. 3).

Das Profil Büd 1 wurde in einer Baugrube in Budesheim, Ortsteil „Bahnhofstraße“ (R 25396250 H 55653375) aufgenommen. Es gehört in die späte *hassi*- bis *jamieae*-Zone (GRIMM & ROTHAUSEN 1992) und besteht ebenfalls aus einer Kalk-Mergel-Tonstein-Wechselfolge (Abb. 4).

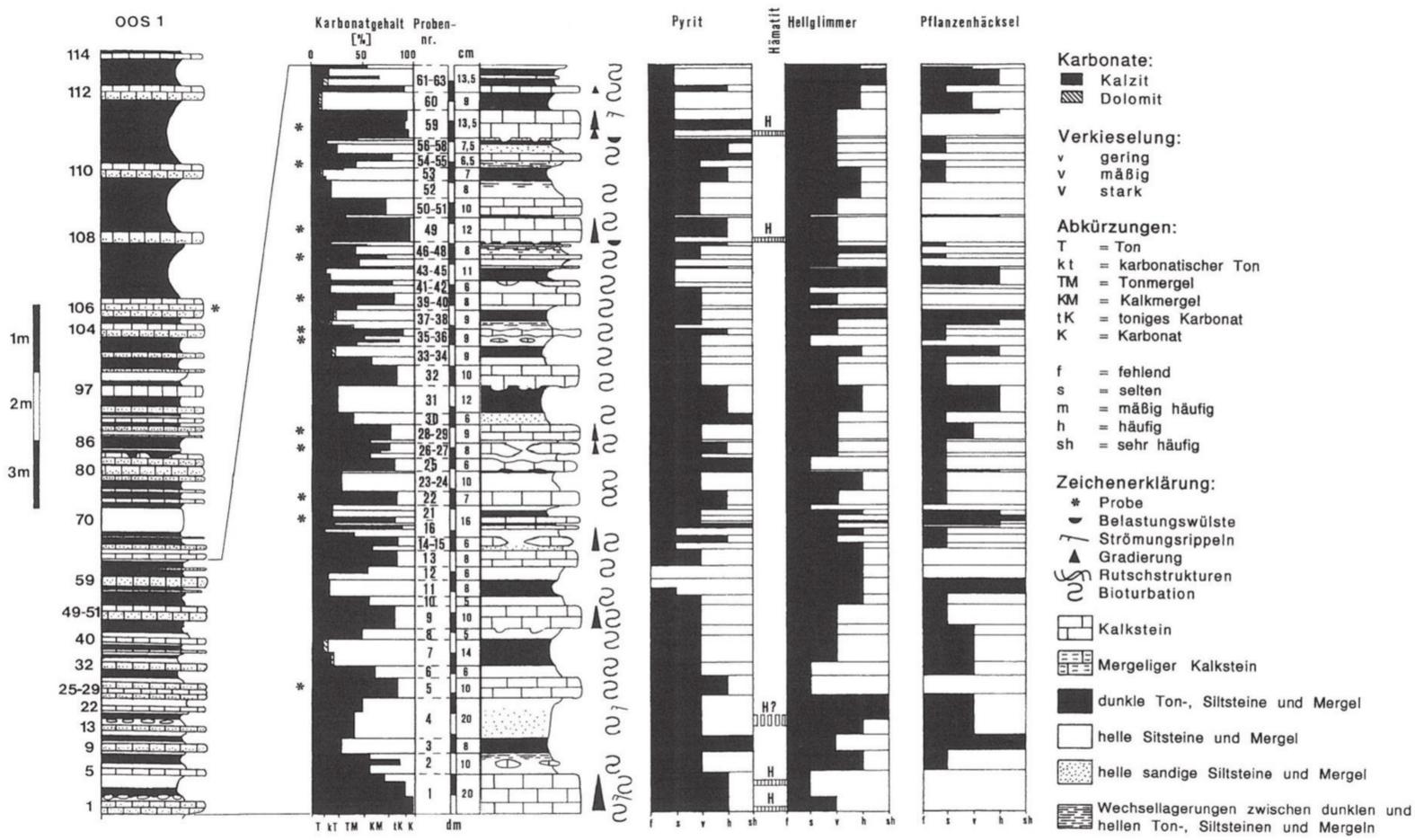


Abb. 3: Sedimentologische Aufnahme des Profils Oos 1.

Für die Durchführung der chemischen Analysen danke ich Herrn TH. KOST, für die Röntgendiffraktometeranalysen Herrn Dr. D. SCHMIDT, beide Institut für Geowissenschaften, Universität Mainz. Für die Durchsicht des französischen Résumé danke ich Herrn. Dr. P. SARTENAER, Institut Royale de Histoire Naturelle de Belgique in Brüssel, für die Durchsicht des Manuskripts und zahlreiche Diskussionsbeiträge danke ich Herrn Prof. Dr. K. ROTHAUSEN, Herrn Dr. T. REISCHMANN, Herrn Dr. habil. G. WÖRNER, Frau Diplom-Geologin M. SALLER, Herrn Diplom-Geologe T. TOULKERIDIS und Frau Diplom-Geologin K. I. GRIMM, alle Institut für Geowissenschaften, Universität Mainz sowie Herrn Prof. Dr. N. M. FARISAN, Paläontologisches Institut Universität Heidelberg.

2. Voruntersuchungen und Methodik

Um die Anzahl der geochemischen Analysen möglichst gering zu halten, wurden vor der Auswahl der Proben einige Voruntersuchungen gemacht.

Zunächst sind die Kalke in den Profilen Oos 1 und Büd 1 mikrofaziell untersucht worden, um genetisch unterschiedliche Kalktypen erfassen zu können.

Danach wurden einige Proben mit Essigsäure geätzt und die gewaschenen Rückstände mikroskopisch und röntgendiffraktometrisch untersucht. Außerdem wurden die Profile Oos 1 und Büd 1 mit der Karbonatbombe nach MÜLLER & GASTNER (1971) auf ihren Karbonatgehalt untersucht (Abb. 3, 4).

Unter Berücksichtigung der Voruntersuchungen sind schließlich 15 Kalke des Profils Oos 1 und 5 Kalke des Profils Büd 1 für die geochemische Untersuchung ausgewählt worden. Es handelt sich dabei nur um diagenetische und turbiditische Kalke; Ton- und Siltsteine wurden nicht analysiert (Tab. 1).

Die für die geochemischen Untersuchungen vorgesehenen Proben sind im Aufschluß luftdicht verpackt und erst für die Auswertung bei Zimmertemperatur getrocknet worden. Die Kalke wurden abgewaschen, getrocknet und dann mechanisch (durch Abschlagen, Absägen oder Abschleifen) von der Verwitterungskruste befreit. Außerdem mußten Kluftbeläge von Klein- und Kleinstklüften ebenfalls mechanisch entfernt werden. Da die Kluftabstände in den Kalken im Profil Oos 1 meist nur wenige mm betragen, konnten oft nur kleine Probenmengen gewonnen werden. Die Proben wurden schließlich mit einem Achatmörser pulverisiert und am Labor des Instituts durch TH. KOST chemisch analysiert.

Zur geochemischen Untersuchung wurde ein Gesamtaufschluß mit Perchlorsäure/Flußsäure vorgenommen: 100 mg des Gesteinspulvers wurden in einem Platintiegel in 10 Tropfen 60prozentiger Perchlorsäure und 3 bis 4 ml 48prozentiger Flußsäure gelöst. Nach Abrauchen und Aufnahme des Residuums mit 10 ml 1 n HCl (unter Wärme) wurde mit H₂O auf 100 ml aufgefüllt.

Die Bestimmung der Alkali- und Erdalkalielemente und der Schwermetalle (außer Fe, Ti) erfolgte aus der oben hergestellten Lösung bzw. daraus erstellten Verdünnungen mit Hilfe eines PYE UNICAM SP 192 Atomic Absorption Spectrophotometers. Der Gehalt an Si, Ti, Al, Fe und P wurde mittels eines Eppendorf PCP 6121 Spektrallinienphotometers, der Glühverlust und CO₂-Gehalt gravimetrisch ermittelt. Bei hohen Differenzen zwischen dem Glühverlust und Gesamt-CO₂ oder wenn das Probenmaterial sehr dunkel war, wurde zusätzlich der Gehalt an organischem Kohlenstoff manganometrisch bzw. oximetrisch bestimmt.

Die in einzelnen Proben enthaltenen höherkettigen Kohlenwasserstoffverbindungen konnten bei der Kohlenstoffbestimmung nicht erfaßt werden. Dies kann im Einzelfall (z. B. Oos 1 Probe 19) dazu führen, daß es zu erheblichen Differenzen zwischen dem Glühverlust und Gesamt-CO₂ kommt. Da bei der CO₂-Bestimmung ein Veraschen von

Tab. 1: Geochemisch untersuchte Proben der Profile Oos 1 und Būd 1.

Profil	Schicht	Proben-Nr.	Gesteinstyp
Oos 1	5	5	Schwach sandiger, siltiger Lime-(L)-Mudstone, bioturbiert
Oos 1	19	19	Toniger bis siltiger L-Pack- bis L-Mudstone, laminiert
Oos 1	22	22	Toniger bis siltiger L-Mudstone, bioturbiert
Oos 1	27	27	Toniger bis siltiger L-Pack- bis -Mudstone, gradiert und bioturbiert, Top laminiert mit Übergang in Kalkmergelstein
Oos 1	29	29	Toniger bis siltiger L-Wacke- bis -Mudstone, gradiert und bioturbiert mit Übergang in Kalkmergelstein
Oos 1	35	35 b	Karbonatkonkretion: Toniger L-Mud- bis -Packstone
Oos 1	36	36	Toniger bis siltiger L-Mudstone, bioturbiert
Oos 1	40	40	Toniger bis siltiger L-Mud- bis -Wackestone, bioturbiert
Oos 1	46	46	Kalkmergelstein bis toniger-siltiger L-Mudstone, bioturbiert
Oos 1	49	49	L-Grain- bis -Wackestone, gradiert, planar geschichtet, Basis bioturbiert
Oos 1	54	54	Grabangfüllungen aus einem stark siltigen Mergelstein
Oos 1	59	59.1	L-Grain- bis -Packstone, gradiert, planar geschichtet, z. T. bioturbiert
Oos 1	59	59.2	L-Packstone, gradiert, planar geschichtet
Oos 1	59	59.3	L-Packstone, schräg geschichtet
Oos 1	106	106	Toniger, siltiger L-Pack-, bis -Mudstone, gradiert, z. T. feingeschichtet
Būd 1	23	G17	Karbonatkonkretion: Toniger, siltiger L-Mudstone, bioturbiert, mit Slumping
Būd 1	27	G22	Mäßig verkieselter L-Packstone, z. T. schräggeschichtet, Basis mit Slumping
Būd 1	41	G35	<i>Alveolites suborbicularis</i> -Kolonie, partiell verkieselt
Būd 1	55	G48	Mäßig verkieselter L-Wacke- bis -Mudstone, invers gradiert, mit Slumping, z. T. bioturbiert
Būd 1	56	G49	L-Packstone, gradiert

Kohlenwasserstoffen zur Aufnahme von Luftsauerstoff führt, wird ein erhöhter CO₂-Gehalt vorgetäuscht, der den Glühverlust überschreitet.

Die Ergebnisse der chemischen Analyse sind in Tab. 2 dargestellt. Dabei sind die Haupt- und Nebenelemente als Oxide angegeben.

3. Ergebnisse

Die untersuchten chemischen Elemente und deren Oxide kann man nach ihrer Karbonataffinität unterscheiden. Es gibt Elemente und Oxide, die hauptsächlich an die Karbo-

Tab. 2: Chemische Analysen von Kalksteinen des Oos-Plattenkalks aus den Profilen Oos 1 (5–106) und Büd 1 (G 17–G 49), Angaben der Haupt- und Nebenelementoxide in Gew.-%, Spurenelemente in ppm.

Proben- nummer	5	19	22	27	29	35b	36	40	46	49	54	59.1	59.2	59.3	106	G17	G22	G35	G48	G49
SiO ₂	8,86	9,95	11,66	16,93	17,82	8,93	7,32	9,12	14,32	0,96	16,27	2,78	2,48	9,78	11,90	16,13	6,74	15,23	8,24	1,94
P ₂ O ₅	0,05	0,08	0,05	0,05	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07	0,06	0,11	0,11	0,07	0,11	0,09	0,06	0,04	0,03	0,13	0,03
TiO ₂	0,19	0,17	0,24	0,30	0,31	0,14	0,11	0,17	0,27	0,08	0,31	0,07	0,05	0,16	0,23	0,25	0,05	0,04	0,05	0,35
Al ₂ O ₃	2,37	2,70	3,72	5,20	5,65	2,81	2,11	2,96	4,45	0,20	4,70	0,68	0,39	2,38	3,52	4,53	0,80	0,54	0,50	0,24
Fe ₂ O ₃	0,88	1,13	1,24	1,59	1,77	0,98	0,78	1,19	1,56	0,23	2,24	0,37	1,75	0,99	1,33	1,96	0,42	0,88	0,50	0,68
MnO	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,08	0,06	0,06	0,04	0,04	0,05	0,14	0,07	0,03	0,03	0,06	0,03
MgO	0,86	1,00	0,98	1,19	1,19	0,97	0,87	1,08	1,17	0,72	1,16	0,62	0,60	0,69	1,14	1,10	0,71	0,66	0,69	0,69
CaO	47,65	53,75	44,75	39,20	38,92	46,50	48,10	46,50	41,60	54,80	40,00	53,36	53,57	47,10	43,55	41,00	49,40	45,71	49,15	52,60
Na ₂ O	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,05	0,09	0,06	0,04	0,13	0,05	0,02	0,04	0,15	0,07	0,04	0,04	0,03	0,03
K ₂ O	0,57	0,91	1,08	1,70	1,72	0,74	0,62	0,84	1,51	0,08	1,59	0,23	0,16	0,88	0,98	1,48	0,22	0,15	0,15	0,07
LOI	38,20	30,30	36,27	33,46	32,78	38,27	39,60	38,11	34,87	43,02	34,80	41,90	40,84	38,10	36,60	33,95	40,79	36,91	40,27	43,35
Σ	99,75	100,10	100,11	99,75	100,35	99,52	99,67	100,18	99,96	100,25	101,37	100,31	99,97	100,28	99,63	100,60	99,24	100,22	99,77	100,01
Sr	240	980	200	480	610	340	695	402	230	180	770	350	880	1050	349	648	1311	717	338	665
Ni	48	62	48	55	55	45	39	45	62	34	69	34	41	41	53	54	42	30	36	36
Co	16	16	11	11	11	23	18	23	16	16	21	16	21	21	23	17	17	11	23	17
Cr	21	25	30	38	38	19	14	22	30	5	34	8	8	17	23	40	12	10	10	10
Li	15	17	18	24	18	13	10	11	15	10	15	3	3	9	16	24	11	17	9	11
Pb	56	65	56	46	37	46	56	37	37	56	65	46	84	74	37	64	54	54	45	54
Cu	33	55	28	39	44	13	13	13	33	33	78	11	11	33	19	41	12	10	10	13
Zn	73	79	80	102	115	68	45	53	87	38	133	17	13	44	34	83	40	40	33	30
ges. CO ₂	38,20	46,00	35,90	32,50	32,20	37,60	39,60	37,50	33,50	44,30	38,10	40,70	42,10	38,80	38,10	33,26	40,79	35,35	n. b.	32,14
C _{org}	n. b.	0,63	n. b.	n. b.	n. b.	0,35	0,44	0,33	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	0,35	0,47	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
rechn. C.	-	4,28	-	-	-	-	-	-	-	0,35	0,90	-	0,34	0,19	0,41	-	-	-	-	-

natphase gebunden sind (CaO, MgO, CO₂, Sr), solche, die hauptsächlich an die nicht karbonatische Phase gebunden sind (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ (Gesamteisen), Na₂O, K₂O, Li und die meisten Schwermetalle) und die, die an die Karbonatphase und nicht karbonatische Phase gebunden sind (MnO, Pb). Eine Ausnahme bildet P₂O₅, das zwar häufig im Detritus auftritt, im Oos-Plattenkalk aber hauptsächlich an Frankolith (= Karbonatfluorapatit) gebunden ist, der auf phosphatische Organismenreste wie inartikulate Brachiopoden, Conodonten, Oakleyite und Fischreste zurückgeht.

Nach BUGGISCH (1972) und anderen Autoren (vgl. FLÜGEL 1978, Tab. 48) ist Mn ein deutlicher Indikator für die Wassertiefe. Neben der Wassertiefe spielt aber auch das diagenetische Milieu eine Rolle bei der Anreicherung von Mn. So können unter reduzierenden Bedingungen Mn-Oxide in Lösung gehen und die Mn²⁺-Ionen in die Karbonatphase eingebaut werden (BUGGISCH 1972, 1980; WIRSING 1988). Dies dürfte auch im Oos-Plattenkalk z. T. der Fall gewesen sein. Da die Mangan-Ionen einer Diageneselösung nicht aus den sich stabilisierenden Karbonatphasen stammen können, sondern während der Diagenese ins System transport werden, nehmen BRAND & VEIZER (1980) bei Mn-Gehalten von mehr als 300 ppm ein offenes diagenetisches System an.

Im Oos-Plattenkalk liegen die Mn-Gehalte bei 230 bis 1080 ppm (Mittelwert 436 ppm), bzw. die MnO-Gehalte bei 0,03 bis 0,14 Gew.-% ohne deutliche Unterschiede bei den einzelnen Kalktypen (Abb. 5). Lediglich die Probe 106 sticht mit 1080 ppm (≅ 0,14 Gew.-% MnO) deutlich hervor. Typische diagenetische Anreicherungen unter reduzierenden Bedingungen, die einige 1000 ppm Mn enthalten (z. B. Kupferschiefer mit 2000–6000 ppm, WEDEPHOL 1978), treten im Oos-Plattenkalk nicht auf. Die Mn-Gehalte der meisten untersuchten Proben liegen damit deutlich niedriger als die von WEDEPHOL (1978) für die meisten paläozoischen Karbonate mitgeteilten Werte. Auch die von BUGGISCH (1972) für die Kellwasserkalke ermittelten Mn-Werte (zwischen 500 und 10 000 ppm) liegen deutlich über den Werten des Oos-Plattenkalks. Nach BUGGISCH (1971) treten solche niedrigen Mn-Werte wie die des Oos-Plattenkalks hauptsächlich in flachmarinen Ablagerungsräumen auf. GRIMM (1991) ermittelt für den Oos-Plattenkalk auf der Basis sedimentologischer und biofazieller Untersuchungsmethoden eine Wassertiefe zwischen ca. 60 und 115 m.

Mit Hilfe der Geochemie und der Petrographie ist es möglich, die Oos-Plattenkalke in unterschiedliche, genetisch verschiedene Gruppen einzuteilen (Tab. 3). Die Gruppe mit den höchsten Detritusanteilen enthält viel SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ (Gesamteisen), K₂O, Li und Schwermetalle. Sie ist als Gruppe 1 bezeichnet. Die Gruppe 1 (◆ in Abb. 5) besteht aus Gesteinen, die durch frühdiagenetische Sammelkristallisation (diagenetisch-konkretionäre Kalkbänke) entstanden. Diese Sammelkristallisation fand im Unterschied zur Gruppe 2 hauptsächlich in den Bereichen intensiver Bioturbation statt. Für diese Gruppe gelten die analysierten Grabgänge des feinsandigen, stark siltigen Mergelsteins von Oos 1, Schicht 54 als Typusbeispiel. Bei allen weiteren untersuchten Proben dieser Gruppe fand die Karbonatisierung nicht nur in den Grabgängen statt, sondern erfaßte auch noch die wenigen nicht durchwühlten Bereiche (Proben 27, 29, 46). Auch die Probe G 17 gehört in die Gruppe 1. Sie stellt einen durch Slumping verwürgten, sehr stark bioturbaten Bereich dar, der von einer Konkretion umschlossen wurde.

Deutlich geringere Detritusanteile und somit geringere Gehalte von SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ (Gesamteisen), K₂O, Li und Schwermetalle enthält die Gruppe 2 (◻ in Abb. 5). Sie umfaßt alle weiteren durch Sammelkristallisation entstandenen Karbonatkonkretionen und Konkretionslagen, sowie Anwachsgebiete an Horizonten mit bereits erhöhtem Karbonatgehalt. Hierzu gehören die untersuchten Proben 5, 19, 35, 36 und 40. Der Topbereich von Schicht 59 gehört ebenfalls zu dieser Gruppe, während der mittlere Teil der

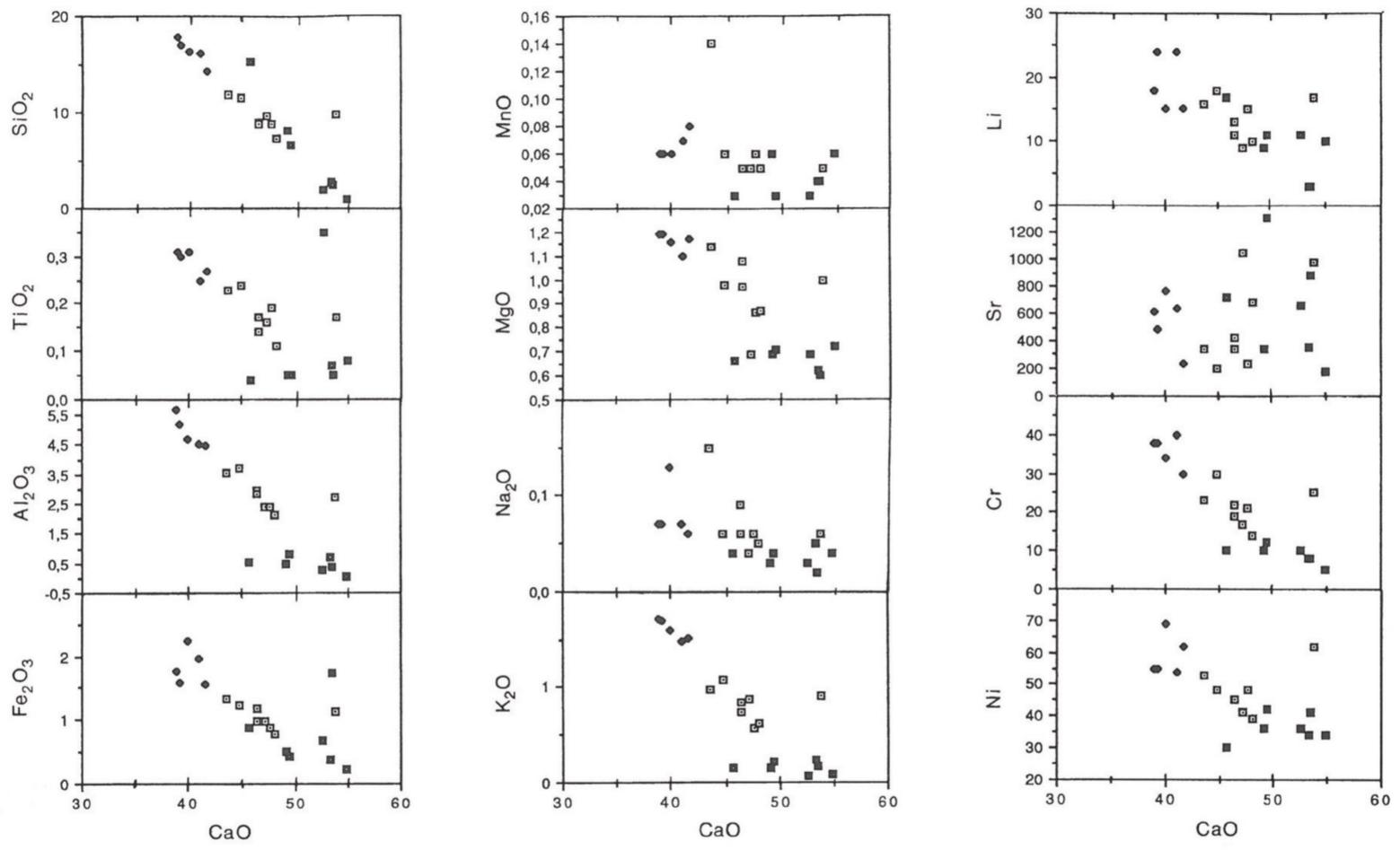


Abb. 5 a: Korrelation von CaO mit SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, Na₂O, K₂O, Li, Sr, Cr und Ni. Li, Sr, Cr, Ni in ppm, alle übrigen in Gew.-%. Signaturen siehe Abb. 5 b.

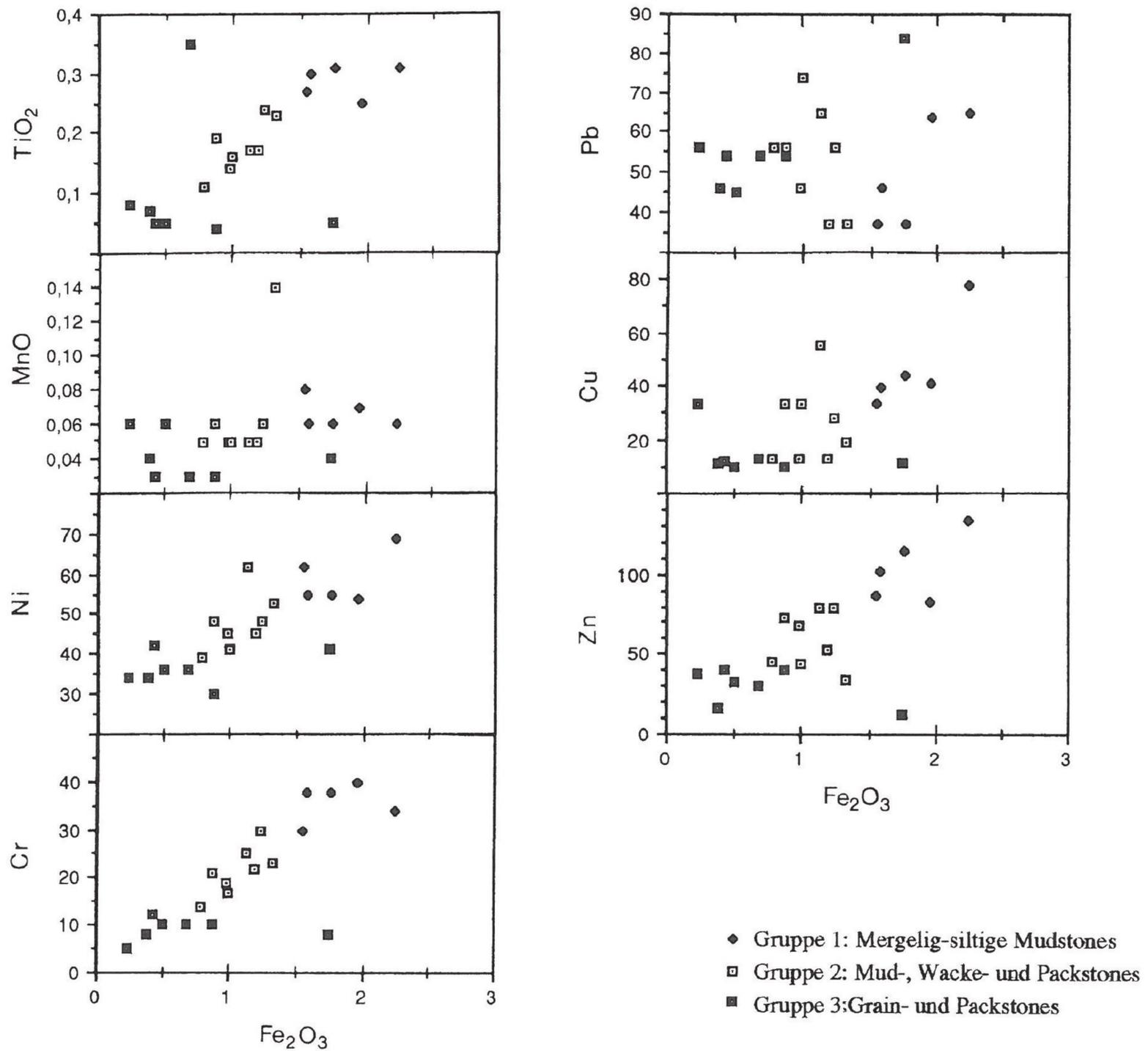


Abb. 5 b: Korrelation von Fe_2O_3 mit TiO_2 , MnO , Ni , Cr , Pb , Cu und Zn . Fe_2O_3 , TiO_2 und MnO in Gew.-%, alle übrigen in ppm.

Bank und der Basisbereich schon zur Gruppe 3 gehören (■ in Abb. 5). Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um ein Verdicken der Bank durch diagenetisches Anwachsen.

Zur Gruppe 3 gehören im Profil Oos 1 nur wenige Bänke. Es handelt sich dabei überwiegend um gradierte, mikrobioklastische L-Grain- bis Packstones, die nach sedimentologischen Kriterien als Kalkturbidite angesprochen werden müssen (MEISCHNER 1964, GRIMM 1991). Infolge des hohen Anteils an biogenem Karbonatmaterial sind die CaO -Gehalte dieser Bänke mit deutlich über 50 Gew.% enorm hoch und die Gehalte an SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (Gesamteisen), K_2O , Li und Schwermetallen sehr gering. Im Profil Búd 1 treten solche Bänke ebenfalls auf, weisen aber durch sekundäre Verkieselungserscheinungen z. T. viel zu hohe SiO_2 -Gehalte auf. Hierzu gehören auch die Proben G49, G22 und G48. Sie sind nach der Stärke der Verkieselung geordnet, wobei G49 kaum und G48 starke Veränderungen zeigt. Noch stärkere Verkieselungserscheinungen zeigt der untersuchte Korallenstock von *Alveolites suborbicularis* (Probe G35), dessen Poren rand-

Tab. 3: Einteilung des Oos-Plattenkalkes nach dem Karbonatgehalt und nach einigen geochemischen Kriterien (* nach Analysen von REULING in HAPPEL & REULING 1937)

Unterteilung nach Analyseergebnissen der Karbonatbombe [Kalzitgehalt in Vol.-%]	Unterteilung mit Hilfe des Chemismus [Gew.-%]	Probennummern
Gruppe A: 90–100 (Grainstones und Packstones)	Gruppe 3: CaO ~50 SiO ₂ 0,96–2,80 MgO ~0,67 Al ₂ O ₃ 0,20–0,80	49, 59.1, 59.2 G 22, G 48, G 49 (G 35)
Gruppe B: 73–89 (Wackestones und Mudstones)	Gruppe 2: CaO 43–49 SiO ₂ 7,31–11,90 MgO ~0,95 Al ₂ O ₃ 2,11–3,72	5, 19, 22, 35, 36 40, 59.3, 106
	Gruppe 1: CaO ~ 39–42 SiO ₂ 14,32–17,82 MgO ~1,16 Al ₂ O ₃ 4,45–5,65	27, 29, 46, 54 G 17
Gruppe C: 25–75 (olivfarbene, siltige Mergel)	* Mergel: CaO ~36 SiO ₂ ~22 MgO ~1,82 Al ₂ O ₃ ~6	nicht beprobt
Gruppe D: <25 (dunkle Tonsteine)	* Schiefer: CaO 5–21 SiO ₂ 35,40–57,40 MgO ~2,56 Al ₂ O ₃ 11,48–22,04	nicht beprobt

lich z. T. mit amorphem SiO₂ und Pyrit zugesetzt wurden. Die Stärke der Verkieselung im Profil Būd 1 kann man der Abb. 4 entnehmen.

Alle untersuchten Elemente, außer P, Pb, Co und Sr, zeigen eine deutliche negative Korrelation mit CaO und meistens auch mit CO₂. Zusätzlich sind sie alle untereinander positiv korreliert (Tab. 4). Es wird deshalb angenommen, daß diese Elemente überwiegend an den silikatischen Detritus oder an sulfidische Erzkomponenten gebunden sind. Letzteres kommt z. T. für Fe, Cu, Zn und für die anderen Schwermetalle in Frage.

Sulfide treten im Oos-Plattenkalk in allen Gesteinstypen und in nahezu allen Lagen auf. Sie bestehen hauptsächlich aus Pyrit. Markasit, Kupferkies und Zinkblende konnten nur ganz selten beobachtet werden. Die Sulfide im Oos-Plattenkalk lassen sich nach ihrer Genese in unterschiedliche Gruppen stellen. Man findet sedimentäre (laminierte Pyritlagen), frühdiagenetische (wolkiger Pyrit in Kornzwickeln, Steinkernbildungen und Konkretionen) und spät-diagenetisch-hydrothermale (Kluftfüllungen) Sulfidmineralisationen. Die lamellären Pyritlagen zeigen z. T. einen Bezug zur Morphologie des ehemaligen Meeresbodens. So wurden Grabgänge und Spuren z. T. mit Pyrit verfüllt (GRIMM 1991).

Die sedimentären und frühdiagenetischen Pyritbildungen wurden bei der Proben-durchsicht abgeschätzt und sind in den Abb. 3 und 4 dargestellt. Eine Bindung von

Schwermetallen an organische Bestandteile konnte nicht nachgewiesen, aber auch nicht ausgeschlossen werden, da die Ergebnisse der Untersuchungen in diesem Zusammenhang zu geringe Anhaltspunkte bieten.

MgO ist trotz der negativen Korrelation mit CaO als Dolomit zur Karbonatfraktion gestellt worden, da durch die Untersuchungen mit der Karbonatbombe (MÜLLER & GASTNER 1971) eine negative Korrelation von Kalzit und Dolomit nachgewiesen werden konnte. Zudem wurde Dolomit röntgendiffraktometrisch nachgewiesen. Diese Tatsache ist jedoch nicht auf eine späte Dolomitierung zurückzuführen, da dann eine negative Korrelation des MgO-Gehaltes mit Sr zu erwarten wäre (CAMPBELL & LERBEKMO 1965, AL HASMINI 1976, WIRSING 1988). Die MgO-Gehalte der untersuchten Proben sind vielmehr ein Parameter, der etwas über die primäre Zusammensetzung oder die frühdiagenetischen Veränderungen verrät.

Bei den Gesteinen der Gruppe 3, die sehr hohe CaO-Gehalte besitzen, treten nur geringe MgO-Gehalte auf. Diese Kalke bestehen zum überwiegenden Teil aus Crinoidenresten, die nach USDOWSKI (1970) und FÜCHTBAUER & RICHTER (1988) mehrere Prozent Mg enthalten. In einigen Fällen konnte röntgendiffraktometrisch neben Dolomit (Mikrodolomit nach RICHTER 1974) auch ein Kalzit mit 1,5 bis 2 Mol-% $MgCO_3$ nachgewiesen werden. Die Kalke der Gruppe 3 sind mehr oder weniger dicht gepackt und sparitisch verfestigt.

Auch die analysierte *Alveolites*-Kolonie aus dem Profil Büd 1, Probe G 35 enthält mit 0,66 Gew.-% einen verhältnismäßig geringen MgO-Gehalt, obwohl tabulate Korallen nach FÜCHTBAUER & RICHTER (1988) aus einem Hoch-Mg-Kalzit (Mg_{5-7} -Kalzit) bestehen.

Die Gesteine der Gruppe 3 enthalten kaum Hinweise auf ehemalige Aragonitzemente und auch kaum ehemals aragonitische Komponenten, so daß der niedrige MgO-Gehalt nicht alleine durch eine Mischung von Mg-Kalzit und Aragonit erklärt werden kann. Dagegen sind in den Gesteinen der Gruppe 2 auch ehemals aragonitische Komponenten zu finden, die allerdings schon während der Diagenese aufgelöst wurden. Sie enthalten mit durchschnittlich 0,95 Gew.-% jedoch mehr MgO als die Gesteine der Gruppe 3. Die Gruppe 1 liegt mit einem Durchschnittswert von 1,16 Gew.-% sogar noch darüber. Noch höhere MgO-Gehalte teilt REULING (in HAPPEL & REULING 1973) für die von ihm untersuchten Kalkmergel (~1,82 Gew.-% MgO) und für die dunklen Tonsteine (2,38–2,68 Gew.-% MgO) mit. Vor allem die Tonsteine enthielten primär neben Mg-Kalzit-Organismenresten auch viele aragonitische Reste (Bivalven, Cephalopoden u. a.).

Aus den mikrofaziellen Beobachtungen, der negativen Korrelation der MgO- und CaO-Gehalte, trotz der Bindung des MgO an Dolomit und der Tatsache, daß der MgO-Gehalt nicht mit dem primären Mg-Kalzit/Aragonit-Verhältnis korreliert, aber auch nicht durch Dolomitierung entstanden ist, kann man schließen, daß hier frühdiagenetische Einflüsse eine wesentliche Rolle gespielt haben müssen. WIRSING (1988) nimmt einen unterschiedlichen Chemismus der stabilisierenden Lösungen an. Die an Detritus armen Bioklastkalke und die poröse Koralle wurden in einem offenen System stabilisiert. Die bei der Umkristallisation von Hoch-Mg-Kalzit zu diagenetischem Niedrig-Mg-Kalzit freiwerdenden Mg^{2+} -Ionen konnten dabei abgeführt werden. Je höher der Anteil an silikatischem Detritus war, desto eher konnte ein geschlossenes System geschaffen und der Lösungsaustausch verringert werden. Infolgedessen wurden bei der Diagenese die freiwerdenden Mg^{2+} -Ionen in diagenetisch gebildeten Dolomit eingebaut. Dies führte zu der heutigen Verteilung des MgO im Oos-Plattenkalk.

Die chemische Zusammensetzung ist innerhalb einer Bank auch in großen Handstücken lateral nur wenig variabel. Von der Basis zum Top einer Bank können jedoch, vor allem bei den mächtigen gradierten Bänken sehr große Differenzen auftreten. Des-

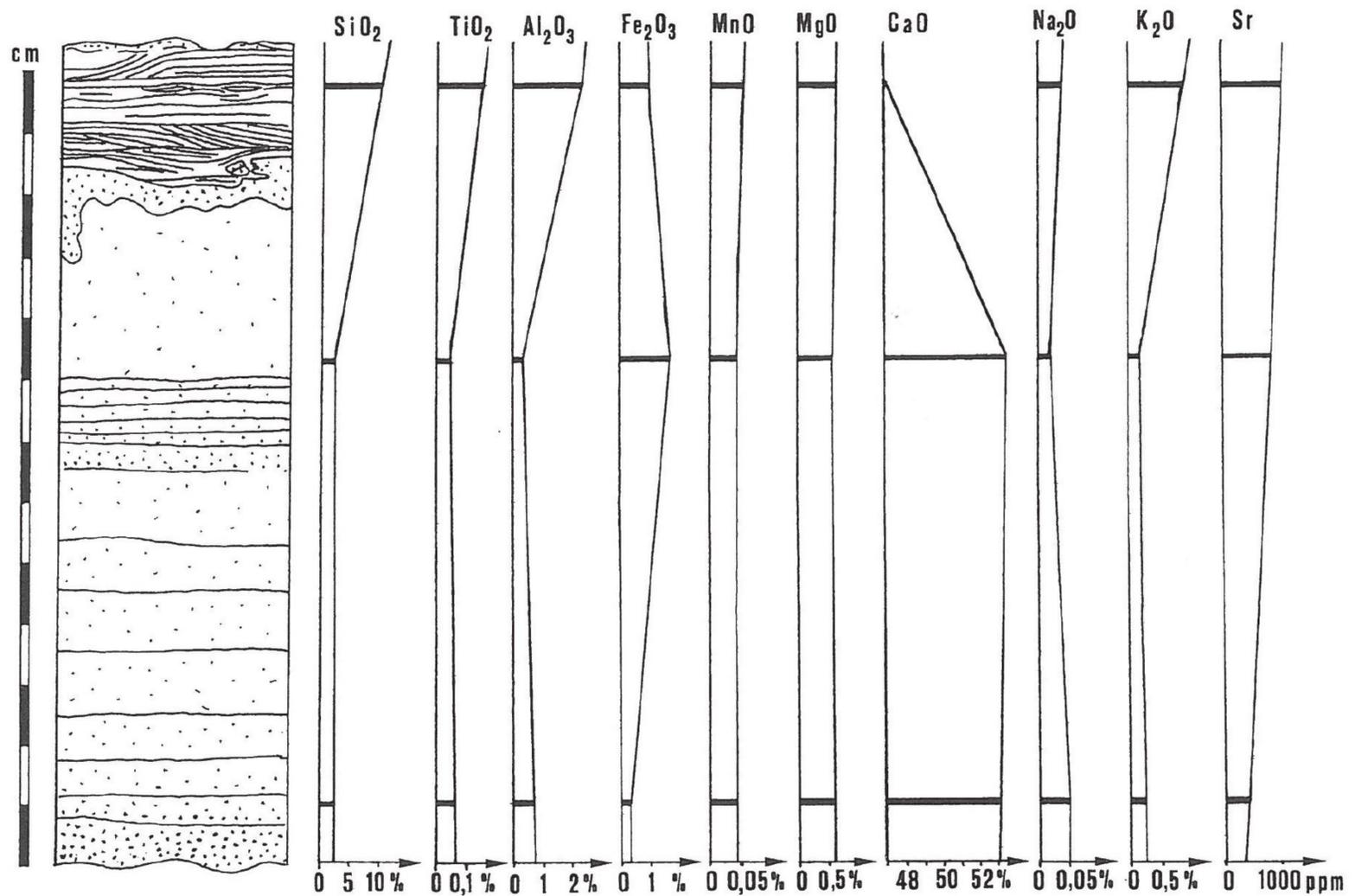


Abb. 6: Verteilung der Haupt-, Nebenelementoxide und von Sr innerhalb der Schicht 59 des Profils Oos 1 (im Topbereich mit kleiner Rinne und Schrägschichtung). Meßpunkte = fette Balken.

halb wurden in einem Fall auch innerhalb einer Bank mehrere Proben genommen (Abb. 6).

Die Korrelation der einzelnen Elemente in den Oos-Plattenkalk-Proben ist größtenteils linear (Abb. 5, außer P, Pb, Co, Sr, z. T. nicht dargestellt). Man kann daher davon ausgehen, daß die detritische Komponente durch den Karbonatgehalt lediglich „verdünnt“ wurde. Allerdings sind die Gründe hierfür nicht alleine darauf zurückzuführen, daß bei gleichem Detritusanteil eine unterschiedlich starke Karbonatsedimentation stattfand (BÖGER 1966).

Da der Zusammenhang der einzelnen Gruppen linear ist, kann man den Karbonatgehalt der Kalke mathematisch eliminieren. Dabei wird aus den chemischen Analysen der Einzelproben ein karbonatfreier Detritus berechnet, wobei folgende Vereinfachungen gelten

- CaO, MgO und SrO werden vollständig der Karbonatphase zugeordnet.
- Der Kalzit der Karbonatphase soll je 10 ppm Mn und Zn enthalten (WEDEPOHL 1972, 1978).
- Die chemischen Analysen der Karbonate der geochemischen Gruppe 3 sind nicht berücksichtigt, da bei diesen Gesteinen oft eine Verkieselung stattfand und der Detritusanteil daher nicht mehr genau bestimmbar ist.

Berücksichtigt man diese Punkte, so erhält man die in Tab. 5 mitgeteilten Werte.

Vergleicht man die errechnete Zusammensetzung des Detritus mit den Analysen von klastischen Silikatgesteinen und berücksichtigt zusätzlich die Gesamtgehalte der Karbonate in bezug zu anderen Karbonaten, so wird deutlich, daß der Oos-Plattenkalk bzw.

Tab. 5: Berechneter karbonatfreier Detritus aus der chemischen Durchschnittsanalyse des Oos-Plattenkalkes im Vergleich zu nahezu CaO-freien klastischen Gesteinen des Devon u. a. (Haupt- und Nebenelementoxide in Gew.-%, Spurenelemente in ppm, n. b. = nicht bestimmt).

	1.	2a.	2b.	3.	4.	5.	6.
Probenzahl	13	9	13	203	50	1	–
SiO ₂	65,12	56,37	61,40	60,50	59,62	74,78	77,60
P ₂ O ₅	0,39	0,09	0,08	0,12	0,16	0,16	n. b.
TiO ₂	1,17	0,84	0,91	0,89	0,86	0,64	n. b.
Al ₂ O ₃	19,28	18,67	18,56	17,40	20,93	10,50	7,10
Fe ₂ O ₃	7,22	7,59	5,59	3,20	5,89	4,34	1,70
FeO	–	–	–	3,50	–	–	1,50
MnO	0,30	0,13	0,12	0,10	0,10	0,48	n. b.
MgO	–	2,65	2,38	2,30	1,19	1,32	1,20
CaO	–	3,86	–	1,10	0,17	0,78	3,10
Na ₂ O	0,40	–	–	0,60	0,81	1,86	1,20
K ₂ O	5,99	3,55	3,89	3,80	4,56	1,04	1,30
Sr	–	83	48	n. b.	114	71	n. b.
Ni	278	80	72	n. b.	44	21	n. b.
Co	94	n. b.					
Cr	150	106	104	n. b.	n. b.	57	n. b.
Li	84	n. b.					
Pb	279	–	34	n. b.	n. b.	51	n. b.
Cu	181	–	52	n. b.	30	n. b.	n. b.
Zn	384	117	114	n. b.	78	270	n. b.

1. Detritus des Oos-Plattenkalks, errechnet.
2. Tonschiefer des unteren (a) und des oberen Profiltails (b) im Profil Stockum II (Grenze Devon/Karbon) nach KASIG & KATSCH & KOLLENBERG (1984).
3. Tonschiefer des Rhenoharzynikums (SCHULZ-DOBRICK 1975).
4. Steiger Schiefer (TOBSCHALL 1975).
5. Sandstein aus dem Profil Stockum II nach KASIG & KATSCH & KOLLENBERG (1984).
6. Durchschnittssandstein nach FÜCHTBAUER (1988).

der Detritus des Oos-Plattenkalks an Al, K, Ti, Fe, Ni, Cr, Pb, Cu und Zn mehr oder weniger stark angereichert ist. Ähnliche Anreicherungen werden häufig auf den Einfluß von Vulkanismus im Einzugsbereich der Ablagerungen zurückgeführt. Da im tieferen Frasnium in der näheren Umgebung nur aus der Lahn-Dill-Mulde Vulkanite bekannt sind, wird ein Einfluß aus diesem Bereich angenommen. Möglicherweise besteht auch ein Zusammenhang mit den Vulkaniten des östlichen Sauerlands, wo die Vulkantätigkeit aber schon in der *punctata*-Zone ausklang und selbst die postvulkanische hydrothermale Erzbildung nur noch bis in die mittlere *hassi*-Zone reichte (SUNKEL 1990). Da die beiden untersuchten Profile in stratigraphisch höhere Bereiche gehören (GRIMM & ROTHAUSEN 1992) ist eine Kontamination des Oos-Plattenkalkes vom Bereich der Lahn-Dill-Mulde aus wahrscheinlicher.

Im Gegensatz dazu können die Bentonitlagen (= Tuffe), die im Oos-Plattenkalk gefunden wurden (WINTER 1969) nicht mit dem Vulkanismus des rechtsrheinischen Schiefergebirges in Zusammenhang gebracht werden (mündl. Mittl. WINTER 1992). Wie bereits für

die unter-/mitteldevonischen Tuffe vermutet (WINTER 1977 b, 1981), kann man auch für die oberdevonischen Tuffe Förderzentren annehmen, die auf dem angrenzenden Old-Red-Festland lagen.

Da ein Einwehen von Pyroklastika aber sicherlich ein relativ kurzzeitiger episodischer Vorgang war, kann man dies nicht als Kontaminationsursache für den gesamten Oos-Plattenkalk annehmen. Auch kann man eine marine Verfrachtung von Schwermetallen aus dem Lahn-Dill-Gebiet wegen der ungünstigen Meeresverbindung (Abb. 1) ausschließen. Als Kontaminationsursache werden deshalb Verwitterungsprodukte von vulkanischen und pyroklastischen Ablagerungen des Lahn-Dill-Gebiets auf „Istaevonia“ aufgenommen. Der Transport ist fluviatil zu erklären. Der Detritus bestand aus relativ verwitterungsstabilen Mineralen wie Quarz und Glimmer, weniger verwitterungsstabilen Mineralen wie K-Feldspäten und Albit und einer Reihe von Schwermineralen wie Rutil, Ilmenit, Apatit, Zirkon u. a. Für Fe, Ni, Cr, Cu und Zn kommt wohl auch ein Transport in Verwitterungslösungen in Frage.

An Glimmern tritt in den Siliziklastgesteinen des Oos-Plattenkalks nur Muskovit als Serizit auf. Er konnte sowohl mikroskopisch als auch röntgendiffraktometrisch nachgewiesen werden und zeigt stets Übergänge zu Illit. Die Serizitführung innerhalb der Profile kann man den Abb. 3 und 4 entnehmen.

Als Tonminerale wurden hauptsächlich Illit und Chlorit, unregelmäßige Wechsellagerungen und Kaolinit sowie reliktscher Smektit gefunden. Dabei ist Illit weitaus am häufigsten. Zu ähnlichen Ergebnissen kam auch BÖGER (1966). BUGGISCH (1972) stellte bei der Untersuchung der Kellwasserkalke ebenfalls fest, daß im Bereich der Büdesheimer Mulde Illit häufiger auftritt als Serizit und führt dies auf eine geringe tektonische Beanspruchung der Gesteine zurück. Wahrscheinlich hat sich Illit aber auf Kosten von Smektit authigen gebildet. Dabei ist nach HELING (1988) bei hohen K^+ -Gehalten nur eine Temperatur von 20 bis 30° C erforderlich, während die Umwandlung von Kaolinit und Chlorit in Illit erst bei höherer Temperatur und höherem Druck im Bereich der Anchimetamorphose abläuft. Für diese Hypothese spricht auch, daß im Oos-Plattenkalk keine starke Diagenese angenommen werden kann (GRIMM 1991).

Nach HEIM (1990) bildet sich Smektit überwiegend durch die Verwitterung aus basischen bis sauren Pyroklastika und basischen Vulkaniten. HELING (1988) leitet sie hauptsächlich aus vulkanischen Gläsern und Glimmern ab. Dabei wird aus den Glimmern durch K^+ -Abgabe im alkalischen Milieu unter semiariden, terrestrischen Bedingungen leicht ein Smektit. Solche degradierten Glimmer können dann nach der Ablagerung im marinen Bereich bei K^+ -Zufuhr schon während der Frühdiagenese illitisiert werden.

Schwermetalle werden häufig in bituminösen Tonsteinen („black shales“) angereichert. Diese Anreicherung steht im Zusammenhang mit dem Angebot an Schwermetallen im Meerwasser und hängt zusätzlich von der Mobilität der einzelnen Elemente ab (mündl. Mitt. BRUMSACK 1991). Während eine starke Anreicherung von Einzelementen wie z. B. im Kupferschiefer oder vergleichbaren Ablagerungen im Oos-Plattenkalk nicht stattgefunden hat, kann man generelle Elementanreicherungen, wie sie in black shales vorkommen, beobachten. Um solche Elementanreicherungen zu erkennen, wird ein Diagramm benutzt, in dem die Element/Al-Verhältnisse des untersuchten Gesteins dem eines Vergleichsgesteins gegenübergestellt werden (Abb. 7). Als Vergleichsanalyse wurde in dieser Arbeit eine Durchschnittsanalyse von 277 Tonstein- und Schieferproben nach WEDEPOHL (1971) benutzt. Aus dem Diagramm (Abb. 7) kann man folgendes entnehmen:

- Na ist stark, Fe und Si sehr schwach abgereichert ($x/Al_{Oos} : x/Al_{Wedepohl} < 1$).
- Die Elemente Li, Ti, Cr, K sind schwach angereichert ($x/Al_{Oos} : x/Al_{Wedepohl} = 1-1,5$).

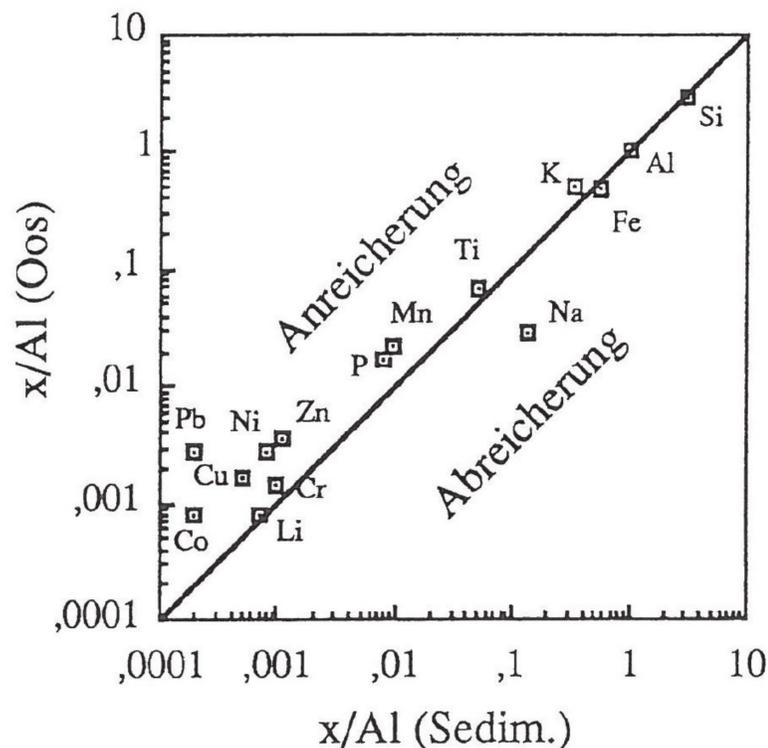


Abb. 7: Elementverhältnisse des Oos-Plattenkalks gegen die eines Vergleichsgesteins (beide als Al normiert, Vergleichsanalyse = Durchschnittsanalyse nach WEDEPOHL 1971).

- Die Elemente P, Mn, Zn, Cu, Ni und Co sind mäßig angereichert ($x/Al_{Oos} : x/Al_{Wedepohl} = 1,5-5$).
- Pb ist stark angereichert ($x/Al_{Oos} : x/Al_{Wedepohl} = 13,5$).

Anreicherungen dieser Art passen relativ gut zu Elementmustern von black shales. Solche Gesteine können in anoxischen Becken (= Schwarzmeermmodell) oder in Küstenbereichen mit aufsteigenden, nährstoffreichen Tiefenwässern (sogenannten upwelling-Bereichen) entstehen. Vergleicht man die für den Oos-Plattenkalk erhaltenen Elementanreicherungen mit Literaturdaten (Tab. 5), so muß man für das Ablagerungsmilieu des Oos-Plattenkalks ein anoxisches Bodenmilieu mit Beckencharakter annehmen. Upwelling als Ursache der Schwermetallanreicherungen scheidet aus, weil dafür die Anreicherungen des Oos-Plattenkalks mit Co, Ni, Cu, Zn, Pb und Cr zu hoch sind (Tab. 6).

Nach KUKAL (1980) kann man den Verwitterungsgrad von siliziklastischen Gesteinen an den SiO_2/Al_2O_3 -, Na_2O/K_2O - und Al_2O_3/Na_2O -Verhältnissen ablesen. So soll eine Zunahme des SiO_2/Al_2O_3 - und Na_2O/K_2O -Verhältnisses und eine Abnahme des Al_2O_3/Na_2O -Verhältnisses mit einer Zunahme an instabilem, chemisch unverwittertem Material gleichzusetzen sein.

VALETON & STÜTZE & GOLDBERY (1983) benutzen das SiO_2/Al_2O_3 -Verhältnis zur Charakterisierung der chemischen Verwitterungseinflüsse bei der Genese lateritischer Gesteine. Sie stellen die SiO_2/Al_2O_3 -Verhältnisse dieser Gesteine dem theoretischen Wert von reinem Kaolinit (= 1,2) gegenüber. An einer theoretischen Stabilitätsreihe an Mineralen von Ca-Plagioklas bis Quarz fällt jedoch auf, daß das SiO_2/Al_2O_3 -Verhältnis (wenn man Muskovit nicht berücksichtigt), mit der Zunahme der Verwitterungsstabilität ansteigt (Tab. 7). Bei der theoretischen Entwicklungsreihe von Kalifeldspat über Muskovit, Illit (Standartillit) und Kaolinit zu Gibbsit (Tab. 8) bei intensiver tropischer Verwitterung nimmt das SiO_2/Al_2O_3 -Verhältnis dagegen bis zur vollständigen SiO_2 -Abgabe ab.

Etwas schwieriger zu kalkulieren ist das Na_2O/K_2O -Verhältnis, da die Alkalioxide oft unter der Nachweisgrenze liegen und kein realer Zahlenwert mehr gefunden werden kann. Für die o. g. Stabilitätsreihe nimmt dieses Verhältnis zumindest teilweise mit der

Tab. 6: Anreicherungsfaktoren der auf Al normierten Elementverhältnisse von Black shales zu einem Referenzgestein im Vergleich zum Oos-Plattenkalk (kursiv gesetzte Elemente korrelieren innerhalb einer Spalte). (a) nach BRUMSACK (1986), (b) nach SAWLOWICZ (1991).

	<100-10	10-3	3-1	<1	
CTBE DSDP Site 367 (a)	Zn, Cu	<i>Ni, Co, Cr</i>	Pb	Mn	
CTBE Marocco (a)	Zn, Cu	<i>Cr, Ni</i>	Pb, Co	Mn	
U. Toarcium (Süddeutschland) (a)	-	<i>Zn, Cu, Ni, Mn, Pb</i>	<i>Co, Cr</i>	-	
Cenomanium/Turonium (Cismon/Italien) (b)	-	<i>Cu, Zn</i>	<i>Cr, Pb, Co</i>	<i>Mn, Li, Ni</i>	anoxische Becken
Oos-Plattenkalk	Pb	<i>Co, Ni, Cu, Zn</i>	<i>Ti, Mn, P, Li, Cr</i>	<i>Si, Fe, Na</i>	
Golf v. Californien (a)	-	-	Zn, Pb, Cu, Ni	Cr, Co, Mn	upwelling

Tab. 7: Stabilitätsreihe Ca-Plagioklas-Quarz nach VALETON (1988) mit $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ - und $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnissen.

	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$	Stabilität
Ca-Plagioklas (An_{90})	1,5	$x-\infty$	~ 31	↓ Zunahme
Albit (An_{05})	3,2	6,1	~ 2	
Kalifeldspat	3,5	0,05-0,6	<100	
Muskovit	0,8-2,6	0-0,07	<500	
Quarz	∞	∞	∞	

Tab. 8: Theoretische Entwicklungsreihe von Kalifeldspat zu Gibbsit bei Zunahme der chemischen Verwitterung unter humiden tropischen Klimaeinflüssen (nach Analysen aus SCHACHTSCHABEL et al. 1989, Tab. 2 u. 10).

	Kalifeldspat	Muskovit	Illit	Kaolinit	Gibbsit
		$\xrightarrow{-\text{K}_2\text{O}, -\text{SiO}_2, +\text{H}_2\text{O}}$	$\xrightarrow{-\text{K}_2\text{O}}$	$\xrightarrow{-\text{K}_2\text{O}, -\text{SiO}_2}$	$\xrightarrow{-\text{SiO}_2}$
$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	3,5	0,8-2,6	$\sim 2,0$	1,1-1,3	0
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	0,05-0,6	0-0,7	$\sim 0,006$	∞	∞
$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$	<100	<500	~ 655	∞	∞

Tab. 9: $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ - und $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnisse für die untersuchten Sedimente im Oos-Plattenkalk in Bezug zu bekannten siliziklastischen Ablagerungen.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
Probenzahl n	5	8	7	32	277	203	6
$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	3,33	3,97	4,54	8,86	3,52	3,47	3,18
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	0,05	0,10	0,27	0,53	0,44	0,15	0,06
$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$	66	50	14	5,6	10,4	29	142

1. Mittelwert der geochemischen Gruppe 1 der untersuchten Karbonate des Oos-Plattenkalks.
2. Mittelwert der geochemischen Gruppe 2 der untersuchten Karbonate des Oos-Plattenkalks.
3. Mittelwert der geochemischen Gruppe 3 der untersuchten Karbonate des Oos-Plattenkalks.
4. Arkose (= chemisch unverwittert) nach Analyse aus FÜCHTBAUER (1988).
5. Tone und Tonschiefer des Juras (chemische Verwitterung mäßig) nach Analyse aus MATTHES (1983).
6. Tonschiefer des Rhenoherynikums (chemische Verwitterung mäßig) nach Analysen von SCHULZ-DOBRICK (1975).
7. Kreidezeitliche Residualtone auf Granitgneis (Mortongneis, Minnesota, chemische Verwitterung stark) nach Analysen von LOUGHNAN (1969).

Stabilitätszunahme ab. Für die Entwicklungsreihe ist diese Tendenz von Kalifeldspat bis zum Illit ebenfalls erkennbar.

Die Veränderung des $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnisses stimmt bei den o. g. Beispielen noch am besten mit der Vorstellung von KUKAL (1980) überein. Jedoch werden hier schon bei Kalifeldspat relativ hohe Werte erreicht. Aus den genannten Punkten läßt sich folgendes schließen: An polymikten, siliziklastischen Gesteinen, die noch durch Ionenabgabe auf Verwitterungseinflüsse reagieren und bei denen eine Veränderung der oben genannten Verhältnisse noch möglich ist, kann man eine Abschätzung der Stärke der Verwitterung mittels des $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ - und $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnisses vornehmen. Für monomikte Zusammensetzung (z. B. Quarzsandstein), oder extrem stark verwitterte Gesteine (z. B. Bauxite) lassen sich jedoch nicht mehr alle drei Verhältnisse verwenden.

Aus dem Vergleich der verschiedenen Verhältnisse der geochemischen Gruppen untereinander und mit anderen Sedimenten (Tab. 9) kann man daher folgendes ablesen:

- Die chemischen Verwitterungseinflüsse auf den silikatischen Detritus nehmen von der geochemischen Gruppe 1 zu Gruppe 3 ab.
- Der silikatische Detritus der Oos-Plattenkalks wurde relativ rasch abgelagert und die oben genannten Verhältnisse diagenetisch fixiert. Dies gilt vor allem für den Detritus der Karbonate der geochemischen Gruppe 3, bei dem relativ unverwittertes Material zur Ablagerung kam.
- Die Sedimentation der Karbonate der geochemischen Gruppe 3 erfolgte relativ rasch, die der Karbonate von Gruppe 1 und 2 etwas langsamer. Die Sedimentationsgeschwindigkeit ist also, zumindest für die Karbonate, proportional zum Karbonatgehalt. Dies stimmt mit den von BÖGER (1966) gewonnenen Ergebnissen überein, jedoch beruhen diese auf Schlußfolgerungen aus einer Korrelation Karbonatgehalt/Bankdicke. Eine solche Korrelation ist im Oos-Plattenkalk jedoch nicht vorhanden.

4. Schlußfolgerungen

Aus den Einzelhinweisen der vielen untersuchten Elemente kann man folgendes schließen:

- Die Oos-Plattenkalke sind nach geochemischen Gesichtspunkten eher flachmarine Ablagerungen.
- Die Diagenese der Karbonate erfolgte durch frühe Sammelkristallisation in Bereichen mit unterschiedlichen Gehalten an karbonatischem Biodekritus. Die Karbonate der geochemischen Gruppe 1 (diagenetisch-konkretionäre Kalkbänke) entstanden in Bereichen mit geringem primären Karbonatgehalt. Als Ansatzstellen für die Karbonatfällung dienten z. B. Grabgänge mit höherer Porosität. Die geochemische Gruppe 3 (Kalkturbidite) entstand in Bereichen, die primär bereits aus Karbonatdetritus bestanden. Die geochemische Gruppe 2 vermittelt zwischen Gruppe 1 und 3.
- Das Diagenesesystem war mit Zunahme des Silikatdetritus eher geschlossen (Gruppe 1, 2), bei den Bioklastkalcken der geochemischen Gruppe 3 jedoch offen (außer bei früher Verkieselung).
- Das Diagenesemilieu war größtenteils reduzierend bei negativen Eh-Werten. Vor allem bei der geochemischen Gruppe 1 herrschten anoxische, stagnierende Diagenesebedingungen vor.
- Upwelling als Ursache für die anoxischen Bedingungen wird abgelehnt.
- Die Diageneselösungen stammen größtenteils aus der Aragonitlösung in den Zwischenschichten. Bei der geochemischen Gruppe 2 und verstärkt auch bei Gruppe 3 wurden wohl Mg-Kalzit und Kalzit gelöst.
- Der silikatische Detritus der Kalke unterlag keiner starken chemischen Verwitterung.
- Vor allem die Schwermetalle wurden wahrscheinlich aus vulkanisch-pyroklastischen Ablagerungen auf „Istaevonia“ zugeführt und stehen mit dem Lahn-Dill-Vulkanismus in Zusammenhang.

Schriften

- AL-HASMINI, W. S. (1976): Significance of Strontium distribution in some carbonate rocks in the Carboniferous of Northumberland, England. – *J. sediment. Petrol.*, **46**, 2, S. 369-376, 4 Abb., 3 Tab., Tulsa/Oklahoma.
- BACHMANN, M. (1965): Das Unter- und Mitteldevon im Latroper und Züscherener Sattel. – *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.*, **9**, S. 539-588, 13 Abb., 3 Taf., 1 Tab., Krefeld.
- BÖGER, H. (1966): Paläoökologische Untersuchungen an gebankten Kalken am Beispiel des Ooser Plattenkalks, Oberdevon I der Eifel. – *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, **88**, S. 307-326, 11 Abb., Stockholm.
- BOENIGK, W. (1983): Schwermineralanalyse. 159 S., 77 Abb., 4 Taf., 8 Tab., (Enke) Stuttgart.
- BRAND, U. & VEIZER, J. (1980): Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system – 1: trace elements. – *J. Sed. Petrol.*, **50**, S. 1219-1236, 13 Abb., Chicago.
- BRUMSACK, H. J. (1986): Trace metal accumulation in black shales from the Cenomanian/Turonian boundary event. – In: WALLISER, O. H. (ed): *Global bio-events. Lecture Notes in Earth Sciences*. **8**, S. 337-343, 3 Abb., 3 Tab., (Springer) Berlin-Heidelberg-New York.
- BUGGISCH, W. (1972): Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). – *Abh. hess. Landesamt Bodenforsch.*, **62**, 68 S., 19 Abb., 13 Taf., 6 Tab., Wiesbaden.
- (1980): Die Geochemie der Kalke in den Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, **36**, S. 101-111, 5 Abb., Klagenfurt.
- CAMPBELL, F. A. & LERBEKMO, J. F. (1965): Chemical composition of Mississippian carbonate rocks from Thornton Creek, Alberta. – *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, **13**, 2, S. 229-237, 5 Abb., 3 Tab., Calgary.
- CLAUSEN, C.-D. (1968): Das Nehden in der Budesheimer Teilmulde (Prümer Mulde/Eifel). – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **16**, S. 205-232, 5 Abb., 2 Taf., 3 Tab., Krefeld.

- FABER, P. (1980) Fazies-Gliederung und -Entwicklung im Mittel-Devon der Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). – Mainzer geowiss. Mitt., 8, S. 83-149, 11 Abb., 2 Tab., Mainz.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. 454 S., 68 Abb., 33 Taf., 57 Tab., (Springer) Berlin-Heidelberg-New York.
- FÜCHTBAUER, H. in: FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.) (1988): Sediment-Petrologie, Teil II, Sedimente und Sedimentgesteine, 4. Sandsteine. S. 97-184, 55 Abb., 16 Tab., (Schweizerbart) Stuttgart.
- FÜCHTBAUER, H. & RICHTER, D. K. in: FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.) (1988): Sediment-Petrologie, Teil II, Sedimente und Sedimentgesteine, 6. Karbonatgesteine. – S. 233-434, 158 Abb., (Schweizerbart) Stuttgart.
- GRIMM, M. C. (1991): Sedimentologie, Geochemie, Paläontologie, Biostratigraphie und Biofazies des Oos-Plattenkalks (Oberdevon/Büdesheimer Mulde/Eifel). Diplomarbeit, 297 S., 71 Abb., 17 Tab., 10 Taf., 6 Anlagen, Mainz. – [unveröffentl.].
- GRIMM, M. C. & ROTHAUSEN, K. (1992): Fossilinhalt und Biostratigraphie des Oos-Plattenkalks (Frasnium, Büdesheimer Mulde, Eifel, Deutschland). – Mainzer geowiss. Mitt., 21, S. 41-54, 1 Abb., 1 Tab., Mainz.
- HAPPEL, L. & REULING, H. Th. (1937): Die Geologie der Prümer Mulde. – Abh. senckenb. naturforsch. Ges., 438, 94 S., 17 Abb., 10 Taf., 4 Karten, Frankfurt a. M.
- HEIM, D. (1990): Tone und Tonminerale: Grundlagen der Sedimentologie und Mineralogie. 157 S., 31 Abb., 9 Tab., (Enke) Stuttgart.
- HELING, D. in: FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.) (1988): Sediment-Petrologie, Teil II, Sedimente und Sedimentgesteine, 5. Ton- und Siltgesteine. S. 185-231, 19 Abb., 3 Tab., (Schweizerbart) Stuttgart.
- KASIG, W. & KATSCH, A. & KOLLENBERG, W. (1984): Geochemische Untersuchungen im Profil Stockum II (Grenze Devon/Karbon) im Rechtsrheinischen Schiefergebirge (Sauerland/Deutschland). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 67, S. 143-155, 14 Abb., Frankfurt a. M.
- KREBS, W. (1962): Das Oberdevon der Prümer Mulde/Eifel unter Ausschluß der Dolomitfazies. – Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch., 90, S. 210-232, 1 Abb., 1 Taf., 2 Tab., Wiesbaden.
- (1974): Devonian carbonate complexes of Central Europe. – In: LAPORTE, L. F. (ed.): Reefs in time and space. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 18, S. 155-208, 25 Abb., 10 Tab., Tulsa/Oklahoma.
- KUKAL, Z. (1980): The sedimentology of Devonian and Lower Carboniferous deposits in the western part of the Nížký Jeseník Mountains, Czechoslovakia. – J. geol. Sciences, 34, S. 131-207, 31 Abb., 10 Taf., 16 Tab., Praha.
- LANGENSTRASSEN, F. (1983): Neritic sedimentation of the Lower and Middle Devonian in the Rheinische Schiefergebirge east of the river Rhine. – In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (ed.): Intracontinental fold belts. S. 43-76, 8 Abb., (Springer) Berlin-Heidelberg-New York.
- LOUGHNAN, F. L. (1969): Chemical Wethering of the Silicate Minerals. 154 S., 62 Abb., 42 Taf., (Elsevier) New York.
- MATTHES, S. (1983): Mineralogie – Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. 417 S., 157 Abb., 2 Taf., 13 Tab., (Springer) Berlin-Heidelberg-New York.
- MEISCHNER, D. (1964): Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentations-Becken. – In: BOUMA, A. H. & BROUWER, A. (eds.): Turbidites. Dev. Sedimentology, 3, S. 156-191, 5 Abb., 3 Taf., (Elsevier) Amsterdam-London-New York.
- MEYER, W. (1986): Geologie der Eifel. 614 S., 153 Abb., 13 Tab., 1 Beilage, (Schweizerbart) Stuttgart.

- MÜLLER, G. & GASTNER, M. (1971): The „Karbonat-Bombe“, a simple device for the carbonate content in sediments, soils and other materials. – *N. Jb. Mineral., Mh.*, 1971, (10) S. 466-469, 1 Abb., (Schweizerbart) Stuttgart.
- PAPROTH, E. & STRUVE, W. (1982): Bemerkungen zur Entwicklung des Givetium am Niederrhein. Paläogeographischer Rahmen der Bohrung Schwarzbachtal 1. – *Senckenbergiana lethaea*, 63, S. 359-376, 6 Abb., Frankfurt a. M.
- PAPROTH, E. & DREESEN, R. & THOREZ, J. (1986): Famennian paleogeography and event stratigraphy of northwestern Europe. – *Ann. Soc. géol. Belg.*, 109, S. 175-186, 8 Abb., Liège.
- REQUADT, H. & WEDDIGE, K. (1978): Lithostratigraphie und Conodontenfaunen der Wissenbacher Fazies und ihrer Äquivalente in der südwestlichen Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, 7, S. 183-237, 14 Abb., 3 Tab., Mainz.
- RICHTER, D. K. (1974): Entstehung und Diagenese der devonischen und permotriassischen Dolomite in der Eifel. – *Contr. Sedimentology*, 2, 101 S., 48 Abb., 3 Tab., (Schweizerbart) Stuttgart
- ROTHAUSEN, K. (1958): Die stratigraphische und paläogeographische Stellung der Mitteldevonkonglomerate des Schwarzbachtales (Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Jb.*, 75, S. 47-78, 17 Abb., Hannover.
- SAWLOWICZ, Z. (1991): Geochemistry of the black shales (Cenomanian-Turonian boundary event) from the Cismon, Italy. – *Terra abstracts*, 3, (1), S. 293, (Blackwell) Strasbourg.
- SCHACHTSCHABEL, P. & BLUME, H.-P. & BRÜMMER, G. & HARTGE, K.-H. & SCHWERTMANN, U. (1989): Scheffer/Schachtschabel: Lehrbuch der Bodenkunde. 12. Auflage, 491 S., 220 Abb., 1 Taf., 102 Tab., (Enke) Stuttgart.
- SCHMIDT, H. (1962): Über die Faziesbereiche im Devon Deutschlands. – *Symposium Silur/Devon Grenze 1960*, S. 224-230.
- SCHMINCKE, H.-U. (1988): Devonischer und karbonischer Vulkanismus bei Dillenburg und Herbornseelbach (Exkursion F am 8. April 1988). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, 70, S. 99-140, 31 Abb., 3 Tab., (Schweizerbart) Stuttgart.
- SCHULZ-DOBRICK, B. (1975): Chemischer Stoffbestand variszischer Geosynklinalablagerungen im Rhenoheryzynikum. Diss. Univ. Göttingen, 86 S., 15 Abb., 33 Tab. mit Anhang, Göttingen.
- SCHWEITZER, H.-J. (1990): Pflanzen erobern das Land. – *Kleine Senckenberg Reihe*, 18, 75 S., 90 Abb., 5 Tab., Frankfurt a. M.
- SIEBER, G. (1986): Zur Geologie in der Umgebung von Gräveneck, Aumenau und Wirbelau unter besonderer Berücksichtigung der meta-trachytischen Vulkanite. Diplomarbeit Univ. Frankfurt, 260 S., 68 Abb., 22 Tab., 7 Anlagen, Frankfurt a. M. – [unveröff.].
- STRUVE, W. (1961): Das Eifeler Korallenmeer. – *Aufschluß, Sonderheft*, 10, S. 81-107, 12 Abb., 1 Tab., Heidelberg.
- (1963): Das Korallenmeer der Eifel vor 300 Mio Jahren – Funde, Deutungen, Probleme. – *Natur u. Museum*, 93, S. 237-276, 23 Abb., Frankfurt a. M.
- (1990): Paläozoologie III (1986-1990). – In: ZIEGLER, W. (Hrsg.): *Wissenschaftlicher Jahresbericht 1988/89 des Forschungsinstituts Senckenberg*, Frankfurt am Main. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 127, S. 251-279, 9 Abb., Frankfurt a. M.
- SUNKEL, G. (1990): Devonischer submariner Vulkanismus im Ostsauerland (Rheinisches Schiefergebirge): Vulkanaufbau, Magmenzusammensetzung und Alteration. – *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, 34, 250 S., 96 Abb., 11 Taf., 17 Tab., Bochum.
- TOBSCHALL, H. J. (1975) Geochemische Untersuchungen zum stofflichen Bestand und Sedimentationsmilieu paleozoischer mariner Tone: Die Gehalte der Hauptelemente und der Spurenelemente Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb und Ba in den Steiger Schiefen

- (Vogesen). – *Chemie der Erde*, **34**, (2), S. 105-167, 19 Abb., 28 Tab., 3 Tab. im Anhang, (Gustav Fischer) Jena.
- USDOWSKI, H. E. (1970): Magnesium-Biogeochemistry. – In: WEDEPOHL, K. H.: *Handbook of Geochemistry*. Vol. II, 1, 12-L-1–L-3, 2 Abb., 3 Tab., (Springer) Berlin-Heidelberg-New York.
- VALETON, I. (1988) in: FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.) (1988): *Sediment-Petrologie, Teil II, Sedimente und Sedimentgesteine*, 2. Verwitterung und Verwitterungslagerstätten. S. 11-68, 49 Abb., 10 Tab., (Schweizerbart) Stuttgart.
- VALETON, K. & STÜTZE, B. & GOLDBERY, R. (1983): Geochemical and mineralogical investigations of the Lower Jurassic flint-clay bearing Mishhor and Ardon formations, Makhtesh Ramon, Israel. – *Sedimentary Geology*, **35**, S. 105-152, 24 Abb., 7 Tab., (Elsevier) Amsterdam-Oxford-New York.
- WEDEPOHL, K. H. (1971): Environmental Influences on the Chemical Composition of Shales and Clays. – *Physics and Chemistry of the Earth*, **8**, S. 307-333, 6 Abb., 7 Tab., (Pergamon Press) Oxford-New York-Braunschweig.
- (1972): Zinc-Abundance in common sediments and sedimentary rocks. – In: WEDEPOHL, K. H.: *Handbook of Geochemistry*. Vol. II, 3, 30-K-1–K-13, 3 Abb., 6 Tab., (Springer) Berlin-Heidelberg-New York.
- (1978): Manganese-Abundance in common sediments and sedimentary rocks. – In: WEDEPOHL, K. H.: *Handbook of Geochemistry*. Vol. II, 3, 25-K-1–K-17, 3 Abb., 5 Tab., (Springer) Berlin-Heidelberg-New York.
- WINTER, J. (1969): Stratigraphie und Genese der Bentonitlagen im Devon der Eifeler Kalkmulden. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **16**, S. 425-472, 10 Abb., 6 Taf., 5 Tab., Krefeld.
- (1977 a): 3. Fazies und Paläogeographie des Eifeler Mitteldevons mit Exkursionbeispiel aus der Hillesheimer Mulde. – In: MEYER, W. & STOLTIDIS, I. & WINTER, J.: *Exkursionsbericht: Geologische Exkursion in den Raum Weyer – Schuld – Heyroth – Niederehe – Üxheim – Ahütte*. – *Decheniana*, **130**, S. 328-334, Abb. 4, Bonn.
- (1977 b): „Stabile“ Spurenelemente als Leit-Indikatoren einer tephrostratigraphischen Korrelation (Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, Eifel – Belgien). – *Newsl. Stratigr.*, **6**, (3), S. 152-170, 5 Abb., 4 Tab., (Borntraeger) Berlin-Stuttgart.
- (1981): Exakte tephrostratigraphische Korrelation mit morphologisch differenzierten Zirkonpopulationen (Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, Eifel – Ardennen). – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **162**, (1), S. 97-136, 9 Abb., (Schweizerbart) Stuttgart.
- WIRSING, G. (1988): Mikrofazielle und diagenetische Entwicklung einer oberjurassischen Karbonatabfolge (Weißjura Beta bis Delta 4, Mittlere Schwäbische Alb) mit Berücksichtigung der chemischen Diagenese ausgewählter karbonatischer Bestandteile. – *Heidelberger geowiss. Abh.*, **15**, 337 S., 71 Abb., 20 Taf., 10 Tab., Heidelberg.
- ZIEGLER, W. & SANDBERG, Ch. A. (1990): The late Devonian standard conodont zonation. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **121**, 115 S., 11 Abb., 17 Taf., 7 Tab., Frankfurt a. M.

Anschrift des Autors: Diplom-Geologe MATTHIAS C. GRIMM,
Johannes-Gutenberg-Universität, Institut für Geowissenschaften, Paläontologie, Postfach,
D-55 099 Mainz.

Manuskript eingegangen am 25. 8. 1992.