

Ferner wurde am Sandruper Baggersee 1960 ein Altvogel am 5. und 13. 8. im selben Teil, am 20. 8. in einem etwa 50 m weiter liegenden Teil der Kolonie gefangen (He 9 824 961). Daraus ist zu folgern, daß beim Fang an Brutröhren einer Kolonie die Vögel nicht mit Sicherheit als Brutvögel angesprochen werden können.

Einzelheiten zu diesem Umherstreifen ausgewachsener Uferschwalben und Übernachten in verschiedenen Kolonien sind noch nicht bekannt.

Die größte zeitliche Differenz zwischen Beringungs- und Wiederfangdatum beträgt 3 Jahre. Auch die der Vogelwarte Helgoland gemeldeten Funde anderer westfälischer Uferschwalben überschreiten diese Zeitspanne nicht.

Anschriften der Verfasser: Dr. Martin Berger, 517 Jülich, Röntgenstraße 3; Manfred Kipp, 454 Lengerich, Niederlengerich 259.

Westfalen zur Kreidezeit. Ein paläogeographischer Überblick

I. Die Oberkreide

H. Arnold, Krefeld

Kreidezeitliche Gesteine stehen in keinem Teil Mitteleuropas in so großer Flächenausdehnung an wie in der Südhälfte des Landes Niedersachsen und vor allem in Westfalen. Im Münsterland und in seinen Randgebieten ist hauptsächlich die Oberkreide verbreitet, dagegen im Bereich des Niedersächsischen Beckens die Unterkreide. Zum Beispiel bedecken die Schichten der münsterländischen Oberkreide über 10 000 qkm; das Niedersächsische Becken ist genauso groß. — Wo die Oberkreide mächtig ist, fehlt (fast) die Unterkreide, und umgekehrt.

Obwohl nicht einmal vollständig ausgebildet, ist die Oberkreide über dem gefalteten Karbon des Untergrundes die einzige mächtige Formation, und sie stellt in ihrer meist flachen, teils aufgerichteten Lagerung das wesentliche landschaftsbildende Element des Münsterlandes dar.

In den letzten 15 Jahren wurden die paläontologischen Grundlagen der biostratigraphischen Gliederung der Kreide (Abb. 1) größtenteils revidiert; allerdings ist darin in Zukunft noch viel Arbeit zu leisten. Die Cephalopoden bilden die Hauptpfeiler der Biostratigraphie, von ihnen für große Abschnitte der Unter- wie der

Stufe	Zone (SEITZ 1952, 1953)	Pia-Stufen (Internat. Gliederung)	C. SCHLÜTER (1876)	Baumberge	Beckum	Abk.	Tekton. Phasen	
Campan	Obercampan	(6)	Obere Mukronaten-Kreide	Obere Baumberger Schichten	-----	kca ₆	? Peimter Ph.	
		(5)				Unt.		-----
	Untercampan	(4)	Obere Mukronaten-Kreide	Obere Osierwicker Schichten	Coesfelder Schichten	Vorhelmer Sch. Beckumer Sch.		kca ₄
		(3)						Untere Mukronaten-Kreide
		(2)	Obere Quadraten-Kreide	Obere Osierwicker Schichten	Dülmener Schichten	-----		kca ₂
		(1)						Untere Quadraten-Kreide
Santon	„Obersanton“	(4)	„Untere Quadraten-Kreide“	Halterner Sande	-----	ksa ₄	Wernigeröder Ph.	
	Ob. Mittel-santon	(3)				Recklinghäuser Sandmergel		ksa ₃
	Unt.	(2)				-----		ksa ₂
	Untersanton	(1)				-----		ksa ₁
Coniac	Oberconiac	(3)	Emscher	-----	-----	kcc ₃	Jlseder Ph.	
	Mittelconiac	(2)				-----		kcc ₂
	Unterconiac	(1)				-----		kcc ₁
Turon	Oberturon	(4)	(<i>cuvieri</i> -)	Turon	-----	kt ₄		
	Ob. Mittel-turon	(3)	(<i>striatoconc.</i> -)			kt ₃		
		Unt.	(2)			(<i>brongniarti</i> -)		kt ₂
	Unterturon	(1)	(<i>mytiloides</i> -)			kt ₁		
Cenoman	Höheres Cenoman	(3)	(<i>plenus</i> -Zone)	Cenoman	-----	kc ₃		
	Tieferes Cenoman	(1/2)	(<i>Pecten asper</i>)			kc _{1/2}		
Alb	Mittel-u. Oberalb					kl		

Abb. 1 Die Gliederung der westfälischen Oberkreide

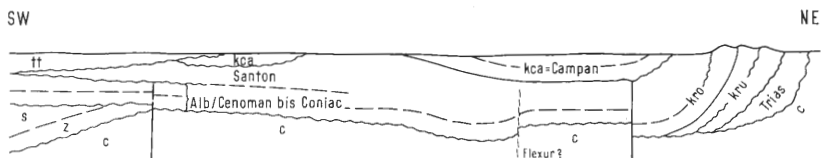


Abb. 2 Schema der Transgressionen im Münsterland
 Wellenlinie = Transgressionshorizont tt = Tertiär kro = Oberkreide
 kru = Unterkreide s = Buntsandstein z = Zechstein c = Oberkarbon

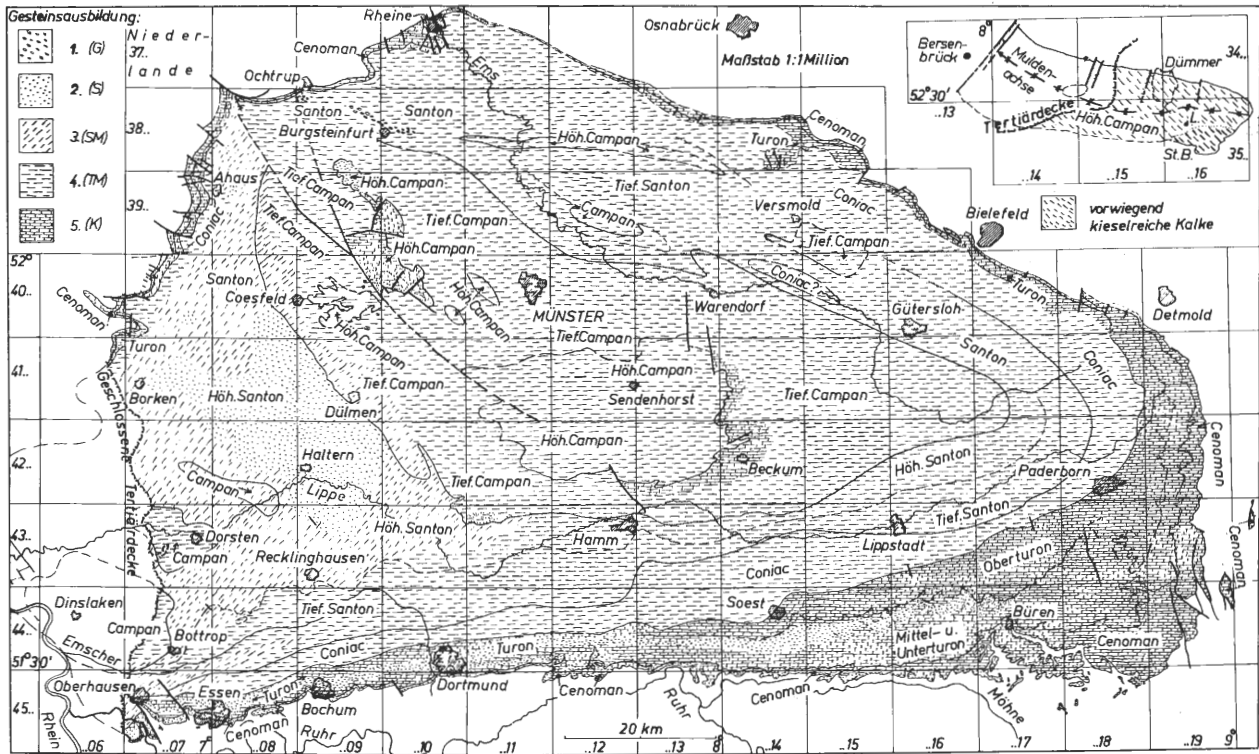


Abb. 3 Übersichtskarte der Münsterländer Oberkreide

1 = Geröllhaltige Sedimente 2 = vorwiegend Sande 3 = Mergelsande bis Sandmergel 4 = vorwiegend Tonmergel 5 = vorwiegend Mergelkalkstein bis Kalkstein

Oberkreide die Belemniten. Aber seit etwa 1930 wurden zunehmend auch die der Mikrofauna zuzurechnenden Tiergruppen, wie Foraminiferen und Ostracoden, zur Gliederung herangezogen. Der Anstoß hierzu ging von der Erdölindustrie aus, da die häufig allein vorliegenden Spülproben naturgemäß keine Megafauna führen; ähnliches gilt für die Bohrkerne, in denen Großfossilien selten zu finden sind. Für die Gliederung der Oberkreide spielen die dort häufigen Inoceramen, deren Arten einander rasch ablösen, eine wichtige Rolle. Sie sind fast ebensowenig faziesgebunden wie die Ammoniten, deren leere Gehäuse besonders weit verdriftet sind.

Im Oberkreidegebiet des Münsterlandes (Abb. 3), das auf dem Nordsporn der Rheinischen Masse gelegen ist, wurden 1 000—2 000 m mächtige Schichten der Oberkreide (bis zur Oberkante des Campans) abgelagert; im Südwesten sind es wegen vieler Schichtlücken kaum 500 m. Diese Mächtigkeiten sind an den Beckenrändern oft reduziert; von den jeweils jüngsten Schichten ist (gerade auch dort) ein Großteil erodiert.

Den Ablagerungsgebieten der Oberkreide (im Süden) und der Unterkreide (im Norden) gemeinsam ist der höhere Teil des Albs; seine Schichten lagerten sich seit der zunächst zögernden, südostwärts gerichteten Transgression ab, die im Cenoman einen ersten Höhepunkt erreichte. Im Mittelalb begann diese umfassende Meeresüberflutung, die sich im Oberalb und Cenoman fortsetzte und auch von vielen anderen Teilen Europas, so aus der dänisch-polnischen Senke, bekannt ist. Sie hinterließ an ihrer Basis (z. T. mergelige) Glaukonitsande wechselnder Mächtigkeit, die stellenweise sogar konglomeratisch sind. Diese Transgressionszeugen ziehen diachronisch durch mehrere Zonen des Albs und Cenomans hindurch; bei Essen z. B. begann die Sedimentation mit dem höheren Teil des Cenomans. Die Grünsande fehlen natürlich dort, wo eine kontinuierliche Auflagerung auf älterem Alb vorliegt, so im nördlichen Münsterland. Die Grenze zwischen Unter- und Oberkreide bedarf auch hier noch genauere Festlegung, vor allem mittels Cephalopoden.

Wie in der Unterkreide, so lassen sich auch in der Oberkreide des Münsterlandes die eintönigen Ablagerungen eines „Hauptbeckens“ (zwischen Rheine und Paderborn) und die vielfältigen Faziesgebiete des küstennahen Südwestens des Münsterlandes unterscheiden, die besonders deutlich von der Coniac/Santon-Wende an zu erkennen sind. Ich beschreibe erst das Hauptbecken, darauf den SW-Zipfel des Oberkreidebeckens und zuletzt die Zwischenzone.

Im Hauptbecken herrschte im Cenoman eine mergelig-kalkige bis zunehmend kalkige Sedimentation, während im Turon helle, reinere Kalksteine über Kalkmergelsteinen überwiegen. Der Oberteil der rhotomagensis-Schichten und die plenus-Zone sind sehr

fossilarm. Das Unterturon ist als grauer Mergelkalk und Buntpläner (früher: „Rotpläner“) entwickelt. Das Turonmeer griff offensichtlich weit über das nordöstliche Sauerland hinweg bis südlich des Kellerwaldes. Im jüngsten Oberturon schlägt die Sedimentation um, von Kalken zu Tonmergeln, die durch das ganze Coniac, Santon und tiefere Campan gleichmäßig durchhalten. Nach den Schlumbergerkurven (der geoelektrischen Bohrlochvermessung) wurden sie nur ganz gelegentlich von schwach ausgeprägten, geringmächtigen Kalkmergellagen unterbrochen. Auch das höhere Campan liegt in Mergelfazies vor, und zwar teilweise als Kalkmergel, in die gelegentlich dünne Kalksandsteinbänke eingelagert sind. — Im Turon von Halle i. W. wurde eine mehrere Zonen umfassende, aber lokal beschränkte subaquatische Gleitung aufgedeckt, die Texturänderungen fast metamorphen Charakters verursacht hat. Weitverbreitet sind im Gebiet von Beckum (aber auch in den Baumbergen) „Herpolithe“, Zeugen subaquatischer Rutschungen, mitten im Campan in mehreren Lagen. Die Tonmergel des Campans von Beckum und Umgebung scheinen alle Turbidite zu sein, sogar die weit verbreiteten Vorhelmer Schichten, die höchsten Kreideschichten südöstlich von Münster.

Die Megafauna der Oberkreide ist hier arm, von etwas häufigeren Inoceramen, taxodonten Muscheln und kleinen Turmschnecken abgesehen.

Die mächtigste Oberkreideentwicklung, etwa 2 000 m Sediment, liegt in einem Streifen, der parallel zum Teutoburger Wald 10—12 km südwestlich von ihm verläuft. In der Bohrung Münsterland 1 in der Beerlage (an der Westgrenze des Gebietes gelegen) wurde eine fast 1 800 m mächtige Folge von Kreidegesteinen sehr gleichmäßiger Ausbildung durchmeißelt: Unter 1 500 m Mergeln folgen 210 m Mergelkalke und 80 m Tonmergel und Sandstein.

Die Oberkreidefolge im äußersten Südwestzipfel des Münsterländer Kreidegebietes, bei Essen und Bottrop, ist dagegen stark reduziert. Abgesehen von späterer Erosion im Ausstrich der Schichten, sind die Mächtigkeiten hier primär geringer gewesen, und außerdem traten große Schichtlücken auf. Typisch für dieses Gebiet ist die Beimengung oder das Vorherrschen von (z. T. mergeligen) Grünsanden feinen Kornes. Das gesamte Cenoman ist hier grünsandig ausgebildet, der es vom Turon trennende plenus-Kalk ist oft nur als dünnes Band oder Knollenlage entwickelt. Das tiefere Turon liegt ebenfalls in Grünsandfazies vor, wenn es nicht (postsedimentär) gleichermaßen erodiert wurde. Nur die Sedimente des Oberturons liegen als festeres Gestein vor, nämlich als feinstsandiger Mergelkalkstein. Die Ablagerungen des Coniacs sind sehr ähnlich, aber toniger und oft glaukonitreicher entwickelt. Der „Emschergrünsand“ an der Wende vom Coniac zum Santon ist mergelig und unverhältnis-

mäßig fossilarm. Während des Santons wurden fossilreiche, glaukonit-haltige, feinstsandige Mergel sedimentiert, die teilweise als mergelige Feinsande (meist mit Kalksandbänken) ausgebildet sind. Nach einer Schichtlücke, die den größten Teil der patootensis-Schichten umfaßt, transgrediert dort das Campan, erst der älteste Teil, dann (nach einer abermaligen Schichtlücke) auch das jüngere. Viele dieser Schichten sind fossilarm. — Ob die patootensis-Schichten dem Santon oder dem Campan zuzurechnen sind, ließ sich im Münsterland nicht entscheiden.

Die *Zwischenzone*, der Streifen zwischen dem küstennahen Gebiet im Südwesten und dem „Hauptbecken“ im Nordosten (mit seiner kalkigen bis mergeligen Ausbildung) wird von einem faziellen Übergangsbereich eingenommen, das sich etwa von Ahaus bis Dortmund erstreckt. Dort sind Cenoman und Turon ziemlich vollständig, und zwar meist mergelig-kalkig bis rein kalkig entwickelt. Dieser Folge sind — außer dem cenomanen Essener Grünsand — noch 2 weitere Grünsandlagen (eigentlich grünsandreiche Mergelkalke) im tieferen Teil des Turons zwischengelagert, unten der Bochumer Grünsand und höher der Soester Grünsand. Die Grünsandfazies des Turons endet im Norden etwa an der heutigen Lippe, im Osten keilen alle Grünsande am jetzigen Kreidesüdrand langsam aus und werden durch Plänerkalke ersetzt. Außer den Grünsanden kommen sowohl im Mittelcenoman wie auch im lamarcki-Turon horizontbeständige, dünne Hornsteinlagen vor. Das Coniac ist ebenso wie das tiefere Santon tonig-mergelig mit geringer Feinsandbeimengung ausgebildet, im höheren Santon treten weitflächig Mergelsande (meist mit Kalksandbänken in dichter Folge = Recklinghäuser Sandmergel) auf. Sie werden von mergeligen bis reinen Sanden überlagert, den Halterner Sanden; diese können so rein werden, daß sie als Glassande verwendet werden können. Gröberklastische Lagen santonen Alters findet man außer im Südwesten lokal auch im Norden des Münsterlandes, nämlich bei Ochtrup und Burgsteinfurt. Die tiefcampanen Dülmener Schichten wiederholen die Fazies der Sandmergel mit Kalksandsteinbänken. Die Schichten des mittleren und höheren Campans sind im Gebiet der Baumberge alle mehr oder weniger glaukonitisch ausgebildet mit wechselnden Gehalten an Fein- und Mittelsand. Sie stellen meist unreine Kalkmergel und Mergelkalke dar, örtlich kommen aber auch Ton- und Sandsteine vor; die Lithofazies wechselt engräumig. Von (kalkigen) Sandsteinen sind der Billerbecker Grünsandstein und der Baumberger Werksandstein die bekanntesten. Sediment aus der Maastrichtzeit ist nicht bekannt, auch nicht in Erosionsresten oder als Spaltenfüllung. Bis auf die reinen Halterner Sande ist diese Schichtfolge nicht fossilarm. — Die vollständigste Ausbildung der Oberkreide liegt im NE-Teil dieses Zwischenstreifens, etwa 30 km südwestlich vom Muldentiefsten.

Außerhalb des Münsterlandes kommt Campan noch nördlich des Wiehengebirges als Füllung der D a m m e r M u l d e (Abb. 3) vor. Es ist meist unter Tertiär und Quartär tief begraben und taucht nur im ESE in den Steweder Bergen auf. Dort beginnt es mit dem fast ältesten Campan und reicht etwa bis zu seiner jüngsten Stufe. An der Basis ist es als (größenteils abbauwürdiges) Eisentrümmererz aus aufgearbeiteten unterkreidezeitlichen Toneisensteingeoden ausgebildet. Der Steweder Berg gehört ins Obercampan und besteht aus einem stark kieseligen, sehr porösen Kalkstein mit reicher Flora und Fauna. Kleine eingelagerte Kohlebröckchen stammen aus dem Oberkarbon (Horster Schichten) bei Orsoy-Budberg (Niederrhein). In den Steweder Bergen ist besonders das polyplacum-Campan vertreten; in der Dammer Mulde ist die ganze Folge Campan 2—6 verbreitet.

Die T e k t o n i k hat germanotypen Charakter und ist im Bereich der Rheinischen Masse fast stets postum. An den Rändern der Großschollen treten starke Schrägstellungen, Flexuren und streichende Überschiebungen auf, die manchmal fast alpinotypen Charakter haben, besonders am Südrand des Emslandes und an den Südketten des Teutoburger Waldes von Lengerich bis gegen Bielefeld-Brackwede hin. — Innerhalb des Münsterlandes finden sich einige größere Verwürfe, im nördlichen Ruhrgebiet pausen sich Störungen aus dem Karbon durch (Abb. 3).

Austrische Bewegungen lassen sich nicht nachweisen, das Meer der Oberalb-Cenoman-Zeit ingradierte über eine recht flache, stetig abtauchende Landschaft und modellierte nur ganz im SW des Münsterlandes wenige Klippen heraus. Ziemlich unbedeutend sind im Münsterland die Bewegungen der subherzynen Gebirgsbildungen: Die Ilseder Phase im Oberconiac läßt sich im Bereich der Bruchfalten an der unteren Lippe nachweisen; die Wernigeröder Phase im Obersanton machte sich — außer durch starke Sandschüttungen aus NNW an der unteren Lippe mit einem Eisentrümmererzhorizont — durch ungleichförmige Auflagerung der altcampanen Bottroper Mergel bemerkbar. Am Weseker Sattel sind bei Coesfeld epirogenetische Mächtigereduktionen im höchsten Turon und im Untersanton erkennbar. Deutlicher scheinen die Transgressionen (Abb. 2) zur Oberkreidezeit im Emsland zu sein, wo sie auf epirogene Bewegungen zurückgeführt werden. Die laramischen Phasen (an der Kreide/Tertiär-Grenze) sind es vielleicht, die die Hebung der Nordwestfälisch-Lippischen Scholle (an der Jura/Kreide-Grenze um 2—3 km) bewirkt haben. Sicher läßt sich dies noch nicht beweisen, da dort erst (ungefaltetes) Oberoligozän den Zeitpunkt darstellt, vor dem diese Bewegungen erfolgt sein müssen.

Die Campan-Vorkommen, bzw. im Innern der Münsterschen Bucht das höchste Campan, bilden alle WNW-ENE streichende

Mulden oder Muldengräben, so die drei Mulden im SW bei Dorsten, das Obercampan der Baumberge, das Campan von Westbevern und von Ladbergen, und jenseits der Nordwestfälisch-Lippischen Scholle die Dammer Mulde. Sie liegen in einer SW-NE streichenden Muldenzone, die auf das „Hamburger Senkungsfeld“ zielt und eine tektonische Analogie zur Eifeler N-S-Zone bildet.

Auch in der weiteren Umgebung des münsterländischen Oberkreidegebietes wirkte sich die subherzynen Unruhe aus: In den Gebieten von Maestricht—Aachen und von Erkelenz transgrediert das Campan, am linken unteren Niederrhein (fragliches) Maestricht, und nördlich des Wiehengebirges in der Dammer Mulde das Obercampan.

Ähnliche Gesteinsausbildungen wie im SW-Dreieck des Münsterlandes finden wir im subherzynen Gebiet, wo aber die Diskordanzen am kräftig aufsteigenden Harz viel stärker in Erscheinung treten. Die Oberkreide des Emslandes ist (von Schichtlücken abgesehen) fast gleich ausgebildet wie die des Münsterlandes. Gar keine Ähnlichkeit besteht aber mit der Schreibkreideausbildung Norddeutschlands und der Ostsee, auch die Mächtigkeitsrelationen sind hier und dort ganz andere. Lediglich in der Umgebung von Ahaus finden sich im tiefen Turon poröse, aber hochprozentige Kalke, die der Schreibkreide ähnlich sind.

Über das Klima der Kreidezeit läßt sich bisher wenig Sicheres sagen, benthonische Tiergruppen geben nur über die Temperaturverhältnisse am Meeresgrund Auskunft, und die Sauerstoffisotopen-Methode ist noch zu unsicher und hier zu selten angewendet. Nach der Fauna zu urteilen, könnten Meeresverbindungen im Santon und tieferen Campan nach SW hin bestanden haben, auf jeden Fall aber nach E zum subherzynen Oberkreidegebiet, mit der faunistisch die größte Ähnlichkeit besteht. Das Meer der Oberkreidezeit scheint aber, jedenfalls im Cenoman-Turon und im (höheren) Campan, wärmer als in der Unterkreidezeit gewesen zu sein. Dies könnte besonders für die flache SW-Ecke zutreffen, bzw. nur dort sind strandnahe Bildungen mit wärmeliebenden Faunen erhalten. Im Turon bestanden sicher weitreichende Meeresverbindungen innerhalb von Norddeutschland besonders nach N und E hin. Im Santon und an seiner Grenze zum Campan finden wir dort einige wenige mediterrane Meerestiere. Die Krefelder Schwelle trennte das Münsterland aber vom Meeresgebiet (der Campan- und Maestrichtzeit) bei Goch und Geldern sowie von Erkelenz und Aachen—Maestricht. Die Regression des Oberkreidemeeres aus dem Münsterland (gleichzeitig aus der Dammer Mulde) macht sich durch die Grünsandfazies und die Turbidite im hohen Campan bemerkbar; das Maestricht hat wohl primär gefehlt.

Literatur
(in Auswahl)

Arnold, H., Bode, H. & Wortmann, H., mit Beiträgen von H. Karrenberg und R. Teichmüller: Großblatt Münster C 4310 1 : 100 000 mit Erläuterungen, 1 Kte., 323 S., 4 Taf., 29 Abb., 12 Tab., Krefeld (Geol. L.-Amt) 1960 (darin 23 S. Oberkreide und ausführl. Lit.) — Andres, J. u. a.: Die Aufschlußbohrung Münsterland 1. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 11, 568 S., 48 Taf., 131 Abb., 64 Tab., Krefeld 1963 (darin 6 einschlägige Arbeiten) — Arnold, H. u. a.: Die Kreide Westfalens. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 7, 748 S., 77 Taf., 166 Abb. 35 Tab., Krefeld 1964 (darin 24 einschlägige Arbeiten m. 2 Kten. u. ausführl. Lit.) — Arnold, H.: Der Untergrund des Coesfelder Raumes, besonders nach den Ergebnissen der Tiefbohrung Münsterland 1. — Festband 150 Jahre Landkreis Coesfeld, im Druck. — Arnold, H., mit einem Beitrag von W. Knauff: Das Obercampan des Steweder Berges bei Haldem und seine Fauna. — Veröff. Übersee-Museum Bremen, im Druck.

Anschrift des Verfassers: Dr. Hellmut Arnold, 415 Krefeld, Am Hohen Haus 20.

Wiederentdeckung des Laufkäfers
Carabus variolosus F. im Arnsberger Wald

F. u. I. Weber, Münster

Carabus variolosus ist eine montane, hygrophile Art, die in Deutschland regelmäßig im Alpenvorland gefunden wurde. Im 19. Jahrhundert war der Käfer auch weiter nördlich in Württemberg, Baden, im Rheinland, in Niedersachsen (Deister, Süntel, Lüneburger Heide) sowie in Westfalen (zwischen Teutoburger Wald und Weser sowie im Arnsberger Wald) nicht selten. Im 20. Jahrhundert wurden jedoch aus dem deutschen Mittelgebirge bisher nur wenige Funde gemeldet, aus dem Gebiet nördlich des Mains lediglich 3 (bei Gifhorn 1912, nach Horion 1941; Möllenbeck bei Rinteln 1947, Illies 1949; Holzmühle bei Springe 1950 bis 1955, Gersdorf u. Kuntze 1957). Der letzte Fund im Arnsberger Wald wurde 1891 gemacht (Horion 1941).

Als Grund für das Zurückgehen der extrem stenöken Art wird die Vernichtung ihrer Biotope angesehen. *C. variolosus* kommt auf sumpfigen Waldlichtungen, am Ufer von Waldtümpeln, auf nassen Waldwiesen usw. vor (zitiert nach Frevel 1961), die zum großen Teil durch die moderne Waldbewirtschaftung beseitigt wurden. Imago und Larve sind in hohem Maße an die Umweltbedingungen solcher

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Natur und Heimat](#)

Jahr/Year: 1966

Band/Volume: [26](#)

Autor(en)/Author(s): Arnold Hellmut

Artikel/Article: [Westfalen zur Kreidezeit. Ein paläogeographischer Überblick 61-69](#)